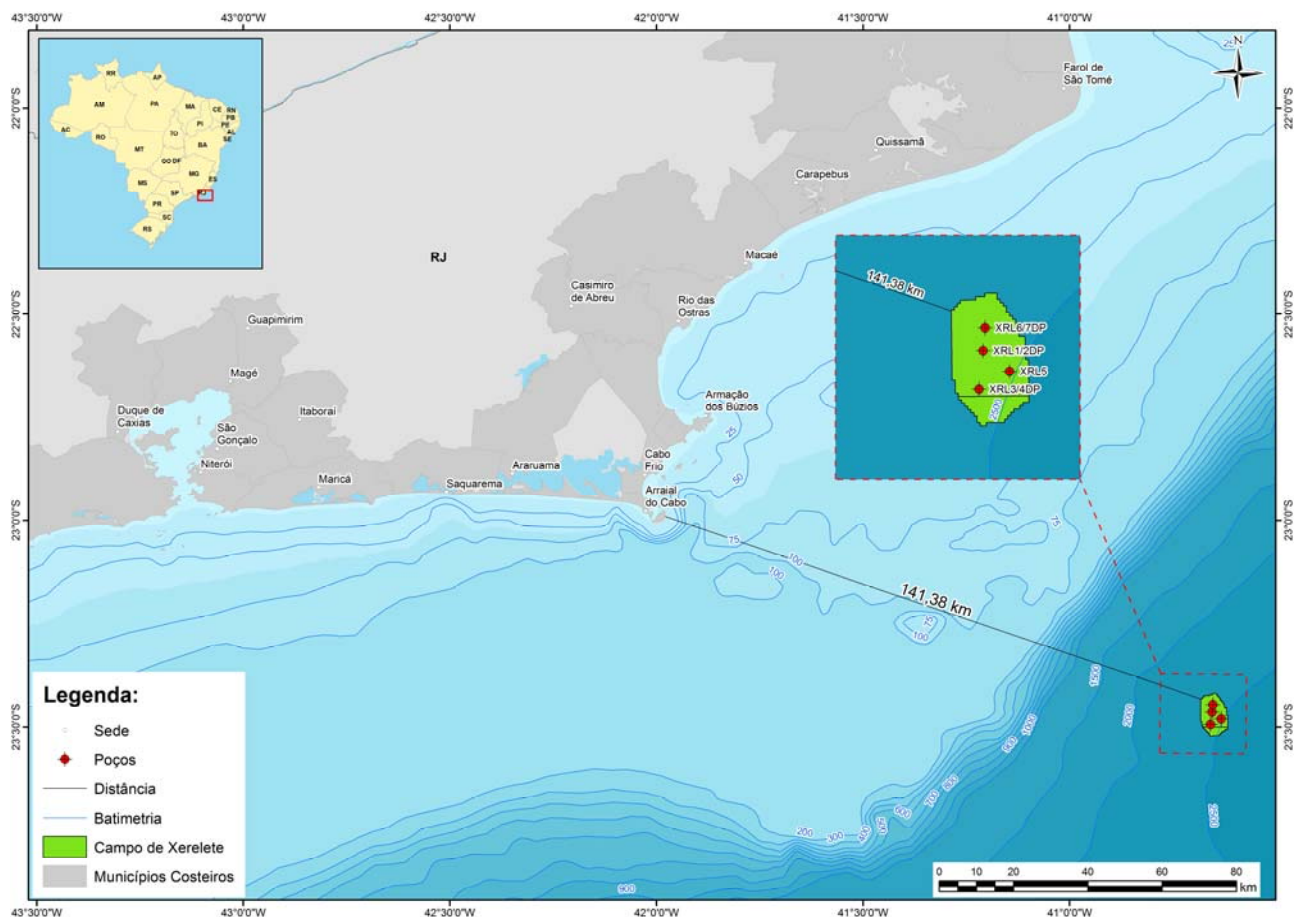


II.5. DIAGNÓSTICO AMBIENTAL

II.5.1 GEOLOGIA E GEOMORFOLOGIA

A. Localização

A Bacia de Campos está localizada na região sudeste da margem continental brasileira, abrangendo a porção sul do estado do Espírito Santo e norte do estado do Rio de Janeiro. A sua área total é de aproximadamente 100.000 km². Nas regiões mais rasas, esta bacia é delimitada ao norte pelo Alto de Vitória e pelo lineamento da cadeia de montes submarinos de Vitória-Trindade, fazendo divisa com a Bacia do Espírito Santo. Ao sul, ela faz limites com a bacia de Santos através do Alto de Cabo Frio. Em regiões mais profundas, o limite entre a bacia de Campos e a bacia do Espírito Santo não é bem estabelecido. (MILANI, *et al.* 2001).



Fonte: AECOM.

FIGURA II.5.1.1 – Mapa de localização dos poços do Campo de Xerelete.

Os poços propostos estão localizados no campo de Xerelete (Figura II.5.1.1), região sul da bacia de Campos. O Campo de Xerelete está a aproximadamente 140 km a sudeste do continente, ao largo da cidade de Arraial do Cabo (RJ). Os poços estão em uma lâmina d'água de aproximadamente 2.400 m e estão localizados sobre o Platô de São Paulo.

As coordenadas (UTM SAD-1969) e informações gerais do poço estão resumidas na tabela a seguir:

TABELA II.5.1.1 - Coordenadas geográficas dos poços a serem perfurados no Campo de Xerelete.

Campo de Xerelete	Coordenadas Geográficas		Características	
	Latitude	Longitude	Lâmina d'água (m)	Distância da Costa (km)
XRL1/2DP	- 23°27'48.862"	- 40°39'19.130"	2438	149
XRL3/4DP	- 23°29'37.456"	- 40°39'32.633"	2500	149,5
XRL5	- 23°28'48.189"	- 40°37'58.725"	2468	152
XRL6/7DP	- 23°26'44.597"	- 40°39'12.079"	2435	148,5

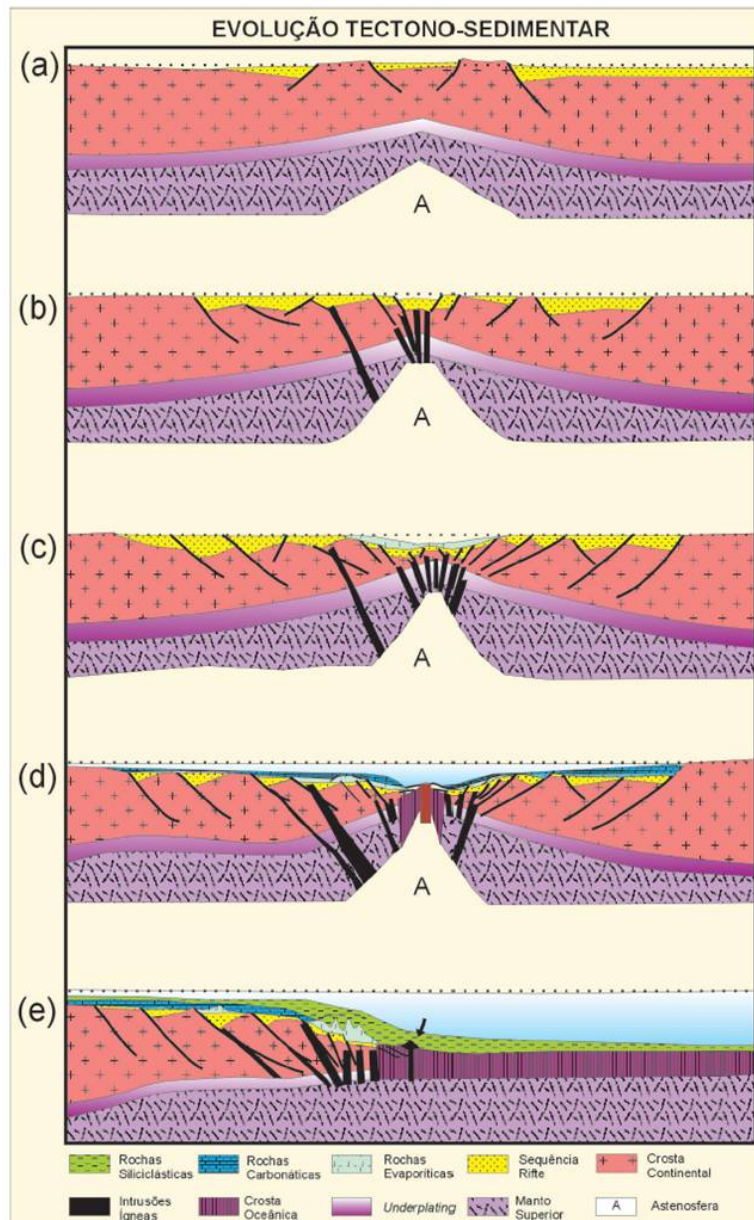
Fonte: TOTAL

B. Geologia Regional

A Bacia de Campos está entre as quinze bacias situadas na margem continental brasileira. Assim como as demais bacias sedimentares da costa leste brasileira sua formação está relacionada a esforços distensivos que separaram Gondwana no Neo-Jurássico. A separação das placas Africana e Sul-Americana iniciou-se com a formação de um sistema de riftes, no Neocomiano, os quais evoluíram para um proto-oceano, no Aptiano, culminando com a formação do Oceano Atlântico, no Neo-Cretáceo (PINHEIRO-MOREIRA, 2001).

De uma maneira geral, a gênese e atual configuração das bacias da margem leste brasileira estão relacionadas com a ruptura do megacontinente Gondwana, que culminou na abertura do Oceano Atlântico Sul durante o Mesozoico (MOHRIAK, 2003). Ainda segundo este autor, as bacias marginais brasileiras tiveram a sua origem estruturada em cinco fases distensionais básicas (Figura II.5.1.2).

A primeira (Figura II.5.1.2 - a) foi marcada pelo soerguimento crustal, afinamento litosférico e início do processo de ruptura do megacontinente Gondwana e a segunda foi caracterizada pelo aumento no processo de estiramento litosférico e início de extrusão de lavas basálticas (Figura II.5.1.2 - b). A terceira (Figura II.5.1.2 - c) deu origem a grandes falhamentos e movimentação de blocos na crosta, já a quarta (Figura II.5.1.2 - d) começou a apresentar a formação dos distintos ambientes deposicionais (lacustres, fluviais e marinhos). A quinta e última fase (Figura II.5.1.2 - e) foi marcada por um aumento na sedimentação siliciclástica por conta do soerguimento da Serra do Mar e Serra da Mantiqueira (MOHRIAK, 2003).



Fonte: MOHRIAK, 2003.

FIGURA II.5.1.2– Evolução tectono-sedimentar da margem continental brasileira – Modelo geodinâmico.

A margem continental brasileira sofreu um processo evolutivo, desde a sua formação no período Mesozoico, baseado em quatro megassequências estratigráficas (CAINELI & MOHRIAK, 1999). De acordo com estes autores, pode-se dividir a evolução da margem continental em Megassequência Pré-rifte, Megassequência Continental, Megassequência Transicional e Megassequência Marinha. Cada sequência descrita por esses autores será descrita resumidamente a seguir:

- **Megassequência Pré-rifte:** caracteriza-se pela formação de uma bacia intra-cratônica, formando depocentros suaves e largos. Esta megassequência se origina no início do processo de rifteamento da América do Sul, durante o Paleozoico;

- **Megassequência Continental:** caracteriza-se pelo processo de abertura do rifte a partir de movimentos divergentes das placas tectônicas da América do Sul e da África, durante o final do Jurássico e início do Cretáceo;
- **Megassequência Transicional:** esta fase marca a transição do sistema rifte que muda de um ambiente deposicional continental para um ambiente marinho. As atividades tectônicas diminuem sobre a crosta continental, fazendo com que os processos de erosão e sedimentação se tornem os principais modeladores do relevo.
- **Megassequência Marinha:** esta última fase é regulada por processos de subsidência termal das bacias marginais por conta do resfriamento da crosta oceânica conforme esta se afasta dos centros de espalhamento, localizados na dorsal meso-oceânica. A sedimentação depende dos processos erosivos e deposicionais que atuam na região costeira.

A Bacia de Campos, incluindo as áreas emersa e marinha, abrange uma área de cerca de 100.000 km², sendo sua porção continental de 500 km² 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.5.1.2, é apresentada a evolução geológica da margem continental leste brasileira.

TABELA II.5.1.2 – Evolução Geológica da Margem Continental Leste Brasileira.

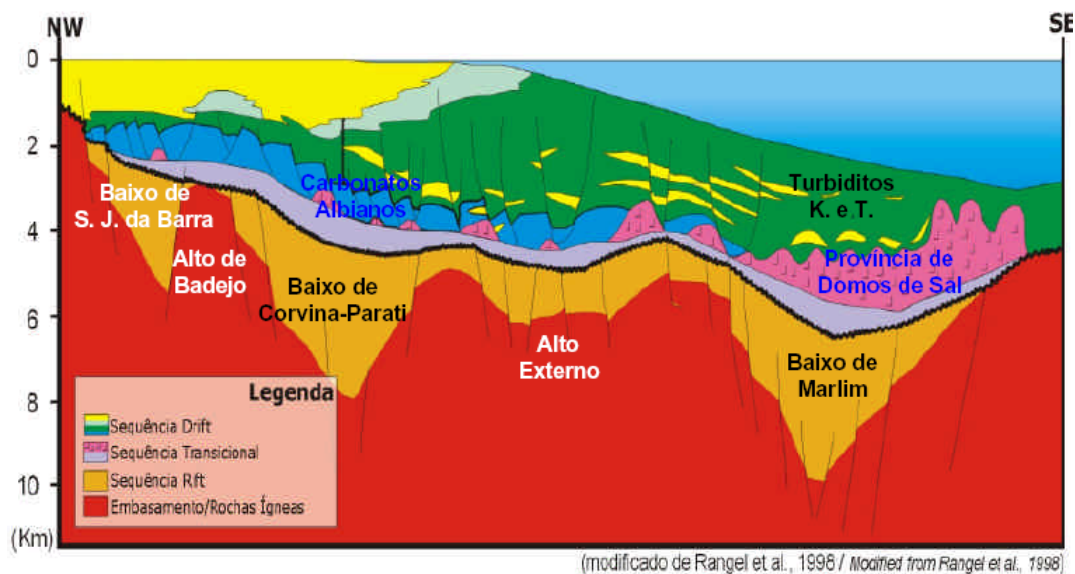
Estágio Evolutivo	Fase de Sedimentação	Sequência Sedimentar	Ambiente Depositional
Oceânico	Drifte	Mar	Marinho regressivo / transgressivo
			Plataforma rasa
Proto-oceânico	Transicional	Golfo	Marinho restrito
			Lagunar
Rifte	Rifte	Lagos	Deltaico-lacustre
Pré-Rifte		Continente	Flúvio-lacustre-eólico

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.5.1.3).

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).



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

FIGURA II.5.1.3 – Representação das principais estruturas do arcabouço estrutural da Bacia de Campos.

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).

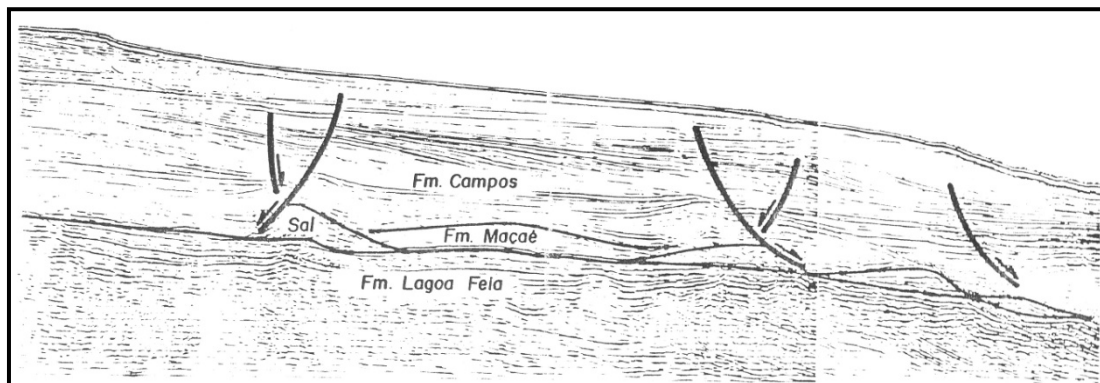
A Bacia de Campos, na sua porção central, apresenta um sistema de falhas com direção E–W, o qual a separa em duas regiões tectônicas semelhantes. Carminatti (*op. cit.*) sugere que esse sistema de falhas surgiu na fase de rifteamento da crosta continental (Cretáceo Inferior), devido a movimentos diferenciados 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).

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.*).

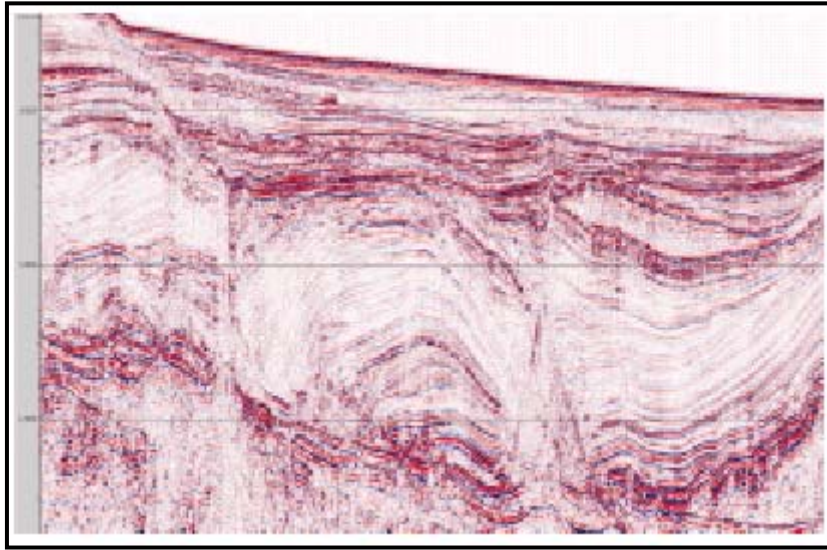
Na fase drifte, a evolução estrutural da bacia se relaciona à tectônica adiastrófica, que associada à ocorrência de reativações tectônicas no embasamento, através de distensões tardias, é responsável pelo início do processo halocinético na bacia, principalmente, na sua parte nordeste. Ao longo do Albiano,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

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 diapíros, domos, almofadas e cascos de tartaruga (Figuras II.5.1.4 e II.5.1.5).



Fonte: FIGUEIREDO & MOHRIAK (1984).

FIGURA II.5.1.4 – Seção sísmica na área nordeste da Bacia de Campos evidenciando a presença de feições salíferas e a influência sobre a sedimentação pós-sal.



Fonte: FAINSTEIN (2004).

FIGURA II.5.1.5 – 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.

A ocorrência de atividade vulcânica na área da Bacia de Campos aponta, para pelo menos, três momentos de eventos magmáticos (Figura II.5.1.6). 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 ± 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 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).

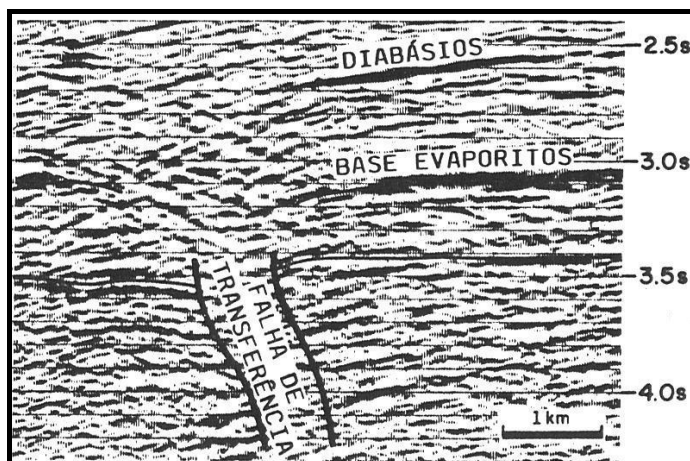


FIGURA II.5.1.6 – Seção sísmica no Campo de Marlim mostrando a feição magmática relacionada ao evento magmático de 83 ± 2 Ma e sua associação com a falha de transferência da fase rifte.

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).

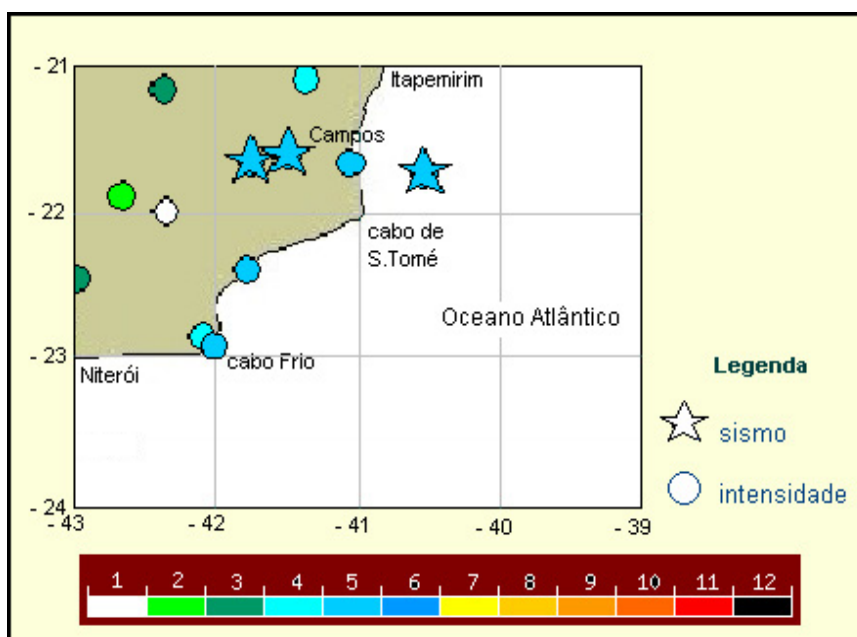
Ao sul da bacia, essas estruturas se prolongam em direção à plataforma continental, sendo que, no baixo curso do rio Paraíba do Sul, elas são mascaradas pelos sedimentos dos conjuntos de cordões litorâneos da baixada. Infere-se que, possivelmente, o mesmo possa ocorrer nas planícies costeiras dos rios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

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 (Figura II.5.1.7).



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

FIGURA II.5.1.7 – Localização e intensidades de sismos entre 01/01/1500 e 31/07/2011 ocorridos na Bacia de Campos e norte da Bacia de Santos. Os sismos plotados variam entre 1 e 12 na escala Mercalli modificada.

O embasamento cristalino da Bacia de Campos apresenta uma litologia de gnaisses e migmatitos associados à fácies anfíbolito 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 (PROJETO RADAMBRASIL, 1983; CPRM, 2000).

Ainda de acordo com estes autores, outra suíte é constituída por charnockitos e enderbitos, com algumas situações cataclásticas, grossas e porfiróides. 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 arenos-argilosos laterizados.

C. 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 seqüências 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 seqüências de margem passiva, proto-oceânica e marinha, abrangem a Formação Macaé (Albiano) e o Grupo Campos (Turoniano-Coniaciano).

D. Área Submersa

A Formação Cabiúnas tem idade eocretácea (134 ± 4 M.a. e 122 ± 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.5.2.7 e II.5.2.8).

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.

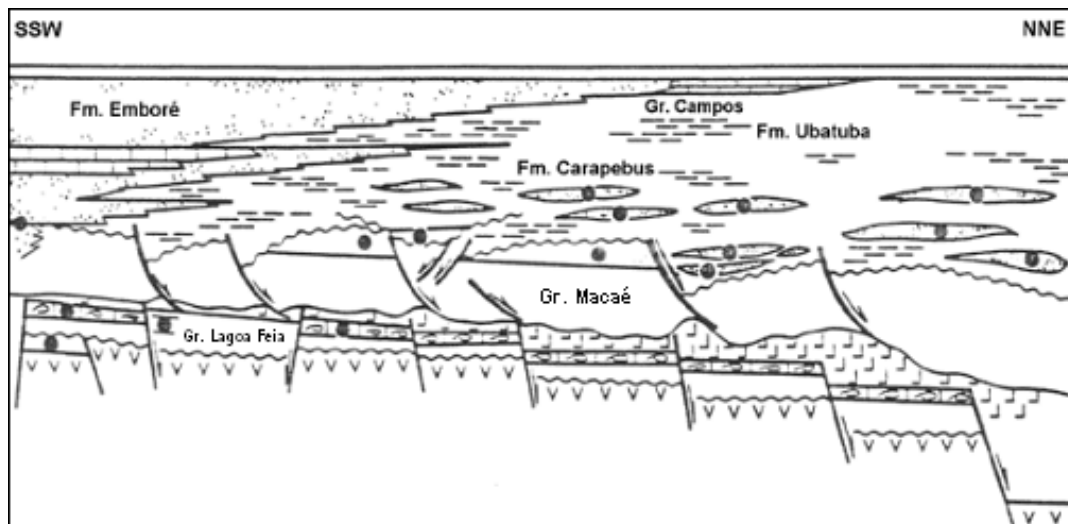
A Formação Atafona é representada por siltitos, arenitos e folhelhos lacustres, com intercalações de delgadas camadas carbonáticas. Nesta seqüência, ocorre um pacote pelítico, de ambiente lacustre de águas doces, conhecido informalmente como folhelho Buracica.

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 calcilutitos, que gradam distalmente para os carbonatos da Formação Macabu.

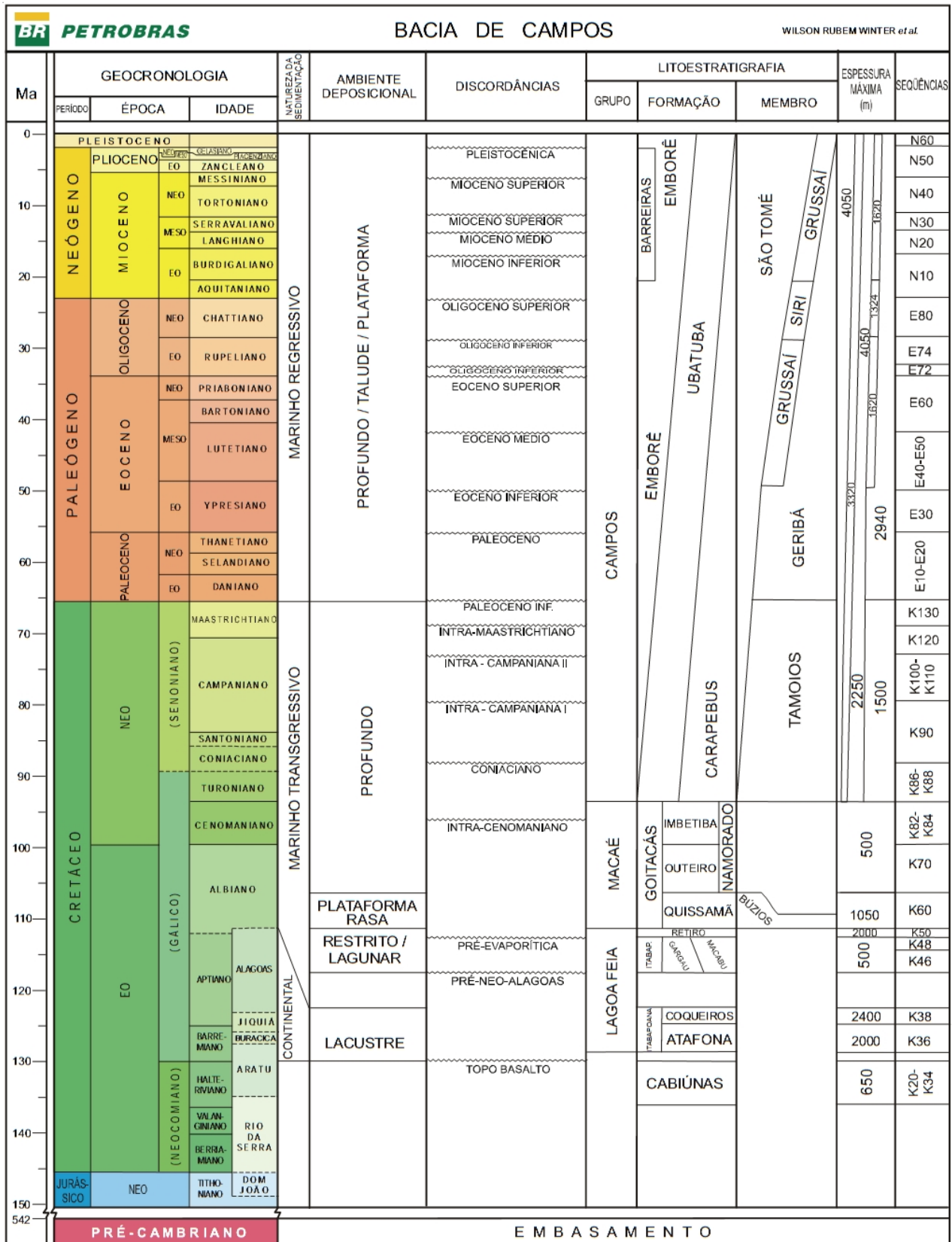
A Formação Macabu compõe-se de sedimentos carbonáticos (estromatólitos e laminitos e microbiais) depositados em ambiente árido e raso.

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*.



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

FIGURA II.5.1.7 – Seção geológica esquemática da Bacia de Campos, apontando as acumulações de petróleo (círculos escuros).



Fonte: WINTER et al. (2007).

FIGURA II.5.1.8 – Carta estratigráfica geral da Bacia de Campos.

O Grupo Macaé possui idade albiana e cenomaniana. É caracterizado pela presença de calcirruditos, calcarenitos e calcilitos. 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.5.1.8).

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 calcilito, marga e folhelho, com camadas esporádicas de arenitos turbidíticos.

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

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, calcilito 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.5.1.8).

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 detrítal (Figura II.5.1.8).

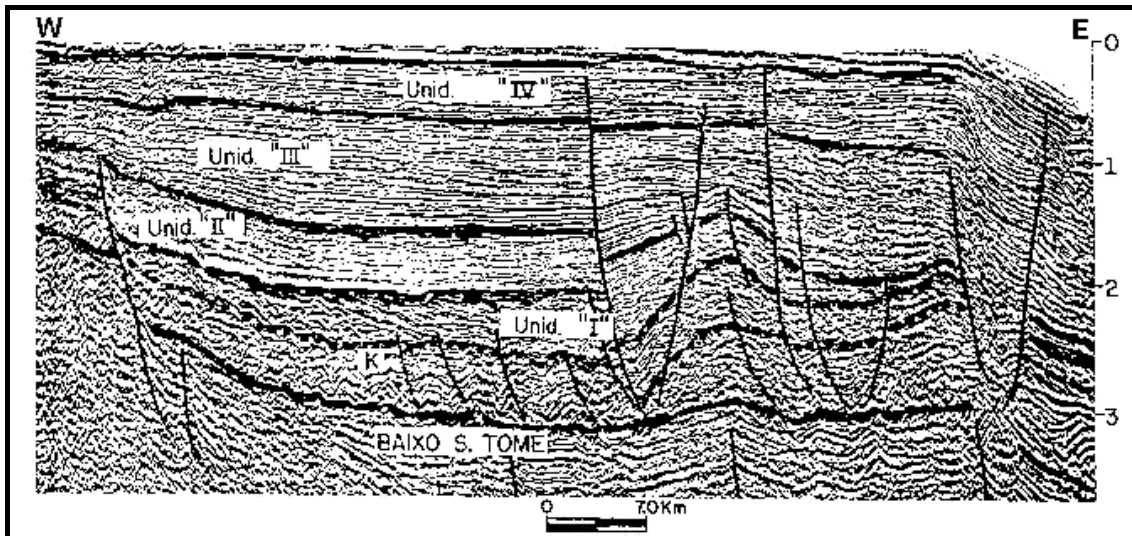
A Formação Barreiras, com idade terciária, não é descrita por WINTER *et al.* (2007). Em geral, é composta por conglomerados polimíticos, arcóseos de cores variadas, argilitos e folhelhos (PROJETO RADAMBRASIL, 1983).

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 (Figura II.5.1.9 a Figura II.5.1.12).



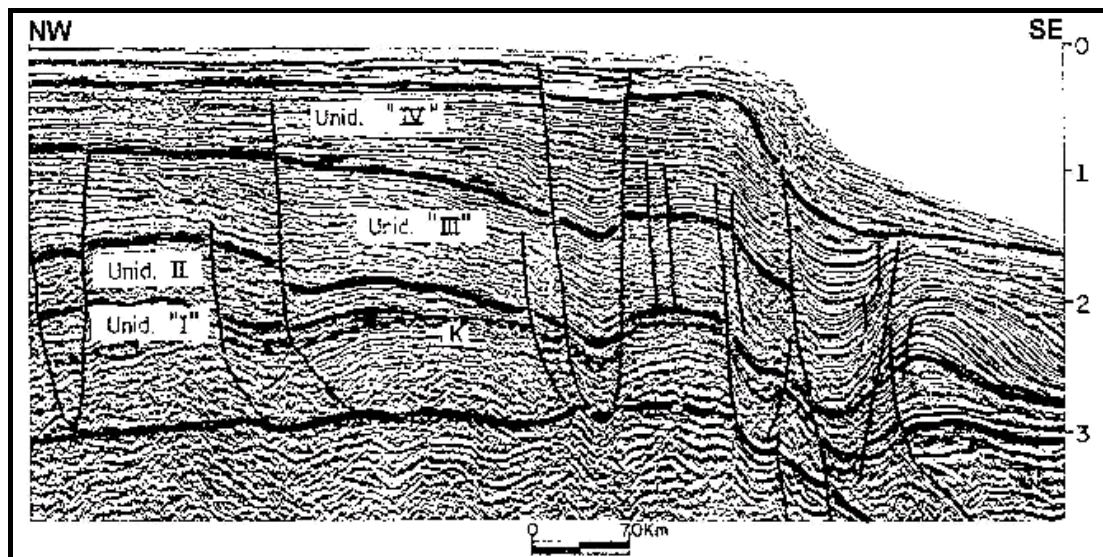
Fonte: Modificado de RICI & BECKER (1991).

FIGURA II.5.1.9 – Mapa de Localização dos perfis sísmicos, A, B e C, na Bacia de Campos. As manchas escuras representam os campos de óleo e gás.



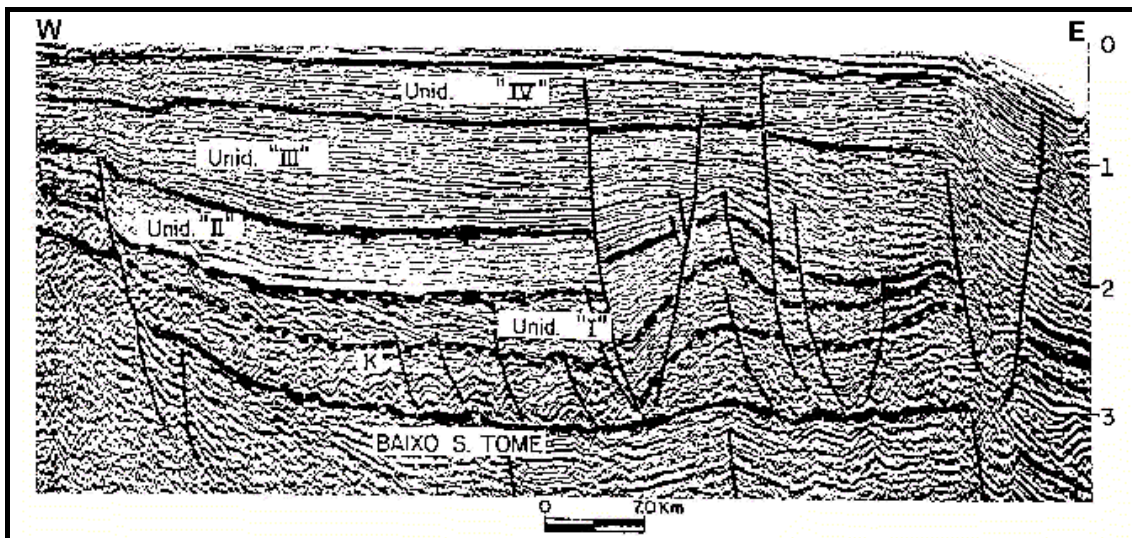
Fonte: RICI & BECKER (1991).

FIGURA II.5.1.10 – Seção sísmica "A" que atravessa o baixo de São Tomé, apresentando as quatro unidades.



Fonte: RICI & BECKER (1991).

FIGURA II.5.1.11 – 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.5.1.12 – 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.

A Unidade I possui idade entre o Paleoceno e o Mesoceno, 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 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 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.

1. 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.

ii. 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).

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. 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 (FRANÇA, 1979; ZEMBRUSCKI, 1979).

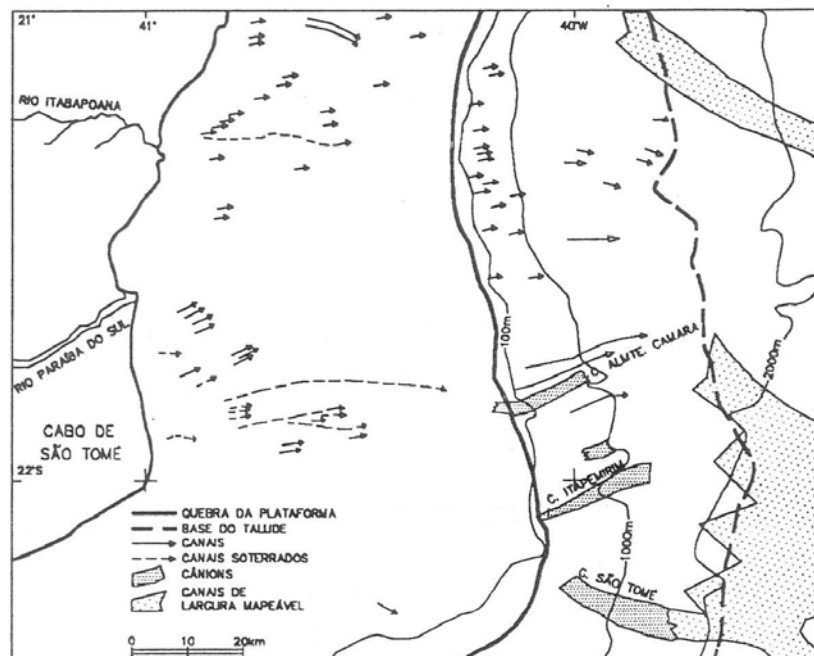
Ao sul do Cabo de São Tomé, em direção à Macaé, há uma ampliação da largura da plataforma, que atinge aproximadamente 90 km, e uma redução da profundidade da quebra da plataforma, que se encontra próxima a 80 m. Entre Macaé e o Cabo Frio, a plataforma apresenta uma largura máxima de 50 km (FRANÇA, 1979; 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.*).

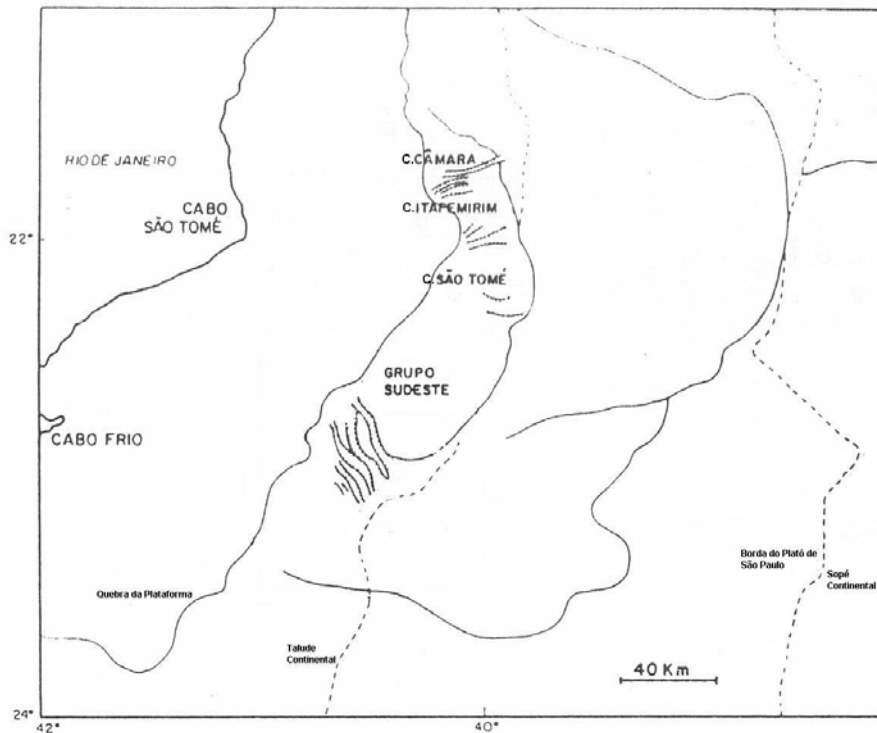
Na plataforma continental as formas erosivas são poucas, sendo exceção alguns canais de curta extensão que se encontram perpendiculares às isóbatas e que atravessam a plataforma interna e externa em direção ao talude (ZEMBRUSCKI, *op. cit.*).

Alguns cânions existentes a partir da plataforma externa são descritos por REIS *et al.* (1992) e SILVA (1991). São verificados dois grupos de cânions: o Nordeste e o Sudeste (Figuras II.5.1.13 e II.5.1.14). 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.



Fonte: SILVA (1992).

FIGURA II.5.1.13 – Grupos de Cânions da área nordeste da Bacia de Campos.

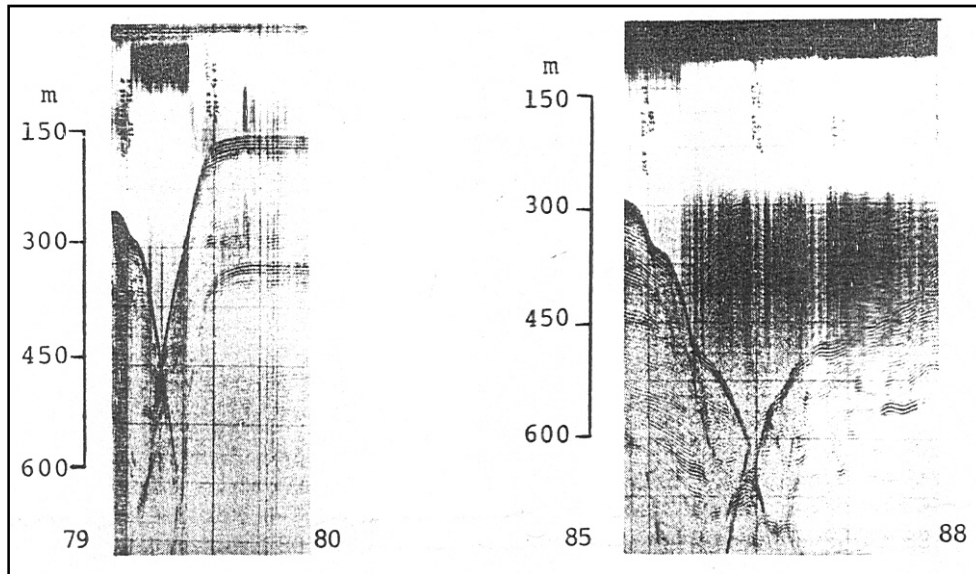


Fonte: REIS *et al.* (1992).

FIGURA II.5.1.14 – Grupos de Cânions da área Sudeste da Bacia de Campos.

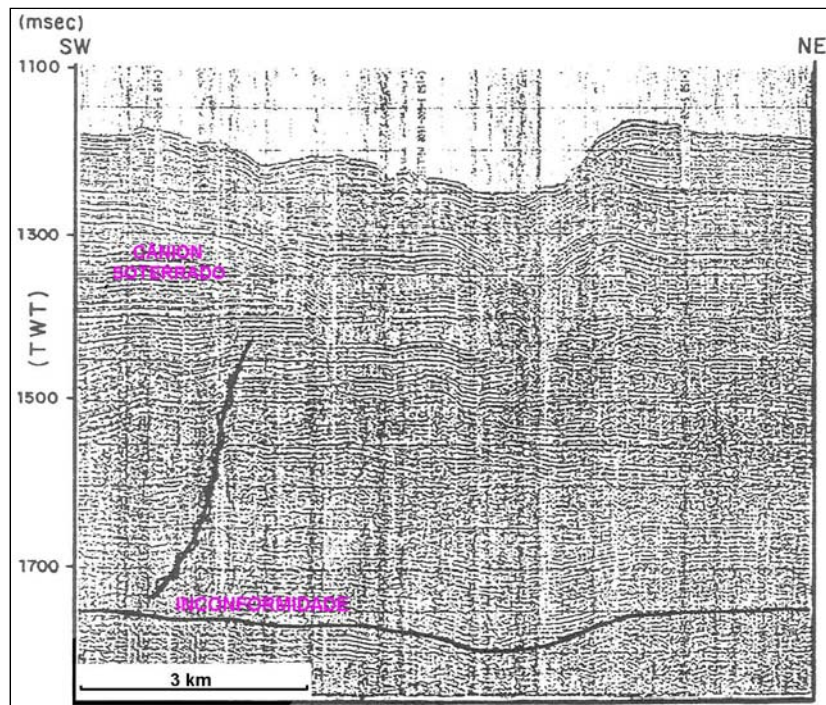
O tipo I ocorre como uma incisão remontante condicionada por falhas, sendo representado pelos cânions Itapemirim e Paraíba do Sul, que se caracterizam por um perfil longitudinal convexo, com gradientes elevados junto à borda da plataforma continental (cabeceiras), gradientes menores nas áreas mais distais 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, 1991) (Figura II.5.1.14).

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.5.1.15).



Fonte: ALVES *et al.* 1980.

FIGURA II.5.1.14 – 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.



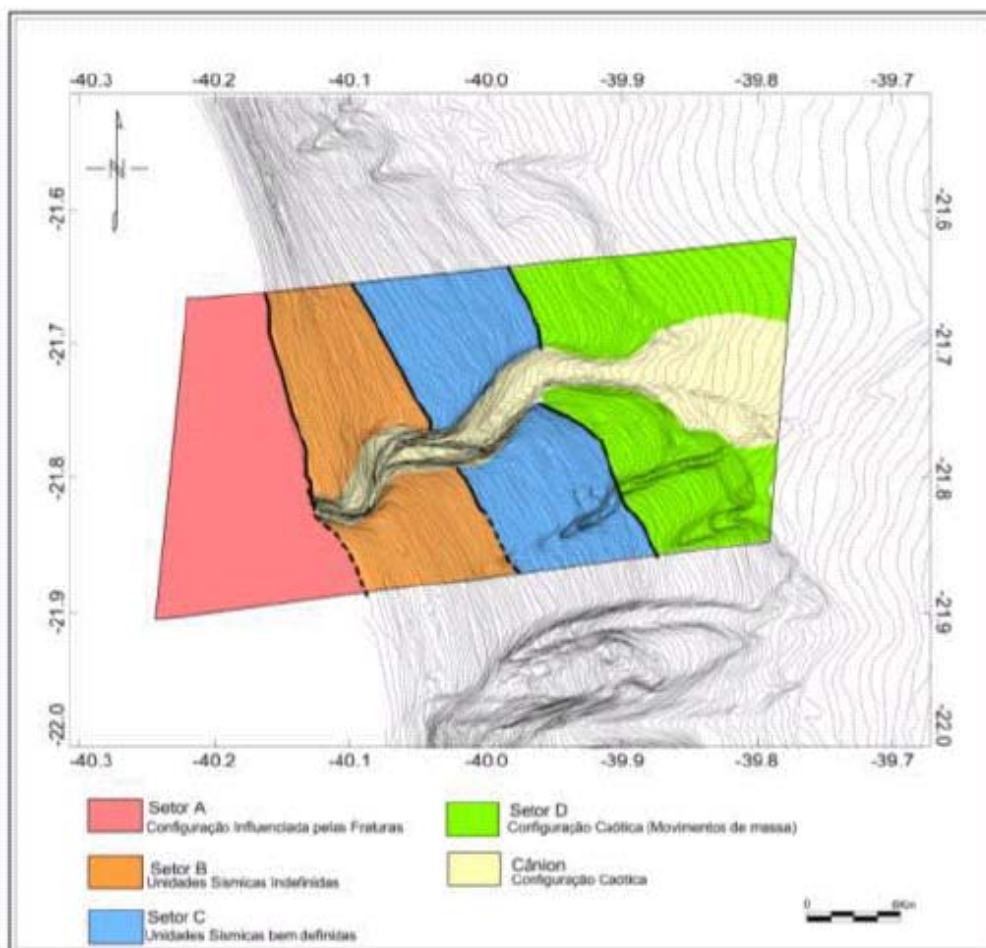
Fonte: ALVES *et al.* 1980.

FIGURA II.5.1.15 – Perfil sísmico transversal a um dos cânions do Grupo Sudeste. Observa-se a presença de cânion soterrado e inconformidade associada à incisão do cânion.

Pellizzon (2005) apresentou uma caracterização do cânion Almirante Câmara, com base em sismoestratigrafia, tendo sido definidos quatro setores (Figura II.5.1.16):

- 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 sequências 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.



Fonte: PELLIZZON (2005).

FIGURA II.5.1.16 – Setores do cânion Alm. Câmara.

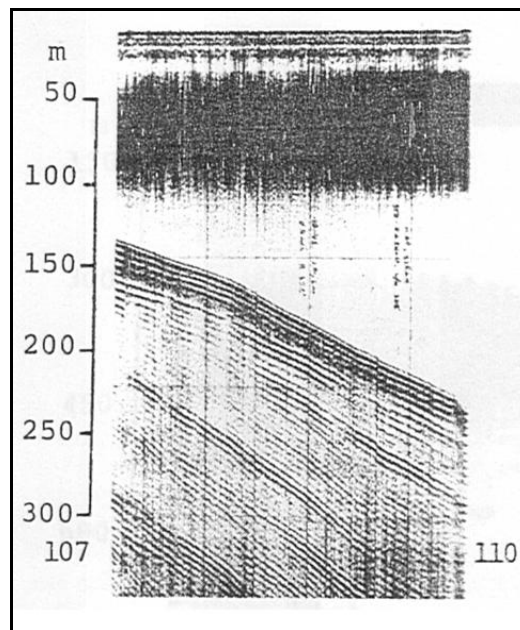
Bancos de biohermas encontram-se distribuídos pela plataforma continental (interna, média e externa), ao largo das localidades de Itapemirim e a SE do cabo de São Tomé. As biohermas, geralmente, são recifes

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 influencias dos processos geomorfológicos que ocorrem na plataforma continental.

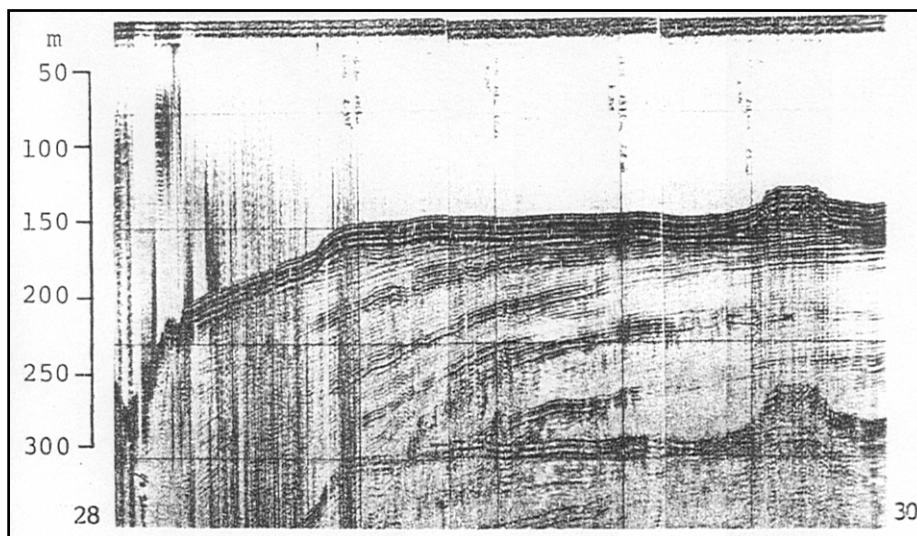
O talude continental superior possui uma forma convexa sendo bastante estreito e íngreme desde o limite norte da Bacia de Campos até ao largo do Cabo Frio.

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.5.1.17 e II.5.1.18).



Fonte: ALVES *et al.* 1980.

FIGURA II.5.1.17 – 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.5.1.18 – 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.

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).

2. 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. 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.5.1.3).

TABELA II.5.1.3 – 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 barlar 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 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) (Tabela II.5.1.4).

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). 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 – Descarga fluvial média dos principais rios na Bacia de Campos.

Rio	Estação Fluviométrica	Período	Descarga Fluvial Média (m ³ /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.

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, ou seja, promontórios rochosos que se diferem obliqua ou perpendicularmente ao alinhamento geral da serra, atingindo o litoral.

iii. 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 (CADDAAH *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_3 inferiores a 50%, tendo características distintas.

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. 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 CADDAM *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.

iv. Características locais

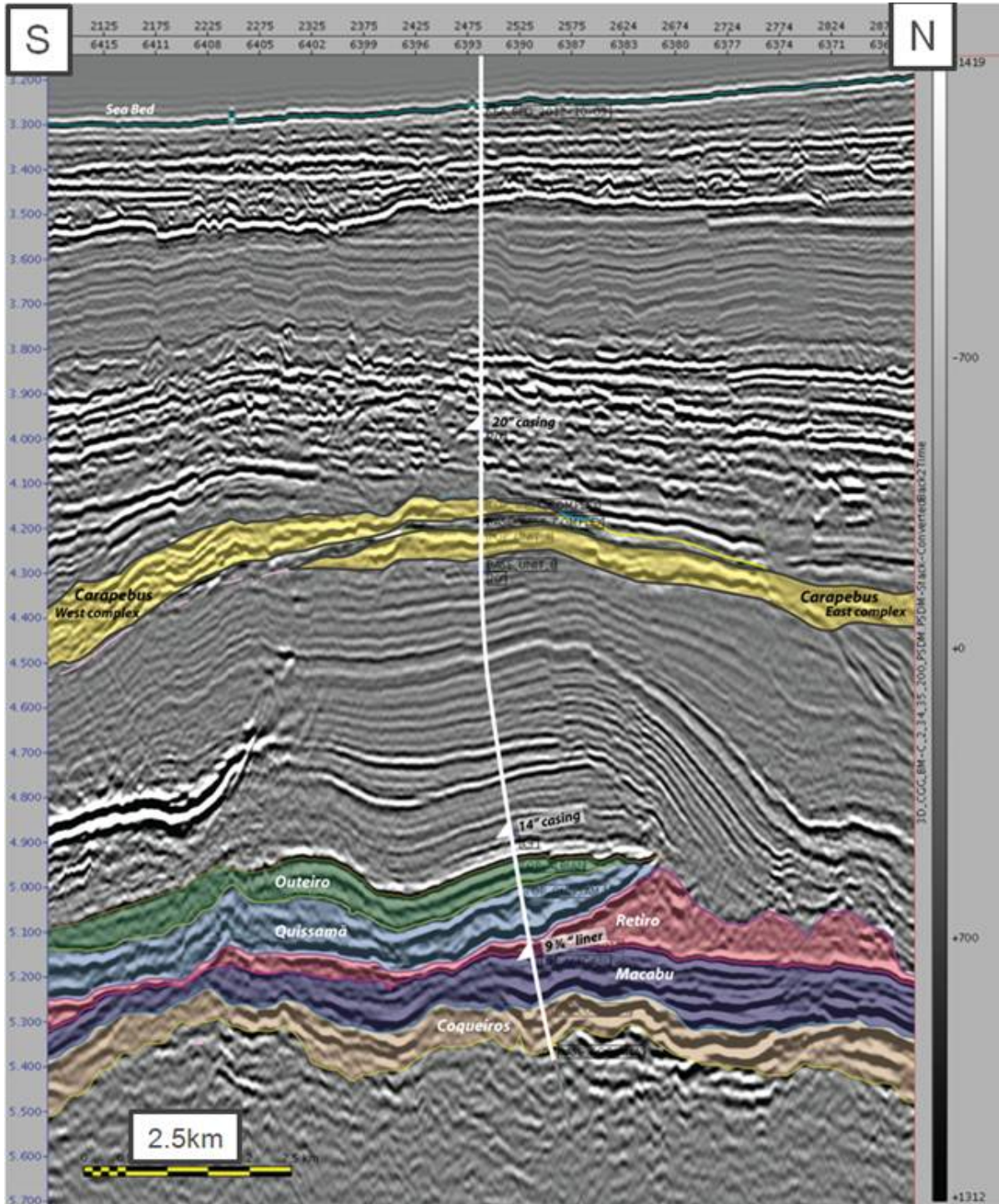


FIGURA II.5.1.19 – Seção sísmica interpretada com a trajetória do poço XRL-1/2DP.

A seção geológica acima (Figura II.5.1.19) apresenta as formações a serem perfuradas a partir de uma seção sísmica. Foram identificadas as seguintes formações: Carapebus, Macaé, Quissamã, Retiro, Macabu e

Coqueiros. Além disso, também foi possível identificar intrusões de Diabásio, bem como os selantes intermediários. As principais litologias a serem perfuradas são descritas na Tabela II.5.1.5 A e as suas previsões de profundidades são indicadas na Tabela II.5.1.5 B. A Figura II.5.1.20 apresenta a carta estratigráfica da Bacia de Campos:

TABELA II.5.1.5 A– Previsões geológicas para o poço XRL-1/2DP, Bacia de Campos.

Formação		Litologia
Fm. Ubatuba		Litologia dominante: Argilito.
Fm. Carapebus		Litologia dominante: Arenito inconsolidado. O reservatório é complexo, composto por diversos canais e lençóis de areia de qualidade variada.
Fm. Ubatuba		Litologia dominante: Argilito.
GRUPO MACAÉ	Fm. Imbetiba	Litologia dominante: Margas.
	Fm. Outeiro	Litologia dominante: carbonatos - Calcilutito.
	Fm. Quissamã	Litologia dominante: carbonatos – Grainstone/Wackestone.
GRUPO LAGOA FEIA	Fm. Retiro	Litologia dominante: Halita e Anidrita. Na localização do poço a maior parte do sal provavelmente se deslocou, deixando apenas remanescentes de Anidrita.
	Fm. Macabu	Litologia dominante: carbonatos. Estromatólitos colunar associados com lençóis microbiais.
	Fm. Coqueiros	Litologia dominante: carbonatos. Carbonatos bioclásticos exibindo intensa cimentação carbonática e sílica.

TABELA II.5.1.5 B – Previsões geológicas para o poço XRL1/2DP, Bacia de Campos.

Geologia	Profundidade		Incerteza Vertical m	Coordenadas (DATUM Aratu)	
	mMD	mTVDSS		X (m)	Y (m)
Fundo do Mar	2463	-2438	-	330746	7404321
Topo do complexo oeste	3325	-3300	+/- 50	330746	7404321
Base do complexo oeste	3368	-3343	+/- 50	330746	7404321
Topo do complexo leste	3405	-3380	+/- 50	330746	7404321
Base do complexo leste	3469	-3444	+/- 50	330746	7404321

Topo do Albiano	4509	-4395	-50 / +66	330774	7404718
Topo da Fm. Quissamã	4633	-4505	-50 / +75	330778	7404773
Topo do Sal	4907	-4750	-50 / +115	330787	7404896
Topo da Fm. Macabu (Base do Sal)	4992	-4826	-50 / +120	330790	7404934
Topo da Fm. Coqueiros	5273	-5077	-50 / +90	330799	7405060
Base Coqueiros	5518	-5296	-50 / +90	330807	7405170

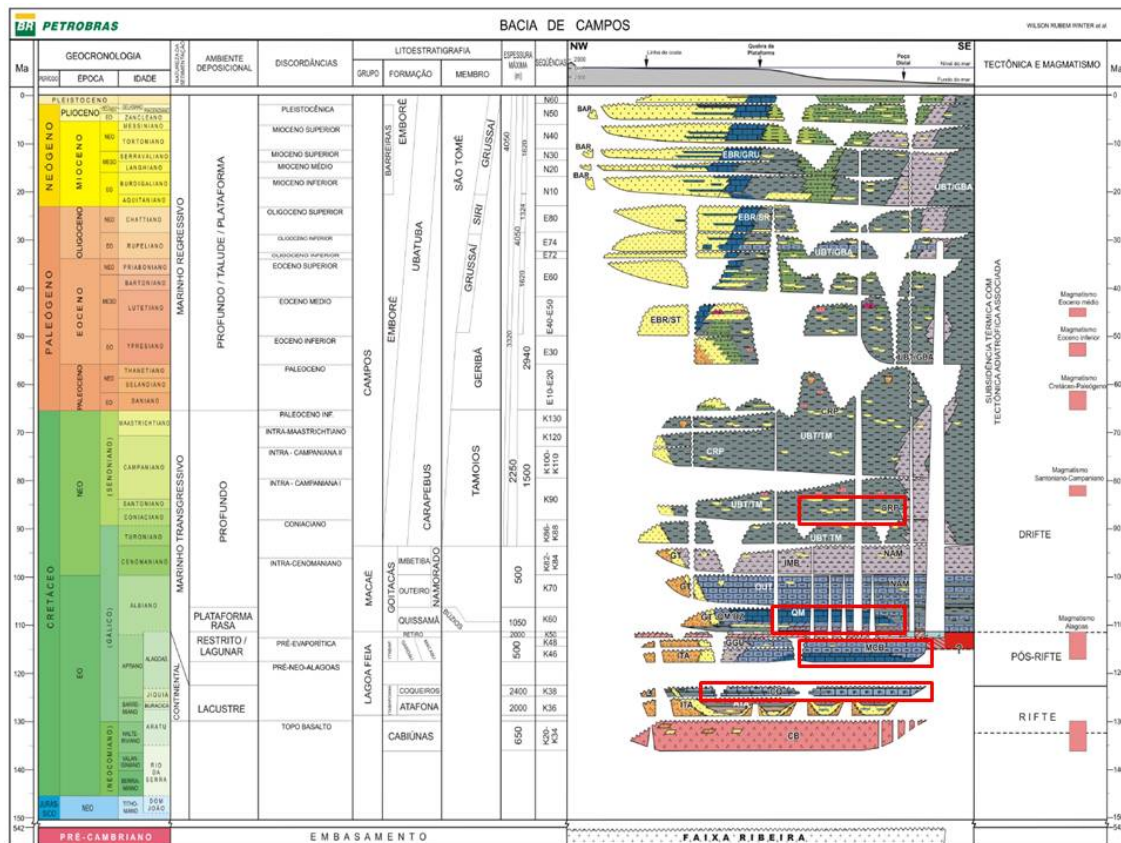


FIGURA II.5.1.20 – Carta estratigráfica da Bacia de Campos. Os principais reservatórios de interesse estão marcados em vermelho.

O grau API dos óleos esperados para o reservatório Santoniano do campo de Xerelete é bem conhecido, pois o campo já foi avaliado pela perfuração de 3 poços e um *side-track*. O campo de Xerelete é formado por dois compartimentos distintos (figura II.5.1.21), sendo os óleos de ambos os compartimentos viscosos. A densidade dos óleos encontrados no compartimento Oeste do campo de Xerelete é de 11,5°API. Já para o compartimento Leste, amostras de óleo indicam uma densidade de 17,5°API. Vale ressaltar que a análise das mostras de óleos de ambos os compartimentos indicam forte biodegradação.

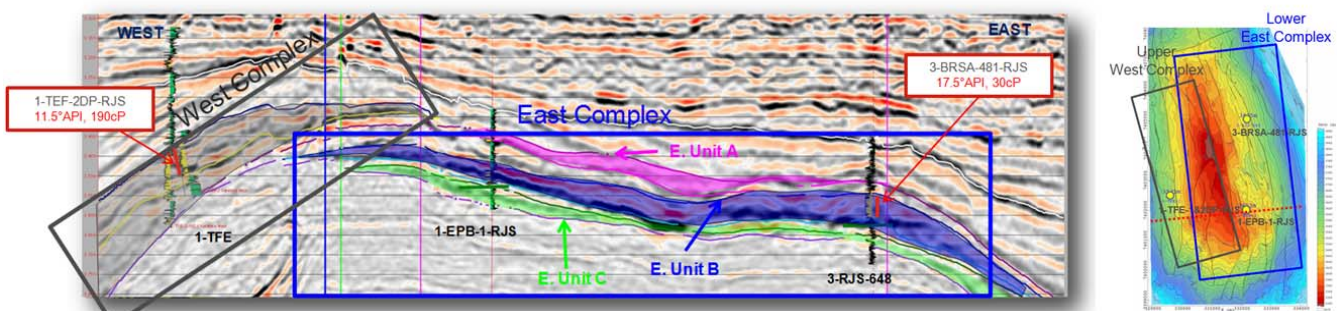


FIGURA II.5.1.21 - Complexos Leste e Oeste e características dos óleos dos reservatórios Santonianos do campo de Xerelete.

Para os objetivos exploratórios carbonáticos mais profundos (Albiano e Pré-Sal) identificados na área do campo de Xerelete, ainda não investigados, não há nenhum dado bruto referente à densidade do óleo possivelmente presente nesses reservatórios. Assim, dados de campos e descobertas análogos a estes objetivos foram analisados no intuito de prever a densidade do óleo esperado. É válido ressaltar que a rocha geradora de hidrocarbonetos que alimenta os objetivos exploratórios identificados no campo de Xerelete é a mesma que contribui para o reservatório Santoniano, ou seja, os folhelhos lacustres negros do Grupo Lagoa Feia, principalmente concentrados nos intervalos Buracica Superior – Jiquia Inferior.

Os óleos acumulados nos reservatórios pré-sal (bacias de Campos e Santos) têm densidade variando entre 18 e 44° API (tabela II.5.1.6). Os campos que foram retidos como análogos aos objetivos exploratórios carbonáticos do pré-sal (formações Macabu e Coqueiros) identificados na área do campo de Xerelete são os campos de Tupi, na bacia de Santos, e Carapicu e Espadarte Sul (poços 4-BRSA-231-RJS e 1-RJS-504-RJS) localizados ao sul da bacia de Campos. Esses campos foram escolhidos como análogos devido às semelhanças em termos de profundidade e grau de maturação esperado para cozinhas contribuindo para essas acumulações (figura II.5.1.22). A densidade esperada para o óleo potencialmente acumulado nos objetivos exploratórios das formações Macabu e Coqueiros (pré-sal) é, então, de 27° API.

Tabela II.5.1.6 - Compilação de densidade (°API) e razão gás-óleo (ROG) de campos e descobertas do pré-sal.

Pré-Sal			
Campo	Bacia	Densidade	GOR
		°API	m3/m3
Baleia Franca	Campos	30	
Cachalote	Campos	30	
Caratinga	Campos	28	
Carioca	Santos	26	220
Cernambi	Santos	30	220
Franco	Santos	28	229
Gato de Mato	Santos	39	630
Guara	Santos	30	220
Iara	Santos	28	

Iara entorno	Santos	28	220
Jubarte	Campos	30	
Jupiter	Santos	18	178
Libra	Santos	28	
Lula*	Santos	27	160-220
Lula Sul	Santos	28	
Macunaima	Santos	26	
Parati	Santos	44	
Pão de Açúcar	Campos	43	750
Seat Deep	Campos	35	
GAVEA	Campos	36	
Fragata	Campos	32	
Espadarte SW *	Campos	27	
Carapicu *	Campos	27	
Brava	Campos	28	
Barracuda	Campos	28	
Caratinga	Campos	29	
Caxareu	Campos	30	
Pirambu	Campos	29	
Wahoo	Campos	31	120
Itaipu	Campos	30	

* Informações utilizadas como análogas para os objetivos exploratórios do pré-sal da área do campo de Xerelete (formações Macabu e Coqueiros).

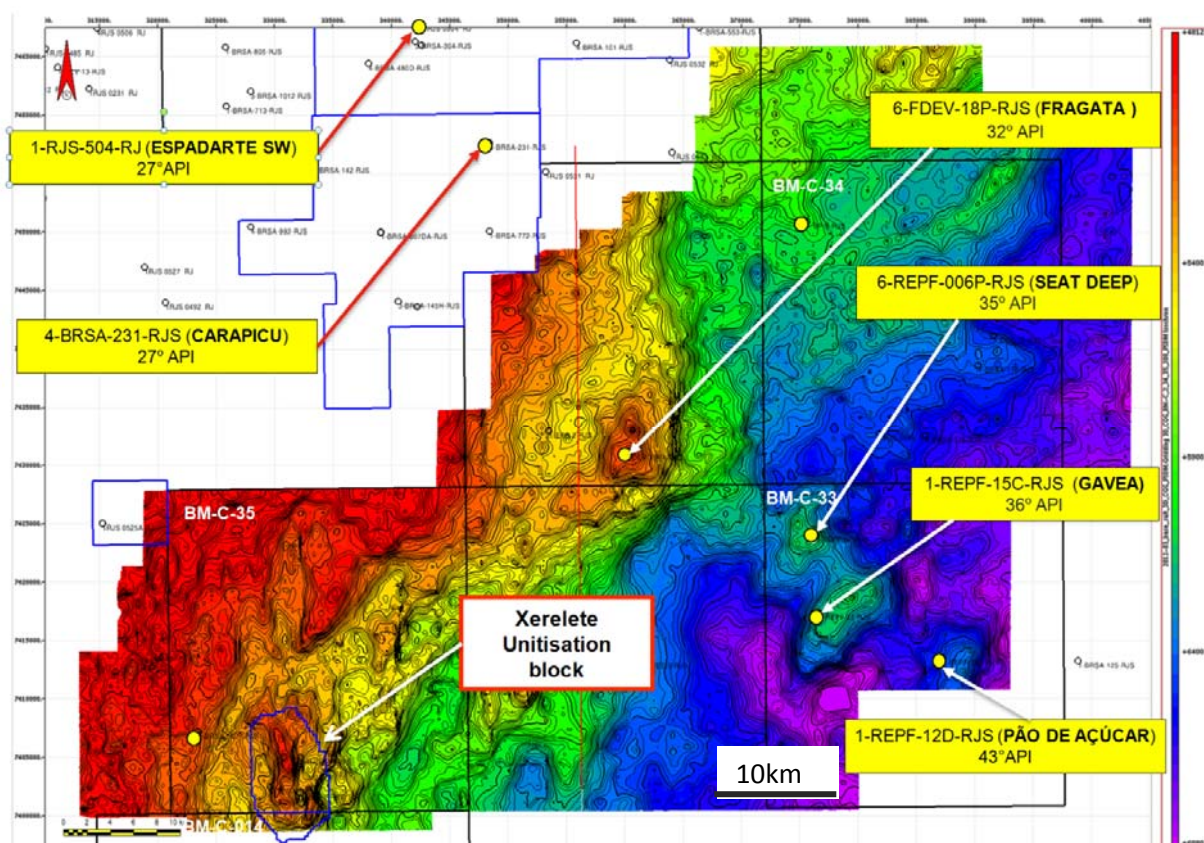


Figura II.5.1.22 - Mapa da base do sal em profundidade e informações sobre grau API dos óleos encontrados no pré-sal próximo ao campo de Xerelete.

Os óleos mais leves do pré-sal são geralmente encontrados em regiões mais distais da bacia de campos, e alimentados por cozinhas muito profundas. Neste sentido, apesar da proximidade geográfica entre as descobertas recentes do bloco BM-C-33 não são consideradas como análogos para o campo de Xerelete devido à maior maturação esperada para a cozinha que contribui para essas acumulações (figura 2).

Os óleos trapeados nos reservatórios pós-sal são geralmente mais viscosos, devido à perda de componentes leves durante a migração vertical desde as rochas geradoras do pré-sal, e também devido à ocorrência de biodegradação nos reservatórios. Suas densidades variam de 18 a 31° API para óleos bem preservados, mas caem para valores de 10 a 22° API no caso de biodegradação moderada a forte.

A densidade do fluido esperado no reservatório carbonático Albiano da formação Quissamã também é de 27° API. Espera-se um óleo mais leve do que os encontrados nos reservatórios Santonianos do campo de Xerelete, pois é esperado que nesse objetivo mais profundo, cuja temperatura esperada é de 86°C, não tenha ocorrido biodegradação.

v. Características Fisiográficas

O Campo de Xerelete está localizado a sudeste da cidade de Arraial do Cabo (RJ). As locações dos poços estão a profundidades de aproximadamente 2.450 m, sobre o Platô de São Paulo. O campo apresenta uma configuração batimétrica irregular, com depressões e elevações em sua superfície (Figura II.5.1.23). Tais feições na topografia podem atingir 20 m de amplitude. As elevações e depressões podem estar relacionadas com depósitos de escorregamento, também evidenciados por marcas alongadas, explicitadas no mapa de mosaico do Sonar de Varredura Lateral (Figura II.5.1.25). Para uma melhor visualização das feições, foram escolhidas três áreas (A, B e C) para o detalhamento (Figura II.5.1.26).

As áreas A e B representam regiões com uma maior concentração de depósitos de escorregamentos, entretanto, diferente da região C, as marcas dos escorregamentos não são visíveis. A região C, todavia, possuem depósitos de menor tamanho e mais espaçados, mas preservando as marcas que indicam o sentido do deslocamento dos deslizamentos. A orientação geral das marcas de deslizamento é de NW-SE, variando ligeiramente o ângulo de incidência em algumas partes do levantamento, embora o sentido seja sempre o mesmo.

O relevo tende a ser mais irregular na região central do Campo, como evidenciadas no mapa de gradiente. Essa irregularidade se dá na forma de pequenas inflexões alongadas no contorno, que tendem a seguir na direção SE. Tais inflexões podem estar relacionadas a marcas de movimentos de massa ou fluxos turbidíficos na região do Campo. As informações batimétricas e de gradiente também evidenciaram a presença de dois canais na porção mais ao sul do Campo. Os canais possuem extensão de aproximadamente 2.500 m (canal mais ao norte) e 2.000 m (canal mais ao sul), com profundidade de cava de até 14 m, como indicado no mapa de gradientes (Figura II.5.1.24).

A região do Campo, de uma maneira geral, aparenta ter uma declividade suave e regular, embora haja ocorrência de altos e depressões batimétricas. As feições são geralmente alongadas e de grandes proporções laterais, mas baixas amplitudes. Com base no mapa de gradiente, as declividades do Campo estão associadas aos depósitos de escorregamentos e as depressões existentes na área, todavia a região é, de uma maneira geral, bastante homogênea nesse aspecto.

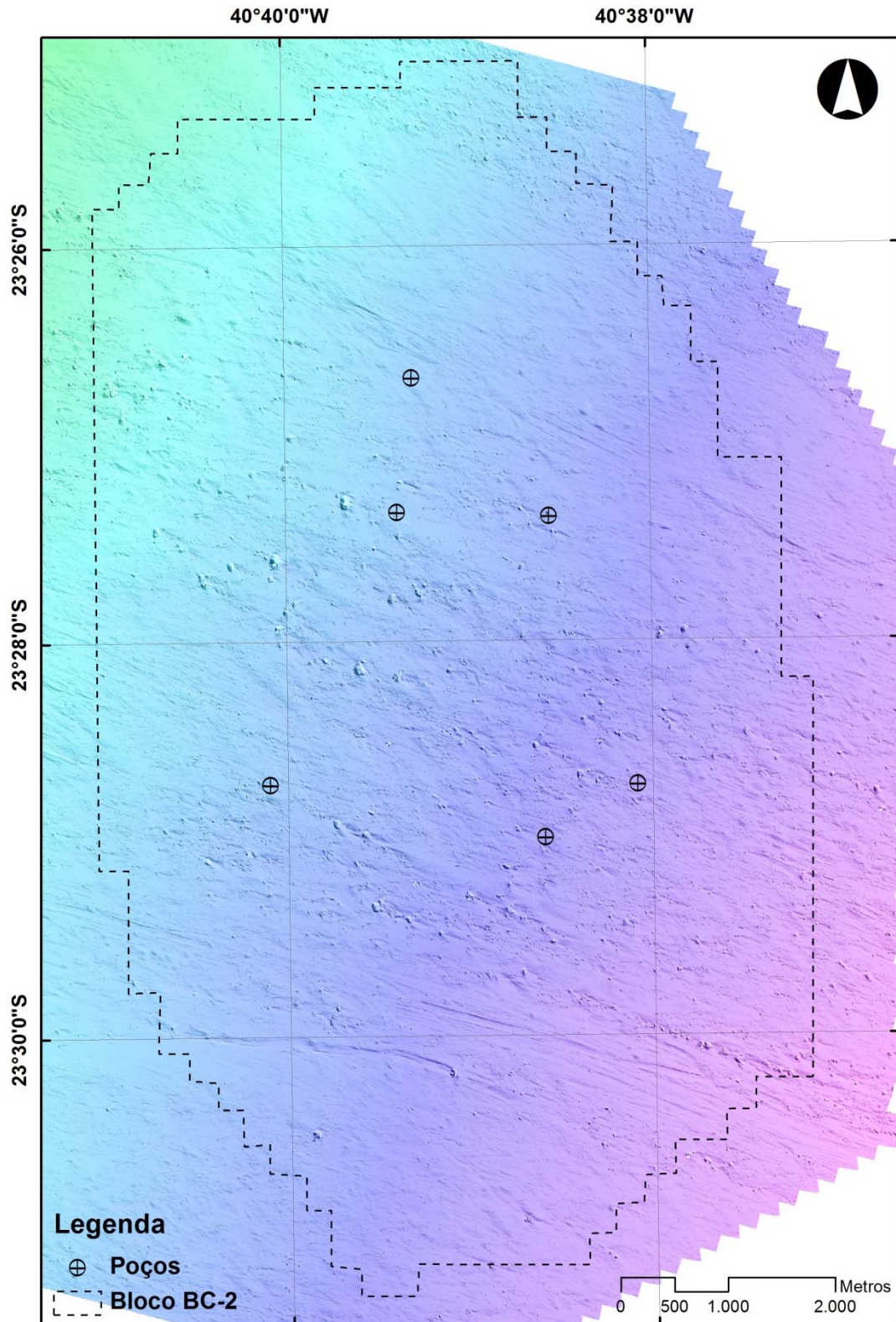


FIGURA II.5.1.23 – Batimetria do campo de Xerelete, com relevo sombreado.

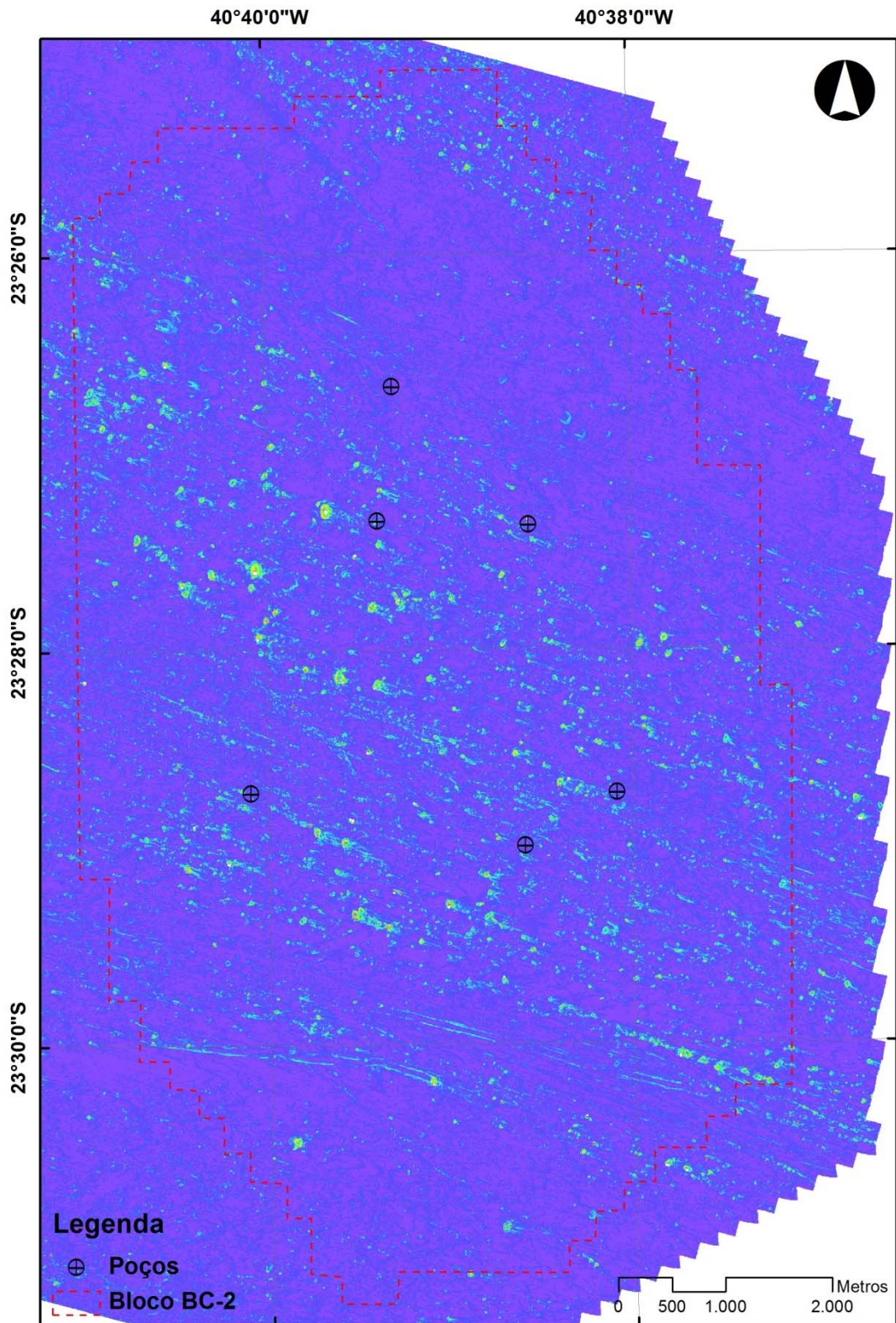


FIGURA II.5.1.24 – Gradiente altimétrico do campo de Xerelete.

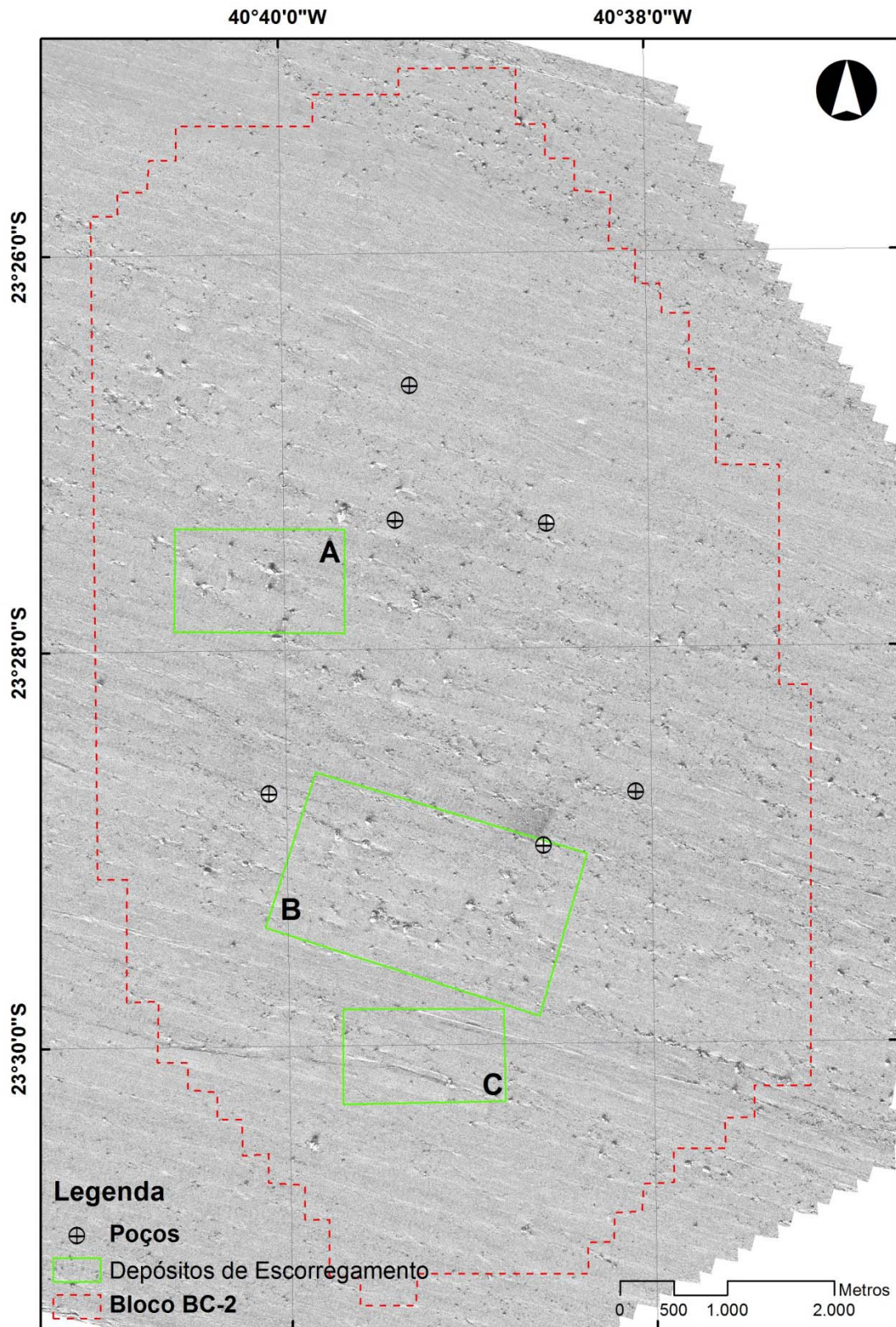


FIGURA II.5.1.25 – Fisiografia do campo de Xerelete por imagens de sonar de varredura lateral.

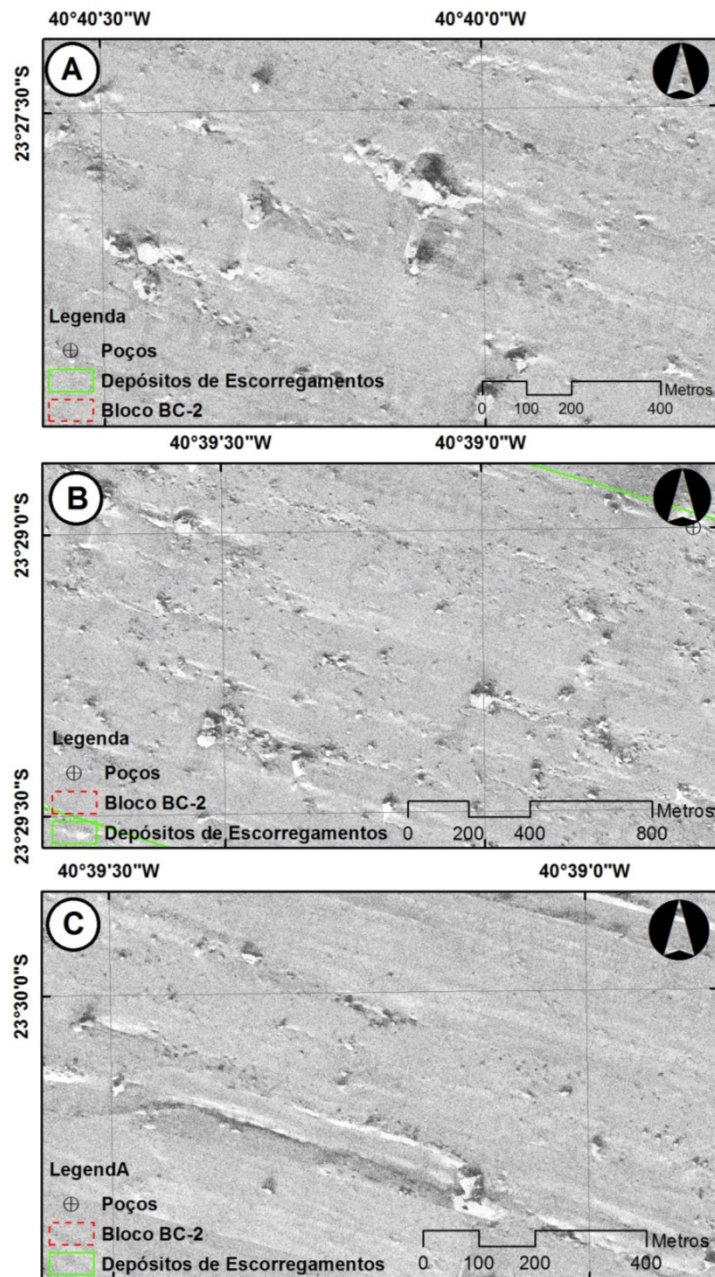


FIGURA II.5.1.26 – Detalhes da fisiografia do campo de Xerelete por imagens de sonar de varredura lateral. Áreas de depósitos de escorregamentos.

A descrição dos dados do perfilador de subsuperfície (SBP) abrangeu a caracterização dos refletores sísmicos de acordo com a disposição e estruturação dos mesmos ao longo dos perfis. O padrão sísmico predominante observado na área de Xerelete corresponde a depósitos de escorregamento (Figura II.5.1.27). Na região sudeste da área pesquisada, observa-se a presença de escassos refletores descontínuos que não estão representados no mapa de interpretação de sísmica, pois tais refletores não apresentam continuidade lateral na região (Figura II.5.1.28).

Foi observada a ocorrência de feições irregulares superficiais atribuídas às elevações em formas de “pináculos”, e que pelas características mostram ser de constituição agregada e endurecida. Algumas destas feições atingem mais de 20 metros de altura. Depressões de tamanhos variados também foram encontradas e mapeadas na região. Essas características morfológicas sugerem a ação de processos de sedimentação por deslizamento e desmoronamento e/ou ação ou retrabalhamento dos sedimentos por correntes de turbidez e erosão-deposição por corrente de fundo (Palma, 1984) (Figura II.5.1.29).

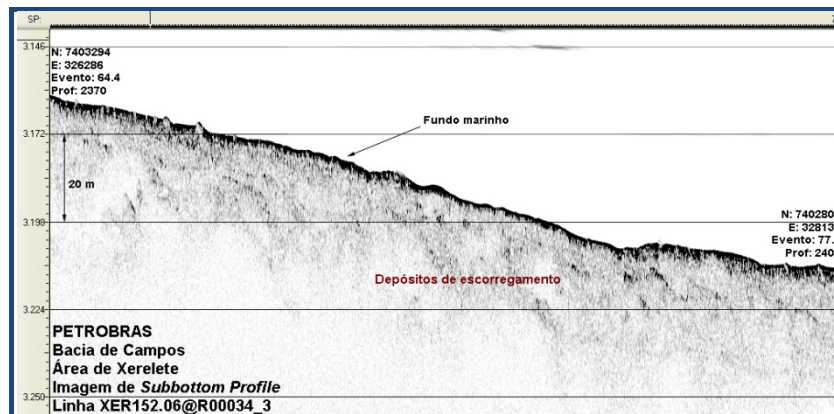


FIGURA II.5.1.27 – Imagem de *Subbottom Profile* mostrando o padrão predominante de ausência de refletores observado na área de Xerelete, Bacia de Campos.

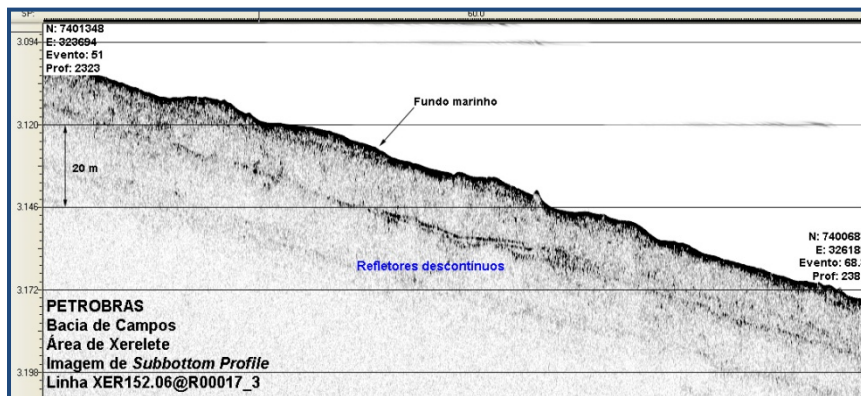


FIGURA II.5.1.28 – Imagem de *Subbottom Profile* mostrando refletores descontinuos observados na região sudeste da área de Xerelete, Bacia de Campos.

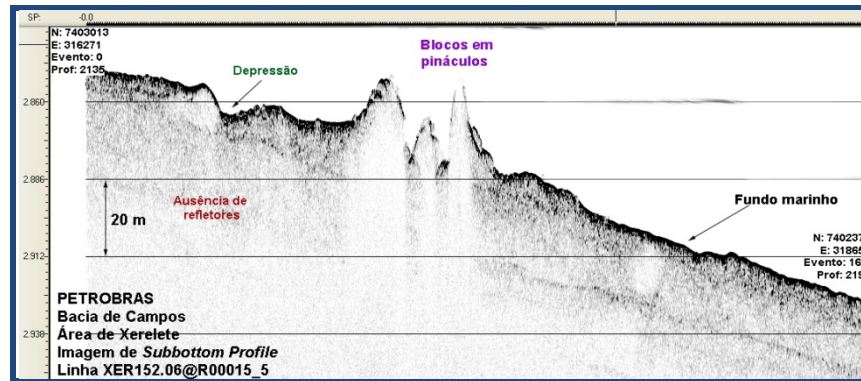


FIGURA II.5.1.29 – Imagem de *Subbottom Profile* mostrando a presença de blocos escorregados na área de Xerelete, Bacia de Campos.

vi. Características Faciológicas

A análise faciológica do bloco identificou a partir do *backscatter* dos dados sonográficos, que a composição sedimentar da região do Campo de Xerelete é formada basicamente de sedimentos grosseiros clásticos e não coesivos, misturados com lamias (siltes e argilas). O retrabalhamento desses sedimentos ocorre na forma de escorregamentos ou fluxos turbidíticos, também evidenciados pelos lineamentos e depressões previamente explicados. Tais depósitos em forma de pináculo são os responsáveis pela irregularidade do relevo, embora tenham uma composição granulométrica homogênea (Figura II.5.1.30).

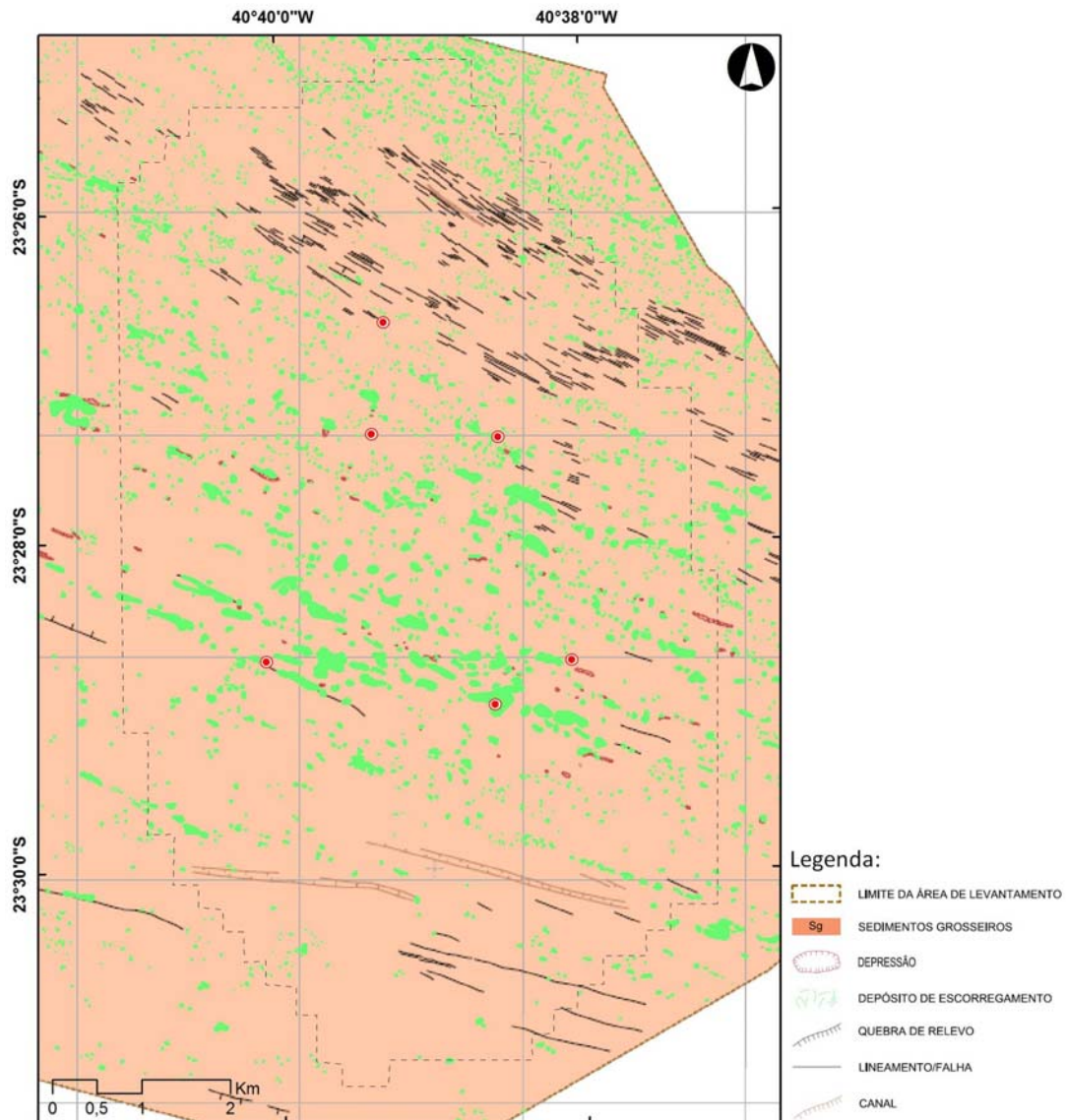


FIGURA II.5.1.30 – Características Geomorfológicas e sedimentológicas do campo de Xerelete.

vii. Características Geotécnicas

As Pressões de Poros foram calibradas para o poço XRL-1/2DP, com informações dos poços próximos 1-EPB-1RJS, 1-TFE-1RJS, 1-TFE-2DP-RJS e 3-BRSA-484-RJS (Figura II.5.1.31). Pode-se assumir que a pressão hidrostática do poço é semelhante ao gradiente de densidade da água (1,05 sg), sendo ligeiramente maior na região do pré-sal (1,07 sg). De uma maneira geral, para a Bacia de Campos, esperam-se as seguintes pressões no topo dos reservatórios:

TABELA II.5.1.7 – Estimativa de pressão de poros para o poço XRL-1/2DP, para as formações geológicas de interesse.

Formação		Todo o Reservatório (mTVDSS)	Pressão (Sg EMW)
Carapebus	Complexo oeste	-3300	1,06
	Complexo leste	-3380	1,07
Quissamã		-4494	1,09
Macabu		-4817	1,09
Coqueiros		-5068	1,09

Estimou-se, entretanto, a possibilidade de que algumas formações estejam conectadas a partir de um sistema de migração de hidrocarbonetos, tanto pela migração natural pelo fluxo ascendente do óleo quanto por janelas de sal. Para essa situação, a pressão dos reservatórios do pré-sal foi calculada levando em consideração a possível migração dos hidrocarbonetos entre os reservatórios de Macabu e Coqueiros, sendo o valor estimado de 1,12 sg.

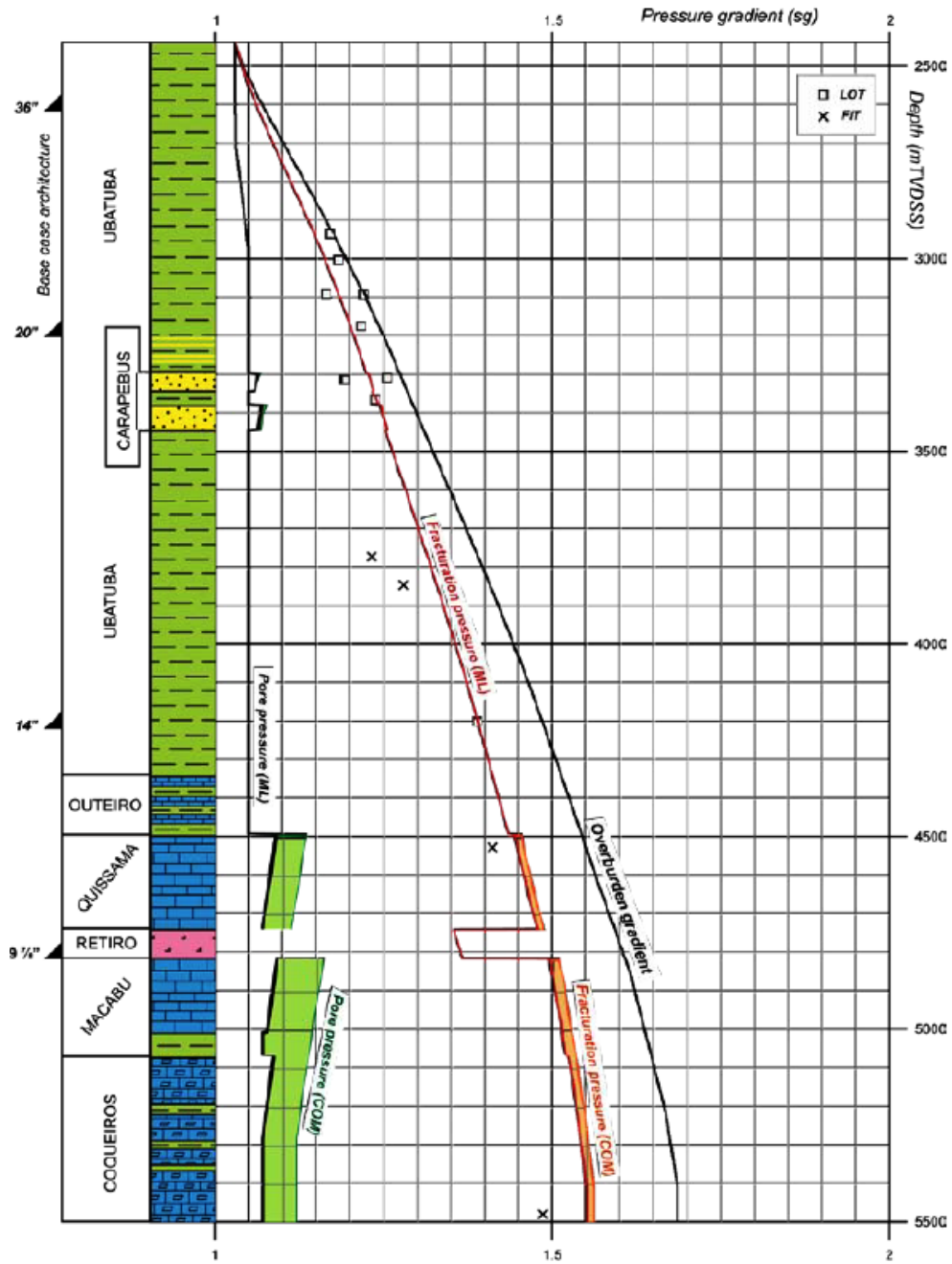


FIGURA II.5.1.31 – Gráfico de Geopressões para o poço XRL-1/2DP.

Até o presente, a análise da sísmica 3D não apresentou a ocorrência de gás de superfície ou seepages. Entretanto maiores investigações estão em andamento e serão apresentadas em breve. Além disso, as análises de geopressões para as locações 2 e 3 também estão sendo desenvolvidas para a posterior apresentação.

viii. Procedimentos necessários para o controle do poço

Existem procedimentos de segurança previstos pela indústria de petróleo durante a perfuração de um poço com o objetivo permanente de manter o controle da pressão do mesmo. Desta forma, os procedimentos previnem eventuais desequilíbrios no sistema de fluidos, melhoram a resposta em caso de perdas de circulação e influxos de fluido (*kick*), e permitem retomar o controle do poço sem ocasionar prejuízos ao empreendimento e ao meio ambiente.

Os procedimentos preventivos a serem seguidos pela TOTAL durante uma perfuração para manter o controle do poço são:

- Realizar testes de absorção (*leak off test*) e/ou integridade da formação e revestimento após o fim das operações de descida e cimentação de revestimento;
- Monitorar a pressão de poro e fratura durante a perfuração das diversas fases ou seções do poço. Podendo ser realizado por meio do próprio monitoramento da sonda de perfuração, da perfilagem durante a perfuração (LWD), das unidades de *mud logging* e também através de monitoramento dos volumes nos tanques e fluxo de fluido de perfuração;
- Usar BOP apropriado para conter e controlar qualquer influxo indesejável, circulando para fora do poço e, depois, ajustando a densidade do fluido de perfuração para suportar a nova pressão de formação.
- Testar o BOP antes de sua descida na superfície, quando da primeira descida e conexão com a cabeça de poço, após a descida e cimentação de um novo revestimento, e frequentemente a cada 14 dias (podendo ser estendido até 21 dias em casos excepcionais), incluindo *manifolds* e válvulas de segurança;
- Injetar glicol regularmente no BOP (*stack*) por meio do ROV da unidade de perfuração, com o objetivo de prevenir a formação espontânea de hidratos na cabeça do poço, e possuir estoque de metanol para uso caso seja necessário dissolver hidratos já formados na cabeça do poço;
- Monitorar permanentemente o nível do fluido de perfuração nos tanques através de sensores de fluxo durante a perfuração e do tanque de manobra (*trip tank*) durante as retiradas e descidas da coluna de perfuração;

- Sempre que for retirada a coluna ou durante paradas de perfuração e conexões, verificar se o nível do fluido de perfuração está estável no anular, observando se não há perda excessiva, nem influxo de fluido;
- Efetuar periodicamente o treinamento de detecção e controle de “kick” com o objetivo de assegurar que as equipes envolvidas na perfuração estejam capacitadas para o controle do poço e testar seus poderes de reação em situações inesperadas;
- Manter material de contingência estocado na sonda para uso caso seja necessário combater uma perda excessiva de fluido de perfuração para a formação;
- Trabalhar com um volume adequado de fluido de perfuração, mantendo permanentemente uma reserva de segurança;
- Em caso de detecção de influxo indesejável no poço (*kick*), o procedimento imediato é parar a perfuração e fechar o Preventor de Erupção – BOP. Este preventor isola o poço, prevenindo um influxo maior. As leituras das pressões no tubo bengala e no revestimento são utilizadas para se planejar e dar início à circulação do poço para retirada do fluido invasor (água, óleo ou gás) pelo método do Sondador ou do Engenheiro. Qualquer que seja o método adotado para circular o *kick*, após a expulsão controlada do fluido invasor do poço, aumentanta-se a densidade do fluido de perfuração para exercer uma pressão hidrostática maior do que a da formação.