

## II.5.1.4. Geologia

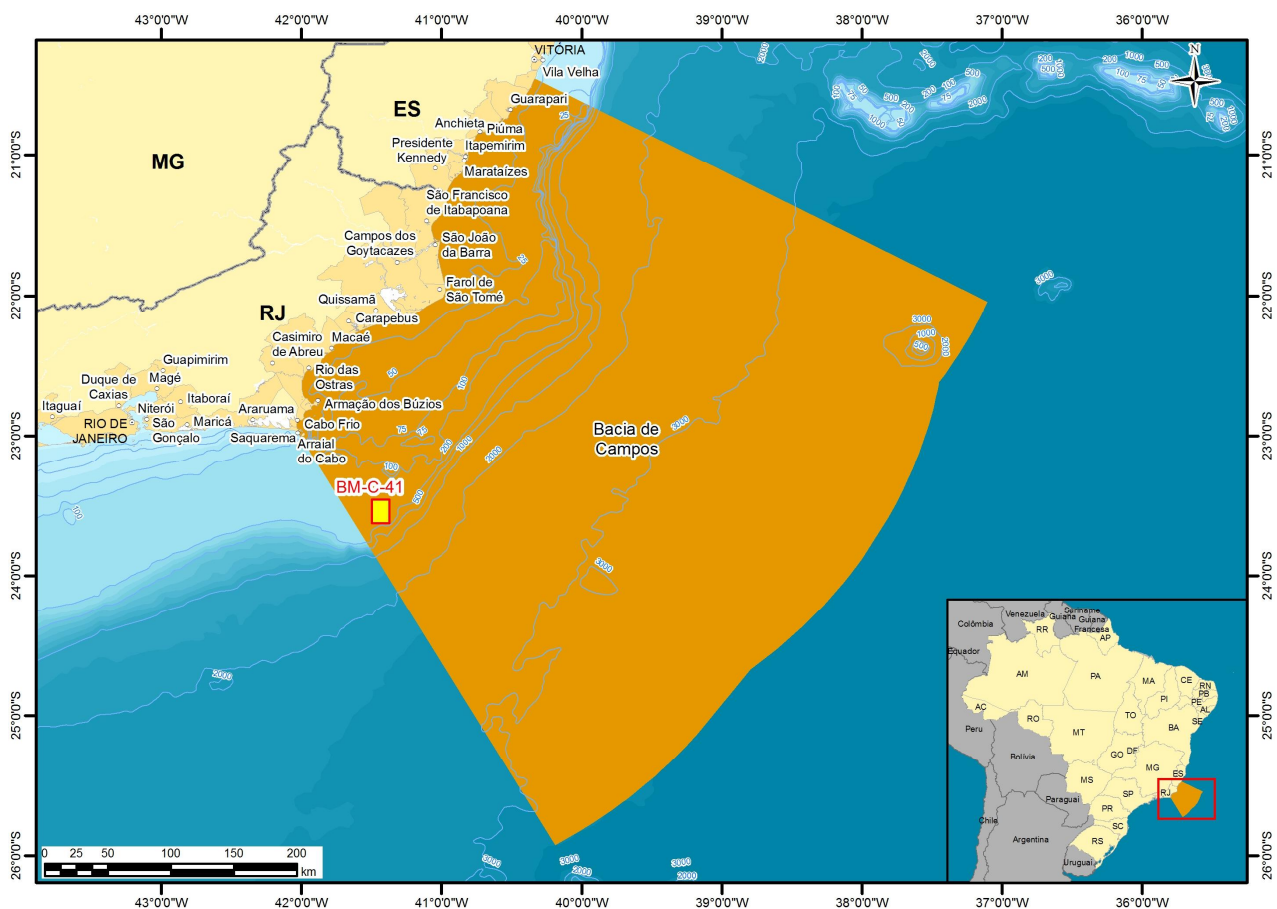
Nesta seção, descrevem-se as características geológicas e geomorfológicas da Bacia de Campos e do Bloco BM-C-41, atendendo às exigências do Termo de Referência CGPEG/DILIC/IBAMA nº 008 emitido pela Coordenadoria Geral de Petróleo e Gás (CGPEG/IBAMA).

O referido Bloco encontra-se localizado na porção centro-sul da Bacia de Campos, na região quase limítrofe com o norte da Bacia de Santos. Serão apresentadas as características da área compreendida entre o rio Paraíba do Sul e o Cabo Frio, no Estado do Rio de Janeiro.

### A. Características regionais

#### A.1. Arcabouço estrutural

A Bacia de Campos está situada entre as coordenadas 21° 30' S e 23° 45' S e 38° 45' W e 42° 00' W, limitada ao norte pelo o alto de Vitória, ao sul pelo alto de Cabo Frio e a oeste pelos terrenos quaternários e terciários, se estendendo pelas porções marinha e continental (Figura II.5.1.4.1).



**FIGURA II.5.1.4.1 – Localização da Bacia de Campos e do Bloco BM-C-41.**

A Bacia de Campos, incluindo as áreas emersa e marinha, abrange uma área de cerca de 100.000 km<sup>2</sup>, sendo sua porção continental de 500 km<sup>2</sup> e o restante situada na porção marinha, se estendendo até a profundidade de 3.400 m, no limite inferior do platô de São Paulo. SCHALLER, 1973; MARROQUIM & LUCCHESI, 1984; CARMINATTI, 1987; DIAS *et al.*, 1990; RANGEL *et al.*, 1994 e RANGEL *et al.*, 1996, ANP, 2005).

De maneira geral, as bacias sedimentares *offshore* do leste brasileiro tiveram sua evolução controlada pelos eventos da tectônica de placas, associada a um rifteamento tardio e a uma posterior deriva continental entre a América do Sul e a África, que são traduzidos por três estágios principais: pré-rifte, rifte e pós-rifte (proto-oceânico e marinho). Tais eventos controlam o preenchimento e a estratigrafia das bacias sedimentares (ASMUS, 1982; FAINSTEIN, 2004). Na Tabela II.5.1.4.1, é apresentada a evolução geológica da margem continental leste brasileira.

**TABELA II.5.1.4.1 – Evolução Geológica da Margem Continental Leste Brasileira.**

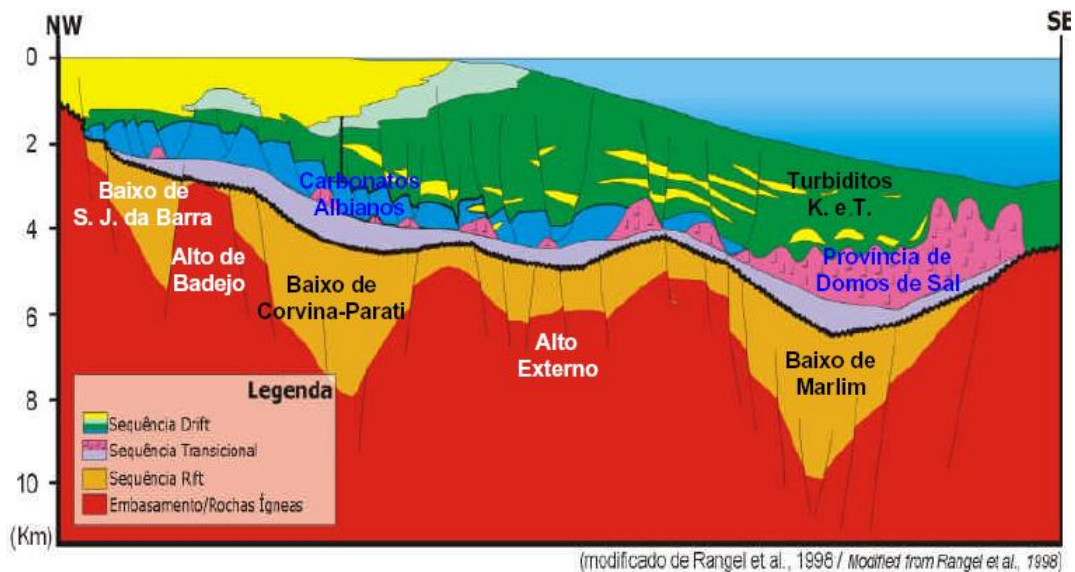
Estágio Evolutivo	Fase de Sedimentação	Sequência Sedimentar	Ambiente Depositional
Oceânico	Drifte	Mar	Marinho regressivo / transgressivo
			Plataforma rasa
Proto-oceânico	Transicional	Golfo	Marinho restrito
			Lagunar
Rifte	Rifte	Lagos	Deltaico-lacustre
Pré-Rifte		Continente	Flúvio-lacustre-eólico

Fonte: Modificado de PONTE *et al* (1979) in ASMUS, H.E. (1984); FAINSTEIN (2004).

Especificamente, a evolução estrutural da Bacia de Campos encontra-se relacionada exclusivamente aos estágios rifte, proto-oceânico e marinho (RANGEL *et al.*, 1996), os quais se associam, respectivamente, à tectônica diastrófica (tectônica crustal), à tectônica adiastrófica e ao processo de sedimentação (Figura II.5.1.4.2).

A tectônica crustal da fase rifte (Cretáceo Inferior) associada às modificações ocorridas no substrato por reativação tectônica (Cretáceo Superior) foram responsáveis pelo estabelecimento das falhas e, posteriormente, pela estruturação da tectônica adiastrófica. Estes eventos contribuíram para a instalação de sistemas de vales em rifte ou afundamento (*rift-valleys*), com estruturas orientadas, preferencialmente, na direção NE-SW, com tendência N-S ao longo da margem continental leste.

Além disso, essas estruturas influenciam na orientação das áreas preferenciais de captação de turbiditos (Albiano ao Recente) e no controle da migração e acumulação de grande volume de hidrocarbonetos (CARMINATTI, 1987).



**FIGURA II.5.1.4.2 – Representação das principais estruturas do arcabouço estrutural da Bacia de Campos.**

Fonte: Modificado de Rangel *et al.*, 1998.

O sistema de vales em rifte é formado por feições do tipo horst, gráben e meio-gráben, que são limitados por falhas sintéticas e antitéticas, com rejeitos que variam até centenas de metros (CARMINATTI & DIAS *in* CARMINATTI, 1987). São também verificadas na margem continental, feições estruturais importantes, como as linhas de charneira e as estruturas transversais (ASMUS, 1982) (Mapa II.5.1.1).

A Bacia de Campos, na sua porção central, apresenta um sistema de falhas com direção E–W, o qual a separa em duas regiões tectônicas semelhantes. Carminatti (*op. cit.*) sugere que esse sistema de falhas surgiu na fase de rifteamento da crosta continental (Cretáceo Inferior), devido a movimentos diferenciados entre as partes norte e sul da bacia, fato que aponta para um conjunto de falhas de transferência, cujos deslocamentos preferenciais ocorreram na mesma direção dos esforços distensionais (E–W) (Mapa II.5.1.1).

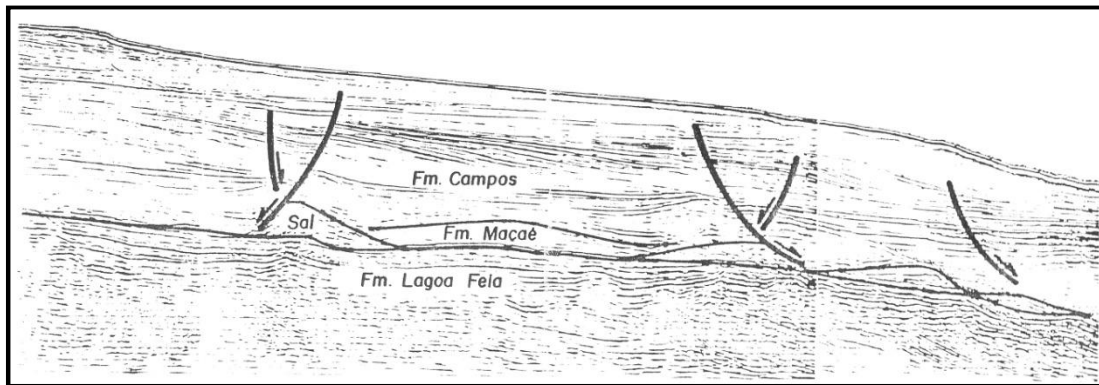
Segundo Meisling *et al.* (2001), as falhas oblíquas com essa direção estão associadas a Zona de Transferência (ZT) do Rio de Janeiro, a qual compartimenta a bacia. Essa ZT apresentaria um alto intra-rifte, estruturalmente complexo, que na Bacia de Campos atuaria na concentração e migração de hidrocarbonetos.

Outra consequência do tectonismo da fase rifte foi a estruturação de blocos altos e baixos na bacia, responsáveis na orientação dos processos sedimentares e geoquímicos que possibilitaram as acumulações de hidrocarbonetos na sua parte nordeste. As condições estruturais do arcabouço dessa fase também foram importantes na definição das espessuras dos evaporitos, os quais foram repassados, por meio da tectônica adiastrófica (halocinese), às camadas sedimentares sobrepostas, posteriormente, ao embasamento (CARMINATTI, *op. cit.*).

Na fase drifte, a evolução estrutural da bacia se relaciona à tectônica adiastrófica, que associada à ocorrência de reativações tectônicas no embasamento, através de distensões tardias, é responsável pelo início do processo halocinético na bacia, principalmente, na sua parte nordeste. Ao longo do Albiano, ocorre uma

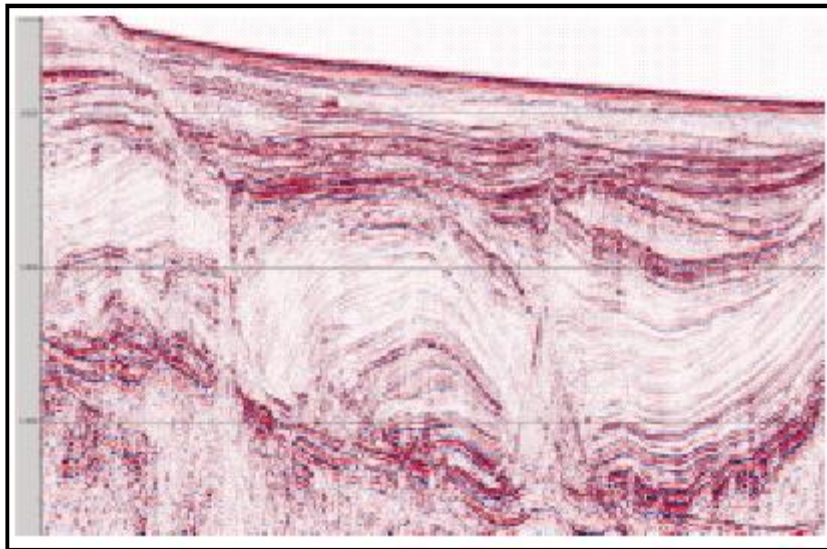
quietude tectônica, fazendo com que as formas das estruturas rifte, halocinéticas (incipientes) e as almofadas salinas controlassem a organização faciológica e a estruturação da sedimentação ao longo desse período. No Cretáceo Superior, a desestabilização desse sistema evaporítico foi responsável pelo desencadeamento do processo halocinético, que gerou e imprimiu uma nova situação estrutural na bacia (DIAS *et al.*, 1987) (Figura II.5.1.4.3).

Na Bacia de Campos, as estruturas salíferas ocorrem associadas a *fairways* de camadas de sal profundas que atravessam a bacia (FAINSTEIN, 2004). Dentre estas estruturas estão as diapiros, domos, almofadas e cascos de tartaruga (Figura II.5.1.4.4).



**FIGURA II.5.1.4.3 – Seção sísmica na área nordeste da Bacia de Campos evidenciando a presença de feições salíferas e a influência sobre a sedimentação pós-sal.**

Fonte: FIGUEIREDO e MOHRIAK (1984).



**FIGURA II.5.1.4.4 – Seção sísmica em águas profundas na Bacia de Campos mostrando a feição salífera do tipo tartaruga gigante. Esta estrutura em níveis estratigráficos pode conter hidrocarbonetos.**

Fonte: FAINSTEIN (2004).

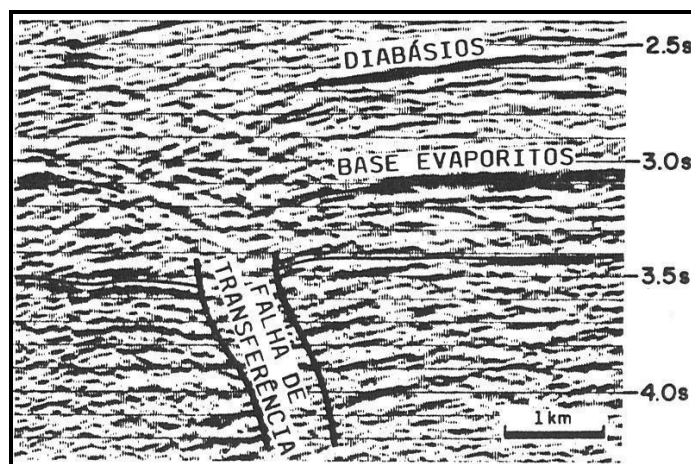
A ocorrência de atividade vulcânica na área da Bacia de Campos aponta, para pelo menos, três momentos de eventos magmáticos (Figura II.5.1.4.5).

O primeiro ocorreu durante a fase rifte, entre 130 e 125 Ma., através de extrusão e recobrimento do assoalho da bacia por rochas basálticas (Formação Cabiúnas) (RANGEL & BARROS, 1993).

O segundo momento, com idade entre o Coniaciano/Santoniano ( $82 \pm 3$  Ma.), ocorreu juntamente com os primeiros falhamentos associados à atividade halocinética. As rochas ígneas (diabásios) surgiram na parte leste do conjunto de falhas de transferência, no nível do embasamento, devido à distensão do embasamento no Cretáceo Superior (CARMINATTI, 1987).

Um terceiro momento, associado a esforços extensionais entre 60 e 50 Ma., ocorreram eventos magmáticos responsáveis por intenso vulcanismo na região de Cabo Frio (Eoceno Inferior,  $53 \pm 2$  Ma.), resultando em intrusões vulcânicas alcalinas na área emersa próxima à bacia, sendo exemplos o morro de São João, o cabo Frio e Arraial do Cabo (MACEDO *et al.*, 1991; MOHRIAK *et al.*, 1996). Na área submersa, tais eventos magmáticos originaram rochas piroclásticas (CARMINATTI, *op. cit.*; MACEDO *et al.*, 1991).

Pontos de ocorrência magmáticos também são verificados em outras partes da bacia, destacando-se um trecho entre a localidade de Atafona (São João da Barra-RJ) e o Cabo de São Tomé (Campos dos Goytacazes-RJ).



**FIGURA II.5.1.4.5 – Seção sísmica no Campo de Marlim mostrando a feição magmática relacionada ao evento magmático de  $83 \pm 2$  Ma e sua associação com a falha de transferência da fase rifte.**

A atuação dos esforços extensionais na direção E–SE e, posteriormente, NE, parece indicar que o sentido preferencial de crescimento da bacia até o Oligoceno deu-se em ambas direções (CARMINATTI, 1987). Destaca-se que no período Eoceno/Oligoceno esforços extensionais foram responsáveis pela instalação de um sistema de falhas normais, de direção NE–SW, na área do cabo de São Tomé.

Posteriormente, entre o Terciário e o Recente, a área se caracterizou por intensa halocinese, com a ocorrência de movimentos verticais e horizontais de blocos. Na bacia, em geral, são registrados sistemas de falhas de crescimento, blocos rochosos desprendidos e falhas lítricas (CARMINATTI, *op. cit.*).

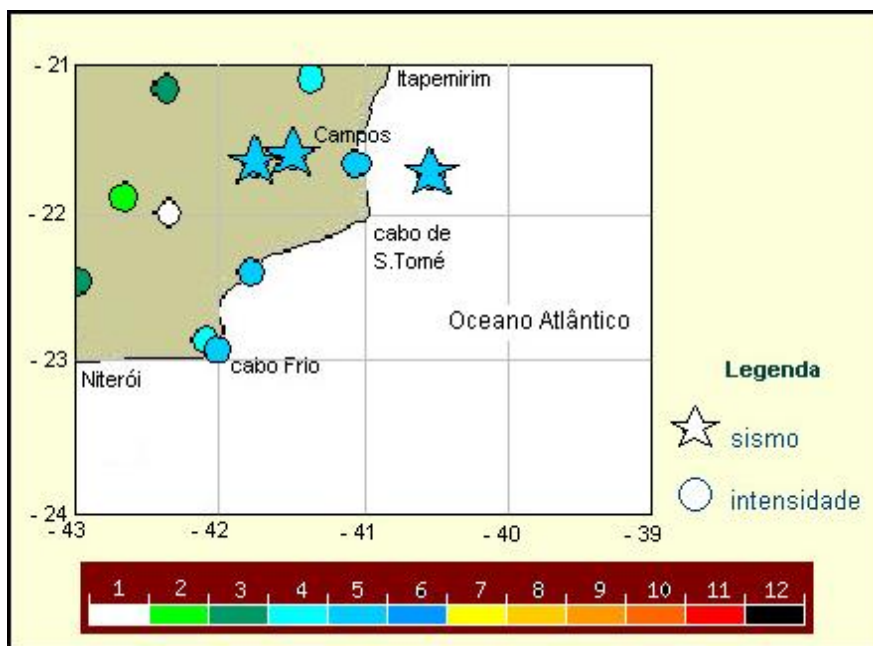
Uma relação entre o arcabouço estrutural da porção submersa e o embasamento pré-cambriano adjacente da porção emersa, na bacia de Campos, mostra um paralelismo entre as direções estruturais de ambas as áreas, onde as falhas e os lineamentos seguem orientação preferencial NE-SW, e por vezes N-S (DIAS *et al.*, 1987) (Mapa II.5.1.1).

Ao sul da bacia, essas estruturas se prolongam em direção à plataforma continental, sendo que, no baixo curso do rio Paraíba do Sul, elas são mascaradas pelos sedimentos dos conjuntos de cordões litorâneos da baixada. Infere-se que, possivelmente, o mesmo possa ocorrer nas planícies costeiras dos rios Itabapoana, Macaé e São João (Mapa II.5.1.1).

Ressalta-se que os eventos tectônicos, ocorridos em ambas às áreas, não são sincrônicos, fato que sugere que a evolução da bacia foi bastante controlada pelas reativações de antigas direções estruturais pré-mesozóicas (DIAS *et al., op. cit.*).

Um aspecto importante do arcabouço estrutural relaciona-se às evidências neotectônicas na área. Diversos estudos têm apontado para a existência de falhas em sedimentos recentes no nordeste do estado do Rio de Janeiro e no sul do estado do Espírito Santo, além de abalos sísmicos nas porções emersa e submersa da Bacia de Campos (SADOWSKI *et al.*, 1978; MIOTO & HASUI, 1982; BASSINI *et al.*, 1984; FERRARI *et al.*, 1991; MACEDO *et al.*, 1991; MOHRIAK *et al.*, 1996; SILVA & FERRARI, 1999; SOBREIRA, 1999).

Sadowski *et al.* (1978) indicaram registros entre V-VI (escala de Mercalli modificada) na área emersa da Bacia de Campos, enquanto Sobreira (1999) indicou a ocorrência de um epicentro de terremoto ao largo de Itapemirim (Mapa II.5.1.1 e Figura II.5.1.4.6).



**FIGURA II.5.1.4.6 – Área da Bacia de Campos. Os símbolos no mapa indicam a localização e intensidades de sismos entre 01/01/1500 e 31/07/2011 ocorridos na Bacia de Campos e norte da Bacia de Santos. A intensidade dos sismos plotados varia entre 1 e 12 na escala Mercalli modificada.**

Fonte: Adaptado de CERESIS (<http://www.ceresis.org>). Acesso em 31/07/2011.

O embasamento cristalino da Bacia de Campos apresenta uma litologia de gnaisses e migmatitos associados à fácies anfibolito e granulito, possuindo idade pré-cambriana, fazendo parte da Província Proterozóica da Ribeira. Basaltos da Formação Cabiúnas, depositado nos andares Rio da Serra e Aratu inferior (Halteriviano), que cobrem discordantemente esse embasamento pré-Cambriano. Essa camada basáltica apresenta idades entre 130 a 120 Ma., atingindo cerca de 600 m de espessura (DIAS *et al.*, 1987; WINTER *et al.*, 2007).

Rangel *et al.* (1994) destaca que as características gnáissicas do embasamento pré-cambriano são comparáveis as das áreas aflorantes no estado do Rio de Janeiro, ou seja, do embasamento da área emersa adjacente.

A porção emersa da Bacia de Campos apresenta tipos litológicos de idades que variam do Arqueano ao Quaternário. O Arqueano é representado por rochas gnáissicas e graníticas do Complexo Paraíba do Sul, tais como sillimanita-granada-gnaisses, enderbíticas a charnockíticas, gnaisses granitóides de composição granítica a tonalíticas e sillimanita-granada-gnaisses granitóides. As rochas do Proterozóico Superior são representadas por duas suítes intrusivas, sendo constituídas por granito sintectônico com presença de migmatitos. Outra suíte é constituída por charnockitos e enderbitos, com algumas situações cataclásticas, grossas e porfiróides (PROJETO RADAMBRASIL, 1983; CPRM, 2000). O Fanerozóico na parte emersa é caracterizado pela ocorrência da unidade de idade terciária do Grupo Barreiras, o qual é constituído por arenitos e sedimentos areno-argilosos laterizados.

## A.2. Estratigrafia

A descrição estratigráfica da área submersa da bacia tem por base os estudos de Schaller (1973), Rangel *et al.* (1994), os quais são revisados por Winter *et al.* (2007) elevando e introduzindo categorias estratigráficas. A área emersa, os estudos de Hasui & Oliveira (1984).

O arcabouço estratigráfico da Bacia de Campos é composto por rochas do embasamento cristalino, ígneas e sedimentares. As sequências da fase rifte da bacia inclui os basaltos da Formação Cabiúnas e a porção inferior da Formação Lagoa Feia, que constituída por conglomerados, coquinas e pelitos flúvio-lacustres. As sequências de margem passiva, proto-oceânica e marinha, abrangem a Formação Macaé (Albiano) e o Grupo Campos (Turoniano-Coniaciano).

### A.2.1. Área Submersa

A Formação Cabiúnas tem idade eocretácea ( $134 \pm 4$  M.a. e  $122 \pm 5$  M.a.) e é representada por derrames basálticos que cobrem o embasamento cristalino pré-cambriano e formam o assoalho sotaposto a todo o preenchimento sedimentar da Bacia de Campos. Essa formação é constituída por basalto organizado em derrames e níveis de piroclásticos interestratificados com conglomerados polimíticos (MIZUSAKI *et al.*, 1989 *apud* RANGEL *et al.*, 1994) (Figuras II.5.1.4.7 e II.5.1.4.8).

O Grupo Lagoa Feia apresenta idade barremiana/aptiana. É constituído por rochas de diversas origens, contendo conglomerados polimíticos, arenito grosso conglomerático, arenito muito fino, folhelho e siltito. Nessa unidade estão presentes as Formações Itabapoana, Atafona, Coqueiros, Gargaú, Macabu e Retiro.

A Formação Itabapoana é constituída por conglomerados polimíticos e arenitos líticos de leques deltaicos proximais (leques de borda), associados aos falhamentos de borda de blocos estruturais. A espessura máxima desses sedimentos chega a 5.000 m nos principais depocentros proximais da bacia.

A Formação Atafona é representada por siltitos, arenitos e folhelhos lacustres, com intercalações de delgadas camadas carbonáticas. Nesta sequência, ocorre um pacote pelítico, de ambiente lacustre de águas doces, conhecido informalmente como folhelho Buracica.

A Formação Coqueiros é composta por coquinas e pelecípodes, cujas camadas variam entre 15 e 50 m de espessura.

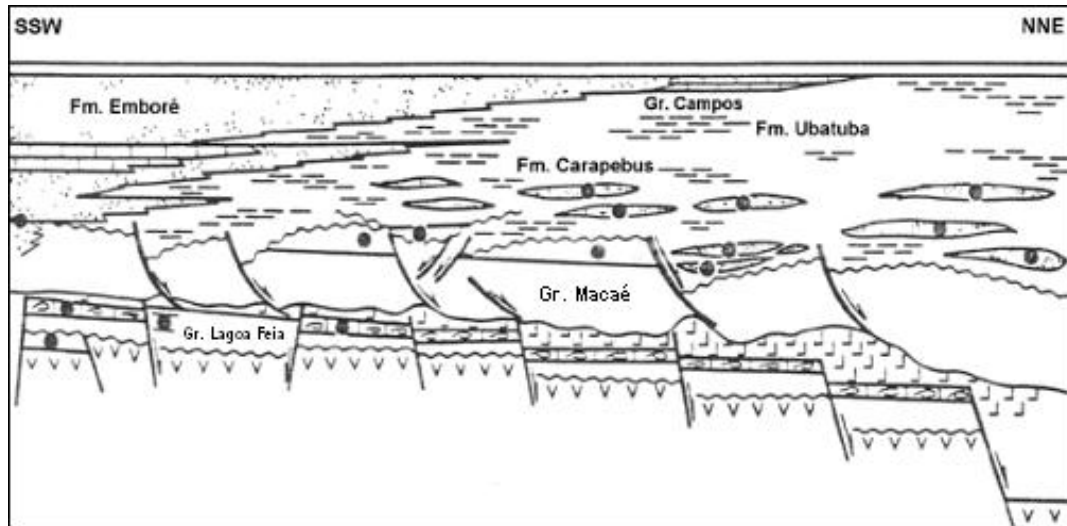
A Formação Gargaú é representada predominantemente por rochas pelíticas, tais como folhelhos, siltitos e margas, intercalados por arenitos e calcilitos, que gradam distalmente para os carbonatos da Formação Macabu.

A Formação Macabu compõe-se de sedimentos carbonáticos (estromatólitos e laminitos e microbiais) depositados em ambiente árido e raso.

A Formação Retiro é representada por uma suíte evaporítica, constituída predominantemente por camadas de halita hialina e anidrita. Essas camadas são geralmente, remobilizadas, dando origem a grandes domos

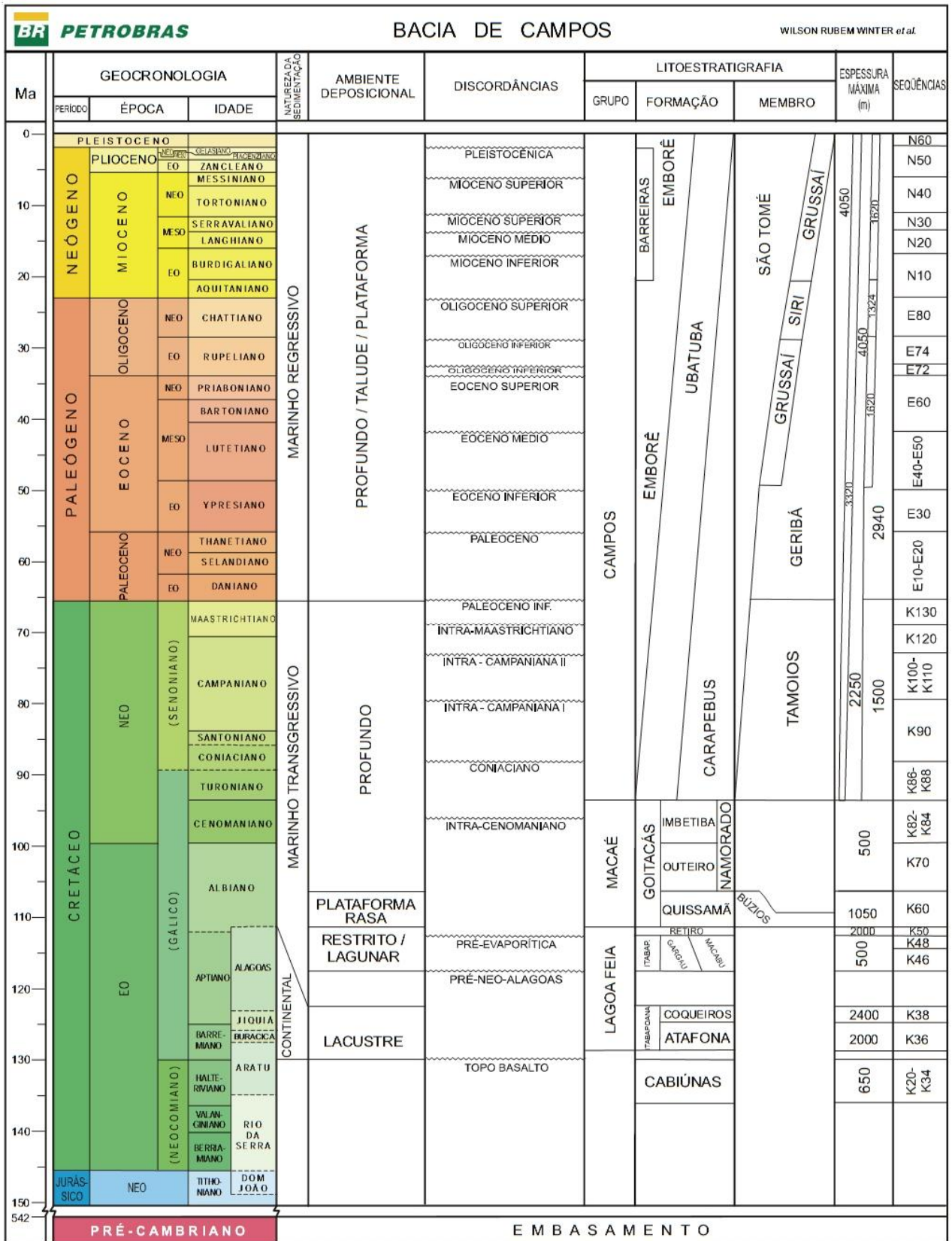


salinos, os quais atuam na perfuração dos pacotes sedimentares subjacentes. Os ambientes deposicionais preconizados para essa formação são: leques aluviais, sistemas fluviais lacustres e planície de *sabkhas* (Figura II.5.1.4.8).



**FIGURA II.5.1.4.7 – Seção geológica esquemática da Bacia de Campos, apontando as acumulações de petróleo (círculos escuros).**

Fonte: Modificado de MARROQUIM *et. al.* (1984).



**FIGURA II.5.1.4.8 – Carta estratigráfica geral da Bacia de Campos.**

Fonte: WINTER et al. (2007).

O Grupo Macaé possui idade albiana e cenomaniana. É caracterizado pela presença de calcirruditos, calcarenitos e calcilutitos. A sedimentação deste Grupo representa o início da incursão marinha ocorrida na Bacia de Campos. É subdividido em cinco Formações, que são litologicamente distintas: as Formações Goitacás, Quissamã, Outeiro, Imbetiba e Namorado. Os ambientes deposicionais para a Formação Macaé são: leques aluviais, plataforma carbonática, talude e correntes de turbidez (Figura II.5.1.4.8).

A Formação Quissamã na sua porção proximal é caracterizada por estratos de dolomitos que apresentam um sistema poroso complexo o qual promovem uma perda de circulação de fluidos durante a perfuração de poços petrolíferos. À medida que se avança bacia adentro, os corpos de dolomito passam a ser mais delgados e restritos a seção basal da Formação Quissamã. Nesta seção está presente o Membro Búzios, que ocorre apenas em subsuperfície, predominando dolomitos.

A Formação Outeiro é constituída por calcilutito, marga e folhelho, com camadas esporádicas de arenitos turbidíticos.

A Formação Goitacás compõe-se de conglomerado polimítico, arenito mal-selecionado e calcilutito.

A Formação Imbetiba é caracterizada por sedimentos pelíticos com ampla predominância de margas, depositados no Andar Cenomaniano.

A Formação Namorado é formada por arenitos que ocorrem intercalados aos sedimentos pelíticos da Formação Imbetiba.

O Grupo Campos, definido por Schaller (1973) como Formação, foi redefinido por Rangel *et al.* (1994) como Grupo. A idade desse Grupo situa-se entre o Turoniano e o Maastrichtiano, sendo representado por clásticos-carbonáticos. O Grupo é subdividido nas Formações Ubatuba, Carapebus, Emborê e Barreiras.

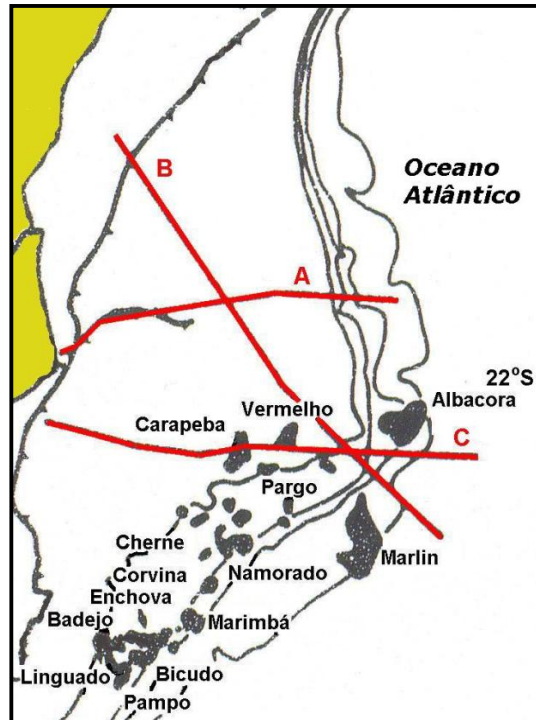
A Formação Ubatuba (antigo Membro Ubatuba) é uma seção pelítica, depositada até o Holoceno, relacionada a paleoambiente de baixa energia. Esta unidade se constitui de folhelho, argila, marga, calcilutito e diamictito, possuindo uma espessura de milhares de metros de pelitos. Em seu interior, são observados arenitos turbidíticos, denominados, coletivamente, de Formação Carapebus. A Formação Ubatuba foi individualizada no Membro Tamoios, que se distingue das demais rochas por ser mais litificada. Os ambientes marinhos deposicionais do Grupo Campos são o abissal, batial e o nerítico. (Figura II.5.1.4.8).

A Formação Carapebus tem uma idade turoniana a holocênica. É constituída por arenito fino a conglomerático, em camadas intercaladas com os pelitos da Formação Ubatuba. O processo de deposição estabelecido para essa unidade é o de correntes de turbidez em ambiente de talude continental.

A Formação Emborê, com idade provável entre o Maastrichtiano e o Holoceno, é representada por arenitos e carbonatos impuros, sendo subdividida nos Membros: São Tomé, Siri e Grussaí. O primeiro é constituído por clásticos, o segundo por calcarenito bioclástico e o terceiro por calcarenito bioclástico e detrital (Figura II.5.1.4.8).

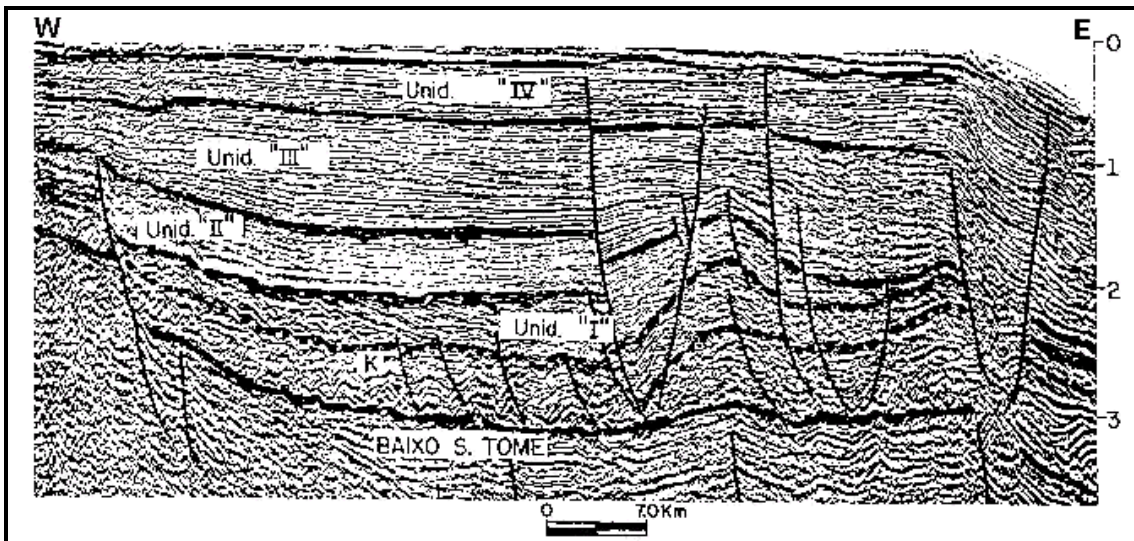
A Formação Barreiras, com idade terciária, não é descrita por Winter *et al.* (2007). Em geral, é composta por conglomerados polimíticos, arcóseos de cores variadas, argilitos e folhelhos (PROJETO RADAMBRASIL, 1983).

Rici & Becker (1991) estudaram a seção terciária da Bacia de Campos com emprego de análises sismoestratigráficas. Definiram quatro grandes unidades, denominadas Unidade I, II, III e IV, com idades que variam entre o Paleoceno e o Mioceno Superior (Figuras II.5.1.4.9 a Figura II.5.1.4.12).

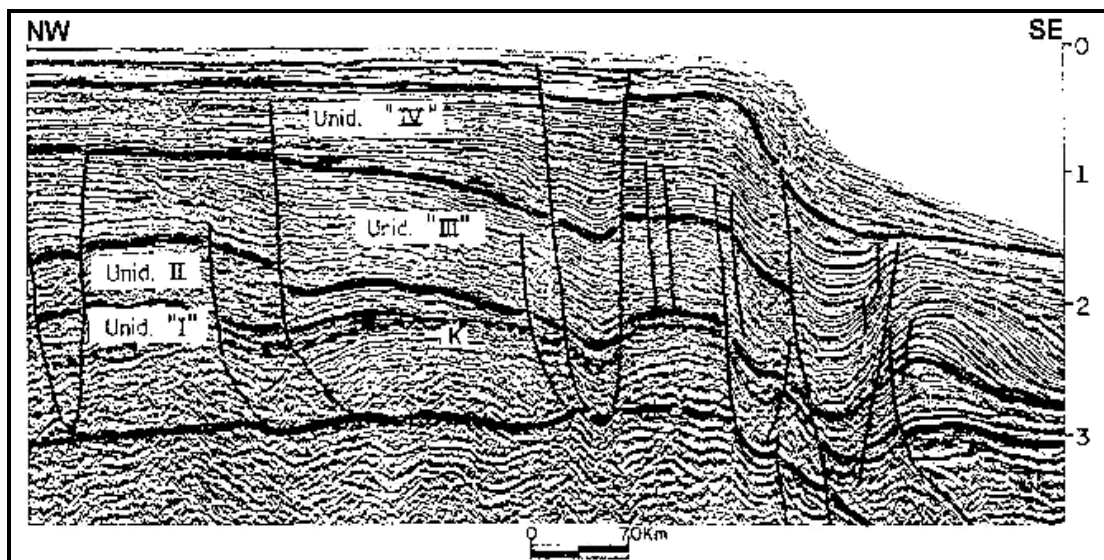


**FIGURA II.5.1.4.9 – Mapa de Localização dos perfis sísmicos, A, B e C, na Bacia de Campos. As manchas escuras representam os campos de óleo e gás.**

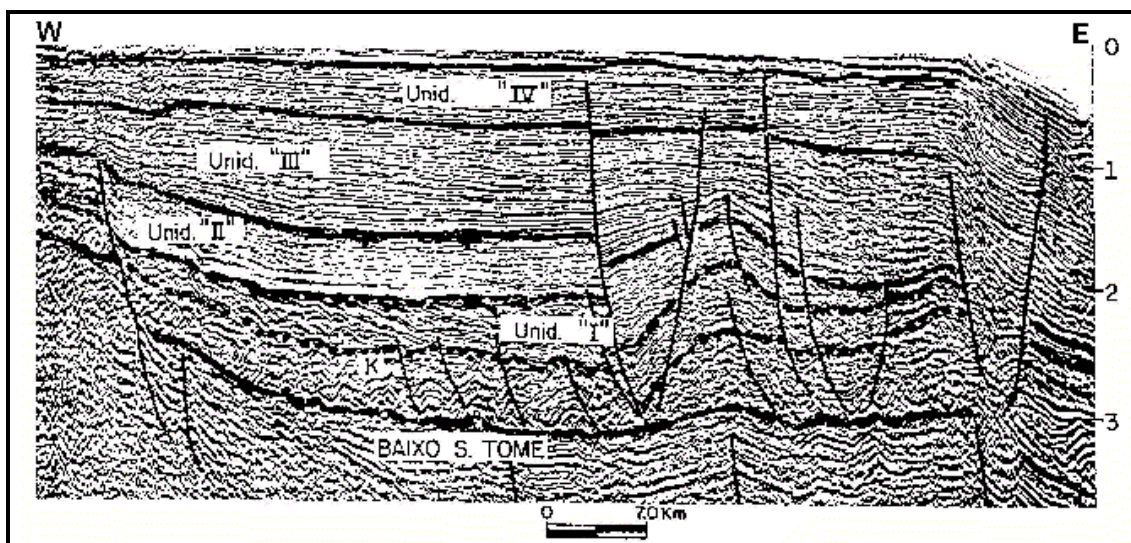
Fonte: Modificado de RICI & BECKER (1991).



**FIGURA II.5.1.4.10 – Seção sísmica “A” que atravessa ao baixo de São Tomé, apresentando as quatro unidades. Fonte: RICI & BECKER (1991).**



**FIGURA II.5.1.4.11 – Seção sísmica “B”, onde pode ser observada a progradação da unidade I e truncamentos e cânions da unidade II. Fonte: RICI & BECKER (1991).**



**FIGURA II.5.1.4.12 – Seção sísmica “C”, onde é observada a progradação das quebras na unidade III, enquanto a unidade IV mostra a existência de progradação sigmoidal e truncamentos.**

Fonte: RICI & BECKER (1991).

A Unidade I possui idade entre o Paleoceno e o Mesoeoceno, é basal e tem caráter progradacional. Litologicamente esta Unidade apresenta, na porção proximal, depósitos costeiros, na porção intermediária depósitos marinhos rasos / talude progradantes e, na porção distal, depósitos de sedimentos batiais argilosos com turbiditos intercalados.

A unidade II, com idade até o Eo-Oligoceno, tem características agradacionais, sem discordâncias internas, sendo que parte da unidade apresenta sedimentos progradantes com padrão em cliniformas. Os paleoambientes dessa unidade seriam de progradação deltaica e talude. Destaca-se que as unidades I e II têm como seu principal depocentro o baixo de São Tomé.

A unidade III, com idade Eo-miocena, se apresenta progradacional, sendo freqüente a presença de cânions em diversos níveis. Há a presença de turbiditos relacionados aos limites internos na unidade. São verificados, da porção proximal em direção a distal, sedimentos associados à plataforma, à progradação de quebra de plataforma, ao talude e à bacia, que são intercalados com turbiditos. Verifica-se, nessa unidade, em direção a bacia, a contribuição de sedimentos terrígenos continentais, o que sugere a presença de um sistema flúvio-deltaico.

A unidade IV tem idade Neo-miocena, é agradacional na plataforma e progradacional sigmoidal além da plataforma. As espessuras mais significativas (2.000 m) estão na região de talude, deslocando seu depocentro do baixo de São Tomé para áreas além da quebra da plataforma. Os sedimentos finos encontrados associam-se à área de talude. São presentes os sistemas deltaicos progradacionais, associados a sedimentos pelíticos. Na parte central da bacia, são observados cânions. O topo da unidade é intensamente truncado e cortado por cânions.

### **A.2.2. Área Emersa**

A área emersa da bacia não apresenta uma coluna litoestratigráfica definida, apesar das diversas tentativas. AMADOR (1982b) coloca que há uma dificuldade em se estender a seqüência litoestratigráfica desta unidade para toda a sua região de abrangência. A Formação Barreiras não apresenta na Bacia de Campos evidências que indiquem subdivisões nesta unidade geológica.

Na Bacia de Campos, Formação Barreiras apresenta uma distribuição significativa ao longo de toda a faixa costeira, sendo mais efetiva a partir de Macaé, em direção ao norte do Estado do Rio de Janeiro.

A constituição litológica do Formação Barreiras em superfície varia internamente ao longo de sua extensão, tendo presente conglomerados polimíticos, arcóseos de cores variadas, argilitos e folhelhos (PROJETO RADAMBRASIL, 1983). Uma proposta de divisão feita por AMADOR (1982b) para o Barreiras no estado do Espírito Santo, que pode ser extensiva ao norte do estado do Rio de Janeiro, define duas unidades. Uma unidade Inferior que apresenta sedimentos grossos, tais como areias e cascalhos arcoseanos, que aparecem associados a lentes de argila. Uma segunda, a unidade Superior, possui os sedimentos variáveis, com a presença de lentes argilosas ou camadas delgadas de materiais areno-siltoso ou silto-arenoso.

Além do Barreiras, é observada uma unidade quaternária, constituída por sedimentos marinhos e aluviões, geralmente situada nas áreas das baixadas costeiras ou próximo ao litoral.

### **A.3. Fisiografia**

A área da Bacia de Campos insere-se no Macrocompartimento Bacia de Campos, que se estende desde o Rio Itabapoana até ao Cabo Frio. As principais características dessa unidade são a presença da extensa planície deltaica do Rio Paraíba do Sul e o alargamento da plataforma continental (MUEHE, 1998).

#### **A.3.1. Área submersa**

A parte submersa da Bacia de Campos se subdivide em três unidades fisiográficas: a plataforma continental, o talude continental e o platô de São Paulo (Mapa II.5.1.2). Nesse estudo são descritos as unidades fisiográficas da plataforma e talude continentais, haja vista a localização dos Blocos objetos desse estudo.

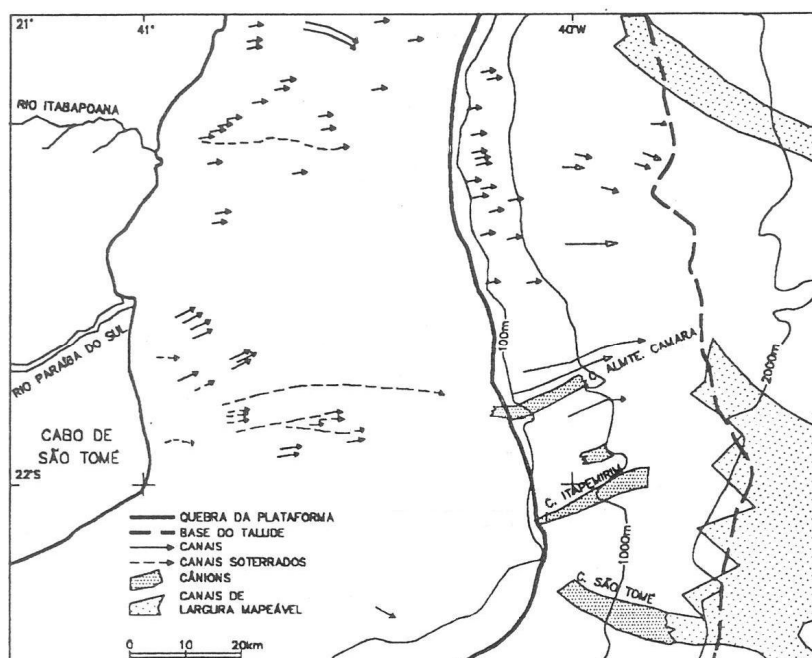
A plataforma continental a partir do alto do Espírito Santo, em direção ao sul, se amplia, contornando ao largo do Cabo de São Tomé. Nesse trecho, ao largo do Rio Paraíba do Sul, a plataforma atinge uma largura de cerca de 80 km, com sua quebra em 40 m de profundidade. Em frente ao Cabo de São Tomé, a largura é mantida, porém, a quebra da plataforma passa para cerca de 100 m de profundidade. Ao sul do Cabo de São Tomé, em direção à Macaé, há uma ampliação da largura da plataforma, que atinge aproximadamente 90 km, e uma redução da profundidade da quebra da plataforma, que se encontra próxima a 80 m. Entre Macaé e o Cabo Frio, a plataforma apresenta uma largura máxima de 50 km (FRANÇA, 1979; ZEMBRUSCKI, 1979).

A plataforma apresenta um relevo regular e uniforme, apresentando um gradiente médio de 1:1000. Entre o Rio Itabapoana e o Cabo Frio as isóbatas de 40 m e 80-100 m são convexas em relação à linha de costa, condição que sugere a existência de frentes de progradação sedimentar. A porção norte dessas frentes

progradacionais encontram-se mais próximas do delta do Rio Paraíba do Sul. Ao sul, a feição de destaque é o banco submarino do Cabo de São Tomé (ZEMBRUSCKI, *op. cit.*).

Na plataforma continental as formas erosivas são poucas, sendo exceção alguns canais de curta extensão que se encontram perpendiculares às isóbatas e que atravessam a plataforma interna e externa em direção ao talude (ZEMBRUSCKI, *op. cit.*).

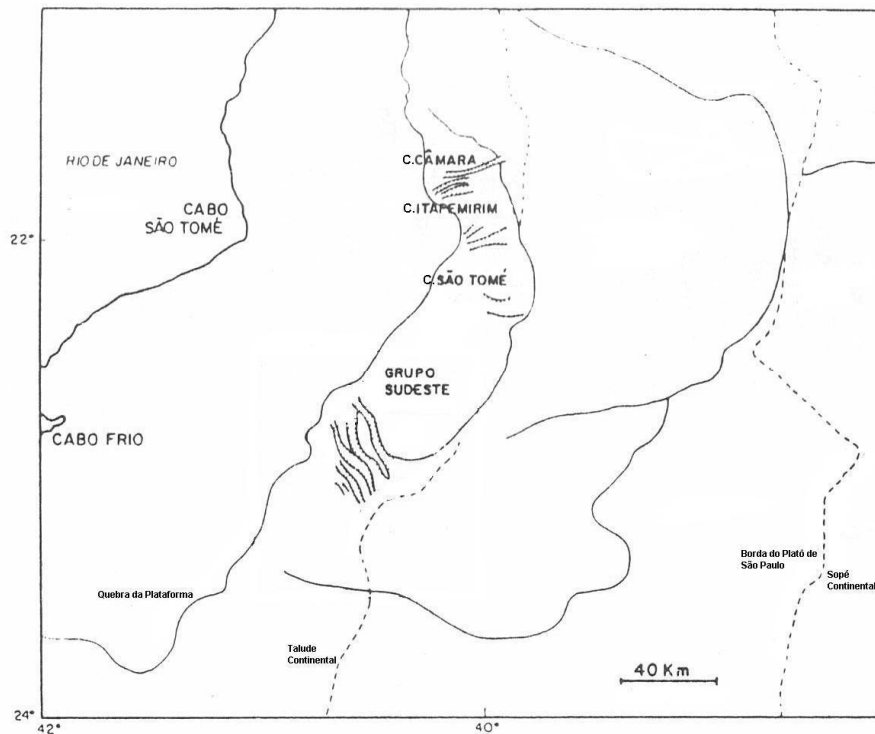
Alguns cânions existentes a partir da plataforma externa são descritos por REIS *et al.* (1992) e SILVA (1992). São verificados dois grupos de cânions: o Nordeste e o Sudeste (Figuras II.5.1.4.13 e II.5.1.4.14). O grupo Nordeste, ao largo de Cabo de São Tomé, é representado pelos cânions Almirante Câmara, Itapemirim, Cabo de São Tomé e Paraíba do Sul, caracterizando-se por serem cânions enterrados, relictos (plio-miocênicos) e com migração em direção à bacia oceânica. Uma classificação genética desses cânions os separa em dois tipos, denominados I e II.



**FIGURA II.5.1.4.13 – Grupos de Cânions da área nordeste da Bacia de Campos.**

Fonte: SILVA (1992).



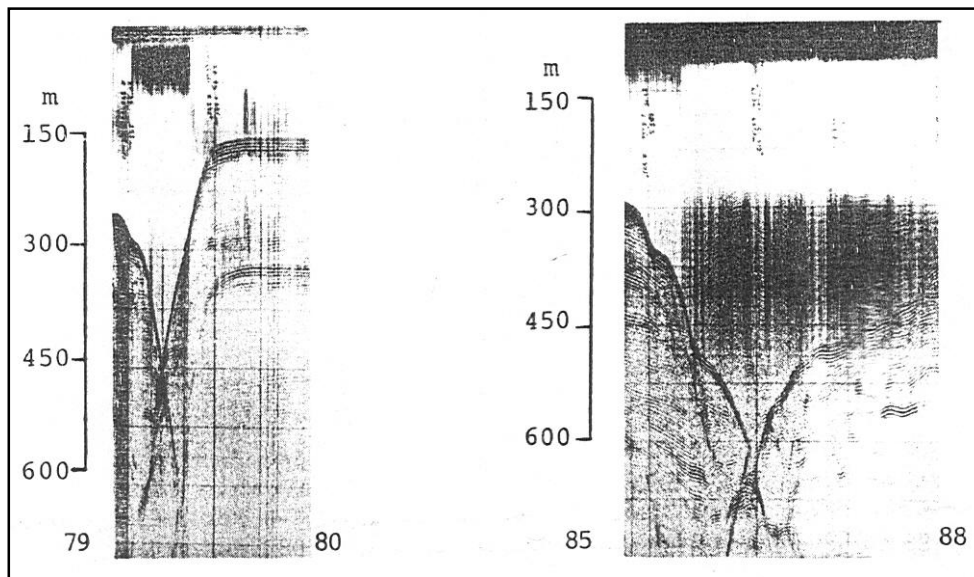


**FIGURA II.5.1.4.14 – Grupos de Cânions da área Sudeste da Bacia de Campos.**

Fonte: REIS *et al.* (1992).

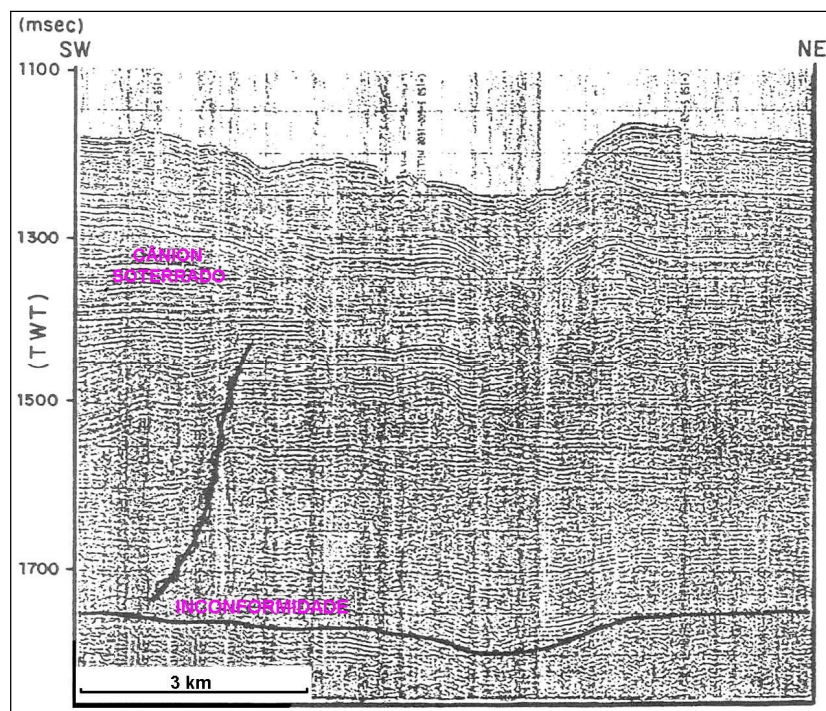
O tipo I ocorre como uma incisão remontante condicionada por falhas, sendo representado pelos cânions Itapemirim e Paraíba do Sul, que se caracterizam por um perfil longitudinal convexo, com gradientes elevados junto à borda da plataforma continental (cabeceiras), gradientes menores nas áreas mais distais e fundos ondulados a suaves. O tipo II se caracteriza pela ausência de incisões pronunciadas junto à borda da plataforma continental e pela presença de perfil homoclinal, que apresenta gradiente maior que o do talude. Essa relação sugere, entre os gradientes, o predomínio de correntes atuando como processos erosivos (SILVA, 1992) (Figura II.5.1.4.15).

O grupo sudeste, situado ao largo do Cabo Frio e ao sul do grupo Nordeste, é representado por quatro cânions, com extensões que variam entre 15 e 35 km e larguras entre 2 e 5 km, orientação para sudeste e profundidades que alcançam cerca de 2.000 m. Esses cânions têm as suas cabeceiras na quebra da plataforma continental, sendo caracterizados por canais relativamente rasos e suaves. No sopé do talude, assumem fortes características erosivas. Evidências indicam que, pelo menos, um desses cânions foi capaz de construir um lóbo progradacional, servindo como passagem para os sedimentos terrígenos (REIS *et al.*, 1992) (Figura II.5.1.4.16).



**FIGURA II.5.1.4.15 – Perfis sísmicos transversais ao cânion Alm. Câmara (Grupo Nordeste – tipo i) mostrando feições erosivas, situação que atesta a ausência de sedimentação atual ou atuação de correntes de fundo.**

Fonte: ALVES *et al.* 1980.



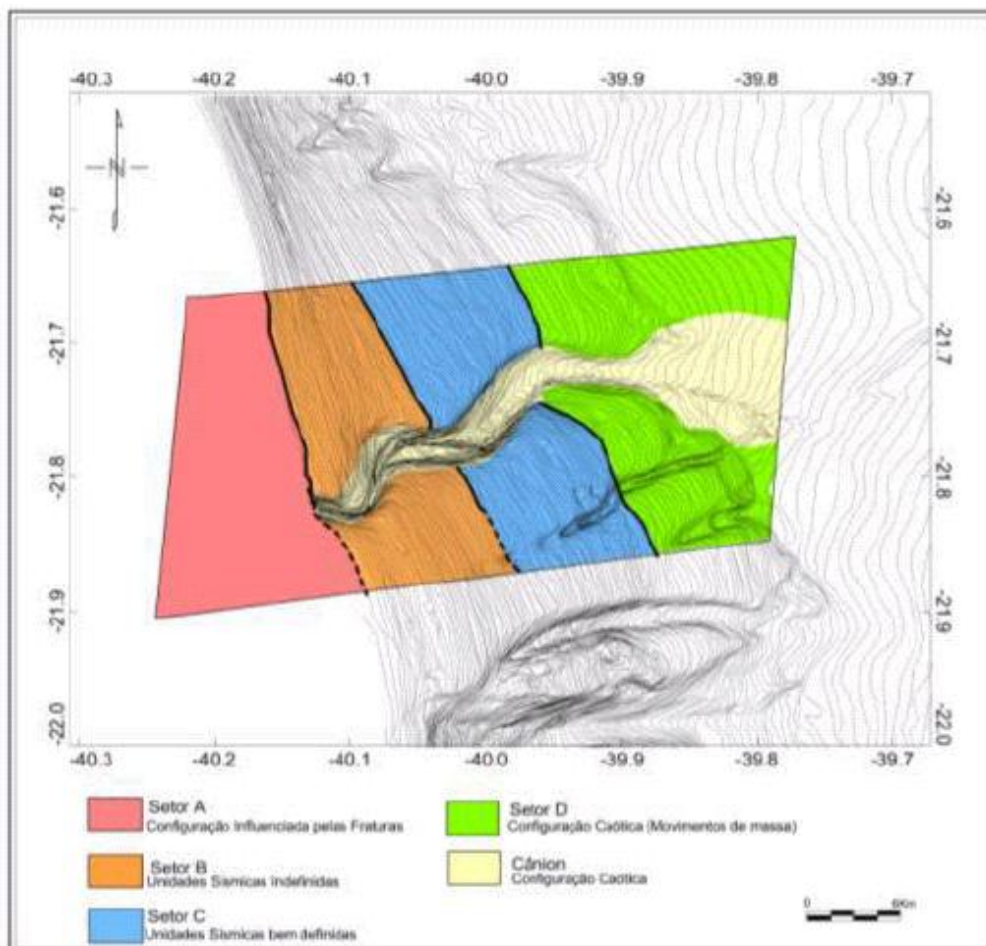
**FIGURA II.5.1.4.16 – Perfil sísmico transversal a um dos cânions do Grupo Sudeste. Observa-se a presença de cânion soterrado e inconformidade associada à incisão do cânion.**

Fonte: ALVES *et al.* 1980.

Pellizzon (2005) apresentou uma caracterização do cânion Almirante Câmara, com base em sismoestratigráfico, tendo sido definidos quatro setores (Figura II.5.1.4.17):

- Setor A – localiza-se na plataforma continental; ocorrem fraturamentos profundos, com fraturas seguindo uma direção NE-SW
- Setor B – estende-se da quebra da plataforma ao talude superior; pacote sedimentar preservado
- Setor C – localizado no talude médio, pacote sedimentar preservado
- Setor D – localizado no talude inferior – presença de falhas e falhas lítricas de grande dimensões, alinhada no sentido NE-SW. São observados, também, grandes fraturas, dobras compressivas e blocos rotacionados.

O pacote sedimentar onde se encontra o cânion representa o empilhamento de seqüências sedimentares associadas à progradação do talude continental. Destaca-se que o grande aporte de sedimentos terrígenos teve como resultado a existência de fluxos não canalizados no cânion.



**FIGURA II.5.1.4.17 – Setores do cânion Alm. Câmara.**

Fonte: PELLIZZON (2005).

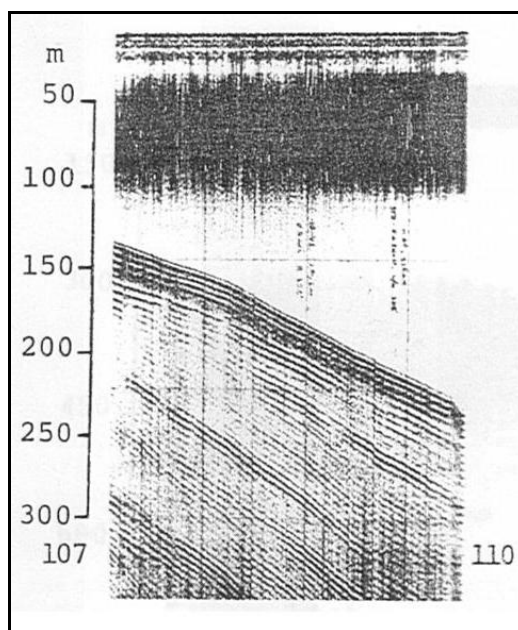
Bancos de biohermas encontram-se distribuídos pela plataforma continental (interna, média e externa), ao largo das localidades de Itapemirim e a SE do cabo de São Tomé. As biohermas, geralmente, são recifes

coralinos fossilizados originados em ambientes marinhos rasos, e que apresentam estruturas rochosas mal estratificadas, em forma de lentes ou montículos. As biohermas podem ser constituídas por organismos sedentários - algas, crinóides, corais - entre outros (SUGUIO, 1992).

Embora área de estudo abranja a plataforma continental cabe aqui uma descrição do talude continental, considerando que o mesmo pode sofrer influências dos processos geomorfológicos que ocorrem na plataforma continental.

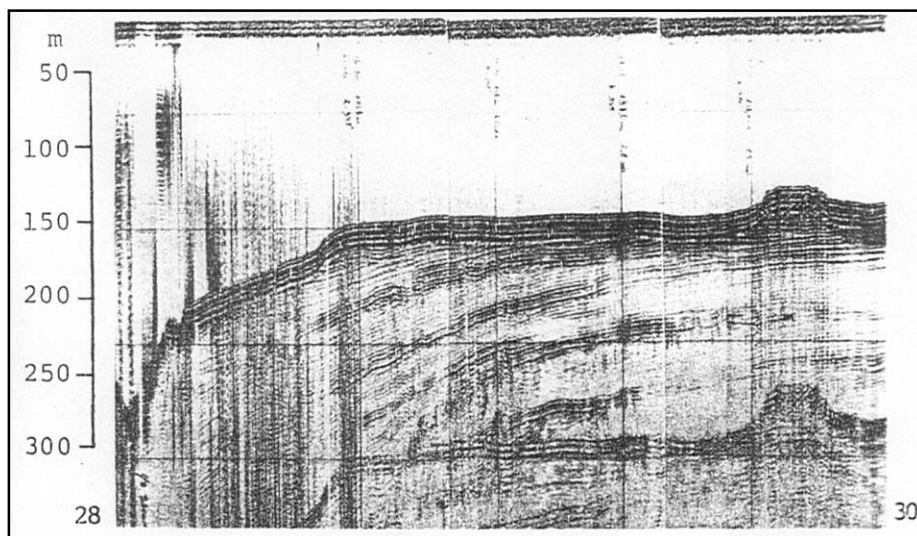
O talude continental superior possui uma forma convexa sendo bastante estreito e íngreme desde o limite norte da Bacia de Campos até ao largo do Cabo Frio.

A partir do rio Itabapoana, em direção ao sul, a deposição sedimentar no talude é progradante, com algumas dezenas de quilômetros de espessura sedimentar. Tal condição estaria relacionada a uma deposição desde, pelo menos, o Cretáceo Inferior. Nesse trecho apresenta um perfil convexo, uma largura de moderada a ampla (máximo de 60 km) e baixos gradientes de declividade (entre 50' e 2° e em áreas de escorregamentos 6°). O microrrelevo desse trecho apresenta uma superfície regular, com cobertura plano-paralela de sedimentos holocênicos, enquanto que as superfícies irregulares são pleistocênicas ou pré-pleistocênicas, sob a forma de frentes de progradação ou afloramentos erosivos (níveis e terraços de abrasão) (Figuras II.5.1.4.18 e II.5.1.4.19).



**FIGURA II.5.1.4.18 – Perfil sísmico do Talude superior ao largo da baixada de Campos, mostrando sedimentação progradante na área. Observação: Perfil sísmico originalmente sem orientação.**

Fonte: ALVES *et al.* 1980.



**FIGURA II.5.1.4.19 – Perfil sísmico sobre a borda da plataforma e Talude superior, a SE do cabo de São Tomé, mostrando sedimentação progradante na borda da plataforma e feições de escorregamento (*slumping*) na porção do talude superior. Observação: Perfil sísmico originalmente sem orientação.**

Fonte: ALVES *et al.* 1980.

O talude inferior é mais amplo e irregular, possuindo forma convexa e ondulada, apresentando uma condição gradacional até o sopé continental. Na base do talude, em torno de 2.000 m, são verificadas dunas subaquosas e megamarcas produzidas por correntes de fundo (ZEMBRUSCKI, 1979).

O padrão das isóbatas do talude mostra que estas são paralelas entre si e que se ajustam aos contornos dos limites superior e inferior, apresentando delineamentos muito parecidos, não mostrando irregularidades salientes do relevo. As irregularidades mais salientes estão relacionadas aos vales, canais e áreas de escorregamento.

Destacam-se, nessa unidade fisiográfica, os cânions Almirante Câmara, Itapemirim, Cabo de São Tomé e Paraíba do Sul, sendo que o cânion Itapemirim "nasce" na porção média e inferior do talude e se dirige até o sopé continental (ZEMBRUSCKI, *op. cit.*).

A porção meio-norte do talude continental é influenciada a leste pelo platô de São Paulo. O platô, em geral, representa uma redução do declive do talude continental em alguns trechos da margem continental, onde essa redução de declive resulta em níveis menos inclinados e até subhorizontais do relevo submarino. O limite leste se dá com o sopé continental e o oeste, com o talude continental (KOWSMANN *et al.* 1982; PALMA, 1984).

### A.2.3. Área emersa

Na área emersa da bacia, as unidades fisiográficas presentes no litoral, em direção ao interior, são as planícies marinhas e/ou flúvio-marinhas, os tabuleiros costeiros, as colinas e os maciços costeiros (Mapa II.5.1.2).

Nas baixadas costeiras predomina a paisagem da Bacia de Campos, onde se destaca a baixada campista (planície flúvio-marinha) do Rio Paraíba do Sul, que apresenta feições morfológicas fluviais e marinhas importantes, tais como cristas de cordões arenosos, dunas, praias, diques marginais, terraços fluviais, e outras.

As praias na região da Bacia de Campos refletem, em termos granulométricos, as características dos sedimentos da plataforma interna ou da descarga sedimentar dos rios. De acordo com Bastos & Silva (2000), as praias compreendidas entre Atafona e Cabiúnas apresentam variabilidade significativa, havendo diferença entre as praias ao norte e ao sul do Cabo de São Tomé. Tal estudo define quatro setores morfodinâmicos:

- Atafona/Foz do Rio Paraíba do Sul – praias de estágio morfodinâmico intermediário, com alto índice de mobilidade e tendência à erosão.
- Sul de Atafona ao Cabo de São Tomé – praias de estágio morfodinâmico intermediário, com baixo índice de mobilidade e tendência a acreção.
- Cabo de São Tomé (Farol do Açú e Farol de São Tomé) – praias de estágio morfodinâmico intermediário a refletivo, com alto índice de mobilidade e tendência à erosão.
- Cabo de São Tomé a Cabiúnas – praias de estágio morfodinâmico refletivo, com baixo índice de mobilidade e tendência à erosão. Albino (1993), estudando praias da Barra e São José do Barreto, situadas entre a foz do Rio Macaé e ao sul de Cabiúnas, identificou erosão na porção centro norte da praia do Barreto e tendência à acreção ao sul desta área, em direção ao pontal de Macaé. Bentes *et al.* (1997) monitoraram mensalmente e, sistematicamente, praias compreendidas entre Macaé e Saquarema (Lagomar, Barra de São João, Massambaba Leste, em Arraial do Cabo, e Oeste, em Saquarema), durante 24 meses.

As praias que apresentaram expressiva variação do pacote sedimentar foram as associadas ao trecho do litoral entre Arraial do Cabo e Saquarema, enquanto as praias entre o cabo Búzios e Macaé tiveram pouca variação (Tabela II.5.1.4.2).

**TABELA II.5.1.4.2 – Características morfodinâmicas de algumas praias entre Macaé e Saquarema.**

Praia	Estágio Morfodinâmico	Mobilidade
Lagomar	refletivo	baixo
Barra de S. João	dissipativa	baixo
Massambaba Leste	Intermediário	alto
Massambaba Oeste	Intermediário	alto

Fonte: BENTES *et al.* 1997.

As praias relacionadas aos rios Itabapoana, Paraíba do Sul, Macaé e São João refletem a interação entre a atuação dos processos marinhos e fluviais nas áreas contíguas e adjacentes às desembocaduras. Em geral, estas praias apresentam a barlamar sedimentos relativamente mais grossos e a sotamar mais finos, como pôde ser observado em diversos estudos realizados na região (DIAS & SILVA, 1984; DIAS *et al.*, 1984; MARTIN *et al.* 1984; ALBINO, 1993; RIBEIRO, 1997).

Quanto aos sedimentos praias, as praias entre Itapemirim e Niterói são praticamente arenosas, ancoradas em costões ou em falésias vivas, apresentando granulometria que varia entre muito fino a grânulo.

Ribeiro (1997) estudando as praias associadas a desembocadura do rio Itabapoana verificou uma redução do tamanho médio dos grãos e uma deriva litorânea preferencial para a direção norte da desembocadura. Bastos & Silva (2000) indicaram uma redução do tamanho dos sedimentos de Cabiúnas em direção a Atafona. Muehe & Carvalho (1993) mencionaram uma redução do tamanho médio do grão de Saquarema em direção Arraial do Cabo.

As planícies costeiras ou baixadas estão relacionadas aos rios de médio porte (Itabapoana, Macaé e São João) na área da bacia. A origem dessas baixadas costeiras associa-se às oscilações do nível médio do mar durante os últimos 125.000 anos (Pleistoceno e Holoceno). A formação apresenta um caráter misto, isto é, há uma influência da descarga fluvial (águas e sedimentos), associada às oscilações marinhas. Como consequência, são verificados dois conjuntos de cordões arenosos em todas essas baixadas: um de idade pleistocênica e outro holocênica.

Os rios assumem importante papel no litoral da Bacia de Campos, representando importantes fontes de água doce e sedimentos à zona submarina. Associadas a eles, estão às desembocaduras fluviais, onde são encontrados ambientes de mangues, importantes na economia local como criadouros naturais, principalmente, de camarões e caranguejos.

O rio mais importante da Bacia de Campos é o Paraíba do Sul, que drena uma área aproximada de 45.000 km<sup>2</sup>, tendo um curso de 950 km e vazões entre 1.277 m<sup>3</sup>/s (verão) e 322,3 m<sup>3</sup>/s (inverno). Este rio representa, ao longo do Quaternário, um importante papel como fornecedor de sedimentos para as áreas da margem continental (SUGUIO, 1981) (Tabela II.5.1.4.3).

Outros rios de destaque, porém de menor porte são o Itabapoana, o Macaé e o São João, que contribuem, atualmente, com lamas fluviais à plataforma continental (Tabela II.5.1.4.3). Quanto à descarga sedimentar, o Rio Paraíba do Sul apresentou uma concentração de 0,5 mg/L a aproximadamente 30 km da foz do Rio Paraíba do Sul (SUMMERHAYES *et al.*, 1976), enquanto o Rio São João mostrou uma produção média anual de sedimento em suspensão (posto BR-101) de 205 mg/L (CUNHA, 1998).

São verificadas, ainda, pequenas lagoas junto ao litoral, que representam antigas linhas de drenagens sobre o Grupo Barreiras, que se dirigiam, no passado, para a plataforma continental, em níveis marinhos mais baixos. Essas drenagens foram truncadas erosivamente e tamponadas durante fases das transgressões marinhas.

**TABELA II.5.1.4.3 – Descarga fluvial média dos principais rios na Bacia de Campos.**

Rio	Estação Fluviométrica	Período	Descarga Fluvial Média (m <sup>3</sup> /s)
Itabapoana	Santa Cruz	1969-2002	55,6
Paraíba do Sul	-	1934-2003	798
Macaé	Piller	1950-2002	3,42
São João	Correntezas	1967-2001	13,9

Fonte: <http://www.ana.gov.br> (Acesso em 20/10/2010).

Adjacente às planícies costeiras, situa-se o Grupo Barreiras, que se traduz nos chamados tabuleiros costeiros. Esses tabuleiros podem atingir altitudes em torno de 60 m na área da Bacia de Campos, apresentando topos suavemente ondulados a planos, sendo compartimentados, ao longo da costa, pelas baixadas costeiras, maciços e colinas costeiras. Esses tabuleiros, no interior, são representados por falésias mortas, reafeiçoadas por processos de vertentes. Próximo ao litoral, os tabuleiros são representados por falésias vivas, as quais se encontram expostas aos processos marinhos atuais.

As colinas e maciços costeiros representam parte do embasamento cristalino reafeiçoado ao longo do tempo por processo de vertentes, com a presença de afloramentos. Por vezes, suas características geomorfológicas se confundem com as dos tabuleiros, principalmente nas áreas próximas ao litoral, onde aparecem na forma de costões, pequenos afloramentos rochosos nas praias ou ilhas (Mapa II.5.1.2).

A presença de serras na Bacia de Campos associa-se ao lineamento da Serra do Mar e da Mantiqueira na região, representando o afloramento do embasamento. Tais serras, no caso da Bacia de Campos, são bastante afastadas do litoral em Campos dos Goytacazes e São Francisco de Itabapoana. A partir de Macaé, em direção ao sul, as serras e colinas estão associadas aos contra-fortes da Serra do Mar, que atingem o litoral.

#### **A.4. Faciologia**

A faciologia dos sedimentos foi descrita a partir de informações contidas no Mapa Faciológico dos Sedimentos Superficiais da Margem Continental Leste, produzido pelo Projeto REMAC (1979), na escala 1:3.500.000, realizados em alguns setores de águas profundas da Bacia de Campos (CADDAH *et al.* 1994; CRUZ, 1996; ESTEVES *et al.*, 2001), porém permitiram confirmar as características faciológicas apontadas no mapa do REMAC. Contribui a esta descrição o estudo de distribuição de sedimentos produzido na escala de 1:1.100.000 do Programa REVISEE (2004).

A faciologia dos sedimentos superficiais da margem continental no trecho da Bacia de Campos engloba dois grandes grupos: a sedimentação de plataforma continental e a de oceano profundo, cujas idades variam do Holoceno até os dias atuais.

Na plataforma continental predominam fácies holocênicas retrabalhadas, compostas por sedimentos de origem terrígena e carbonática. As fácies terrígenas são representadas por areias e lamas, com teores de CaCO<sub>3</sub> inferiores a 50%, tendo características distintas (Mapa II.5.1.3).

As fácies sedimentares na plataforma continental dividem-se em arenosa e carbonática, embora predomine ligeiramente a fácies arenosa.

As fácies arenosas foram retrabalhadas durante o Holoceno até os dias atuais, sendo constituídas por areias fluviais ou areias de fonte não determinada. As primeiras predominam e cobrem uma grande área da plataforma continental, se estendendo do rio Itabapoana até ao norte do cabo Frio, principalmente ao largo dos rios que deságuam junto ao litoral, se estendendo até a profundidade de 140 m. A origem desta sedimentação associa-se principalmente à grande influência do rio Paraíba do Sul e, secundariamente, aos rios Itabapoana, Macaé e São João (Mapa II.5.1.3). Fácies arenosas de área-fonte não determinada ocorrem a oeste do cabo Frio até a profundidade de 80 m.



As fácies carbonáticas são representadas por assembléias de areias e/ou cascalhos de briozoários recifais, de algas recifais, moluscos e moluscos e briozoários recifais retrabalhados do Holoceno ao Moderno.

A fácies de areias e/ou cascalhos de algas recifais se estende da altura do rio Itabapoana até o cabo Frio em profundidades superiores a 60 m, estando associada a plataforma continental externa.

A fácies de areias e/ou cascalhos de moluscos está presente somente a SE do cabo de São Tomé entre as isóbatas de 40 e 80 m.

A fácies de areias e/ou cascalhos de moluscos e briozoários recifais ocorre a SE do cabo de São Tomé a entre as isóbatas de 40 e 100 m.

A fácies de areia de foraminíferos bentônicos localiza-se a SE do cabo Frio, distribuindo-se entre as profundidades de 60 m até a quebra da plataforma.

Esteves et al. (2001), em estudo realizado na área situada desde o largo de cabo de São Tomé até o Cabo Frio, apresentam nas áreas mais profundas da plataforma sedimentos do tipo lama cascalhosa, lama arenosa, areia lamosa e areia.

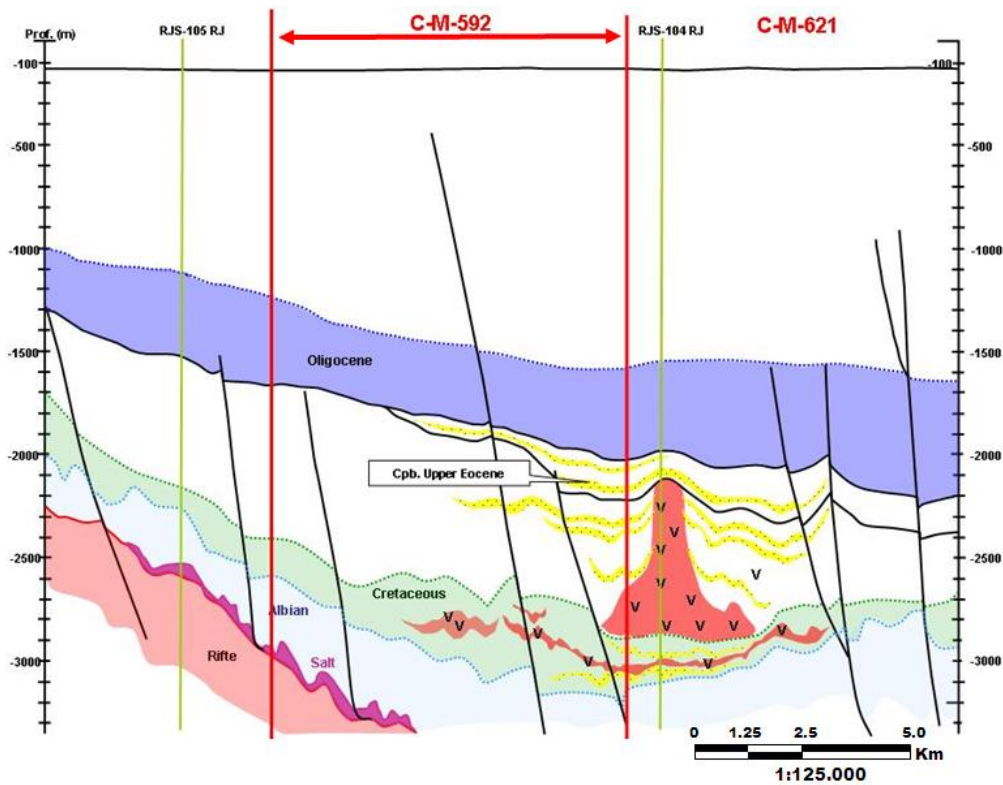
Na área do talude, a fácies de sedimentos mascarada por afloramentos rochosos predomina ao longo de toda esta área, entre as profundidades de 400 a 2.000 m, sendo substituída, no limite sul da bacia, pela fácies de desmoronamento e deslizamento.

Segundo Caddah *et al.* (1994), as fácies de lamas e lamas siltosas na área do talude da Bacia de Campos, compreenderam 77% dos testemunhos, coletados entre 110 e 2.000 m. Essas lamas seriam de origem pelágica e hemipelágica e apresentariam condições de ambiente de redox (oxiredução), sendo ricas em carbonatos (4 e 50%). A presença de sulfitos nas lamas também foi detectada, resultante da redução da matéria orgânica.

## **B. Características locais**

### **B.1. Características estruturais**

O esboço do arcabouço estrutural do Bloco BM-C-41 mostra que a configuração dos sistemas de falhas é responsável pelo trapeamento estrutural, além de servir de dutos para a migração do hidrocarboneto desde as rochas geradoras até os reservatórios (Figura II.5.1.4.20).



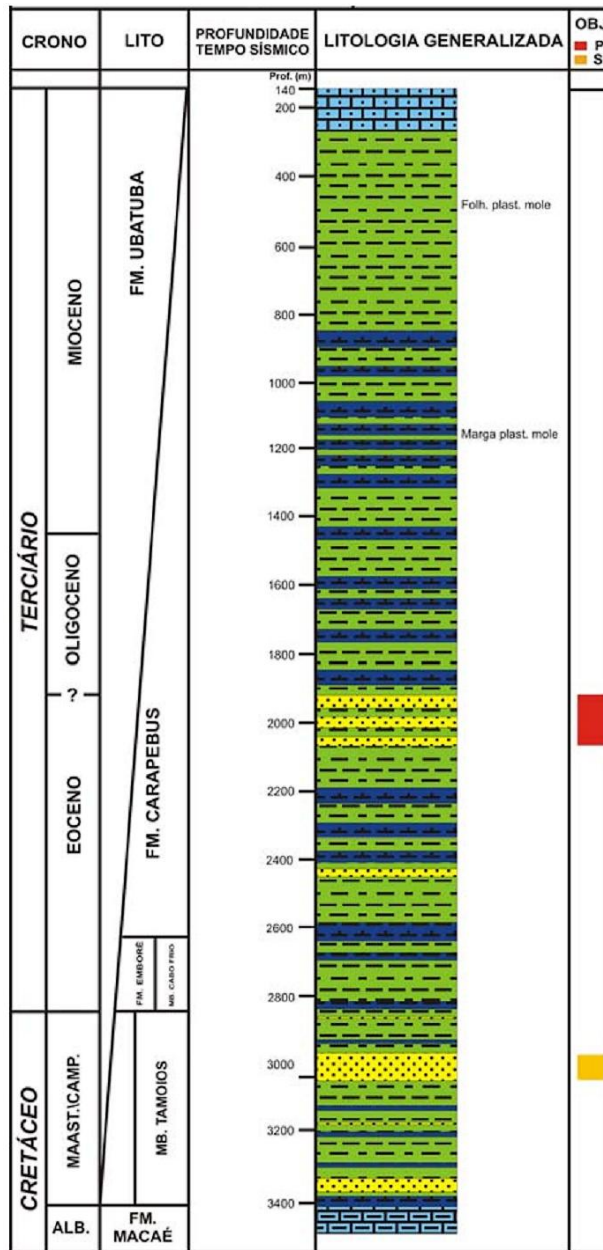
**FIGURA II.5.1.4.20 – Seção geológica esquemática do Bloco BM-C-41, que corresponde ao C-M-592 da figura. Originalmente sem escala.**

Fonte: OGX/HABTEC (2011).

## B.2. Características estratigráficas e dos reservatórios

### ESTRATIGRAFIA

Estudo da OGX/HABTEC (2011) mostra a coluna estratigráfica do poço OSX-1, em que se aponta o predomínio de folhelhos, margas e arenitos (Figura II.5.1.4.21).



**FIGURA II.5.1.4.21 – Coluna estratigráfica para a área do Bloco BM-C-41, onde são apontados à direita da coluna, os objetivos primários (vermelho) e secundários (amarelo).**

Fonte: OGX/HABTEC (2011)

Estudo realizado para a locação OSX-1 (Waimea) no Bloco BM-C-41 definiu quatro unidades estratigráficas, as quais são limitadas por três horizontes A, B e C (OGX/FUGRO, 2011b) (Anexo A).

A unidade 1 abrange desde o fundo marinho até o Horizonte A. É uma unidade contínua, tendo uma espessura de 3 m. Dados indicam sedimentos que variam de areias fina a grossa com fragmentos de conchas.

A unidade 2 que se estende do horizonte A ao Horizonte B apresenta uma espessura de 17 m. O horizonte B por vezes é descontínuo, sendo interpolado nas áreas sem registros. A unidade é espessa e composta por argila calcária com bolsas (*pocket*) de silte.

A unidade 3 se estende do horizonte B até o Horizonte C. Mostra uma espessura de cerca de 4 m. O horizonte se mostra contínuo, sendo constituído por areia fina a grossa intercaladas com fragmentos de conchas.

A unidade 4 se estende do horizonte C até a profundidade de estudo 35 m. Apresenta uma espessura mínima de 11 m, sendo uma camada contínua. É constituída por espessa camada de argila calcária. O topo da base a 35 m é composta por areia, silte e argila.

As sondagens realizadas apontaram pouca variabilidade entre os solos nas posições amostradas, situação que permite inferir uma condição de solo representativa para outras localidades existentes na plataforma.

## RESERVATÓRIOS

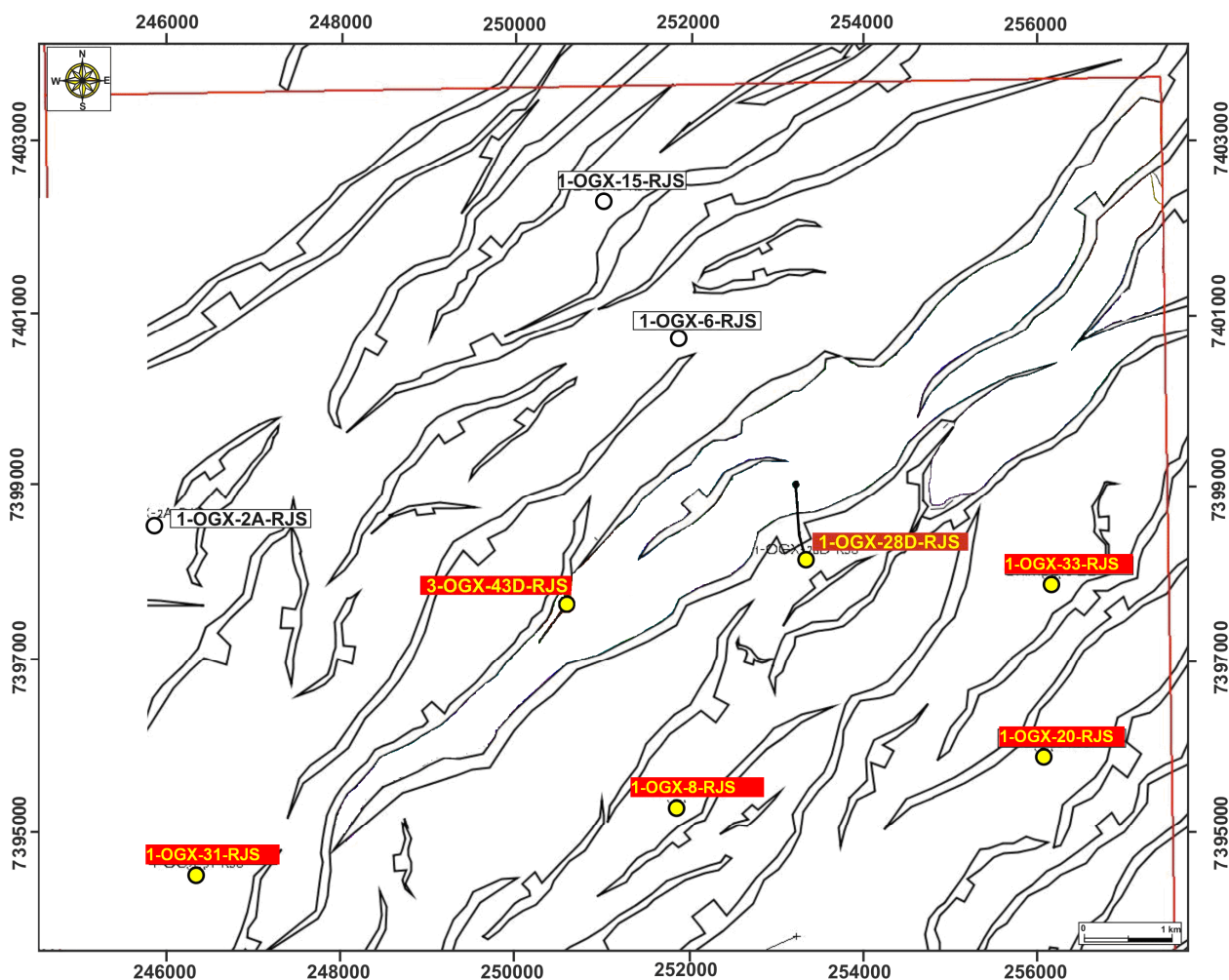
O projeto de desenvolvimento objeto deste Estudo de Impacto Ambiental visa à exploração de reservatórios carbonáticos de idade albiana, encontrados através das descobertas nos prospectos Fuji (poço 1-OGX-8-RJS), Illimani (poço 1-OGX-28D-RJS), Osorno (poço 1-OGX-31-RJS), Tupungato (poço 1-OGX-20-RJS) e Chimborazo 1-OGX-33-RJS, no Bloco BM-C-41, na parte sul da Bacia de Campos.

Os reservatórios do Bloco BM-C-41 são constituídos por rochas carbonáticas de alta energia da Formação Quissamã, de idade albiana, constituídos por grainstones/packstones oolíticos/oncolíticos dolomitizados. Estudos preliminares indicam que este reservatório apresenta fraturas que elevam a permeabilidade do sistema.

A perfuração dos poços descobridores das acumulações de Fuji, Illimani, Osorno, Chimborazo e Tupungato teve como principal objetivo avaliar a continuidade a sudoeste do trend estrutural do Albiano, de orientação de SW / NE, dos reservatórios portadores de hidrocarbonetos em modelo semelhante ao do Campo de Maromba.

Com a perfuração destes poços exploratórios fica confirmado o modelo geológico aplicado pela OGX para o Albiano nesta porção da Bacia, o de diferentes steps separados por falhamentos sin- e antitéticos com diferentes contatos óleo/água.

O poço exploratório 3-OGX-43D-RJS já concluído, assim como os poços 3-OGX-54D-RJS e 3-OGX-56D-RJS em andamento, têm como objetivo principal investigar a extensão das acumulações das descobertas de Illimani e Fuji, respectivamente.



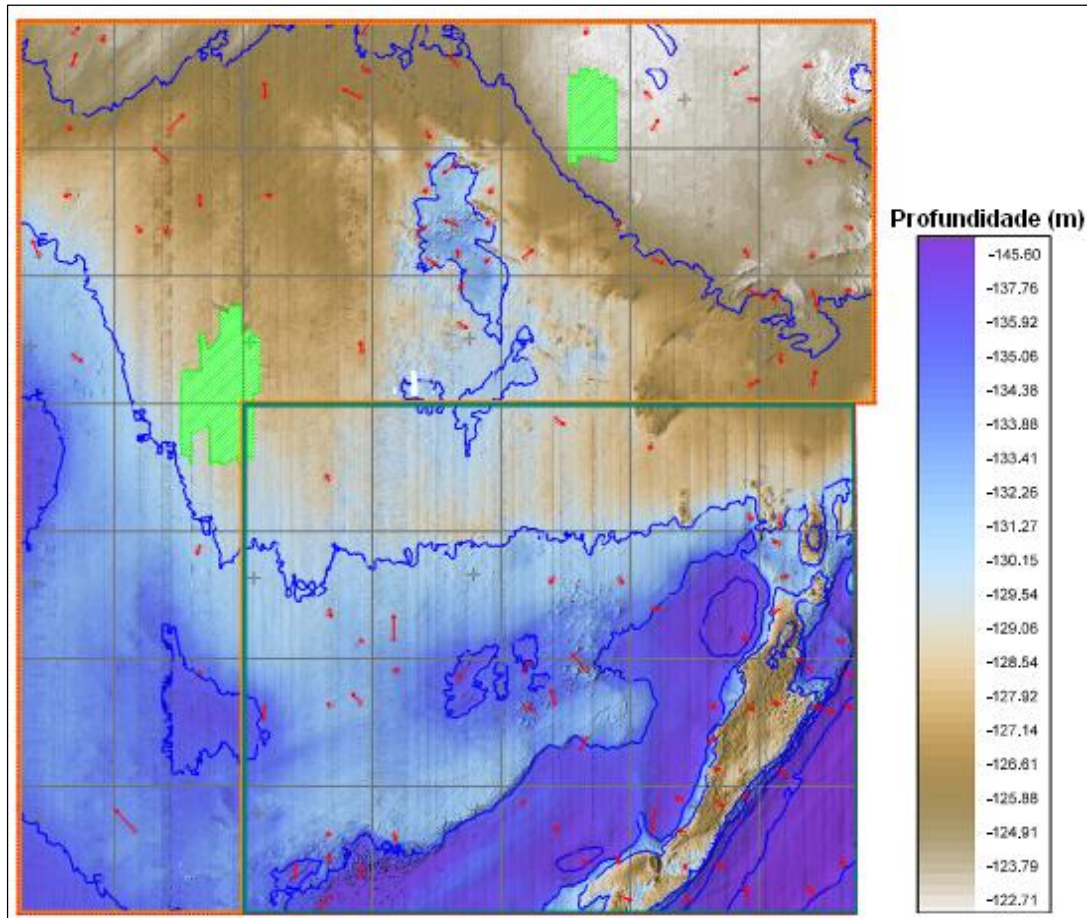
**FIGURA II.5.1.4.22** – Mapa no qual se observa o *trend* estrutural do Albiano, de orientação de SW / NE. Em destaque no mapa os poços exploratórios 1-OGX-8-RJS (Fuji), 1-OGX-28D-RJS (Illimani), 1-OGX-31-RJS (Osorno), 1-OGX-20-RJS (Tupungato) e 1-OGX-33-RJS (Chimborazo) e o poço de extensão da acumulação de Illimani 3-OGX-43D-RJS. Observa-se também os poços descobridores de Waimea (1-OGX-2A-RJS), de Etna (1-OGX-6-RJS) e de Santa Helena (1-OGX-15-RJS).

### B.3. Características fisiográficas

O Bloco BM-C-41 está situado a sudeste do cabo Frio, no limite da plataforma externa, porém não alcança o talude superior. A área mostra uma inclinação da superfície do fundo marinho também orientada para sudeste, não apresentando variações abruptas em superfície. As profundidades variam entre 0,1° a 12,5°, atingindo um máximo de 14,5°, que se relaciona a uma elevação que se destaca na porção sudeste da área do bloco. A profundidade no centro da área do bloco é de 130 m e o gradiente inferior a 0,2° (Figuras II.5.1.4.23 e II.5.1.4.24).

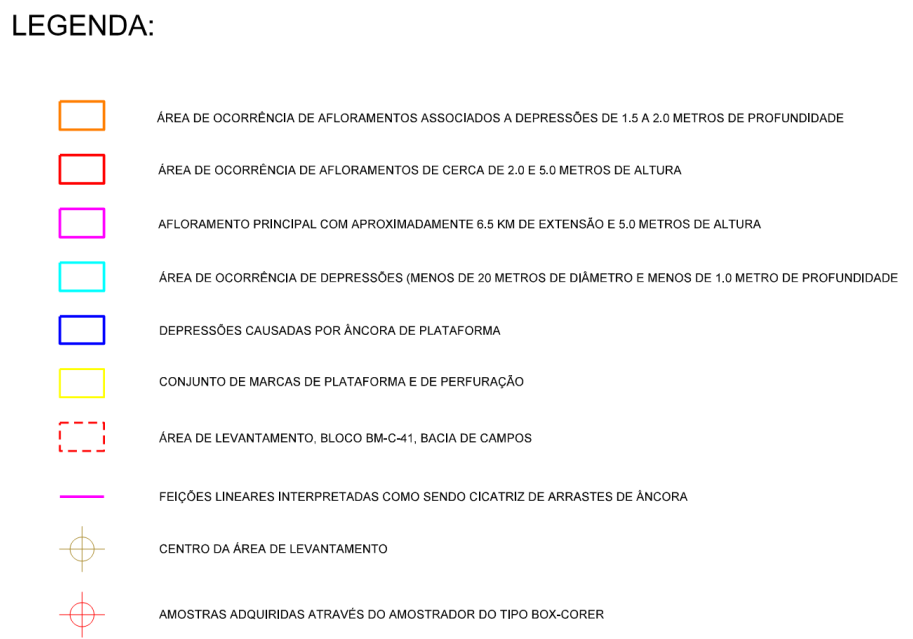
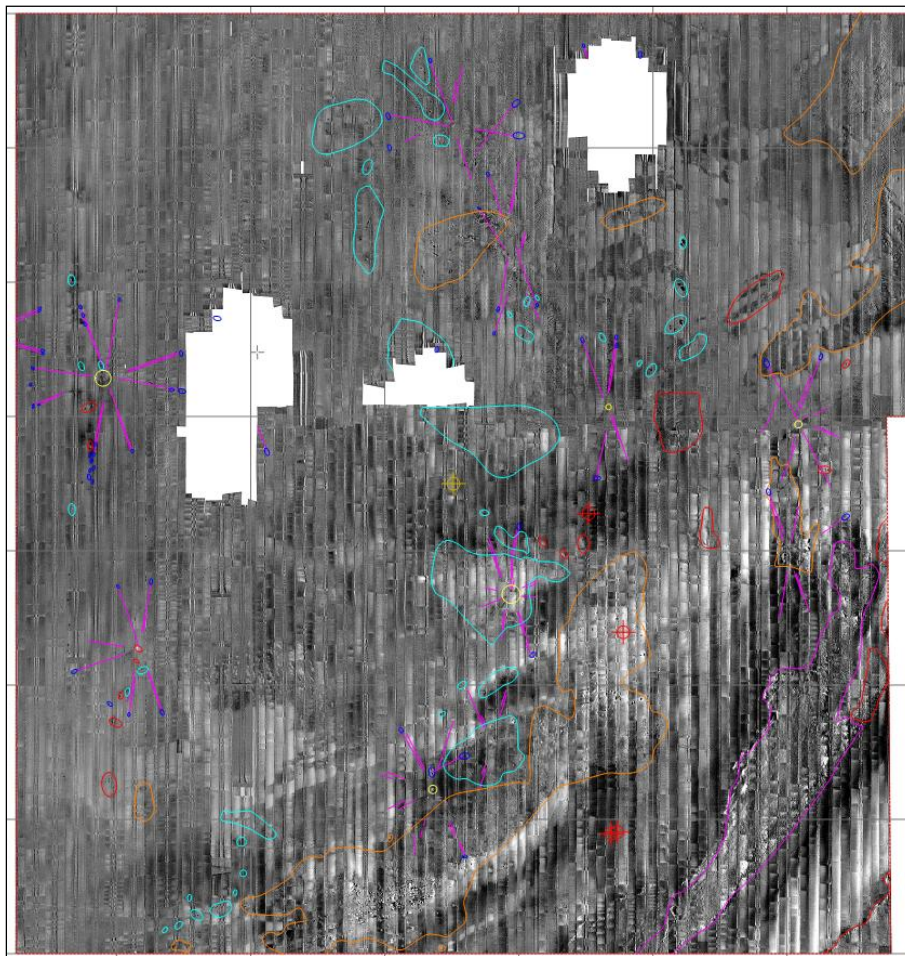
A morfologia do fundo marinho maior destaque ocorre na porção sudeste do Bloco entre as isóbatas de 125 e 130 m. Nesta posição há um afloramento com extensão aproximada de 6,5 km e 5 m de altura, com gradiente que varia até 14,5° (Figuras II.5.1.4.25 e II.5.1.4.26).

Outras elevações aparecem ao norte dessa feição principal, com alturas variando de 1 a 7 m. Tais elevações ou patamares identificados na área representam bancos carbonáticos, citados na literatura pelo Projeto REMAC como banco de biohermas e, mais recentemente, objeto de estudo por Giustina (2007).



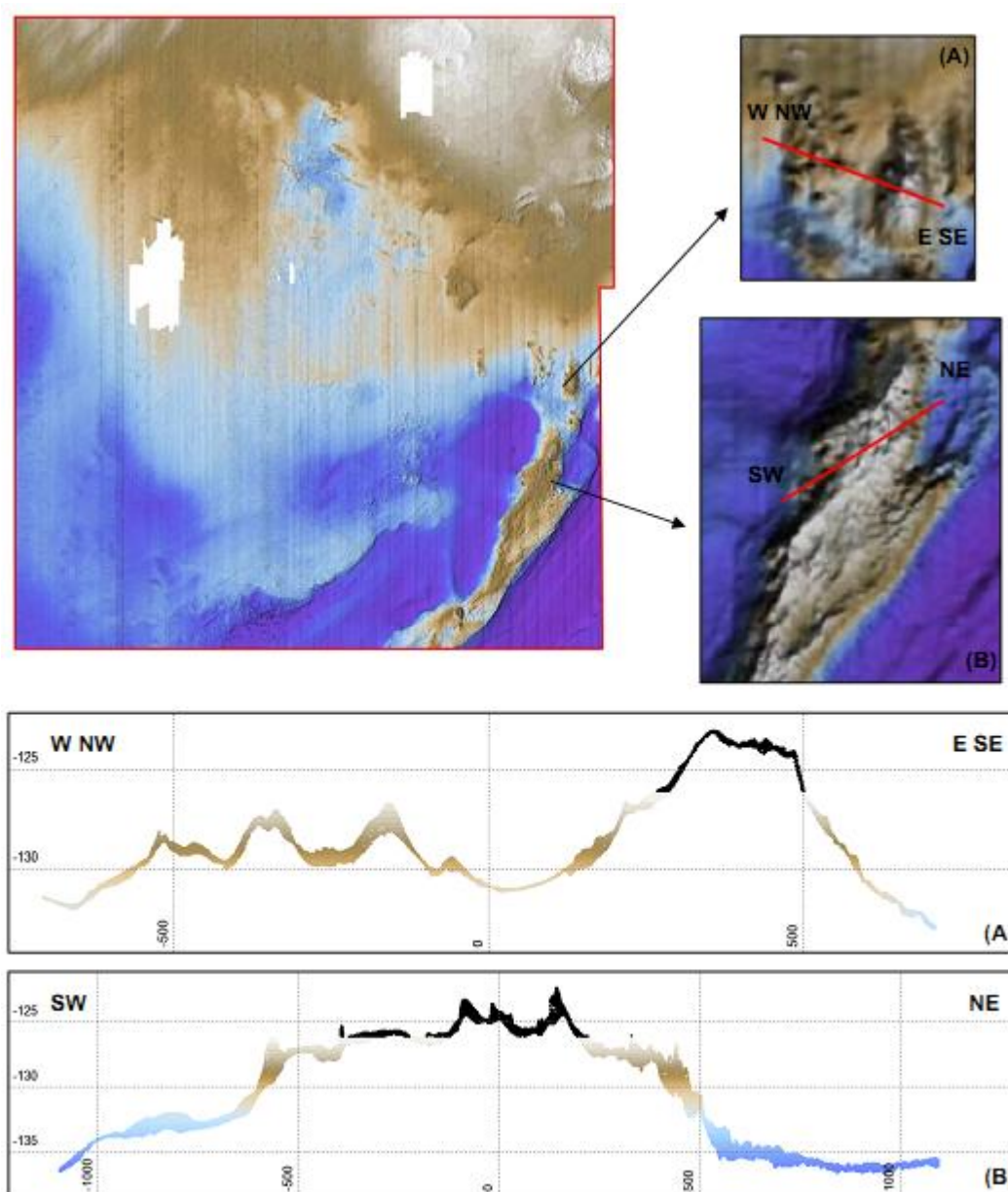
**FIGURA II.5.1.4.23 – Mapa batimétrico da área do Bloco BM-C-41. As áreas em verde não apresentam informações, em função da presença de plataformas.**

Fonte: OGX/FUGRO, 2011b (Anexo A).



**FIGURA II.5.1.4.24 – Mapa do fundo marinho mostrando a morfologia de fundo.**

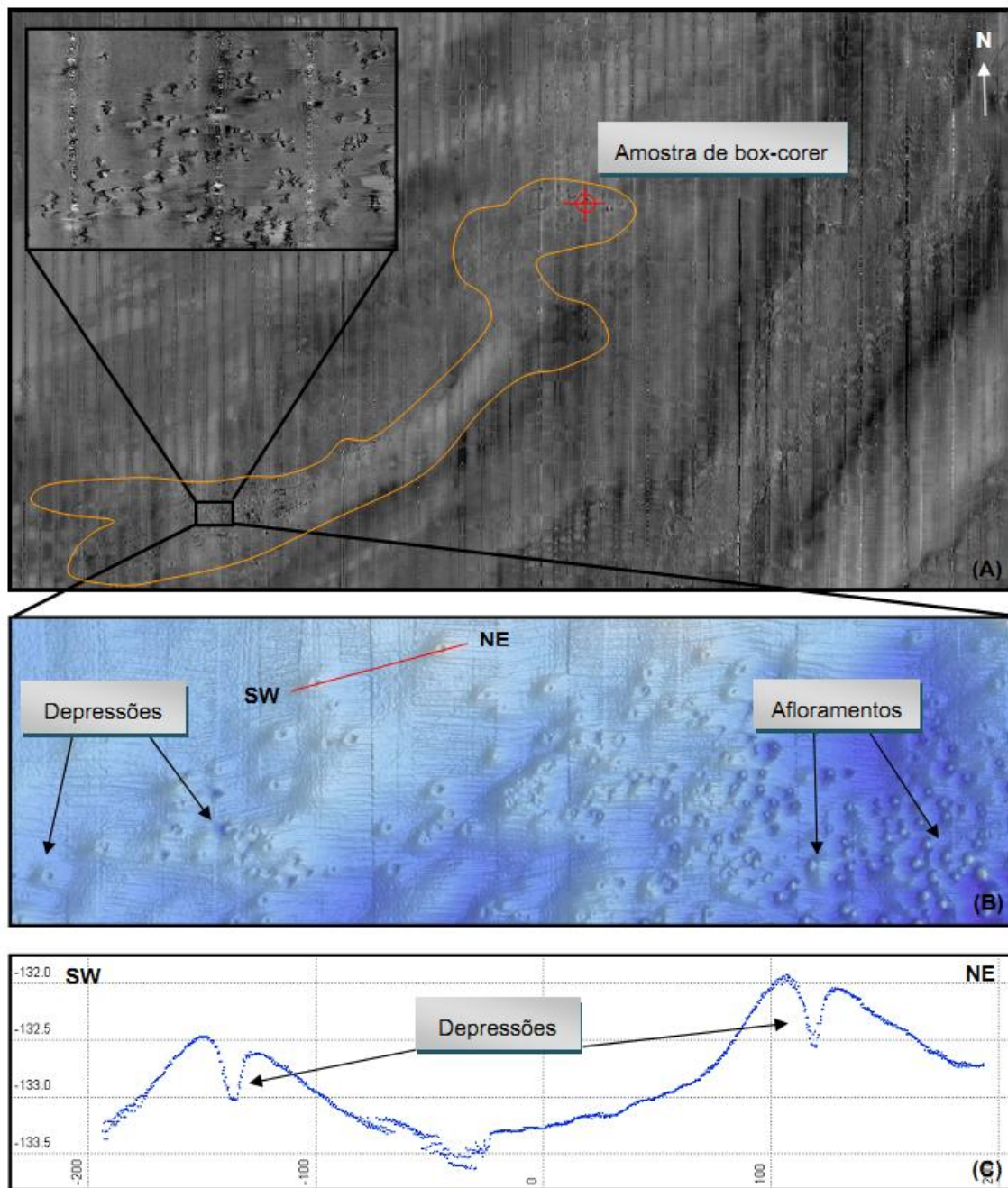
Fonte: OGX/FUGRO, 2011b (Anexo A)



**FIGURA II.5.1.4.25 – Perfis batimétricos dos afloramentos observados ao sul da área.**

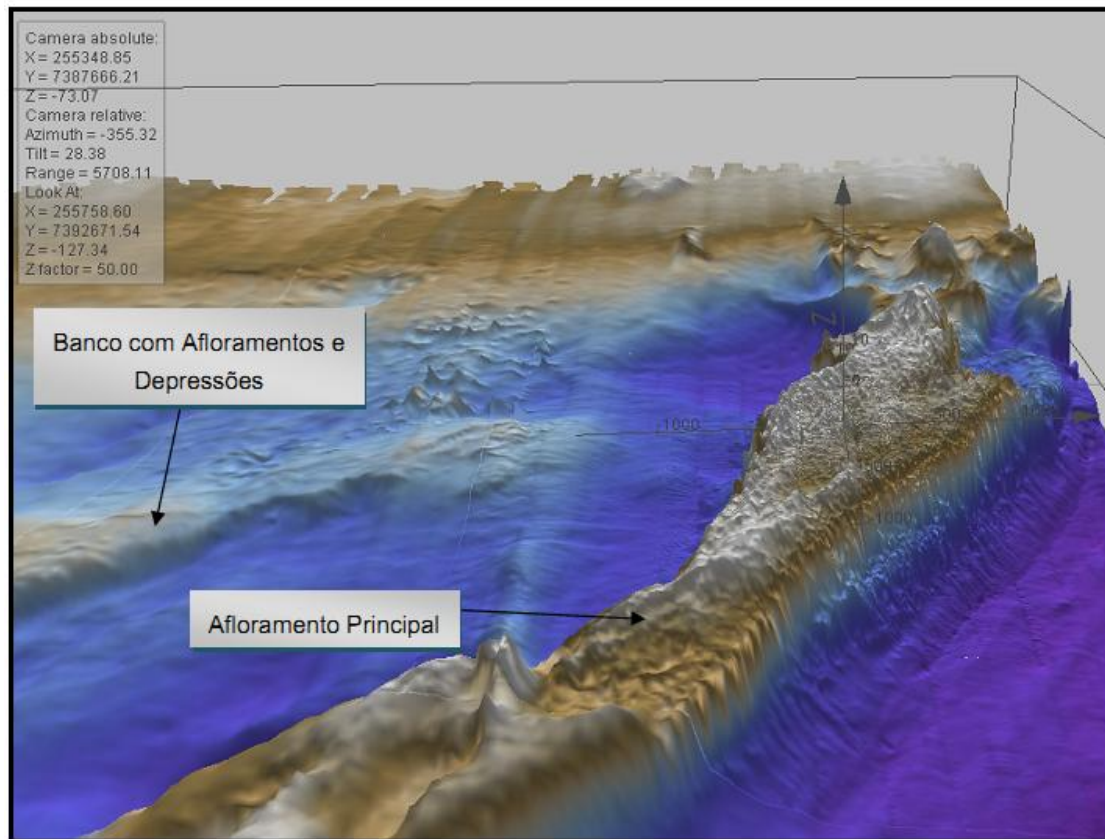
Fonte: OGX/FUGRO, 2011b (Anexo A).





**FIGURA II.5.1.4.26 – Pequenos afloramentos e depressões na área do Bloco BM-C-41.**

Fonte: OGX/FUGRO 2011b (Anexo A).



**FIGURA II.5.1.27 – Imagem 3D dos afloramentos e depressões.**

Fonte: OGX/FUGRO, 2011b (Anexo A).

#### **B.4. Características faciológicas**

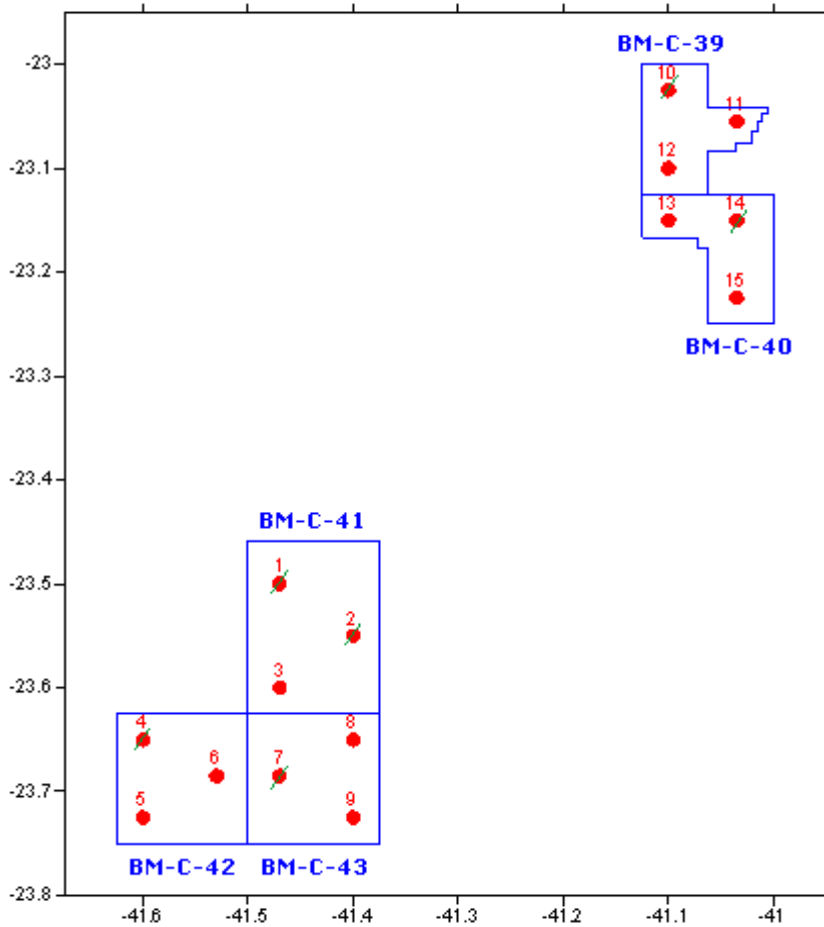
Num quadro geral, a cobertura sedimentar da plataforma interna e média deste trecho é caracterizada como predominantemente siliciclástica, enquanto a partir da transição entre a plataforma média e externa predominam sedimentos carbonáticos (KOWSMAN; COSTA, 1979). Acumulações de lamias derivadas de descargas 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 (VIANA *et al.*, 1998). Na plataforma externa, identificaram-se 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.

Imediatamente ao sul do Cabo de São Tomé estes sedimentos são constituídos por areias grosseiras subangulosas a subarredondadas que se misturam com areias finas e polidas ao largo de Macaé e após essa área de transição ao largo de Cabo Frio ocorrem areias muito finas com ampla distribuição na plataforma (ALVES; PONZI, 1984).

Na região do talude os sedimentos que cobrem o fundo são 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.

A região do talude superior (entre 200 e 600 m de profundidade) ocorre lamas siliciclásticas com presença discreta de carbonato e matéria orgânica (CADDAN *et al*, 1998).

Estudo sedimentológico (OGX/ PIR2/FUGRO, 2009) (Anexo A) nos Blocos BM-C-39, BM-C-40, BM-C-41, BM-C-42 e BM-C-43 na Bacia de Campos mostra uma predominância de areia em praticamente toda a área, com uma média superior a 70%, mas com uma fração variável entre as estações apresentando valores entre 38,36 e 95,66% da amostra (Tabela II.5.1.4.4, Figura II.5.1.4.28).



**FIGURA II.5.1.4.28 – Localização das estações amostrais propostas nos Blocos BM-C-39, BM-C-40, BM-C-41, BM-C-42 e BM-C-43.**

Fonte: OGX/ PIR2/FUGRO, 2009 (Anexo A).

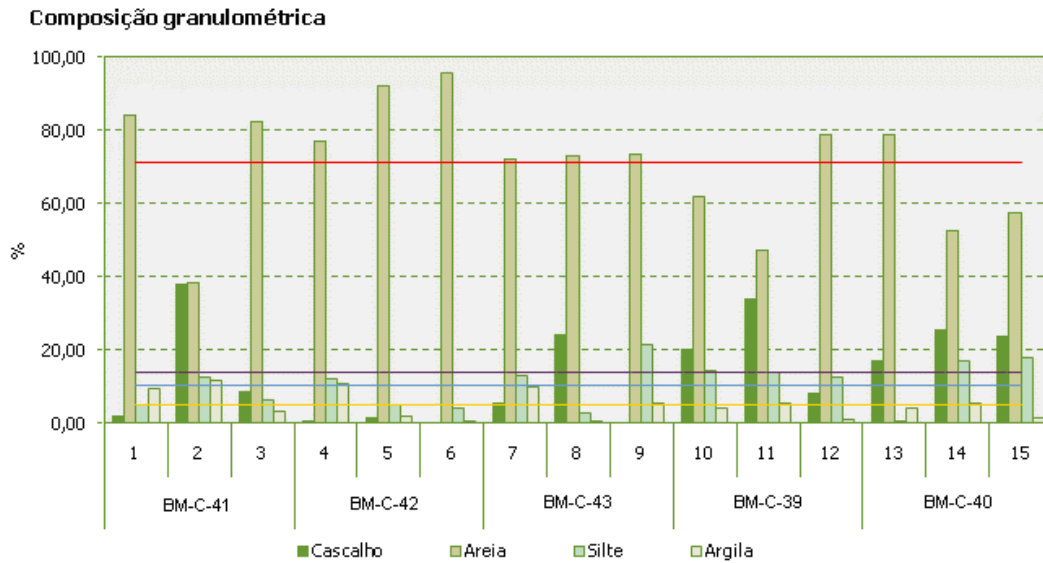
**TABELA II.5.1.4.4 – Composição granulométrica (%) nas amostras de sedimentos dos Blocos BM-C-39, BM-C-40, BM-C-41, BM-C-42 e BM-C-43, Bacia de Campos.**

Composição granulométrica									
Blocos	Estações	Cascalho (%)	Areia muito grossa (%)	Areia grossa (%)	Areia média (%)	Areia fina (%)	Areia muito fina (%)	Silte (%)	Argila (%)
BM-C-41	1	1,89	8,87	23,11	39,70	6,08	6,41	4,92	9,02
	2	38,00	12,85	9,19	9,92	3,87	2,53	12,30	11,35
	3	8,37	8,18	10,67	45,70	14,73	2,97	6,25	3,12
BM-C-42	4	0,62	4,02	5,51	15,39	22,68	29,09	11,94	10,75
	5	1,30	8,72	9,46	20,78	33,57	19,65	4,88	1,63
	6	0,15	4,33	11,89	42,82	34,24	2,38	3,85	0,32
BM-C-43	7	5,43	12,67	14,22	25,07	14,98	5,07	12,68	9,87
	8	24,22	25,97	21,37	18,71	5,07	1,63	2,61	0,43
	9	0,00	0,19	0,41	2,07	10,87	59,79	21,34	5,33
BM-C-39	10	19,92	19,01	15,72	14,97	8,19	4,02	14,28	3,89
	11	33,92	12,28	10,61	11,07	8,40	4,92	13,72	5,08
	12	8,03	19,31	18,87	21,70	13,78	5,14	12,48	0,69
BM-C-40	13	17,04	18,66	17,62	23,05	15,35	3,90	0,59	3,79
	14	25,38	17,66	10,60	11,51	8,19	4,57	16,96	5,14
	15	23,78	15,83	10,35	13,54	11,54	6,20	17,68	1,07
Média		13,87	12,57	12,64	21,07	14,10	10,55	10,43	4,77
Desvio padrão		12,99	6,98	5,99	12,69	9,38	15,51	6,18	3,84

Fonte: OGX/ PIR2/FUGRO, 2009 (Anexo A)

Os sedimentos em geral variam de areia fina a grossa, sendo mal selecionados e associados a lamias e cascalhos.

A composição carbonática do sedimento varia consideravelmente em todas as estações com valores entre 23,41 e 93,30% (Tabela II.5.1.4.4, Figura II.5.1.4.29). Todas as estações, com exceção das estações 2 e 3, apresentaram valores superiores a 69%. Esta tendência reflete as características da “Província Carbonática”, que é caracterizada pela presença de sedimentos com mais de 50% de carbonato de cálcio e está restrita à plataforma externa.



**FIGURA II.5.1.4.29 – Composição granulométrica do sedimento das amostras coletadas nos Blocos BM-C-39, BM-C-40, BM-C-41, BM-C-42 e BM-C-43, Bacia de Campos. A linha violeta corresponde à fração média de cascalho, a azul a fração média de silte, a vermelha a fração média de areia e a laranja corresponde à fração média de argila.**

Fonte: OGX/ PIR2/FUGRO (2009) (Anexo A).

Sob o ponto de vista de distribuição espacial, a composição granulométrica mostra uma mudança sensível no padrão entre as características do sedimento das estações situadas mais ao norte (estações 10 a 15) nos Blocos BM-C-39 e BM-C-40, quando comparadas às estações mais ao sul (estações 1 a 9) nos Blocos BM-C-41, BM-C-42 e BM-C-43.

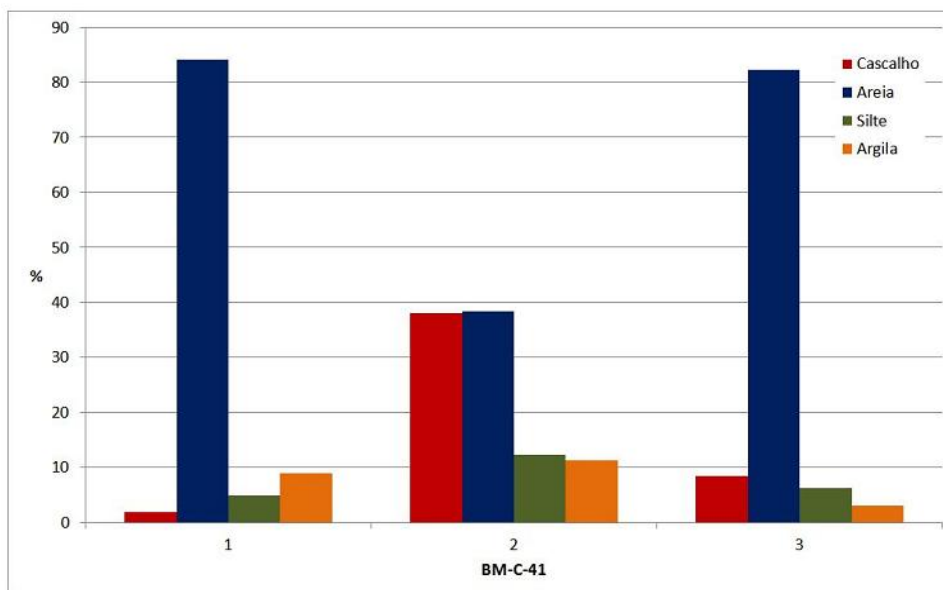
Nas estações situadas mais ao norte, o sedimento, apresenta características granulométricas mais semelhantes entre si do que as apresentadas pelas estações ao sul.

Nesse sentido, os resultados das estações situadas mais ao norte sugerem que a área apresenta sedimentos com características granulométricas mais homogêneas que o das estações situadas ao sul, além de uma maior representatividade da fração cascalho.

Essa diferença entre áreas também pode ser observada na classificação textural, na qual, as amostras das estações situadas mais ao norte foram caracterizadas como areia média a grossa, enquanto as amostras das estações ao sul apresentaram classificação mais variável, de areia muito fina a grossa.

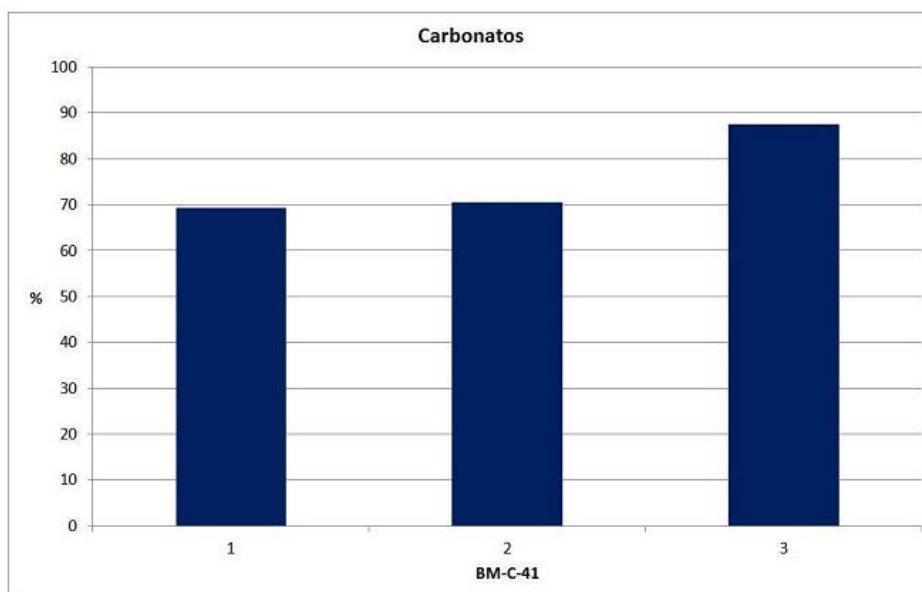
A composição carbonática apresentou um padrão espacial semelhante ao das diferentes frações do sedimento, com as estações situadas mais ao norte (estações de 10 a 15) apresentando uma representatividade de carbonatos menos variável entre as estações que aquela apresentada pelas estações situadas mais ao sul (estações de 1 a 9).

Nas Figuras II.5.1.4.30 e II.5.1.4.31, são mostrados os resultados obtidos na análise granulométrica dos sedimentos coletados no Bloco BM-C-41, de maneira a aprofundar a análise do Bloco em questão. Como já demonstrado anteriormente, os sedimentos presentes na região do Bloco BM-C-41 possuem uma classificação textural variável. Os sedimentos são inconsolidados constituídos por areia muito fina a grossa, com presença de 38% de cascalho e composição carbonática média de 75,79%, variando entre 69,35 e 87,58% (OGX/PIR2/FUGRO, 2009) (Anexo A).



**FIGURA II.5.1.4.30 – Composição granulométrica dos sedimentos na área do Bloco BM-C-41.**

Fonte: OGX/PIR2/FUGRO, 2008 *apud* OGX/HABTEC, 2011.



**FIGURA II.5.1.4.31 – Composição carbonática (%) no sedimento da área do Bloco BM-C-41.**

Fonte: OGX/PIR2/FUGRO, 2008 *apud* OGX/HABTEC, 2011.

Num quadro geral, o Bloco BM-C-41 encontra-se numa região de transição entre as fácies bioclásticas e siliciclásticas, sendo o fundo coberto por areia e cascalho bioclástico e areia quartzosa muito fina.

Os levantamentos geotécnicos realizados na região através dos furos de sondagem, já citados, confirmaram que o solo do fundo marinho na área do Bloco BM-C-41 é constituído de uma camada superficial de areia predominantemente calcária desagregada, não cimentada, de 2 a 4 m de espessura, seguida de uma camada de argila de consistência rija, de grande espessura (plataforma interna). Esse tipo de formação tem se mostrado favorável, tanto para vedação dos revestimentos dos poços de produção, como para instalação das estacas de ancoragem do FPSO, estruturas submarinas e fundações de plataformas fixas de produção.

### **B.5. Características Geotécnicas**

Com o objetivo de verificar a existência de possíveis riscos quanto à instabilidade geológica da região abrangida pelo Bloco BM-C-41, realizou-se uma campanha de aquisição de dados geofísicos e geotécnicos visando à definição de perfis de fundo e de propriedades tais como resistência e estabilidade.

O solo do fundo marinho na área do Bloco BM-C-41 é constituído por uma camada superficial de areia calcária inconsolidada, não cimentada, com espessura entre 2 e 4 m, seguida de uma camada de argila com espessura superior a 100 m. Levantamentos geotécnicos realizados indicaram que tais argilas apresentam consistência de rija a muito rija. Esse tipo de solo tem se mostrado favorável com relação à instalação de estacas de plataformas fixas. Não são esperadas dificuldades no processo de cravação das estacas.

Os dados sísmicos existentes permitiram determinar a estabilidade do assoalho marinho e a possível presença de gás superficial. Permitiram também uma análise da região do Bloco demonstrando que o perfil do fundo tem somente 1° de inclinação ou menos na área do Campo onde as estruturas das plataformas serão instaladas e o FPSO ancorado. A região do Bloco BM-C-41 é pouco acidentada, sendo praticamente plana, consistindo num terreno geotecnicamente estável.

Os dados revelaram que não há risco da presença de gás nas camadas superficiais do campo. Esta informação foi corroborada durante a perfuração dos cinco furos de sondagem para o levantamento geotécnico no referido bloco.