

II.5.1.4 Geologia e Geomorfologia

Descrevem-se, a seguir, as características geológicas e geomorfológicas da Bacia de Campos e do *Campo de Polvo*, atendendo às exigências do Termo de Referência Nº 011/05, emitido pelo Escritório de Licenciamento de Petróleo e Nuclear do Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e Recursos Renováveis (ELPN/IBAMA).

Como o referido campo encontra-se localizado ao Sul da Bacia de Campos, na região limítrofe com o Norte da Bacia de Santos, serão também apresentadas, de forma sucinta, as características fisiográficas e faciológicas da porção Norte da Bacia de Santos até a cidade de Niterói, no Estado do Rio de Janeiro.

A Bacia de Campos, quanto às reservas e produção de óleo e gás natural, tem apresentado nos últimos anos os maiores índices e volumes do país. Dados da ANP (2005) mostram a seguinte situação para esta bacia (**Quadros II.5.1.4-1 e II.5.1.4-2**):

QUADRO II.5.1.4-1- RESERVAS TOTAIS DE PETRÓLEO E GÁS NATURAL NA BACIA DE CAMPOS -2004

RESERVA	PETRÓLEO (BARRIS)	GÁS NATURAL (M ³)
Total	12.816.700.000*	163.935.200.000
Provada	9.926.900.000*	127.537.900.000

FONTE: ANP, 2005

QUADRO II.5.1.4-2- PRODUÇÃO DE PETRÓLEO E GÁS NATURAL NA BACIA DE CAMPOS - 2004

PRODUTO	PETRÓLEO	GÁS NATURAL
m³	-	6.815.173.000
Barris	447.562.680	-

FONTE: ANP, 2005

II.5.1.4.1 Arcabouço Estrutural

Características Regionais

A Bacia de Campos está situada entre as coordenadas 21° 30' S e 23° 45' S e 38° 45' W e 42° 00' W. Ela é limitada ao Norte pelo o alto de Vitória, ao Sul pelo alto de Cabo Frio e a Oeste pelos terrenos flúvio-marinhos pleistocênicos/holocênicos e terrenos terciários do Grupo Barreiras, se estendendo pelas porções marinha e continental (**Figura II.5.1.4-1**).

A porção marinha da bacia até 3.400 m de profundidade apresenta uma área aproximada de 100.000 km², enquanto sua porção continental possui aproximadamente 500 km² (SCHALLER, 1973; MARROQUIM & LUCCHESI,

1984; CARMINATTI, 1987; DIAS *et al.*, 1990; RANGEL *et al.*, 1994 e RANGEL *et al.*, 1996, ANP, 2005).

Esta bacia tem uma gênese semelhante às demais bacias sedimentares da margem continental leste brasileira, associando-se aos modelos de deriva continental, tectônico de placas e de formação do assoalho oceânico. As três situações geológicas que ocorreram ao longo desse processo foram o soerguimento crustal, o fraturamento da crosta e a separação crustal por tensionamento (ASMUS, 1982), sendo essas responsáveis pela instalação de um sistema de vales em rifte (*rift-valleys*), com estruturas orientadas, preferencialmente, na direção NE-SW, com tendência N-S.

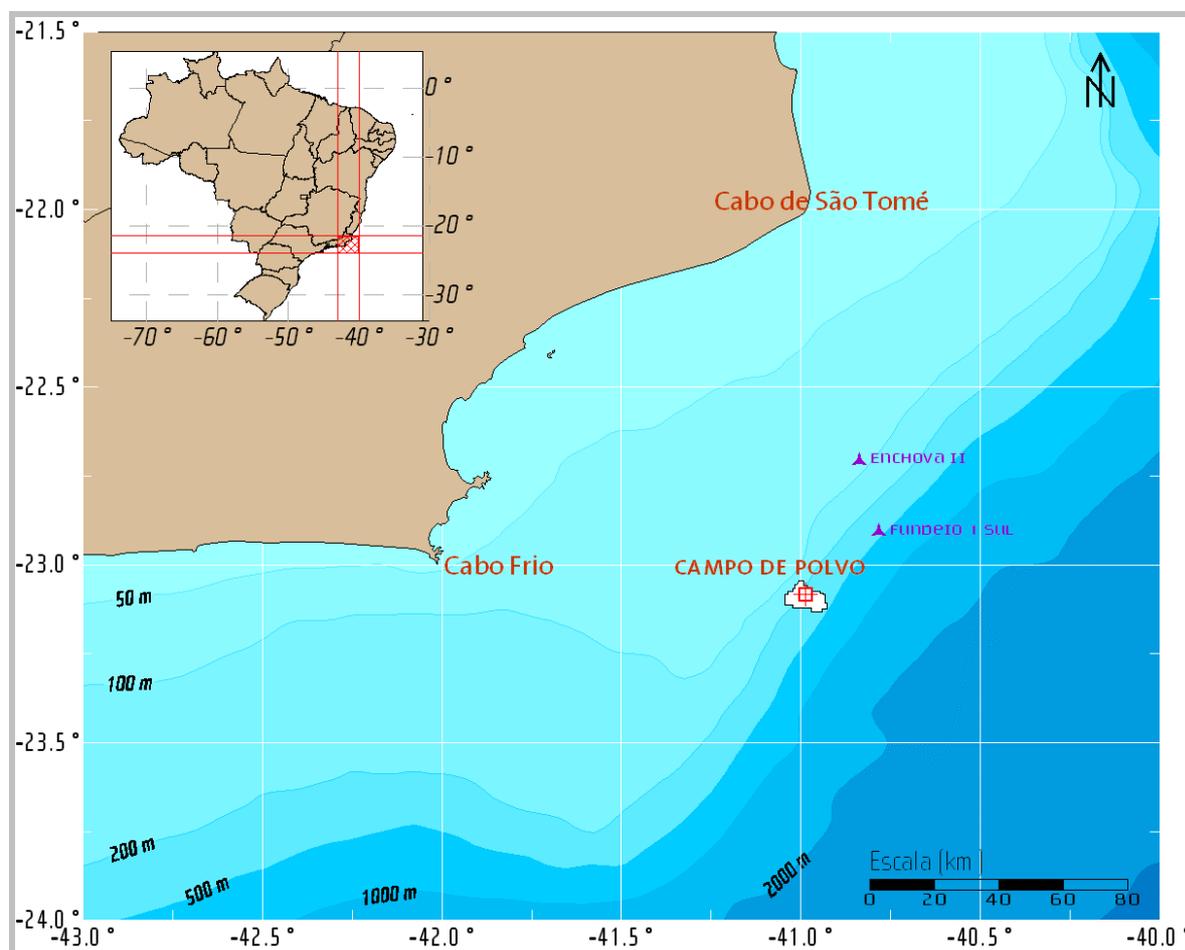


FIGURA II.5.1.4-1: LOCALIZAÇÃO DA BACIA DE CAMPOS E DO CAMPO DE POLVO

O sistema de vales em rifte é constituído por feições do tipo horst, gráben e meio-gráben, limitadas por falhas sintéticas e antitéticas, com rejeitos que variam de dezenas a centenas de metros (CARMINATTI & DIAS *in* CARMINATTI, 1987). São também verificadas na margem continental, feições estruturais importantes, como as linhas de charneiras e as estruturas transversais, representadas pelos lineamentos (ASMUS, 1982) (**Mapa II.5.1.4-1**).

A evolução estrutural da Bacia de Campos encontra-se relacionada 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 (**Quadro II.5.1.4-3**) (**Figura II.5.1.4-2**).

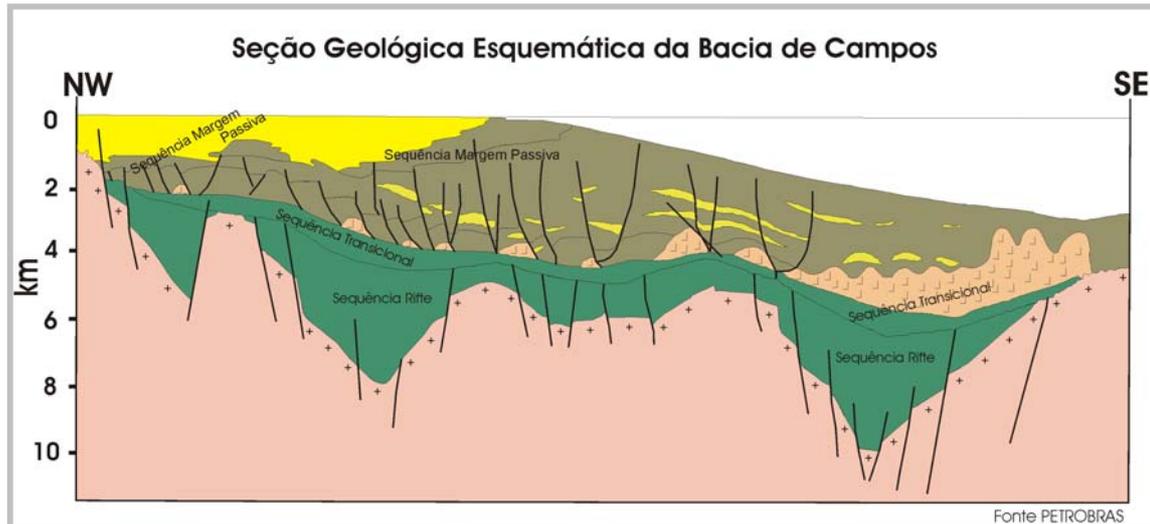


FIGURA II.5.1.4-2: SEÇÃO GEOLÓGICA GERAL DA BACIA DE CAMPOS
FONTE: [HTTP://WWW.CPRM.GOV.BR](http://www.cprm.gov.br) (ACESSADO EM 20/05/05)

A tectônica crustal ocorrida na fase riffe (Cretáceo Inferior) e as modificações que ocorreram no substrato por reativação tectônica (Cretáceo Superior) foram responsáveis pelo estabelecimento das falhas e, posteriormente, pela estruturação da tectônica adiastrófica - importante 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).

QUADRO II.5.1.4-3 – EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DA MARGEM CONTINENTAL LESTE BRASILEIRA

ESTÁGIO EVOLUTIVO	FASE DE SEDIMENTAÇÃO	SEQÜÊNCIA SEDIMENTAR	AMBIENTE DEPOSICIONAL
Oceânico	Drifte	Mar	Marinho regressivo/transgressivo
			Plataforma rasa
Proto-oceânico	Transicional	Golfo	Marinho restrito
			Lagunar
Riffe	Riffe	Lagos	Deltaico-lacustre
Pré-Riffe		Continente	Flúvio-lacustre-eólico

FONTE: MODIFICADO DE PONTE ET AL (1979) IN ASMUS, H.E. (1984)

A parte central da Bacia de Campos apresenta um sistema de falhas com direção E-W, o qual a separa em duas regiões tectônicas semelhantes. CARMINATTI (1987) sugere que esse sistema de falhas tenha surgido durante a 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.5.1.4-1**).

Segundo MEISLING *et al.* (2001), falhas oblíquas com essa direção se associam à Zonas de Transferência (ZT's), as quais compartimentam a bacia. Essas ZT's apresentariam altos intra-riftes, estruturalmente complexos que atuariam na concentração e migração de hidrocarbonetos na Bacia de Campos.

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, 1987).

A fase drifte da evolução estrutural da bacia é relacionada 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. Durante o Albiano, ocorreu uma “calma” 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 a 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**).

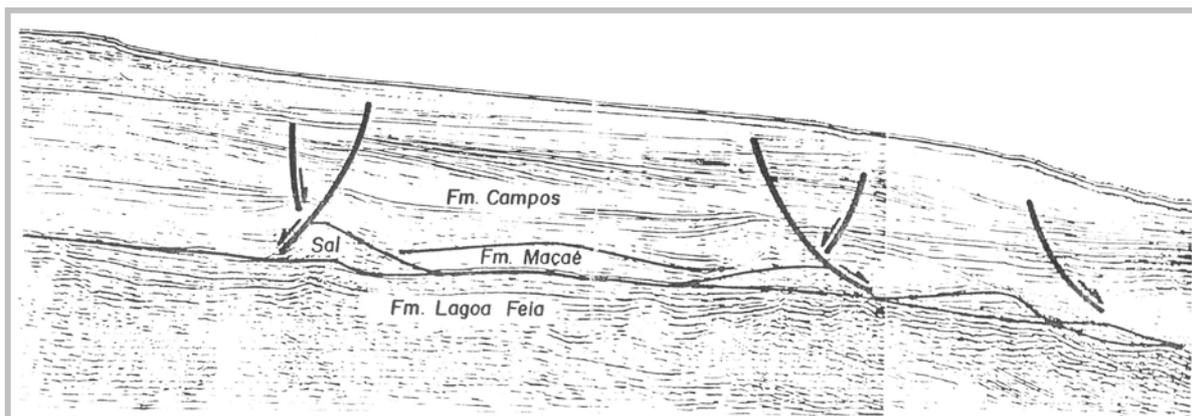


FIGURA II.5.1.4-3: SEÇÃO SÍSMICA NA ÁREA NORDESTE DA BACIA DE CAMPOS EVIDENCIANDO A PRESENÇA DE FEIÇÕES SALÍFERAS E INFLUENCIA SOBRE A SEDIMENTAÇÃO PÓS-SAL.

FORTE: FIGUEIREDO E MOHRIAK (1984)

A ocorrência de atividade vulcânica na área da Bacia de Campos aponta, para pelo menos, três momentos de eventos magmáticos (**Figura II.5.1.4-4**).

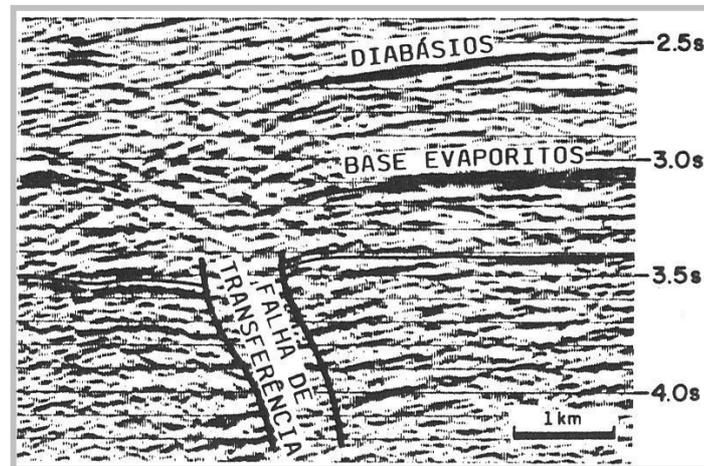


FIGURA II.5.1.4-4: SEÇÃO SÍSMICA NO CAMPO DE MARLIM MOSTRANDO FEIÇÃO MAGMÁTICA RELACIONADA AO EVENTO MAGMÁTICO DE 83 ± 2 MA. E SUA ASSOCIAÇÃO COM FALHA DE TRANSFERÊNCIA DA FASE RIFTE.

FONTE: CARMINATTI (1987)

O primeiro ocorreu durante a fase rifte, entre 130 e 125 M.a, 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 ± 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 foi associado à esforços distensionais, com idade entre 60 e 50 M.a, quando ocorreu através de intrusões vulcânicas alcalinas na área emersa próxima à bacia, sendo exemplos o morro de São João, Cabo Frio e Arraial do Cabo (MACEDO *et al.*, 1991; MOHRIAK *et al.*, 1996).

Uma fase de sedimentação, durante o Eoceno Inferior (53 ± 2 Ma.), deu-se juntamente com esses esforços distensionais e um evento magmático de intenso vulcanismo na região de Cabo Frio. Entre o Eoceno/Oligoceno, tais esforços tectônicos foram responsáveis pela instalação de um sistema de falhas normais, de direção NE–SW, na área do cabo de São Tomé.

A atuação efetiva dos esforços extensionais na direção E–SE e, posteriormente, NE, parece indicar o sentido preferencial de crescimento da bacia até o Oligoceno (CARMINATTI, 1987). 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, 1987).

Na área submersa, os eventos magmáticos, também associados a esses esforços extensionais, originaram rochas piroclásticas (CARMINATTI, 1987.; MACEDO *et al.*, 1991).

Uma relação entre o arcabouço estrutural da porção submersa e o embasamento pré-cambriano adjacente da porção emersa, na Bacia de Campos, mostra um estreito 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 (**Mapa II.5.1.4-1**).

No 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.5.1.4-1**).

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.*, 1987).

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.5.1.4-1 e Figura II.5.1.4-5**).

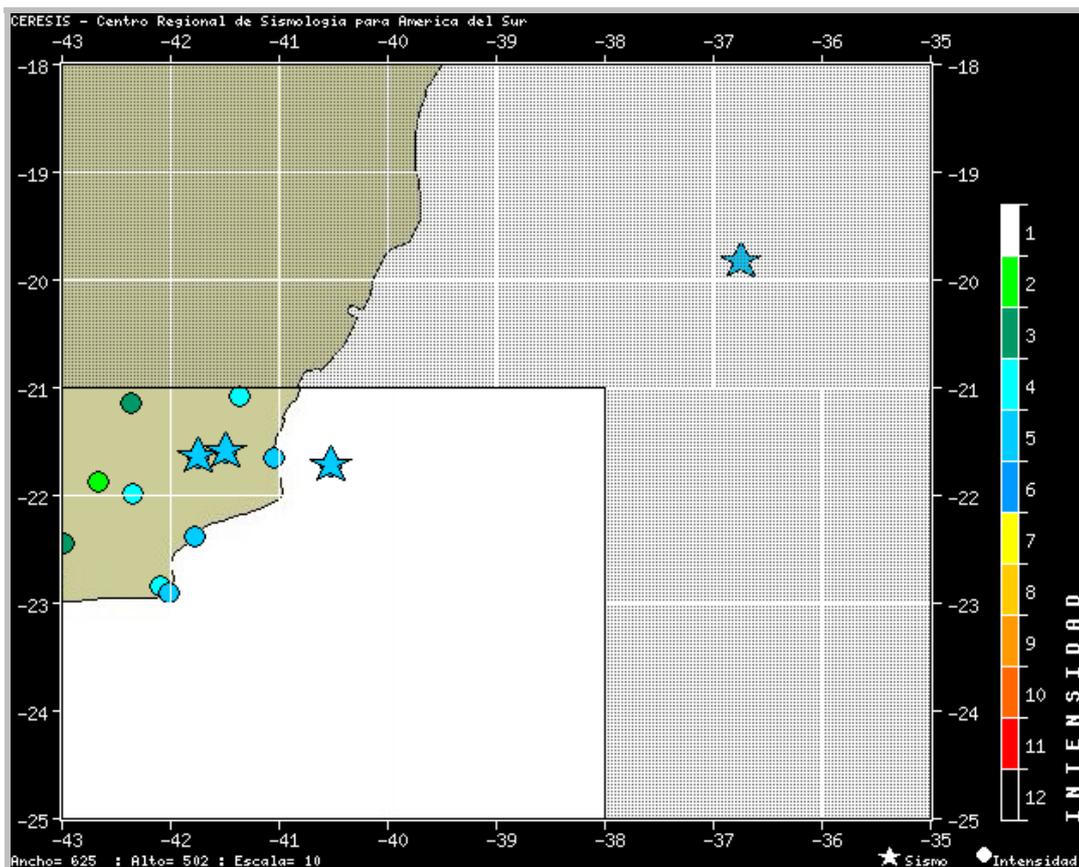


FIGURA II.5.1.4-5: A ÁREA EM BRANCO INCLUI A BACIA DE CAMPOS E PORÇÃO NORTE DA BACIA DE SANTOS. OS SÍMBOLOS NO MAPA INDICAM A OCORRÊNCIA E LOCALIZAÇÃO DE SISMOS OCORRIDOS EM 01/01/1750 E 30/04/2005 OCORRIDOS NA BACIA DE CAMPOS E NORTE DA BACIA DE SANTOS. A INTENSIDADE DOS SISMOS PLOTADOS VARIA ENTRE 1 E 12 NA ESCALA MERCALLI MODIFICADA (SÍMBOLOS EM FORMA DE ESTRELA CORRESPONDEM A INTENSIDADES MAIORES E CÍRCULOS A INTENSIDADES MENORES).
 FONTE: [HTTP://WWW.CERESIS.ORG](http://www.ceresis.org) (ACESSADO EM 20/05/2005).

A litologia do arcabouço na área submersa é composta por gnaisses e migmatitos associados à fácies anfíbolito e granulito. Segundo DIAS *et al.* (1987), perfurações de poços da Petrobras revelaram a presença de rochas granada-biotita-gnaisses. Sobre o embasamento, está presente uma camada basáltica (130 a 120 M.a.) que atinge cerca de 600 m de espessura.

Pontos de ocorrência magmática são verificados na bacia, principalmente entre a localidade de Atafona (São João da Barra-RJ) e o Cabo de São Tomé (Campos dos Goytacazes-RJ). RANGEL *et al.* (1994) destacaram 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 área 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. Uma outra suíte é constituída por charnockitos e enderbitos, com algumas situações cataclásticas, grossas e porfiróides (PROJETO RADAMBRASIL, 1983). 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.

Características Locais

A região do Bloco BM-C-8, onde se insere o *Campo de Polvo*, apresenta um embasamento caracterizado pela presença de falhas normais alinhadas N-NE e S-SW (orientação aproximada de 25-30 graus), onde predominam blocos baixos orientados para NE, em oposição ao mergulho regional. As estruturas resultantes são representadas por uma série de altos estruturais do embasamento, com alinhamento N-NE para S-SE, formados nos blocos altos das falhas. Estas falhas se prolongam através da Formação Macaé, dissipando-se nos folhelhos espessos da Formação Campos (**Figura II.5.1.4-6 e II.5.1.4-7**) (DEVON, 2005).

O forte alinhamento estrutural (N-NE para S-SW), do embasamento, pode ter controlado a deposição dos bancos rasos oncolíticos/oolíticos da Formação Macaé sobrejacente. Esses bancos se alinham, aproximadamente, na mesma direção (NE-SW). No leito submarino da área proposta para a instalação da unidade de produção não são observadas falhas (DEVON, 2005), conforme ilustrado pelo mapa da **Figura II.5.1.4-7**.

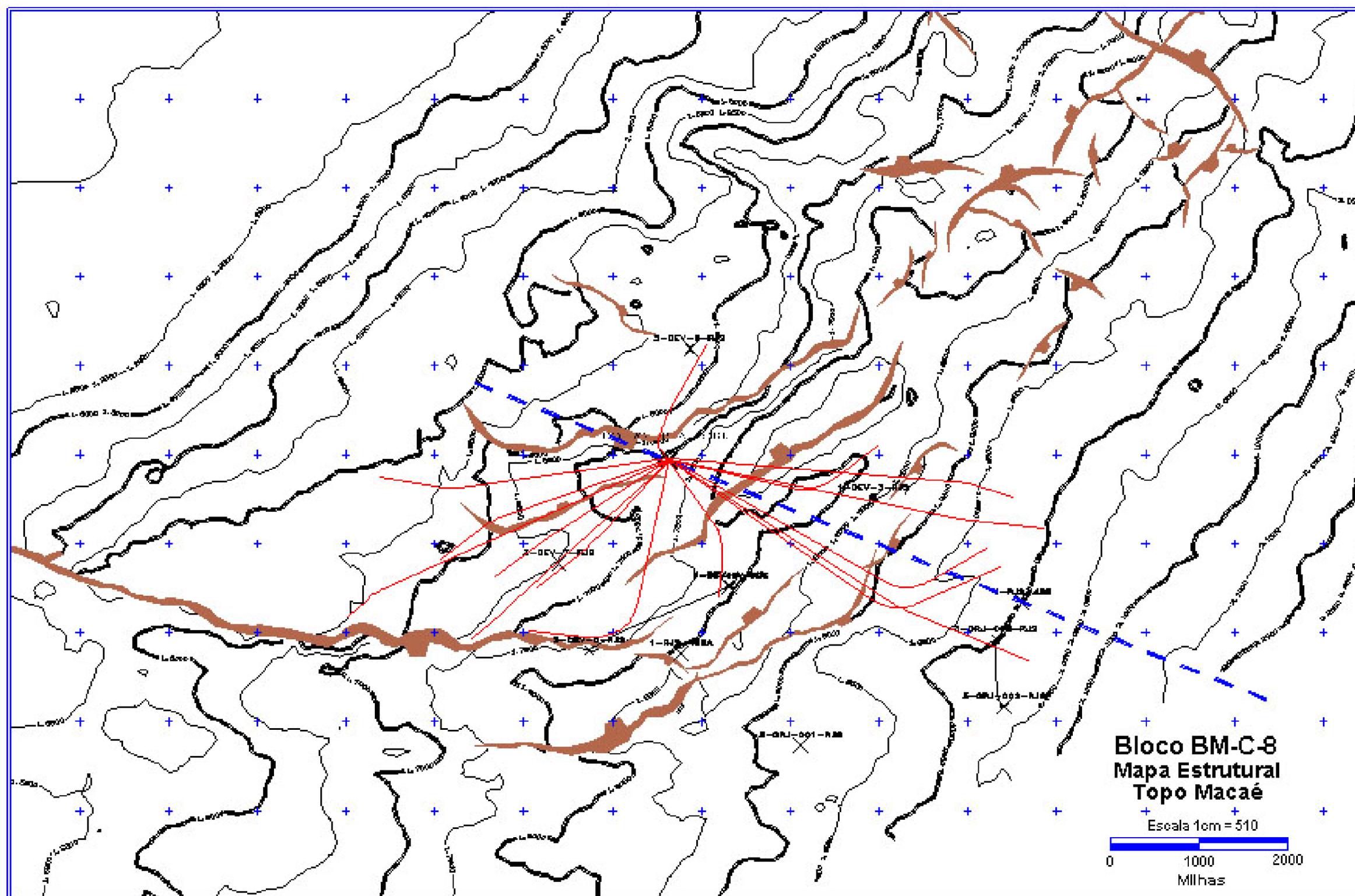


FIGURA II.5.1.4-6. MAPA ESTRUTURAL NA ÁREA DO BLOCO BM-C-8, ONDE É OBSERVADA A DIREÇÃO PREFERENCIAL DAS FALHAS NORMAIS E A OCORRÊNCIA DE FALHAS NO SENTIDO TRANSVERSAL (AMBAS EM COR MARROM).
Fonte: DEVON (2005)

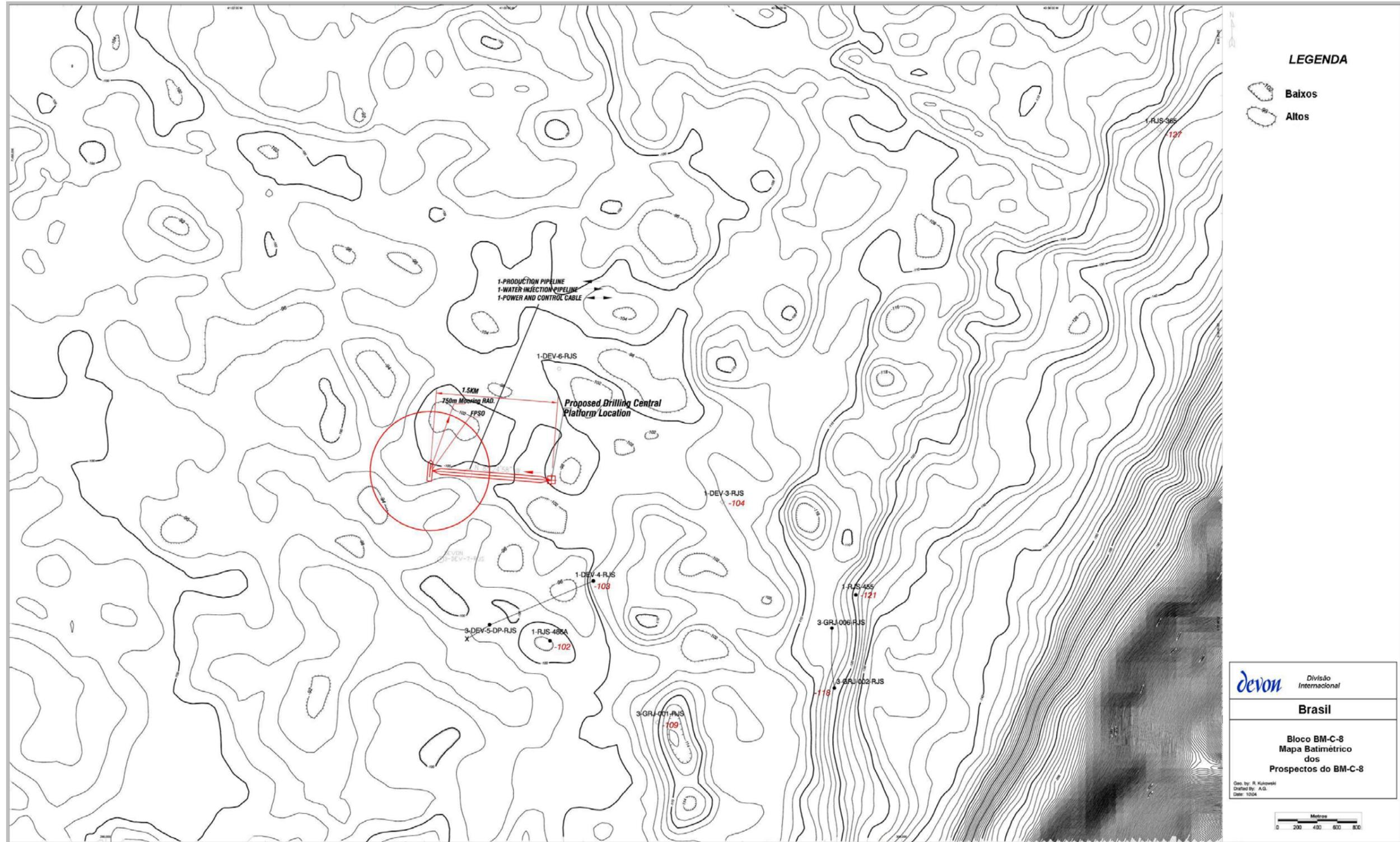


FIGURA II.5.1.4-7. MAPA BATIMÉTRICO DOS PROSPECTOS NO BLOCO BM-C-8, ONDE SE OBSERVAM OS ALTOS E BAIXOS ESTRUTURAIS RELACIONADOS AO EMBASAMENTO DA ÁREA.
Fonte: DEVON (2005)

II.5.1.4.2 Estratigrafia

Características Regionais

A litoestratigrafia da Bacia de Campos é representada por dois grupos principais de rochas: as ígneas e as sedimentares. A descrição estratigráfica da área submersa da bacia tem por base os estudos de SCHALLER (1973) e RANGEL *et al.* (1994) enquanto a área emersa, os estudos de HASUI e OLIVEIRA (1984).

a) Área Submersa:

A Formação Cabiúnas apresenta idade eocretácea (134 ± 4 M.a. e 122 ± 5 M.a.), sendo representada por derrames basálticos que cobrem o embasamento e formam o assoalho sotaposto a todo o preenchimento sedimentar da Bacia de Campos. Essa formação é constituída por basalto, com presença de amígdalas, o qual é organizado em derrames e níveis de piroclásticos interestratificados com conglomerados polimítico (MIZUSAKI *et al.*, 1989 *apud* RANGEL *et al.*, 1994) (**Figuras II.5.1.4-8 e II.5.1.4-9**).

A Formação Lagoa Feia apresenta idade barremiana/aptiana. É constituída por rochas de diversas origens, contendo conglomerados polimíticos, arenito grosso conglomerático, arenito muito fino, folhelho e siltito. Nessa unidade destacam-se dois tipos de rochas, o que permite subdividi-la em dois Membros: o Membro Coqueiros e o Membro Retiro. O primeiro é constituído por coquinas e pelecípodes, cujas camadas variam entre 15 e 50 m de espessura. O segundo é representado 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**).

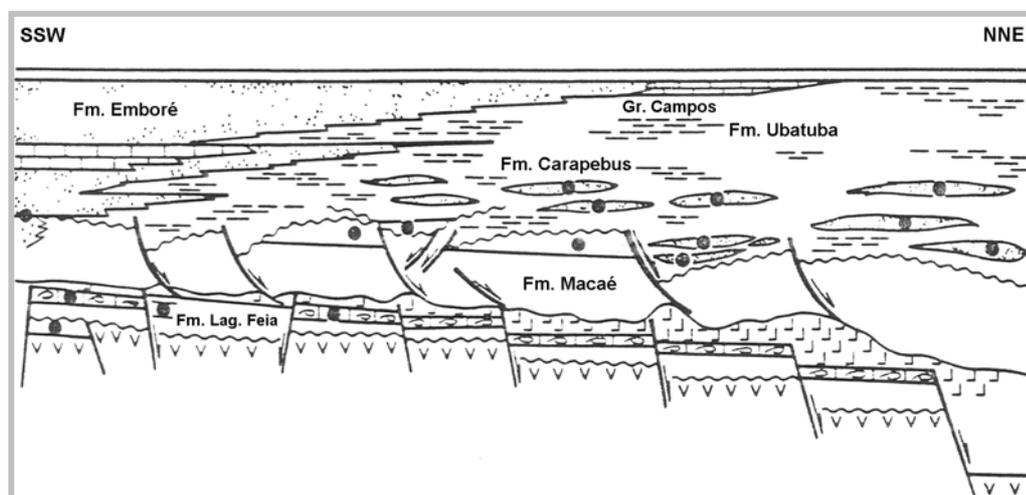


FIGURA II.5.1.4-8: SEÇÃO GEOLÓGICA ESQUEMÁTICA DA BACIA DE CAMPOS, APONTANDO AS ACUMULAÇÕES DE PETRÓLEO (CÍRCULOS ESCUROS).

FONTE: MODIFICADO DE MARROQUIM *ET AL.* (1984)

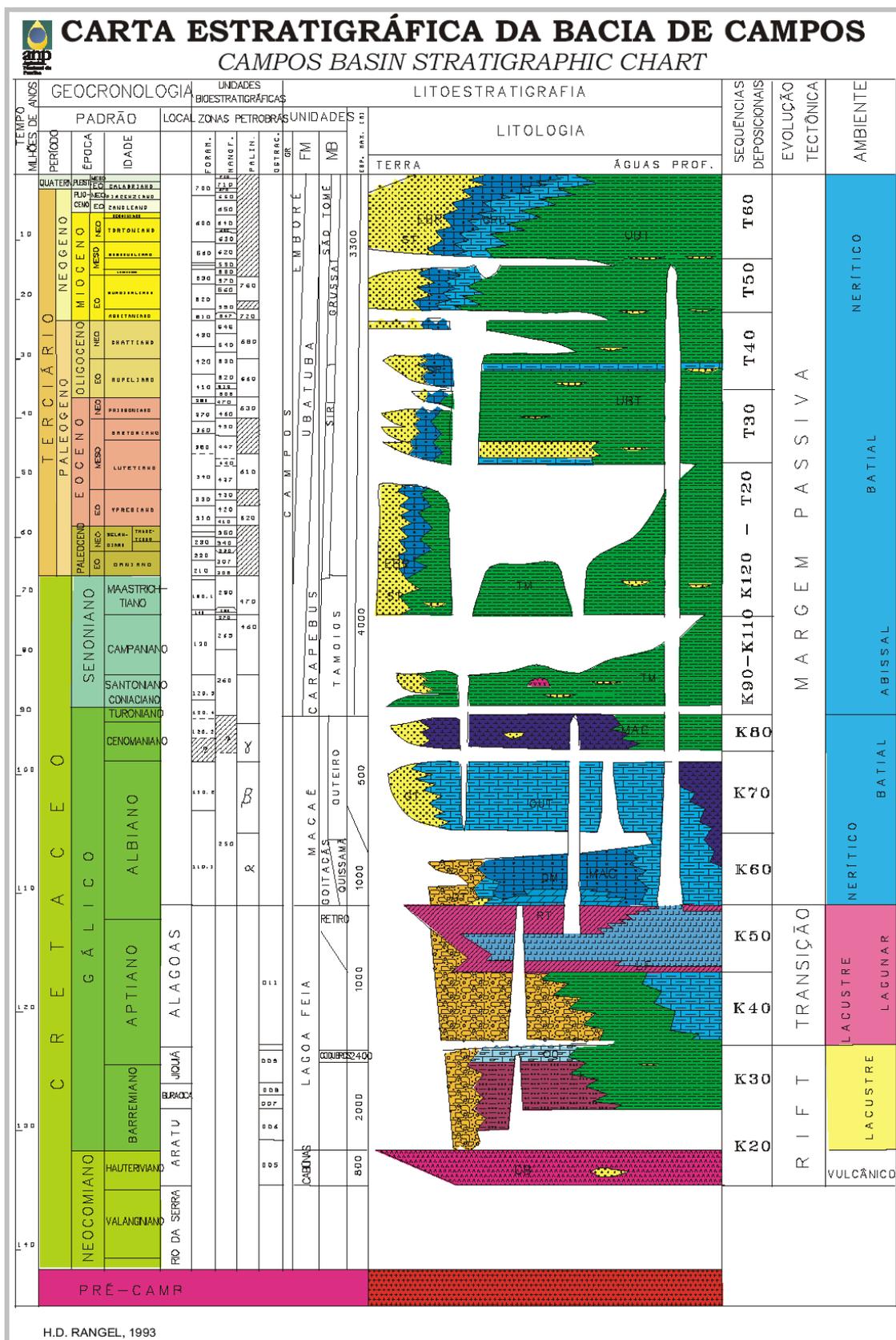


FIGURA II.5.1.4-9: CARTA ESTRATIGRÁFICA GERAL DA BACIA DE CAMPOS

FONTE: [HTTP://WWW.BRASIL-ROUNDS.GOV.BR-GERAL/CARTAS/CE_CAMPOS.PDF](http://www.brasil-rounds.gov.br-geral/cartas/ce_campos.pdf) (ACESSADO EM 5/07/05)

A Formação Macaé, com idade albiana e cenomaniana, caracteriza-se pela presença de calcirruditos, calcarenitos e calcilutitos. A sedimentação desta formação representou a primeira essencialmente marinha ocorrida na Bacia de Campos. A Formação Macaé é subdividida em três Membros, litologicamente bastante distintos: os Membros Quissamã, Outeiro e Goitacás (**Figura II.5.1.4-9**).

O Membro Quissamã é caracterizado pela presença de espessos leitos de calcarenito e calcirrudito oolítico e detrital, podendo aparecer dolomitizado. O membro Outeiro caracteriza-se pela presença de calcilutito, marga e folhelho, com camadas esporádicas de arenitos turbidíticos. O Membro Goitacás é caracterizado pela presença de conglomerado polimítico, arenito mal-selecionado e calcilutito. Os ambientes deposicionais para a Formação Macaé são leques aluviais, plataforma carbonática, talude e correntes de turbidez (**Figura II.5.1.4-9**).

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 Turoriano e o Maastrichtiano, sendo representado por clásticos-carbonáticos. O Grupo é subdividido nas Formações Ubatuba, Carapebus e Emborê.

A Formação Ubatuba (antigo Membro Ubatuba) representa uma seção pelítica, depositada até o Holoceno, estando associada a ambiente de baixa energia. É constituída por folhelho, argila, marga, calcilutito e diamictito, tendo uma espessura de milhares de metros de pelitos. No interior dessa unidade 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.5.1.4-9**).

A Formação Carapebus apresenta idade turoriana a holocênica e constituída por arenito fino a conglomerático, em camadas intercaladas com os pelitos da Formação Ubatuba. O tipo de processo de deposição estabelecido para esta unidade é o de correntes de turbidez em ambiente de talude continental.

A Formação Emborê, cuja idade provável varia entre o Maastrichtiano o Holoceno, é representado 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.5.1.4-9**).

RICI e BECKER (1991) estudando a seção terciária da Bacia de Campos, a partir de análises sismoestratigráficas, definem quatro grandes unidades, denominadas Unidade I, II, III e IV, com idades entre o Paleoceno e o Mioceno Superior (**Figuras II.5.1.4-10, II.5.1.4-11, II.5.1.4-12 e II.5.1.4-13**).

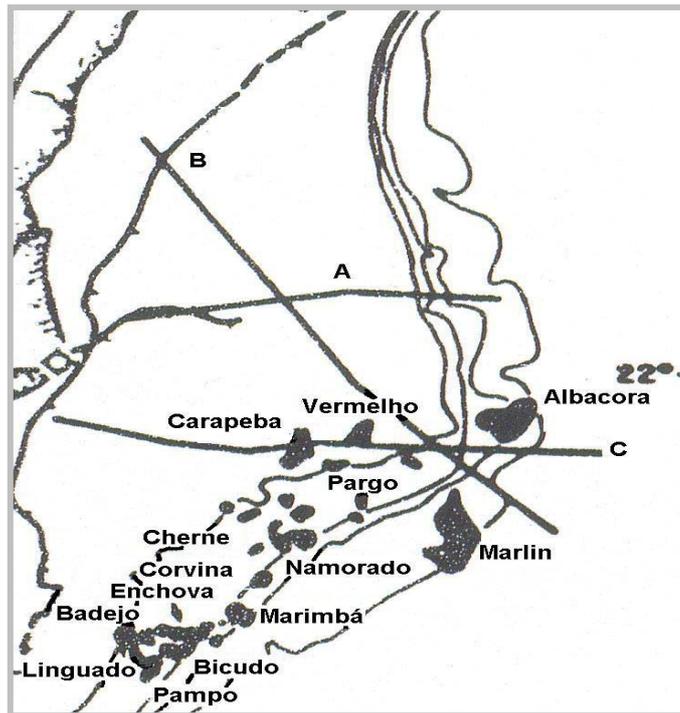


FIGURA II.5.1.4-10: MAPA DE LOCALIZAÇÃO DOS PERFIS SÍSMICOS, A, B E C, NA BACIA DE CAMPOS. AS MANCHAS ESCURAS REPRESENTAM OS CAMPOS DE ÓLEO E GÁS.
FONTE: RICI E BECKER (1991)

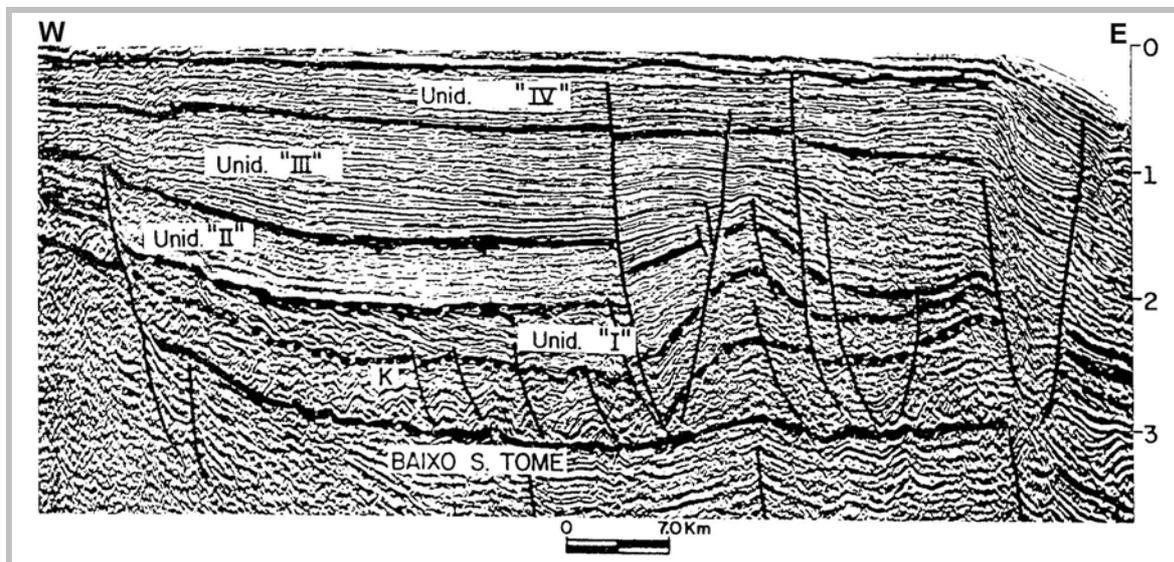


FIGURA II.5.1.4-11: SEÇÃO SÍSMICA "A" QUE ATRAVESSA AO BAIXO DE SÃO TOMÉ, APRESENTANDO AS QUATRO UNIDADES.
FONTE: RICI E BECKER (1991)

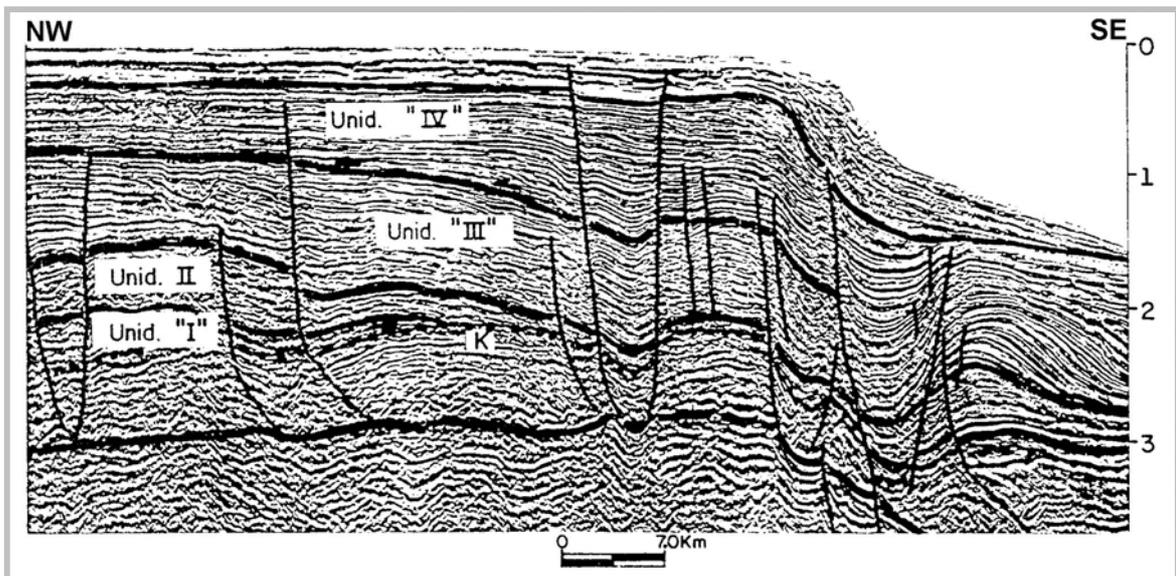


FIGURA II.5.1.4-12: SEÇÃO SÍSMICA "B", ONDE PODE SER OBSERVADA A PROGRADAÇÃO DA UNIDADE I E TRUNCAMENTOS E CÂNIOS DA UNIDADE II.
FONTE: RICI E BECKER (1991)

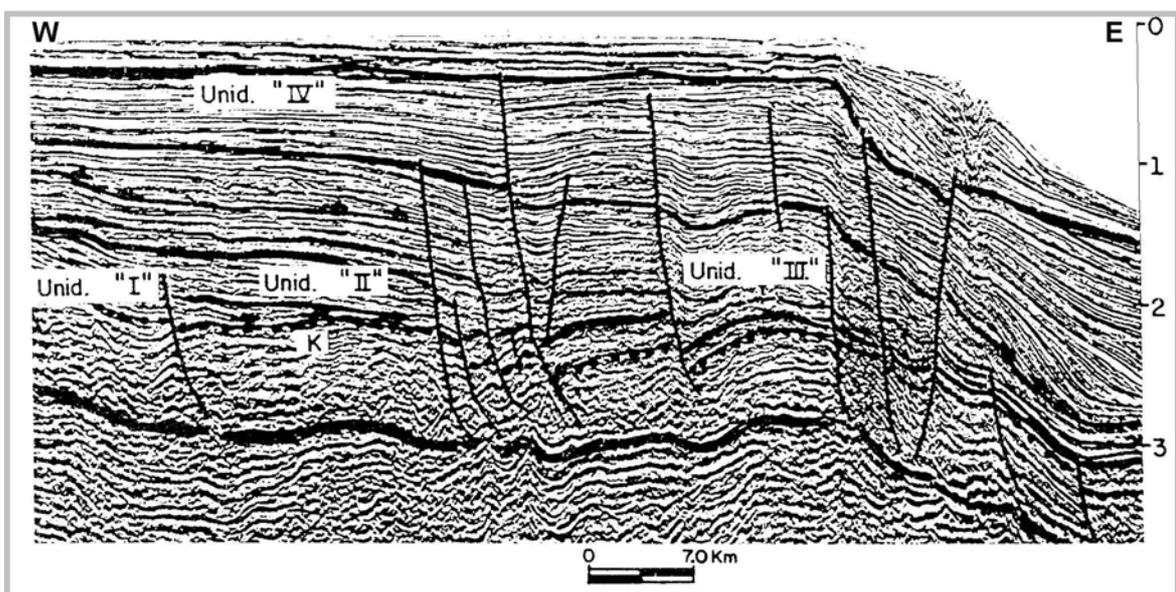


FIGURA II.5.1.4-13: SEÇÃO SÍSMICA "C", ONDE É OBSERVADA A PROGRADAÇÃO DAS QUEBRAS NA UNIDADE III, ENQUANTO A UNIDADE IV MOSTRA A EXISTÊNCIA DE PROGRADAÇÃO SIGMOIDAL E TRUNCAMENTOS.
FONTE: RICI E BECKER (1991)

A unidade I, com idade entre o Paleoceno e o Mesoceno, é basal e possui caráter progradacional. Litologicamente 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, possui características agradacionais, sem discordâncias internas, sendo que parte da unidade apresenta sedimentos progradantes com padrão em clinofomas. 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, cuja idade é 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.

Na Bacia de Campos, os depósitos de turbiditos possuem grande importância. Nesse sentido, BRUHN (2001) aponta que, no Brasil, os reservatórios turbidíticos mais profícuos se encontram em águas profundas atuais da Bacia de Campos (400-2.500 m), na seção Oligoceno Superior/Mioceno Inferior (32,9-23 M.a.). Esses turbiditos formam parte de uma sucessão regressiva do Eoceno Médio (Mesoeoceno) ao Recente que, geralmente, apresentam um padrão progradacional por toda a margem leste brasileira.

As primeiras descobertas de campos de óleos gigantes Oligoceno/Mioceno na Bacia de Campos datam da década de 1980. Inicialmente, tais depósitos eram considerados como leques turbiditos comuns e homogêneos. Contudo, dados e informações mais recentes indicam que esses reservatórios são mais complexos e heterogêneos.

Os turbiditos da Bacia de Campos são, em geral, depositados em calhas (*troughs*) sobre o Platô de São Paulo. As calhas existentes são, em sua maioria, antigas, "famintas" (*starved*) e parte de um grande sistema de drenagem alveolar, que é responsável pelo transporte de areia para águas profundas. Essa rede de drenagem tem como tributário, inicialmente, a drenagem do Rio Paraíba do Sul, que carrega os sedimentos para a sua planície flúvio-marinha. Na plataforma continental, a drenagem é constituída por vales que se dirigem às cabeceiras dos cânions submarinos no talude continental. No Platô de São Paulo, a drenagem continua com calhas largas (3

km). A partir deste ponto, a drenagem apresenta novamente um padrão convergente, plana, e os canais formam um sistema tributário (MACHADO *et al.*, 2002).

Estudos recentes sobre os depósitos turbidíticos na Bacia de Campos têm sido efetuados, como o de MORAIS *et al.* (2004), que aponta para a existência e importância de lóbos em sistemas turbidíticos nesta bacia. São observadas feições do tipo lobos de transbordamento (*spill lobes*) e lobos de rompimento (*crevasse lobes*).

Os lóbos de transbordamento apresentam, nas áreas proximais, depósitos de recobrimento de diques (*overbank deposits*), que se caracterizam pela presença de sedimentos finos, enquanto as áreas mais distais, apresentam sedimentos relativamente mais grossos (areias), formando lobos arenosos. Os lóbos de rompimento se encontram, principalmente, associados às áreas proximais, vinculados a canais com curvas agudas, ou seja, controlados por feições tectônicas.

MORAIS *et al.* (2003) mostram, através de análise granulométrica de alta resolução, em arenitos de águas profundas da Bacia de Campos, que geralmente há uma gradação normal (*normal grading*) dos sedimentos, podendo raramente ocorrer gradação inversa (*inverse grading*). Arenitos com gradação normal dos sedimentos são observados em todos os subambientes, desde o talude em direção à bacia oceânica, estando presentes em canais de preenchimento, lóbos de rompimento e lobos de transbordamento.

Segundo MARTINS *et al.* (1995) *in* BULLOCH *et al.* (2004) os sistemas turbidíticos do Mioceno Superior, localizados nas porções mais externas da Bacia de Campos, apresentam um forte controle estratigráfico, uma geometria complexa e fácies com mudanças muito discretas.

b) Área Emersa:

A área emergsa 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. O Grupo Barreiras não apresenta na Bacia de Campos evidências que indiquem subdivisões nesta unidade geológica.

Na Bacia de Campos, o Grupo 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. Embora não sejam observados estudos mais recentes sobre a divisão do Grupo Barreiras na porção E-NE do Estado do Rio de Janeiro, foi adotada, para fins de descrição, a subdivisão definida para o Barreiras do Estado do Espírito Santo, tendo em vista que este Grupo se prolonga ao longo da bacia do Espírito Santo que é adjacente a Bacia de Campos, ao norte.

No Grupo Barreiras, no Estado do Espírito Santo, são definidas duas subunidades: a inferior e a superior. A primeira ocorre a partir da cidade de Vitória em direção ao norte, tendo uma idade provável miopliocênica (Terciário Superior), estando recoberta por vários ciclos de sedimentação pleistocênica. A segunda, identificada no sul do estado apresenta somente a porção superior, possuindo idade pleistocênica (PROJETO RADAMBRASIL, 1983).

A constituição litológica do Grupo Barreiras varia, internamente, ao longo de sua extensão. A unidade Inferior apresenta sedimentos grossos, tais como areias e cascalhos arcoseanos, que aparecem associados a lentes de argila. A unidade Superior possui os sedimentos variáveis, com a presença de lentes argilosas ou camadas delgadas de materiais areno-siltoso ou silto-arenoso. Contudo, tal unidade é, geralmente, representada por conglomerados polimíticos, arcóseos de cores variadas, argilitos e folhelhos (PROJETO RADAMBRASIL, 1983).

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.

Características Locais

Os alvos primários do Bloco BM-C-8 são os carbonatos cretáceos da Formação Macaé (bancos rasos oncolíticos/oolíticos), atravessados pelos poços 1-DEV-3 RJS, 1-DEV-4RJS, 3-DEV-5DP RJS, 1-DEV-5-RJS e 1-DEV-7-RJS. Esses carbonatos, a partir de interpretações de amostras coletadas durante a perfuração dos poços exploratórios, mostraram-se similares àqueles encontrados nos Campos de Pampo e Linguado, localizados 40 km ao norte do Bloco BM-C-8.

Os alvos secundários são os arenitos reservatórios do Cretáceo Superior (Turoniano/Maastrichtiano).

II.5.1.4.3 Fisiografia

Características Regionais

A área que constitui a Bacia de Campos faz parte do Macrocompartimento Bacia de Campos, que se estende entre o rio Itabapoana e o Cabo Frio. As principais características dessa unidade são a presença da extensa planície deltáica do Rio Paraíba do Sul e o alargamento da plataforma continental (MUEHE, 1998).

A parte da porção norte da Bacia de Santos associa-se ao Macrocompartimento Litoral dos Cordões Litorâneos, que abrange desde o Cabo Frio até a Ilha da Marambaia. As características principais dessa unidade são a orientação geral da linha de litoral no sentido E-W, a presença de cordões arenosos litorâneos com lagoas, lagunas e baías a retaguarda, o pouco desenvolvimento das planícies

costeiras, a ausência de descarga direta de rios e uma plataforma continental estreita (MUEHE, 1998).

A parte submersa da Bacia de Campos apresenta três unidades fisiográficas: a plataforma continental, o talude continental e o platô de São Paulo, conforme **Mapa II.5.1.4-2**.

A Plataforma Continental a partir de Itapemirim, 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 (FRANÇA, 1979; ZEMBRUSCKI, 1979).

Entre o RIO Itabapoana e o Cabo de São Tomé, as isóbatas de 40 m e 80-100 m mostram-se convexas em relação à linha de costa, situação que sugere a existência de frentes de progradação sedimentar. A porção norte dessas frentes progradaçãoais 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.

As formas erosivas são poucas, sendo exceção alguns canais de curta extensão que se encontram dispostos perpendicularmente as isóbatas, e que atravessam a plataforma interna e externa em direção ao talude.

Essas feições definem, segundo REIS *et al.* (1992) e SILVA (1992) dois grupos de cânions: o Nordeste e o Sudeste (**Figuras II.5.1.4-14 e II.5.1.4-15**). 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.

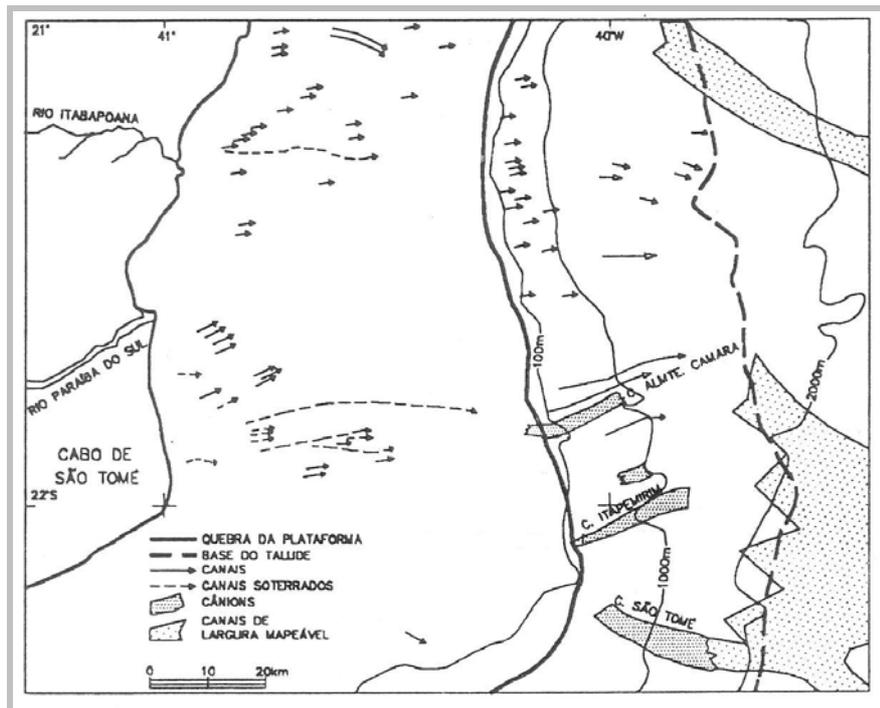


FIGURA II.5.1.4-14: GRUPOS DE CÂNIONS DA ÁREA NORDESTE DA BACIA DE CAMPOS
FONTE: SILVA (1992)

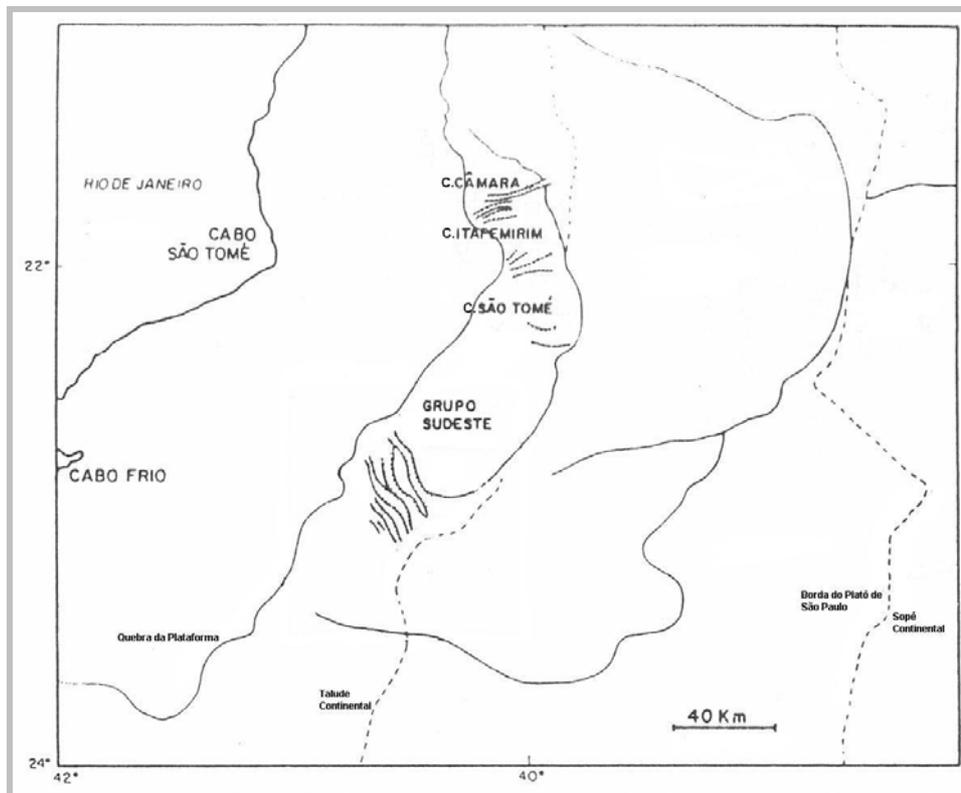


FIGURA II.5.1.4-15: GRUPOS DE CÂNIONS DA ÁREA SUDESTE DA BACIA DE CAMPOS
FONTE: REIS ET AL. (1992)

O tipo I apresenta incisão remontante condicionada por falhas, sendo representados 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.5.1.4-16**).

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, uma 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.5.1.4-17**).

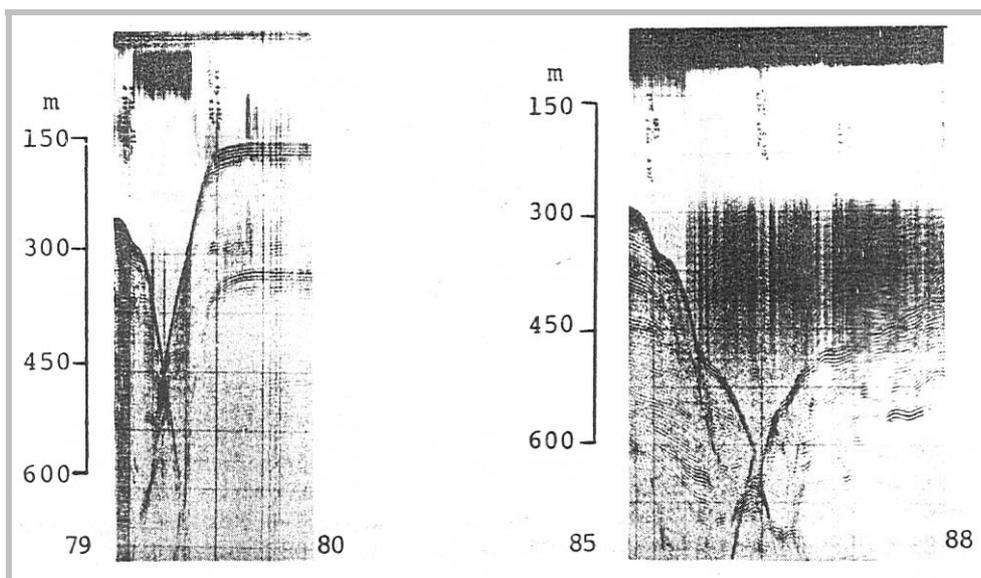


FIGURA II.5.1.4.16: PERFIS SÍSMICOS TRANSVERSAIS AO CÂNION ALM. CÂMARA (GRUPO NORDESTE – TIPO I) MOSTRANDO FEIÇÕES EROSIVAS, SITUAÇÃO QUE ATESTA A AUSÊNCIA DE SEDIMENTAÇÃO ATUAL OU ATUAÇÃO DE CORRENTES DE FUNDO.

FONTE: ALVES *ET AL.* 1980

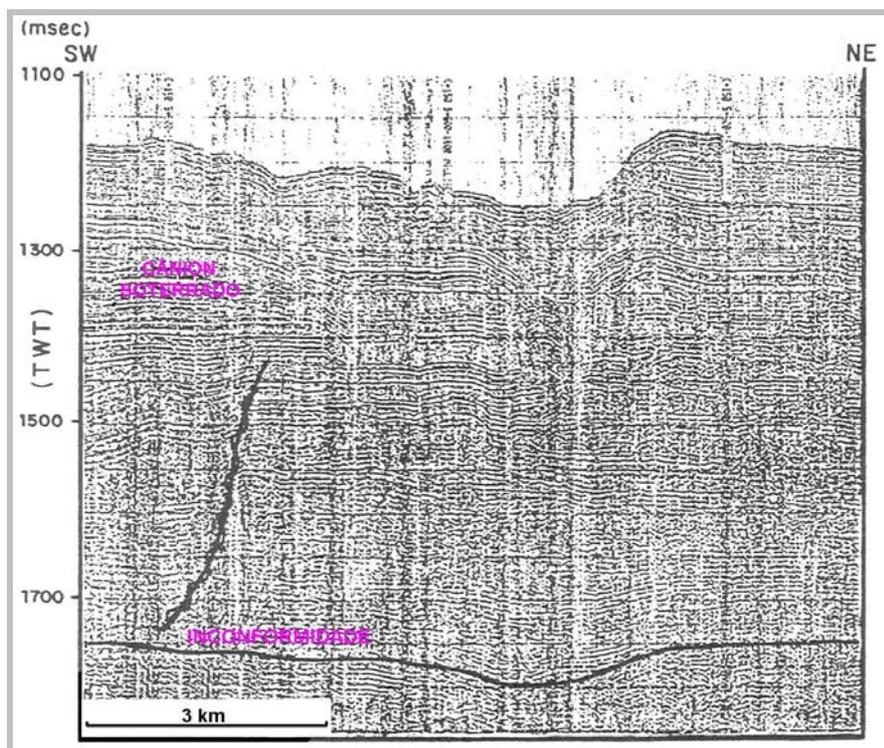


FIGURA II.5.1.4.17: PERFIL SÍSMICO TRANSVERSAL A UM DOS CÂNIÕES DO GRUPO SUDESTE. OBSERVE A PRESENÇA DE CÂNION SOTERRADO E INCONFORMIDADE ASSOCIADA A INCISÃO ASSOCIADA AO CÂNION. FONTE: REIS ET AL. 1992

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).

O talude continental superior, denominado regionalmente de talude continental do Espírito Santo, apresenta-se bastante estreito e íngreme, do limite Norte da bacia até ao largo do Cabo de São Tomé.

A partir da cidade de Itapemirim, em direção ao sul, o talude possui uma condição progradante, com alguns 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 2º e em áreas de escorregamentos 6º). 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 de erosão (níveis e terraços de abrasão) (Figuras II.5.1.4-18 e II.5.1.4-19).

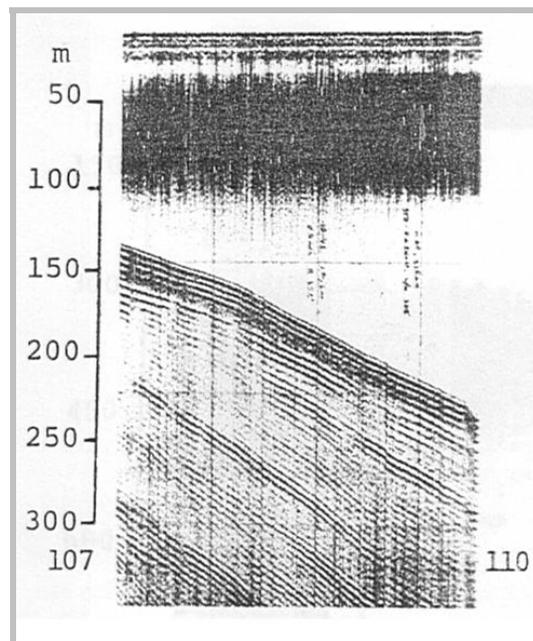


FIGURA II.5.1.4-18: PERFIL SÍSMICO DO TALUDE SUPERIOR AO LARGO DA BAIXADA DE CAMPOS, MOSTRANDO SEDIMENTAÇÃO PROGRADANTE NA ÁREA. OBSERVAÇÃO: PERFIL SÍSMICO ORIGINALMENTE SEM ORIENTAÇÃO. FONTE: ALVES ET AL. 1980

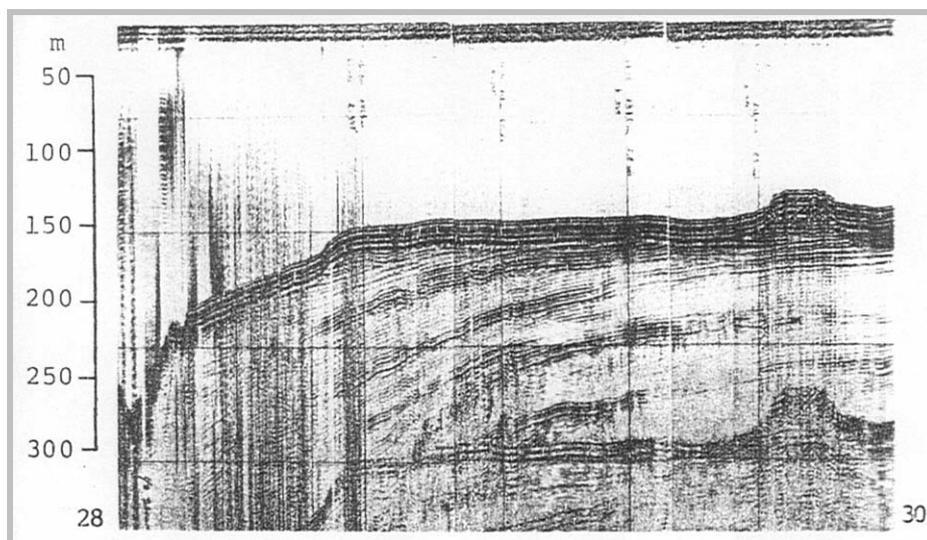


FIGURA II.5.1.4-19: PERFIL SÍSMICO SOBRE A BORDA DA PLATAFORMA E TALUDE SUPERIOR, A SE DO CABO DE SÃO TOMÉ, MOSTRANDO SEDIMENTAÇÃO PROGRADANTE NA BORDA DA PLATAFORMA E FEIÇÕES DE ESCORREGAMENTO (SLUMPING) NA PORÇÃO DO TALUDE SUPERIOR. OBSERVAÇÃO: PERFIL SÍSMICO ORIGINALMENTE SEM ORIENTAÇÃO. FONTE: ALVES 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, 1979).

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).

O Platô de São Paulo, na Bacia de Campos, possui sentido N–S, sendo limitado ao norte pela porção sul da cadeia submarina Vitória–Trindade, ao largo da cidade de Vitória. O limite sul se prolonga em direção ao sul da margem continental, em direção à Bacia de Santos. O limite leste se dá com o sopé continental e o oeste, com o talude continental (KOWSMANN *et al.*, 1982; PALMA, 1984).

Destaca-se que a estrutura geológica do platô, que condiciona a fisiografia submarina, é controlada pelas deformações ocasionadas pelas estruturas halocinéticas, as quais se associam a uma extensa seqüência evaporítica do Cretáceo Inferior. O limite externo da ocorrência dos evaporitos coincide com o limite inferior da porção do platô. A presença de domos salinos nessa área origina superfícies fortemente onduladas, com a presença de altos locais e pequenos terraços com bordas escarpadas (PALMA, 1984).

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.5.1.4-2**).

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 e norte da Bacia de Santos refletem, em termos granulométricos, as características dos sedimentos da plataforma interna ou da descarga sedimentar dos rios. De acordo com BASTOS e 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 praias associadas ao trecho do litoral entre Arraial do Cabo e Saquarema, enquanto as praias entre o cabo Búzios e Macaé tiveram pouca variação (**Quadro II.5.1.4-4**).

QUADRO II.5.1.4-4: 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 Itapemirim, 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; RIBEIRO & NUNES, 1989; ALBINO, 1993; RIBEIRO, 1997 e 1998).

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 e NUNES (1989) estudando as praias associadas à planície do rio Itapemirim, indicaram uma redução do tamanho médio dos grãos da Praia do Pontal (foz) em direção a Praia de Itaipava, ao norte. RIBEIRO (1997) apontou a mesma tendência para as praias da planície do Rio Itabapoana, ou seja, da foz em direção ao norte. BASTOS e SILVA (2000) indicaram uma redução do tamanho dos sedimentos de Cabiúnas em direção a Atafona. MUEHE e 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 (Itapemirim, 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 as 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 km², tendo um curso de 950 km e vazões entre 1.277 m³/s (verão) e 322,3 m³/s (inverno). Este rio representa, ao longo do Quaternário, um importante papel como fornecedor de sedimentos para as áreas da margem continental (SUGUIO, 1981) (**Quadro II.5.1.4-5**).

Outros rios de destaque, porém de menor porte, são o Itapemirim, o Itabapoana, o Macaé e o São João, que contribuem, atualmente, com lamas fluviais à plataforma continental (**Quadro II.5.1.4-5**). 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.

QUADRO II.5.1.4-5: DESCARGA FLUVIAL MÉDIA DOS PRINCIPAIS RIOS NA BACIA DE CAMPOS

RIO	ESTAÇÃO FLUVIOMÉTRICA	PERÍODO	DESCARGA FLUVIAL MÉDIA (M³/S)
Itapemirim	Usina Paineiras	1968-2001	77,6
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](http://www.ana.gov.br) (ACESSADO EM 20/05/2005)

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 e maciços e colinas costeiras. Esses tabuleiros, no interior, são representados por falésias inativas, reafeiçoadas por processos de vertentes. Próximo ao litoral, os tabuleiros são representados por falésias ativas, as quais se encontram expostas aos processos marinhos atuais.

As colinas e maciços costeiros representam parte do embasamento cristalino reafeiçoado o 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 (Santana e Cabo Frio) (**Mapa II.5.1.4-2**).

A presença de serras na Bacia de Campos associa-se ao lineamento da serra 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.

Características Locais

O Bloco BM-C-8 está localizado a cerca de 100 km da costa de Cabo Frio, na porção sul da Bacia de Campos, no Estado do Rio de Janeiro. A plataforma de produção do projeto Polvo estará localizada na margem externa da plataforma continental a, aproximadamente, 8km a NW da quebra da plataforma continental (DEVON, 2005) (**Figura II.5.1.4-20**).

Nessa porção da plataforma continental, a declividade regional do fundo submarino ocorre na direção E-SE com aproximadamente 0,15% (0,08°). Na área da plataforma de produção, as profundidades variam entre 93 e 105 m (**Figura II.5.1.4-21**). As pequenas variações de profundidade no fundo submarino, podem ser associadas à erosão, relacionada a correntes que atuam sobre o fundo

oceânico, próximas a quebra da plataforma e no talude (DEVON, 2005) (**Figura II.5.1.4-21**).

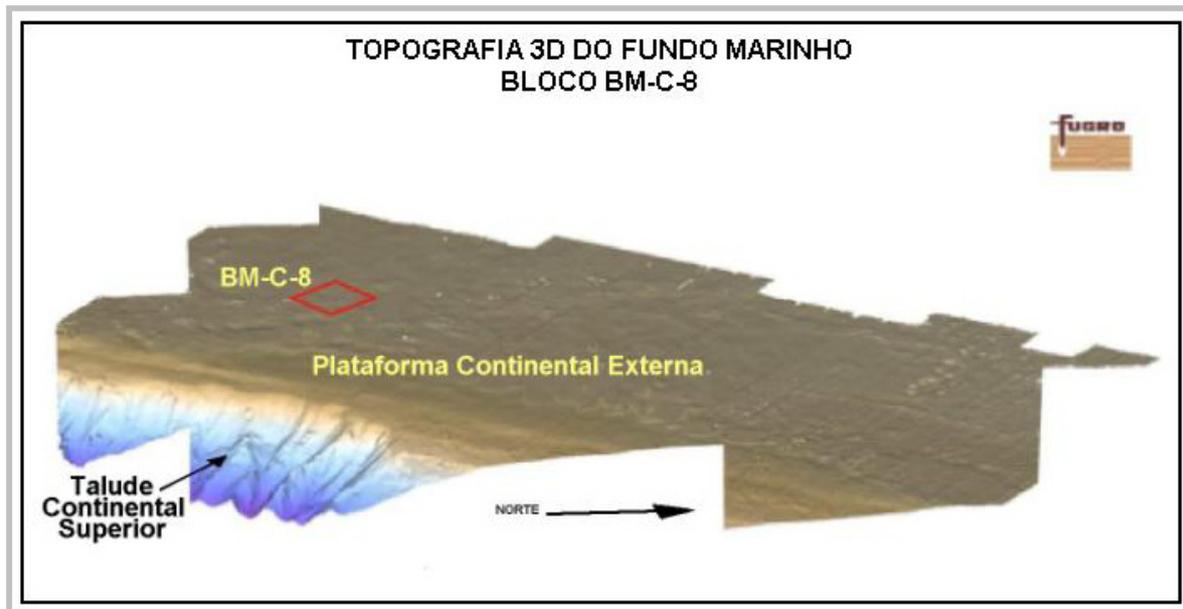


FIGURA II.5.1.4-20: VISADA EM PERSPECTIVA 3D DA TOPOGRAFIA DO FUNDO SUBMARINO DA MARGEM CONTINENTAL, ONDE SE OBSERVA A LOCALIZAÇÃO DO BLOCO BM-C-8, A PLATAFORMA CONTINENTAL EXTERNA E O TALUDE CONTINENTAL SUPERIOR.

Não foram observadas evidências prévias ou incipientes de qualquer forma de feições de deslizamento no fundo submarino da área de estudo (DEVON, 2005).

A feição morfológica de maior destaque próxima à área do Bloco é o cânion Macaé, cuja "cabeceira" se encontra no limite da Plataforma Continental/talude e avança em direção ao platô de São Paulo.

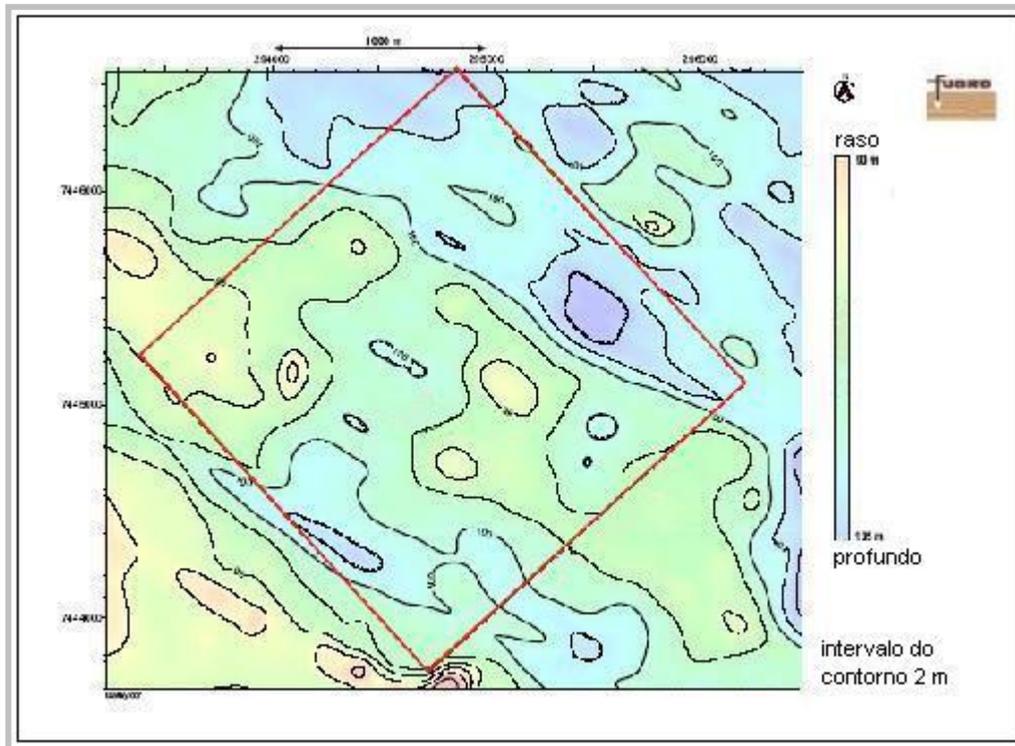


FIGURA II.5.1.4-21: MAPA DE PROFUNDIDADE NA ÁREA DA PLATAFORMA DE POLVO, NO LOCAL DO POÇO 3-DEV-7-RJS.

Fonte: DEVON (2005)

II.5.1.4.4 Faciologia

Características Regionais

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.

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 CaCO₃ inferiores a 50%, tendo características distintas (**Mapa II.5.1.4-3**).

a) Sedimentação Terrígena:

A fácies arenosa é representada pelas Areias Fluviais (AF) e por Areias de Área-Fonte Não Determinada (AR). Distribuem-se entre Itapemirim e Cabo Frio, predominando as AF, que se dispõem diferentemente na plataforma continental.

A origem das AF se relaciona à deposição pretérita e atual do Rio Paraíba do Sul. A antiga posição da desembocadura do rio, para o sul, produziu forte sedimentação para S-SE, enquanto que a posição atual promoveu uma sedimentação para N-NE.

Nesse sentido, entre Itapemirim e o Cabo de São Tomé e da altura da Lagoa Feia até o Cabo Frio, essas areias atingem profundidade de 120 m, sendo exceção à área da plataforma a SE do Cabo de São Tomé, onde a distribuição se estreita e pode alcançar a isóbata de 50 m.

A fácies AR é constituída por material sedimentar reliquiar. Esta fácies se distribui entre Araruama e Niterói, podendo atingir cerca de 100 m ao largo de Maricá.

A fácies lamosa é representada pelas Lamas Fluviais (LF) e Lamas de Plataforma (LP), que ocorrem recobrando as fácies arenosas. As LF estão presentes entre Macaé e Araruama, sendo que entre Macaé e o Cabo Frio, atingem profundidades de 40 m, e entre o Cabo Frio e Araruama podem alcançar profundidades superiores a 100 m.

A fácies LP é constituída por material sedimentar terrígeno, distribuindo-se a NE do Cabo Frio e ao Sul de Niterói, a partir de profundidades superiores a 80 m.

b) Sedimentação Carbonática:

A fácies carbonática é composta por areias e/ou cascalhos de origem biogênica, relacionados a briozoários recifais, moluscos e algas recifais, com distribuição entre Itapemirim e Niterói.

Ao largo do trecho Itapemirim a Itabapoana, a fácies carbonática ocorre na plataforma rasa em meio à fácies de areias fluviais. Entre o Rio Itabapoana e o Cabo de São Tomé esta fácies se estende longitudinalmente as isóbatas e à linha de costa, com sentido N-S, até a profundidade de 200 m.

A partir do Cabo de São Tomé, em direção ao Sul, há um avanço desta fácies até a isóbata de 50 m, a qual passa novamente a profundidades maiores, até o SE do Cabo Frio. Ao largo de Arraial do Cabo, a fácies carbonática volta a se aproximar do continente e, deste ponto em direção a SW, passa a ocorrer em profundidades maiores. ESTEVES *et al.* (2001), em estudo realizado na área situada desde o largo de Cabo de São Tomé até o Cabo Frio, obtiveram, nas

áreas mais profundas da plataforma, sedimentos do tipo lama cascalhosa, lama arenosa, areia lamosa e areia.

As fácies de oceano profundo relacionam-se a processos pré-holocênicos de deposição. Estas fácies se distribuem a partir do talude continental em direção ao Platô de São Paulo. São observadas as seguintes categorias de fácies sedimentares: Mascarada por Afloramentos Rochosos (MAR), Hemipelágica (Hp), Desmoronamento e Deslizamento (DD), Pertubada por Diapirismo (PD) e Turbidítica (Td) (Mapa II.5.1.4-3).

A fácies MAR se distribui de modo alongado, cobrindo principalmente as porções superior e média do talude continental, na altura entre o Itapemirim e a SE do Cabo Frio, atingindo profundidades de cerca de 2.000 m. Em geral, são influenciadas pela sedimentação proveniente da plataforma continental, sendo verificada a presença de sedimentos recobrimo o substrato rochoso.

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

A fácies Hp é constituída por sedimentos terrígenos e carbonáticos finos e se distribuem desde a altura do Rio Itapemirim ao Rio Paraíba do Sul, numa profundidade entre 1.200 e 1.600 m, reaparecendo novamente ao Sul do Cabo Frio, a cerca de 500 m de profundidade, na área do talude continental.

A fácies DD é composta por material terrígeno e biogênico, podendo variar entre argila e cascalho, com casos de aparecimento de blocos. Distribuem-se pelas porções média e inferior do talude continental, atingindo parte do Platô de São Paulo, entre Itapemirim e o Cabo Frio, a profundidades entre 1.200 e 2.800 m.

A fácies PD caracteriza-se pela presença de sedimentos mais grossos. Esta fácies ocorre por toda a Bacia de Campos, recobrimo áreas do talude continental influenciadas por feições estruturais salíferas, atingindo profundidades superiores a 3.000 m.

Estudo realizado por CRUZ (1996) sobre sedimentos de águas profundas, talude e sopé continental na Bacia de Campos, com idades do Oligoceno ao Recente, abrangendo a área de ocorrência das fácies Hp, DD e PD, mostra o predomínio de arenitos, geralmente grossos e recobertos por arenito finos e muito finos. Os pelitos se distribuem ao longo do sopé continental, sendo constituídos de lamito siltico-arenoso e hemipelagito (marga e folhelho) bioturbados e depositados na zona batial. São identificadas, ainda, fácies de turbiditos, contornito e hemipelagito.

A fácies Td constitui-se de material sedimentar variável, predominando areias, provenientes de áreas mais elevadas (plataforma e talude superior e médio). Embora recubram a porção inferior do talude e parte do Platô de São Paulo, à profundidades superiores 2.000 m, esta fácies pode atingir a porção superior do talude, como a SE do Cabo Frio.

Características Locais

Na área do *Campo de Polvo*, testemunhos obtidos com *piston core* indicaram que na porção SW do bloco, na área do talude superior, os sedimentos superficiais são formados por argilas (DEVON, 2005) (**Figura II.5.1.4-22**).

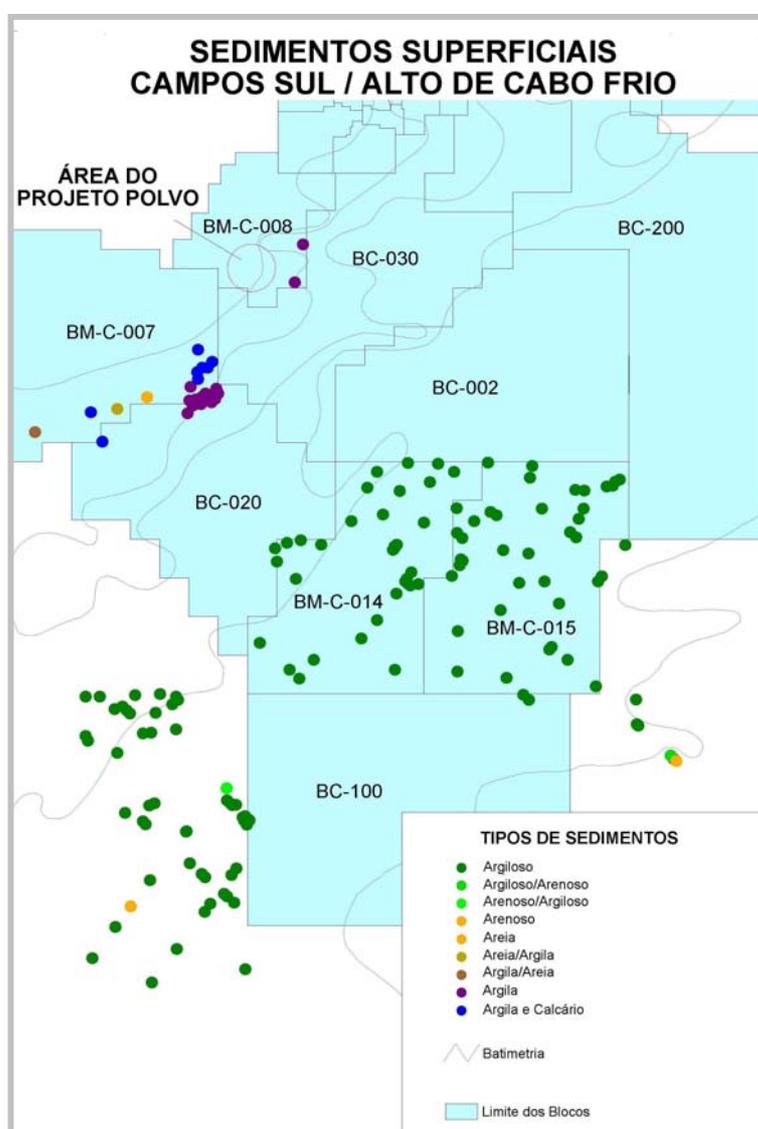


FIGURA II.5.1.4-22: MAPA DE DISTRIBUIÇÃO DOS SEDIMENTOS SUPERFICIAIS OBTIDOS POR MEIO DE TESTEMUNHOS (PISTON CORE) NA PORÇÃO SUL DA BACIA DE CAMPOS.

Fonte: DEVON (2005)

Embora não estejam disponíveis informações locais sobre os sedimentos da porção da plataforma externa do *Bloco BM-C-8*, é observado na área do Bloco *BM-C-7*, a S/SW, imediatamente abaixo da quebra da plataforma, sedimentos superficiais constituídos por argila e calcário (DEVON, 2005) (**Figura II.5.1.4-22**).

II.5.1.4.5 Geotecnia

Não há disponíveis, até o momento, dados ou informações de caráter regional ou local sobre as condições geotécnicas do piso marinho onde será desenvolvida a atividade.