

II.5.1.4 - Geologia e Geomorfologia

Contexto Geológico, Arcabouço Estrutural e Estratigrafia

a) Caracterização Regional

A Bacia de Campos é uma dentre uma série de bacias formadas ao longo da margem sudeste brasileira durante a ruptura do Gondwana, que teve início no Cretáceo Inferior. Está localizada na porção marinha do Estado do Rio de Janeiro, na Região Sudeste do Brasil, com uma área de cerca de 100.000 km² (Figura II.5.1.4-1).

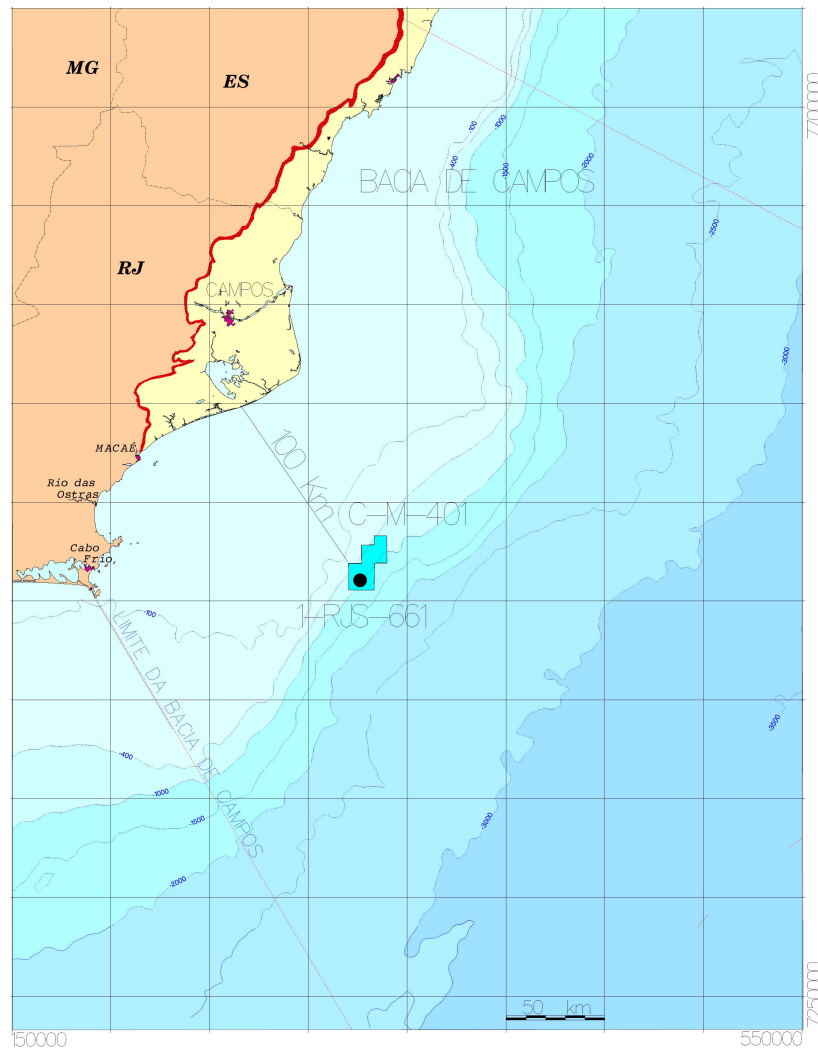


Figura II.5.1.4-1 - Mapa de localização da Bacia de Campos e da área do Bloco -Aruanã.

A Bacia de Campos limita-se ao norte pelo Alto Vitória, que a separa da Bacia do Espírito Santo e ao sul pelo Alto de Cabo Frio, que a separa da Bacia de Santos (Figura II.5.4-1). A falha de Campos, com direção paralela à costa, divide a bacia em duas metades. A porção mais a leste é caracterizada por uma série de domos de sal, onde uma delgada crosta continental se encontra com a crosta oceânica. Nela encontram-se as acumulações de óleo num pacote sedimentar espesso que abrange unidades desde o Cretáceo Inferior até o Holoceno. Na porção oeste, sedimentos relativamente pouco espessos do Terciário recobrem o embasamento (crosta continental). O preenchimento sedimentar grada na direção leste para uma cunha sedimentar depositada sobre a crosta oceânica do Atlântico Sul. O limite ao oeste é contra rochas metamórficas do embasamento.

As modificações que ocorreram no embasamento por reativação tectônica, no 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 e no controle da migração e acumulação de grande volume de hidrocarbonetos.

A Bacia de Campos teve uma evolução típica de bacia de margem passiva, semelhante às demais bacias da costa leste brasileira. A Figura II.5.1.4-2 representa a síntese da estratigrafia da bacia.

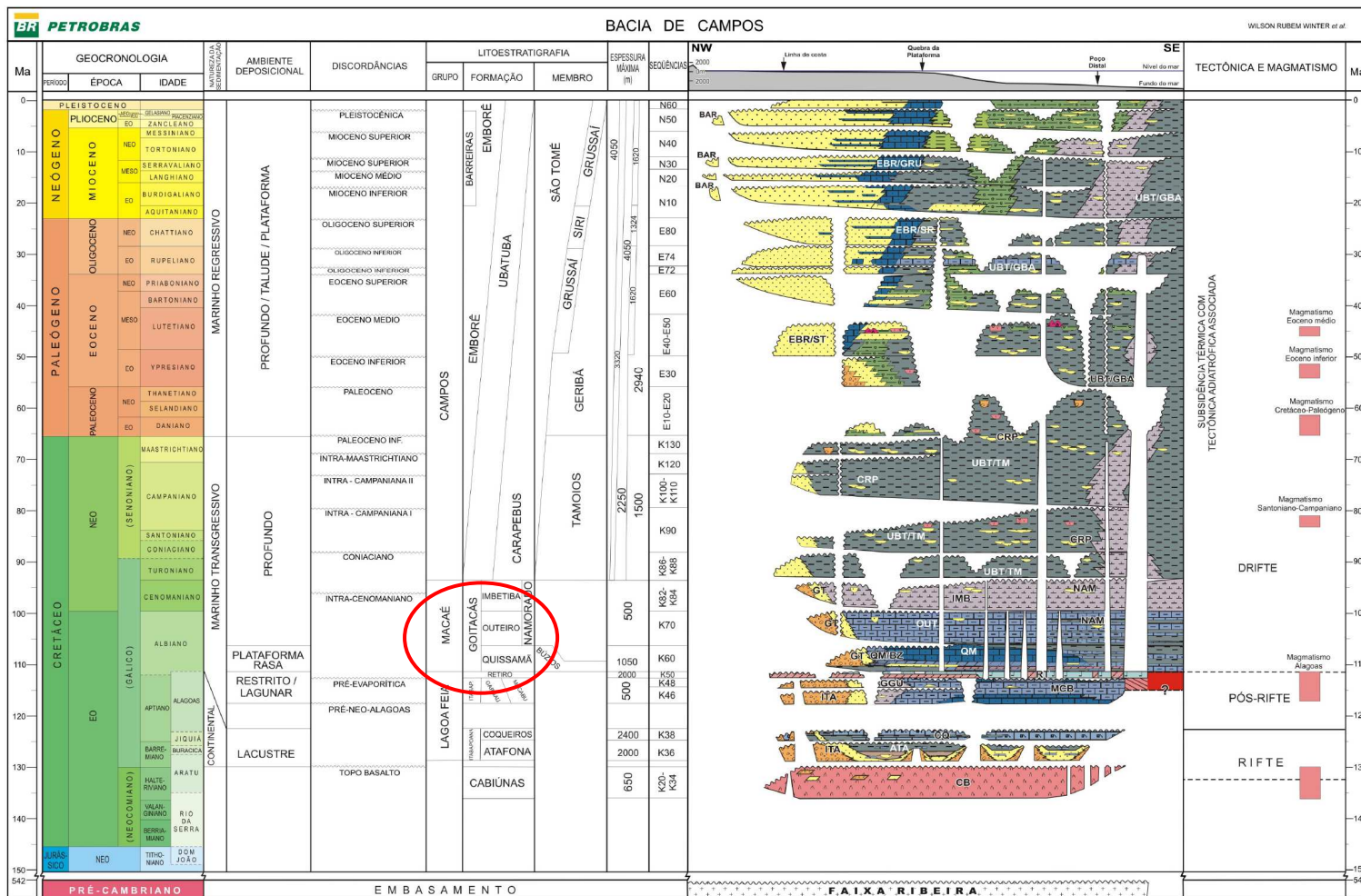


Figura II.5.1.4-2 - Carta Estratigráfica da Bacia de Campos (em vermelho destaque para o Grupo Macaé/Formação Quissamã – reservatório de que trata o presente trabalho).



Figura II.5.1.4-3 - Litologias apresentadas na Figura II.5.1.4-2.

A seção sedimentar da Bacia de Campos pode ser subdividida em três megasseqüências: 1) Megasseqüência não marinha da fase *Rift*, depositada durante o Hauteriviano-Barremiano; 2) Megasseqüência da fase transicional, depositada durante o Aptiano; 3) Megasseqüência marinha da fase *Drift*, compreende sedimentos depositados desde o Albiano até o Holoceno.

A Megasseqüência da fase *Rift* é composta inteiramente por sedimentos não-marinhos (lacustres) e flúvio-deltáicos da Grupo Lagoa Feia que podem atingir até cerca de 4.000m de espessura. Os folhelhos negros do Grupo Lagoa Feia são os geradores primários de óleos na bacia. A seqüência das coquinas, composta principalmente por fragmentos de conchas de pelecípodes depositados em altos estruturais, são importantes reservatórios, bem como rochas geradoras.

A Megasseqüência da fase transicional é constituída por duas seqüências: uma inferior de conglomerados de leques aluviais e folhelhos, e uma superior de evaporitos (*sabkha*), predominantemente anidrita e halita.

A Megasseqüência da fase *Drift* pode ser dividida em duas fases; a fase pré-oceânica (Albiano a Cenomaniano superior), que começa com a deposição da Grupo Macaé, predominantemente carbonática e com cerca de 1000 m de espessura, que grada para sedimentos silicicláticos depositados numa fácies mais

proximal. A fase oceânica se iniciou no Turoniano Superior, quando condições anóxicas favoreceram a deposição e preservação de rochas potencialmente geradoras. A posterior deposição de folhelhos marinhos e turbiditos (excelentes reservatórios) ocorreu desde o Cretáceo superior até o Holoceno.

Na seção *Rift*, os sistemas principais de falhas normais seguem uma tendência geral de NE-SW, com geometria planar. A maior parte da atividade tectônica dessas falhas cessou antes do desenvolvimento da discordância pre-Aptiana. Na seção post-rift, a atividade tectônica é originada principalmente pela halocinese, que produz sistemas de falhas normais lítricas em uma tendência de NE-SW. Estes sistemas de falhas controlaram o desenvolvimento da geometria dos principais campos de petróleo na bacia, assim como os padrões da migração.

Os exemplos brasileiros de campos petrolíferos são associados geralmente com grandes falhas lítricas ou planas que rompem o sal autóctone. A migração pode ocorrer acima destas falhas e nos reservatórios subjacentes. A migração hidrodinâmica diretamente do *syn-rift* aos reservatórios é possível nas áreas onde não há nenhuma estrutura de sal.

Reservatórios de hidrocarbonetos ocorrem ao longo de quase toda a coluna estratigráfica da Bacia de Campos. As principais seqüências de reservatórios compreendem basaltos fraturados (Fm. Cabiúnas), coquinas (Grupo Lagoa Feia), rochas carbonáticas (Grupo Macaé) e turbiditos (Grupo Macaé e Fm Carapebus).

b) Caracterização Local

O bloco exploratório Aruanã foi adquirido durante a realização da 7ª rodada de licitações da ANP em 2005, junto com o bloco C-M-403, inseridos na concessão BM-C-36.

O bloco localiza-se na porção sul da Bacia de Campos a uma distância de 120km da linha de costa, em águas profundas, entre os campos de Pampo e Espadarte com cotas batimétricas que variam entre 350 e 1500m de profundidade.

O reservatório em apreço neste trabalho pertence aos carbonatos do Grupo Macaé / Formação Quissamã (Albiano inferior) e constituem-se em importantes acumulações na Bacia de Campos.

Nos carbonatos Formação Quissamã existem ciclos iniciando com pacotes oncolíticos / peloidais que gradam para grãos oolíticos (*oolitic grainstones*). Águas meteóricas são responsáveis pelos processos de dissolução e cimentação nos reservatórios.

O poço 1-RJS-661 está localizado na porção sul do bloco, a uma lâmina d'água em torno de 980m, tendo alcançado o topo do reservatório a 3.006m (-2.994m) de profundidade, 30m abaixo do previsto, atingindo a profundidade final de 3.200m (-3.187m). Constatou-se a ocorrência de uma coluna de sedimentos com 103,0m impregnados por óleo, sendo a fração efetivamente porosa de 81,84m. O contato óleo-água foi identificado em 3137m (-3125,0m). O óleo apresenta densidade de 26,7° API e viscosidade 1,89 cP @ Pi (312,8 Kgf / cm² a -3000m). A Figura II.5.1.4-4 mostra as litologias constatadas no referido poço.

O poço proposto tinha como finalidade testar a ocorrência de acumulação de óleo em carbonatos Albianos em estrutura tipo casco de tartaruga alinhada na direção nordeste. Nessa região da bacia, a plataforma carbonática Quissamã apresenta-se já rompida e deslocada em função do deslizamento do sal sotoposto. A movimentação da plataforma, que atinge espessuras na ordem de 400m nessa área, foi pequena. Os bancos carbonáticos se desenvolveram em altos localizados reativados do embasamento ou em domos/almofadas de sal, originados a partir do escorregamento dos evaporitos. Nos paleoaltos do embasamento e/ou domos e almofadas de sal desenvolveram-se bancos oolíticos constituindo as melhores fácies reservatório na Formação Quissamã.

A halocinese proporcionou uma fragmentação e deslocamento por algumas centenas de metros da plataforma carbonática do Albiano nessa região. Os gaps das falhas foram preenchidos por ritmitos: calcilutitos, margas e folhelhos radioativos selando a estrutura tanto na horizontal como na vertical.

O mapa da Figura II.5.1.4-5 mostra o contexto estrutural da Formação Quissamã na área de interesse. A ocorrência constatada pelo poço 1-RJS-661-RJ tem aproximadamente 13Km de extensão e área de 21,6Km² e exibe uma estrutura homoclinal de mergulho suave com direção preferencial NE e cotas variando entre -2800 a -3150m. Na seção geológica da Figura II.5.1.4-6 observa-se as relações espaciais entre unidades que constituem o arcabouço estrutural / estratigráfico da área.

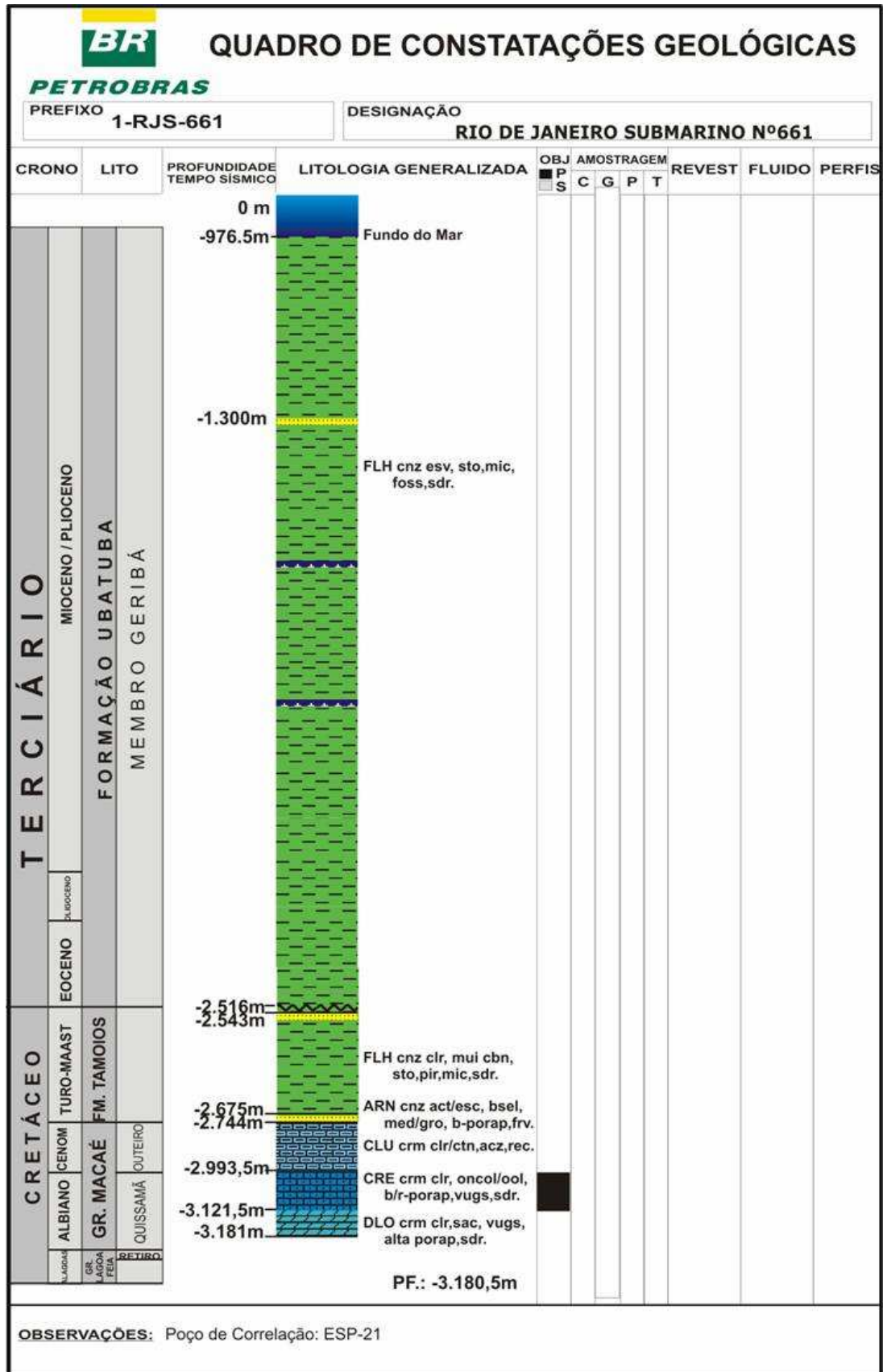


Figura II.5.1.4-4 - Litologias constatadas no poço 1-RJS-661-RJ.

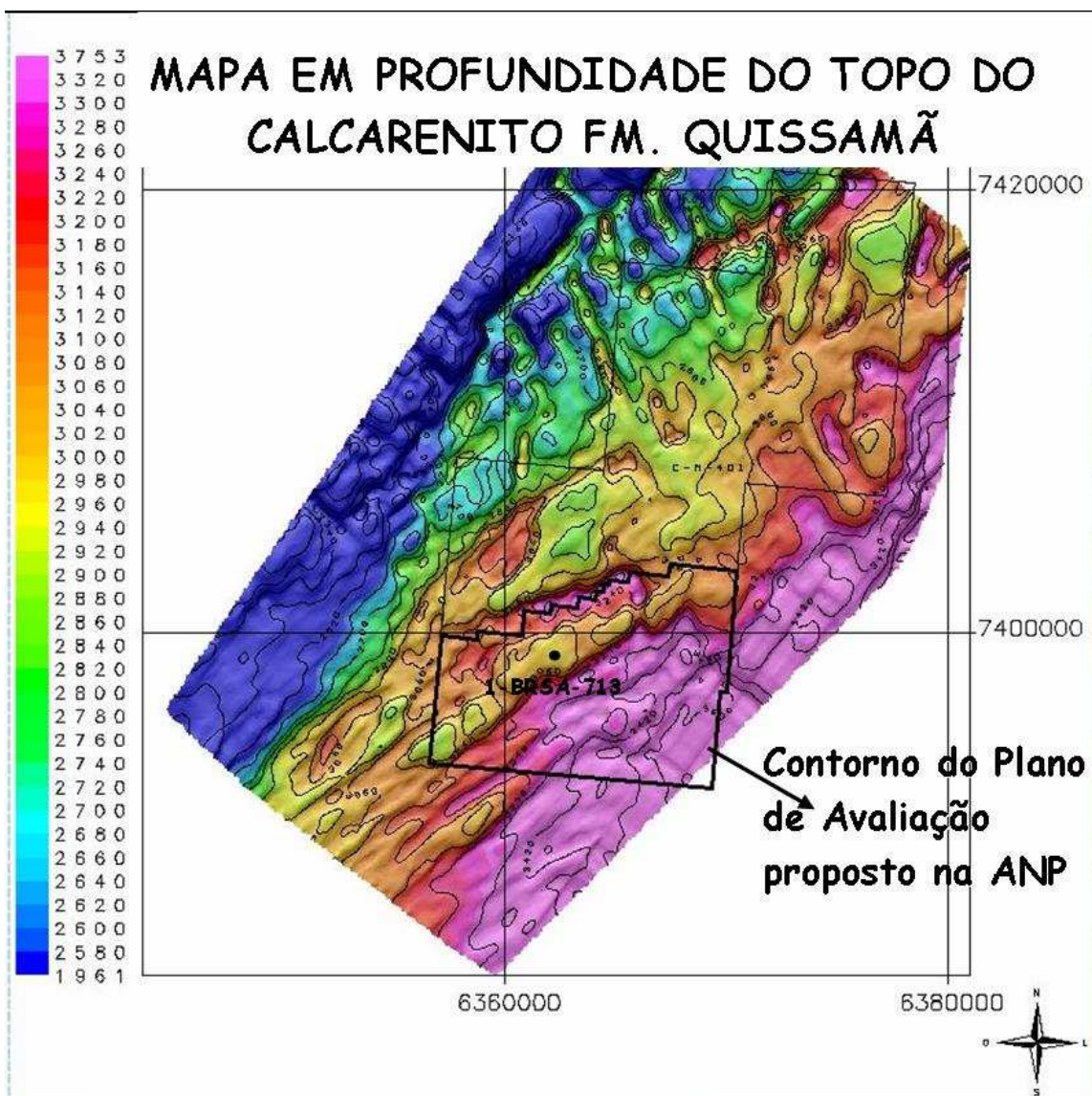


Figura II.5.1.4-5 - Mapa estrutural do topo da Formação Quissamã.

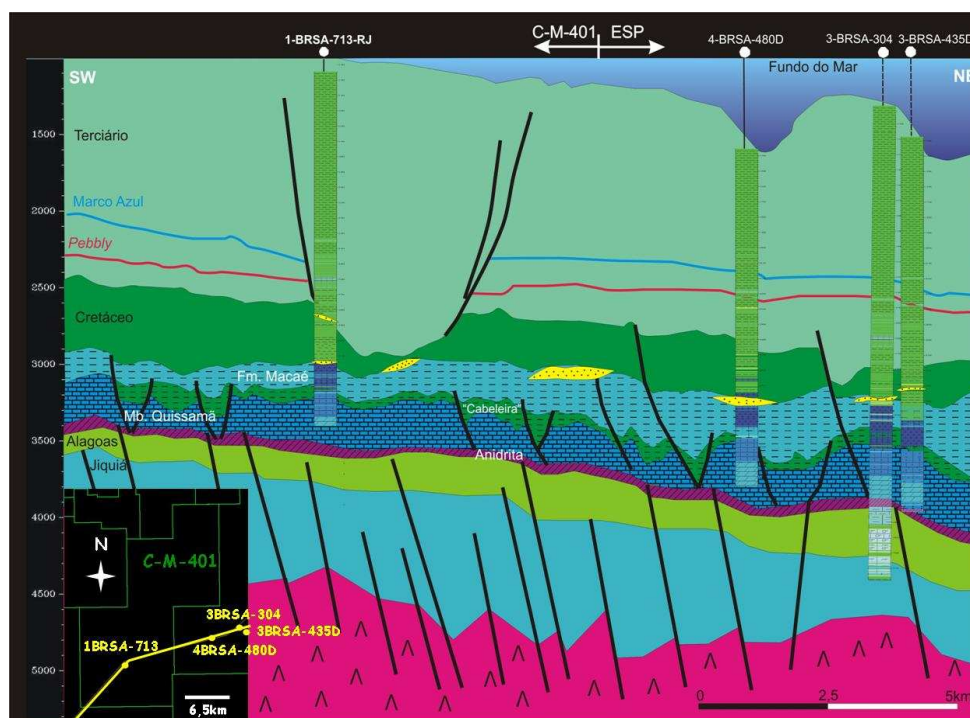
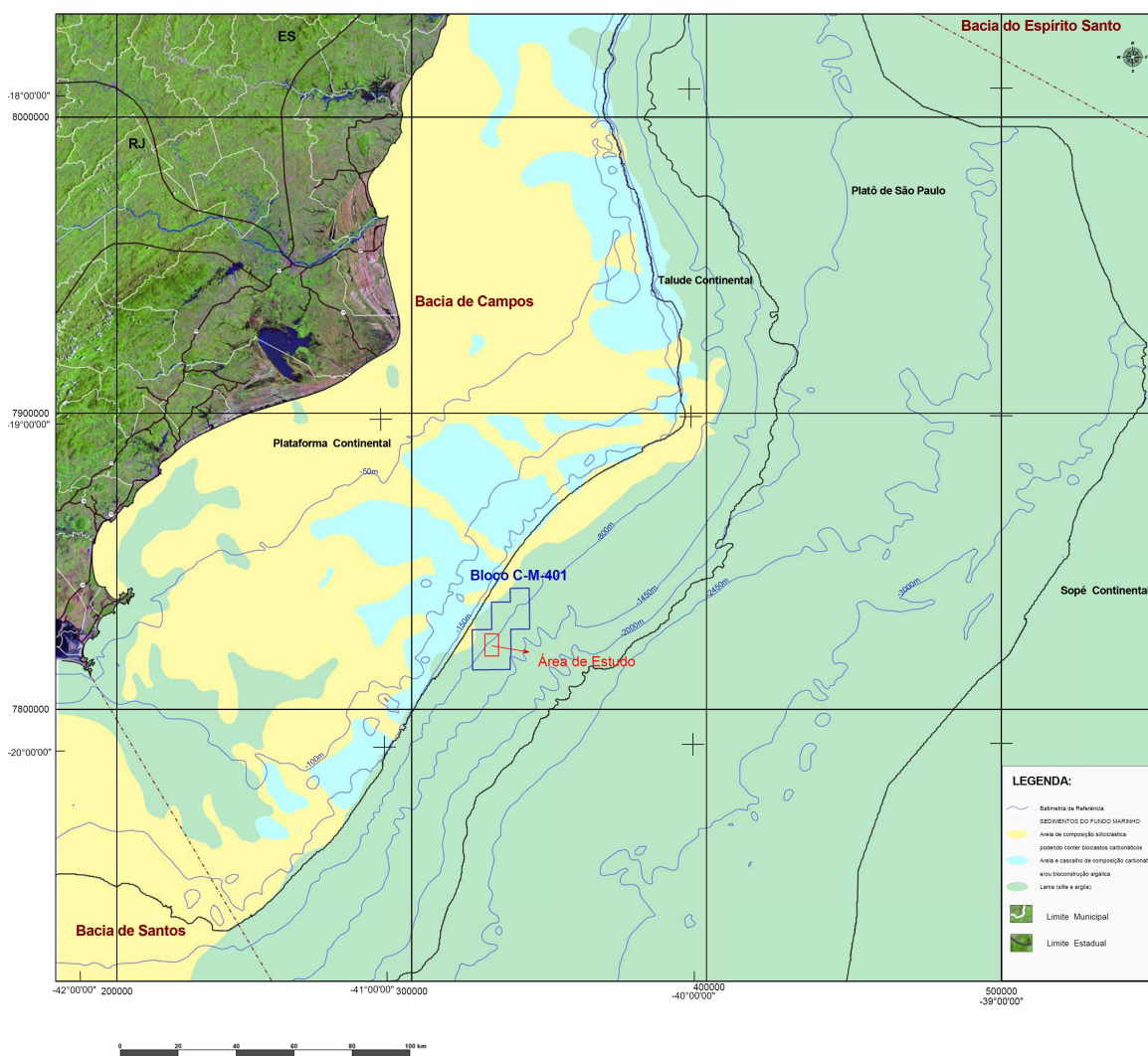


Figura II.5.1.4-6 - Seção geológica esquemática destacando o reservatório da acumulação descoberta pelo poço 1-RJS-661-RJ.

Contexto Geomorfológico, Fisiografia e Faciologia

a) Caracterização Regional

A margem continental onde está localizada a Bacia de Campos é um domínio fisiográfico de transição entre a parte emersa do continente e a bacia oceânica, sendo dividida de acordo com as suas características morfológicas em três províncias: Plataforma Continental, Talude Continental e Platô de São Paulo, conforme pode ser visto na Figura II.5.1.4-7.



PROJEÇÃO: Universal Transversa de Mercator
ZONA: 24 S DATUM: SAD69

Fonte dos Dados:
Batimetria: de Varredura, Sísmica 2D e Regional
Faciologia: Banco de Dados DHN e Petrobras

Figura II.5.1.4-7 - Mapa fisiográfico e faciológico regional da Bacia de Campos.

A Plataforma Continental possui relevo suave e monótono, com declividade média em torno de 0,5°. O limite externo deste relevo aplainado é definido pela quebra que se encontra a aproximadamente 180 metros de profundidade. Na Plataforma Continental predominam sedimentos arenosos de composição siliciclástica e sedimentos carbonáticos representados por areias bioclásticas / biodetríticas e bioincrustações. Na porção sudoeste da Plataforma Continental observa-se uma grande concentração de sedimentos lamosos. Também no Platô de São Paulo e no Talude Continental são as lamas (argila+ silte) que predominam.

O Talude Continental apresenta variações na sua declividade média de cerca de três graus. As variações morfológicas decorrem da presença de cânions, ravinhas e sulcos cujas escarpas podem atingir declividades maiores do que 30 graus. O limite externo do Talude Continental pode chegar a 2000 metros de profundidade. Este compartimento morfológico apresenta mergulho para sudeste, com declividades que variam de 0 a 6 graus.

O Platô de São Paulo é caracterizado por um relevo irregular ocasionado pela movimentação de camadas de sal em subsuperfície (halocinese). Nele ocorrem grandes desníveis localizados e declividades que podem variar de 0,5 graus a valores acima de 20 graus. Seu limite externo coincide com uma grande escarpa que ocorre a uma profundidade aproximada de 3000 metros.

b) Caracterização Local

No mapa da Figura II.5.1.4-8, apresentam-se os sedimentos predominantes e a batimetria da região de interesse. A área de estudo está situada no domínio fisiográfico denominado Talude Continental, entre as isóbatas de -545 e -1145m. O relevo do fundo marinho na área é relativamente suave com pontuais irregularidades devido à presença de cicatrizes de descascamento que se estendem ao longo do talude. Essas cicatrizes geram desníveis no fundo marinho e encontram-se cobertas por sedimentos hemipelágicos conformantes que se acomodaram a esta paleotopografia. A declividade média da área é de 4° mas localmente ocorrem desníveis onde as declividades podem chegar a 40°.

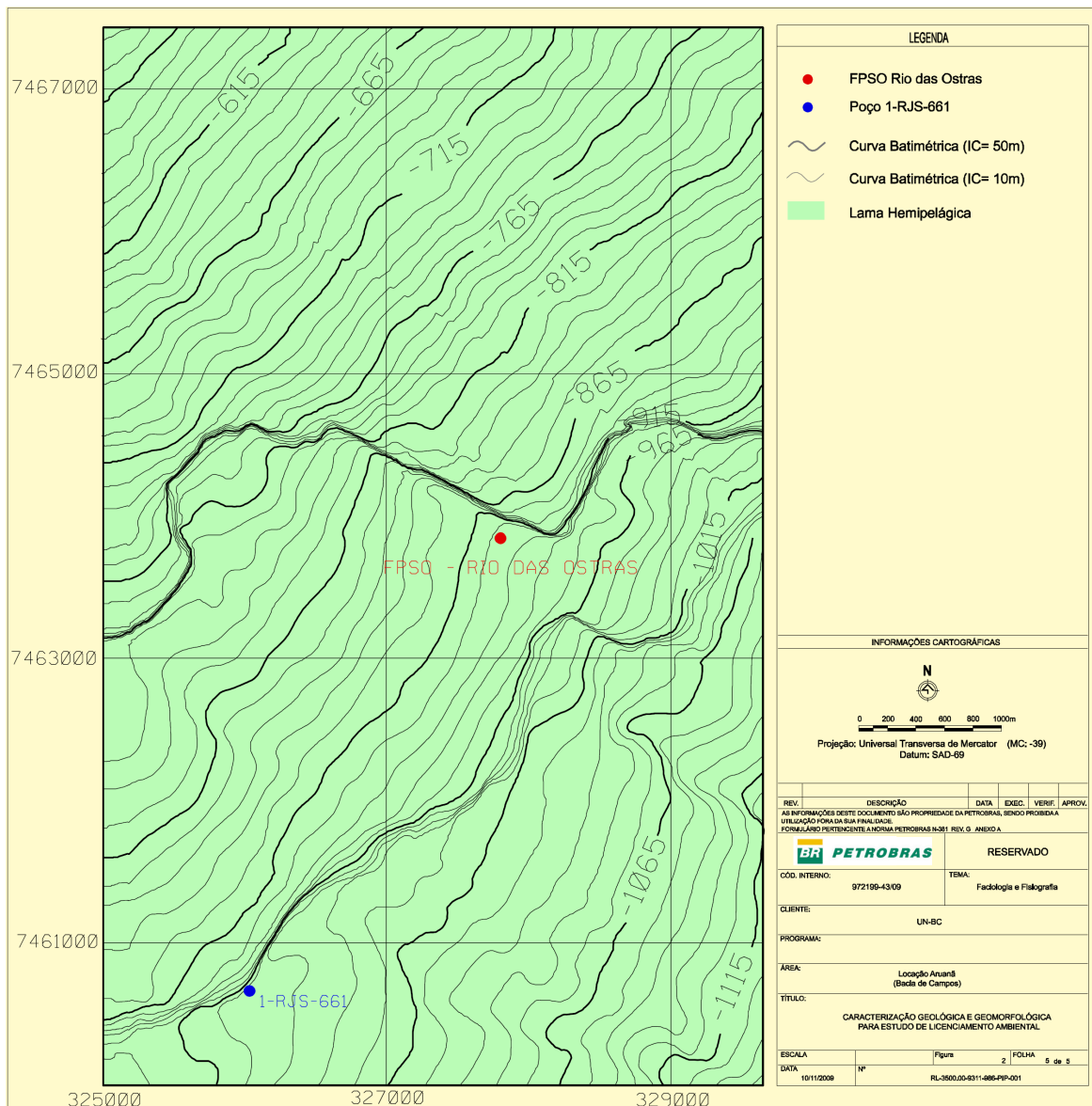


Figura II.5.1.4-8 - Mapa fisiográfico e faciológico da área de estudo, localizada no Bloco Aruanã.

O solo marinho é composto por lama hemipelágica (argila e silte) normalmente adensada depositada por suspensão. Apresenta estrutura em camadas plano-paralelas com idade provável Quaternária. Essa lama ocorre sob a forma de uma camada contínua com espessura variável entre 2 a 20m, com os maiores valores na porção norte da área.

Caracterização Geotécnica

a) Caracterização Regional

Segundo Viana (1998), os grandes processos hidrodinâmicos do Atlântico Sul não sofreram modificações significativas desde as Épocas Oligoceno/Mioceno. Com isso, os processos sedimentares observados no Quaternário podem, genericamente, ser extrapolados para períodos pretéritos, assumindo-se sua atuação para todo o Cenozóico.

Na Bacia de Campos, o transporte de sedimentos de fundo na plataforma externa é relacionado à influência de diversos fatores oceanográficos, resultando em deslocamentos tanto paralelos quanto perpendiculares às isóbatas. Os dados registrados por Viana *op cit* caracterizam ocorrência de deslocamentos perpendiculares de material, evidenciando fluxos que cruzam o talude continental. Dessa forma, o deslocamento de sedimentos para o talude superior ocorre preferencialmente através de fluxos de gravidade de baixa densidade, com materiais carregados em suspensão.

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

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

Segundo Esteves (1996), o processo inicial dos movimentos de massa pode ser deflagrado por instabilidades ligadas a diferentes fatores, tais como, alta taxa de sedimentação, acúmulo de gás nos poros dos sedimentos, gradiente excessivo, bioturbação, diápiros de sal ou de lama etc.

Este cenário foi confirmado pelos estudos realizados pela PETROBRÁS que visaram atestar as condições de estabilidade geológica e geotécnica da região do Campo de Marlim Sul, onde a faciologia dos sedimentos de fundo se caracteriza por ser constituída de material argilo-siltoso com pouca areia. Nesta região, em profundidade variável, ocorre a presença de camada pré-adensada, exposta em consequência de um movimento de massa pretérito que expôs camadas mais antigas e consolidadas que foram posteriormente recobertas por sedimentos recentes. A presença de camada holocênica recobrindo todo o talude indica que não ocorrem movimentos sedimentares do tipo escorregamento nos últimos 12.000 anos, estando o talude continental inativo, durante todo este período. A camada holocênica não pode ser utilizada como evidência de movimentação lenta ou por fluência, denominada na prática por rastejamento. Entretanto, conforme Costa *et al.* (1994), esses movimentos encontram-se congelados no momento geológico atual para o talude médio da Bacia de Campos com declividades inferiores a 5 graus.

b) Caracterização Local

Visando antecipar informações sobre a caracterização geotécnica da área das instalações submarinas e a fim de se certificar a respeito da segurança quanto a riscos geológicos e geotécnicos, ou mais especificamente, o risco de deslizamento de taludes submarinos na área do Bloco Exploratório Aruanã, foi elaborado um estudo pelo CENPES (Petrobras, 2010) com base em informações indiretas obtidas na área por sísmica 3D e informações disponíveis de áreas vizinhas (Campo de Espadarte e Carapicu), que apresentam a mesma gênese de formação. O estudo intitulado “Caracterização Geotécnica e Avaliação das Condições de Estabilidade e Resistência do Piso Marinho da Região do Campo de Aruanã” buscou apresentar informações preliminares referentes às condições de estabilidade e resistência do piso marinho, de modo a atender às exigências do IBAMA para a elaboração do Estudo de Impacto Ambiental (EIA) para o Teste de Longa Duração do Bloco Exploratório Aruanã (Bacia de Campos).

A fim de verificar que as informações contidas no estudo e apresentadas nessa Seção do EIA correspondem às condições geológicas e geotécnicas

extrapoladas para a área do Bloco Exploratório Aruanã, foi realizada uma Campanha de Investigação Geológica-Geotécnica, anteriormente prevista para janeiro de 2010, mas que efetivamente só foi realizada em abril de 2010. É importante ressaltar que as informações apresentadas nessa Seção do EIA foram extrapoladas para a nova locação da unidade.

O FPSO Cidade de Rio das Ostras, no local onde será ancorado no Bloco Exploratório Aruanã, tem seus clusters de ancoragem posicionados acima da cabeceira do cânion Tamoio. No local do posicionamento das âncoras, observa-se um talude suave com inclinação máxima variando de 2 a 6 graus.

Com base na extensa campanha de furos de sondagem geológicas e geotécnicas existentes nas regiões de Espadarte e Carapicu, vizinhos a esta locação e todos pertencentes ao grupo de cânions Sudeste (Figura II.5.1.4-9), conjuntamente com informações de geologia disponíveis dos campos, podem ser apresentadas considerações no que tange a condição de estabilidade do talude da locação do FPSO Cidade de Rio das Ostras.

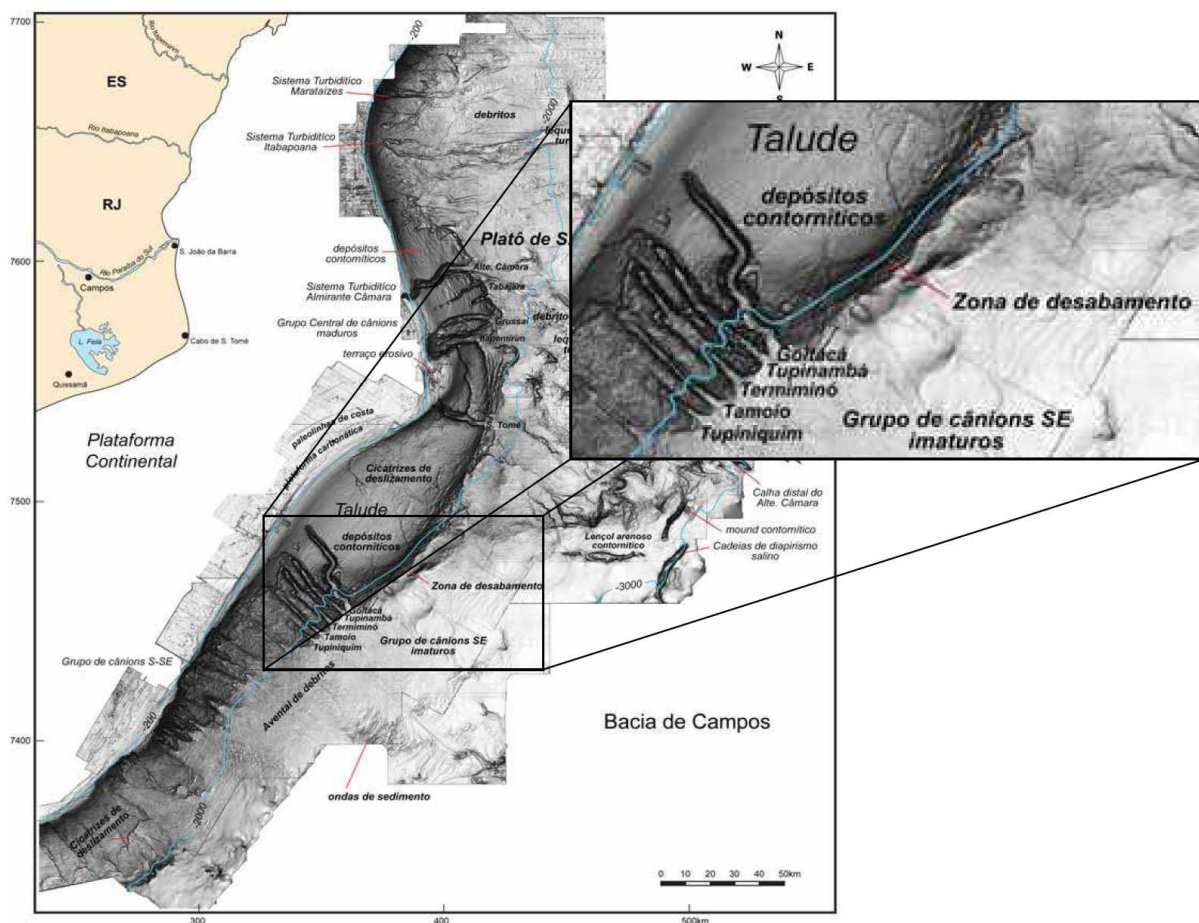


Figura II.5.1.4-9 - Modelo digital da geomorfologia com detalhe das feições geomorfológicas do grupo de cânions Sudeste (Schreiner et al,2008).

A província geológica do Bloco Exploratório Aruanã, assim como o campo de Espadarte (Figura II.5.1.4-10) e Carapicu (Figura II.5.1.4-11) é caracterizada por um relevo com variações localizadas, sendo as mais significativas associadas à cabeceira do cânion Tamoio (Petrobras, 2009).

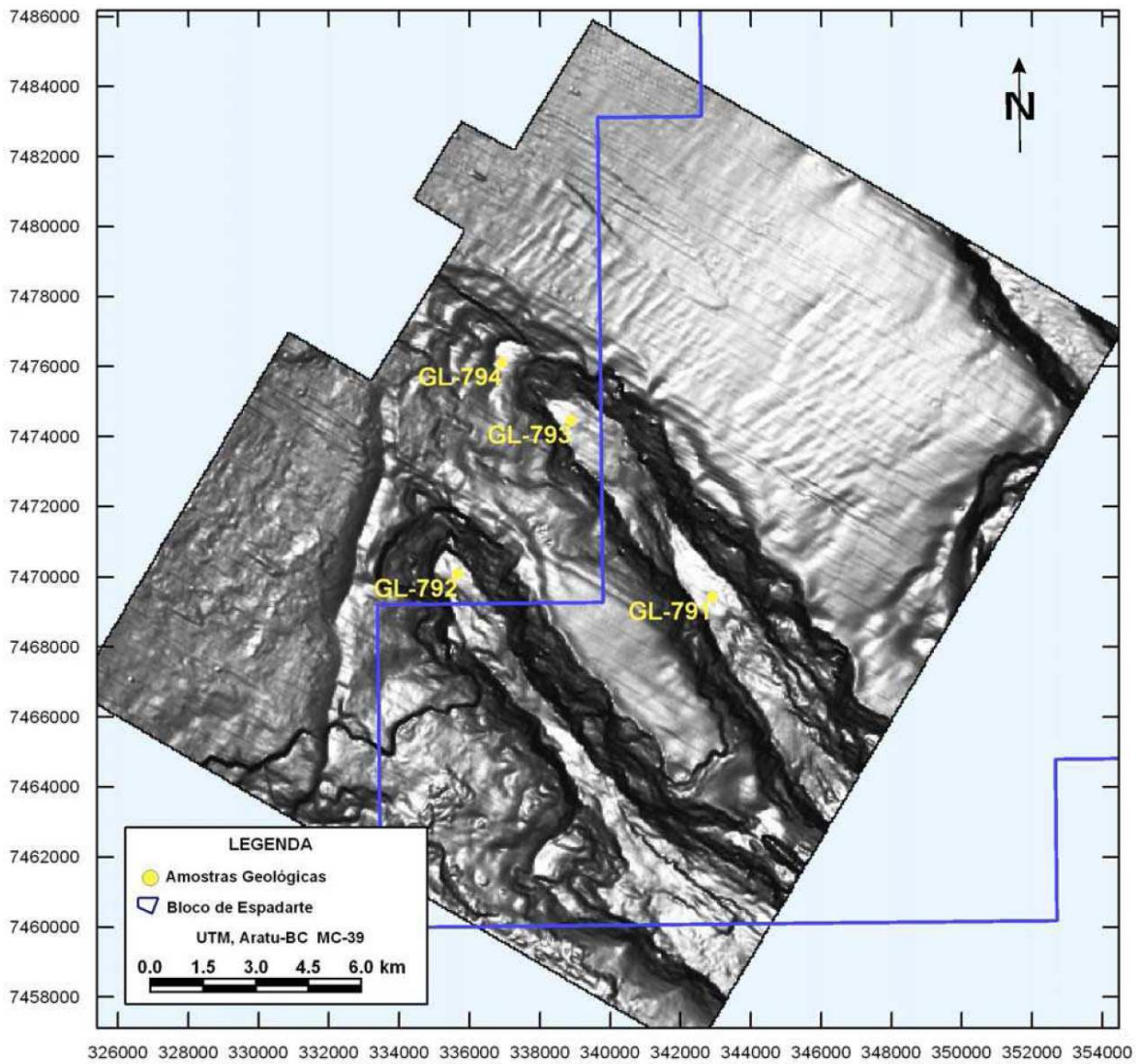


Figura II.5.1.4-10 - Mapa de edge do fundo do mar, baseado na sísmica 3D, mostrando o cânion Tupinambá com os furos GL-794, GL-793 e GL-791 e o cânion Termininó, com o furo GL-792. Notar a posição equivalente dos furos GL-793 e GL-792 em seus cânions respectivos. O cânion Goitacá aparece parcialmente, mais a norte (Bischoff et al, 2009).

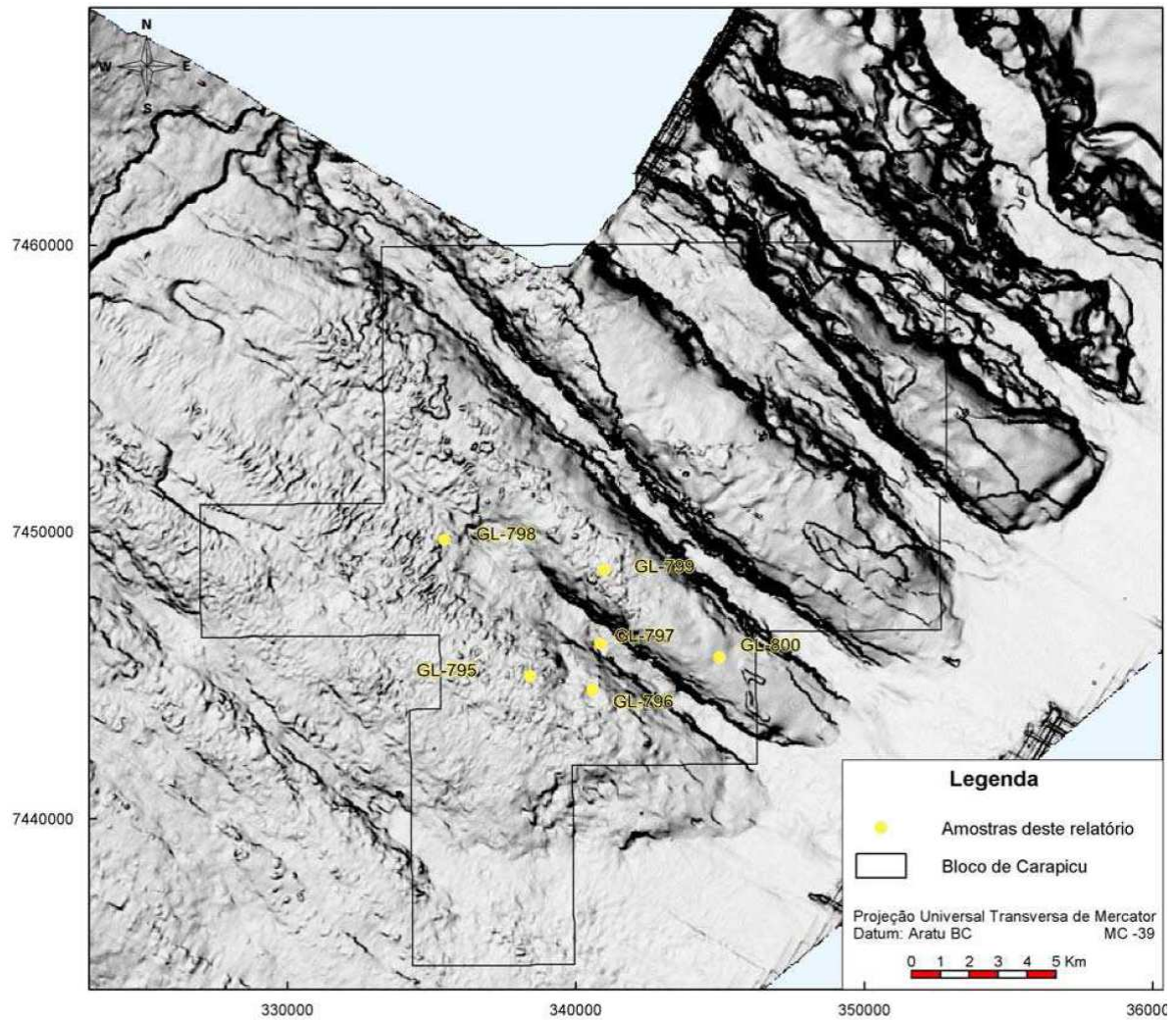


Figura II.5.1.4-11 - Mapa de edge do fundo do mar, baseado na sísmica 3D, mostrando o cânion Tupiniquim com a localização dos furos estudados (Kowsmann et al, 2009).

Observa-se ainda a presença de sucessivas cicatrizes de descascamento (Figura II.5.1.4-12), associadas a movimentos de massa pretéritos provavelmente condicionados pela própria evolução do Cânion. Pode-se dizer que o Cânion Tamoio, pertencente ao chamado Grupo Sudeste de Cânions, possui a mesma gênese de formação dos outros cânions amplamente estudados.

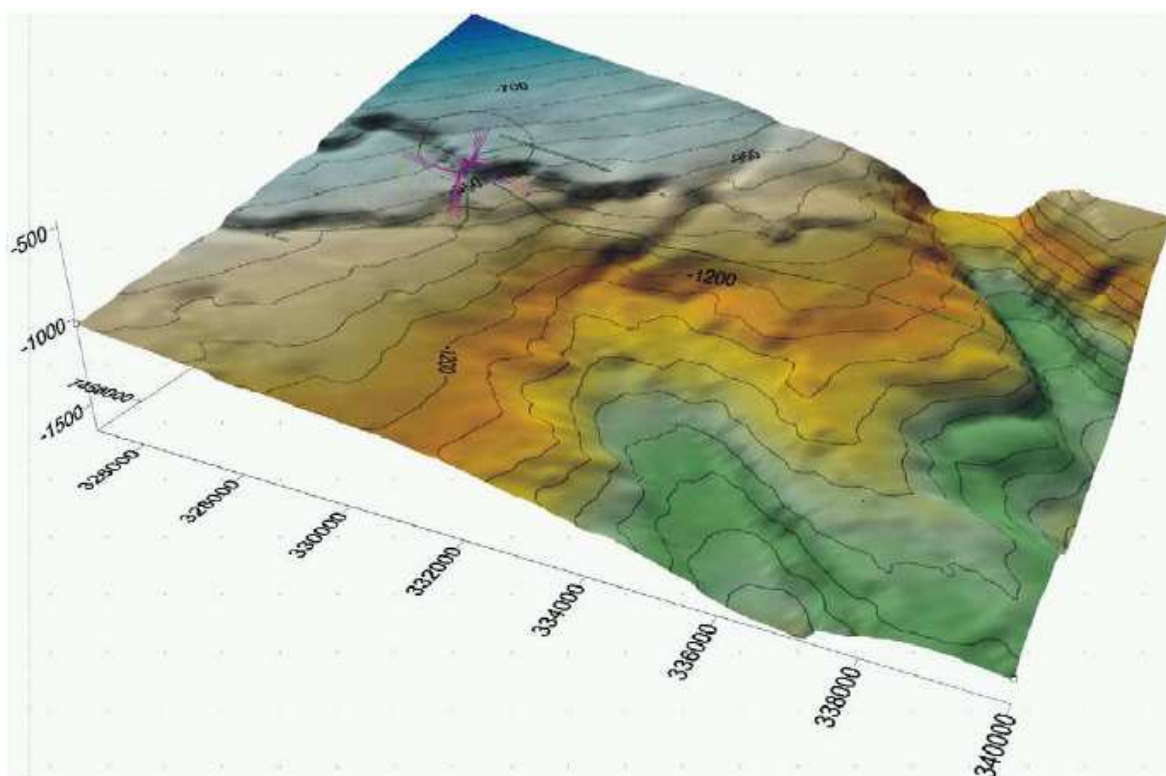


Figura II.5.1.4-12 - Modelo 3D da região do Projeto Aruanã, com as principais feições observadas no fundo marinho (Schreiner et al, 2008).

A área em questão pode ser caracterizada geotecnicamente por uma camada argilosiltosa normalmente adensada que recobre diversas camadas pré - adensadas em profundidade. As camadas pré - adensadas ocorrem no interior do cânion, sendo essa litologia correspondente a depósitos de movimento de massa pretéritos que sofreram ciclos de soterramento e posterior exposição pela erosão e novamente recobertos por materiais normalmente adensados depositados por suspensão.

Esses diversos ciclos geológicos de erosão e sedimentação geraram cicatrizes de descascamento de origem pretéritas, manifestando na morfologia da região desníveis no fundo marinho. A cobertura holocênica de origem hemipelágica encontra-se presente em todas as áreas vizinhas estudadas e datam de mais de 11.000 anos (Schreiner et al, 2008 e Bischoff et al, 2009), o que de certa forma garante que o cânion não apresenta atividade pelo menos desde então.

Fazendo uso das sondagens disponíveis nos campos de Espadarte e Carapicu (Figura II.5.1.4-13), que possuem as mesmas características mineralógica e de mesma formação geológica, observou-se que a camada normalmente adensada possui uma resistência não drenada crescente com a profundidade variando linearmente a uma taxa da ordem de 1,9 KPa/m ((Figura II.5.1.4-14 e Figura II.5.1.4-15).

Em profundidade, observa-se o efeito das cicatrizes de descascamentos e movimentos de massa pretérito que também ocorreram nos campos de Espadarte e Carapicu. Nas regiões próximas aos cânions ocorrem camadas pré - adensadas em profundidade, sendo que o grau de pré - adensamento e a resistência ao cisalhamento é função do grau de erosão que as camadas foram submetidas.

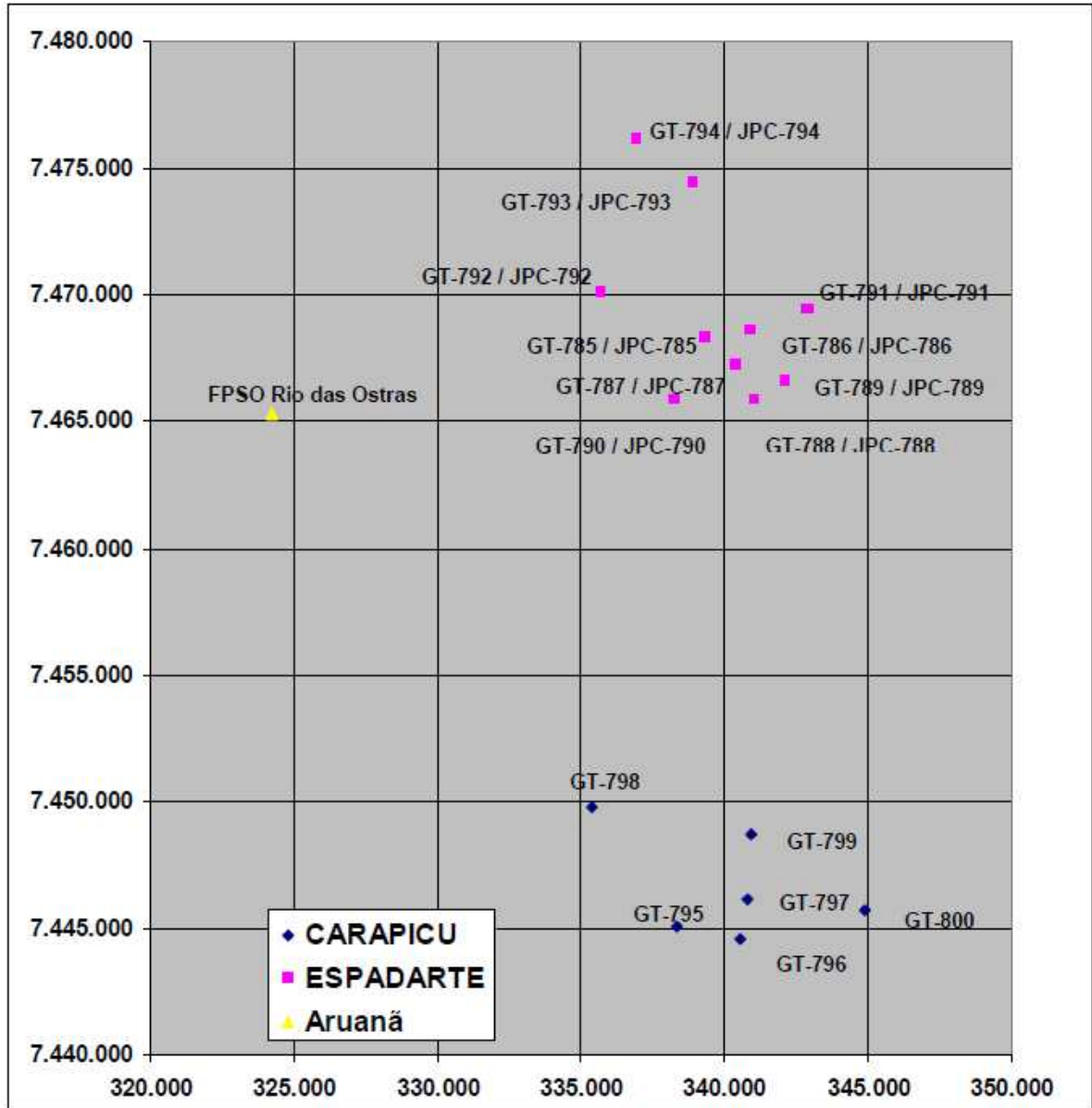


Figura II.5.1.4-13 - Localização dos furos de sondagens realizados nos campos vizinhos ao Campo de Aruanã.

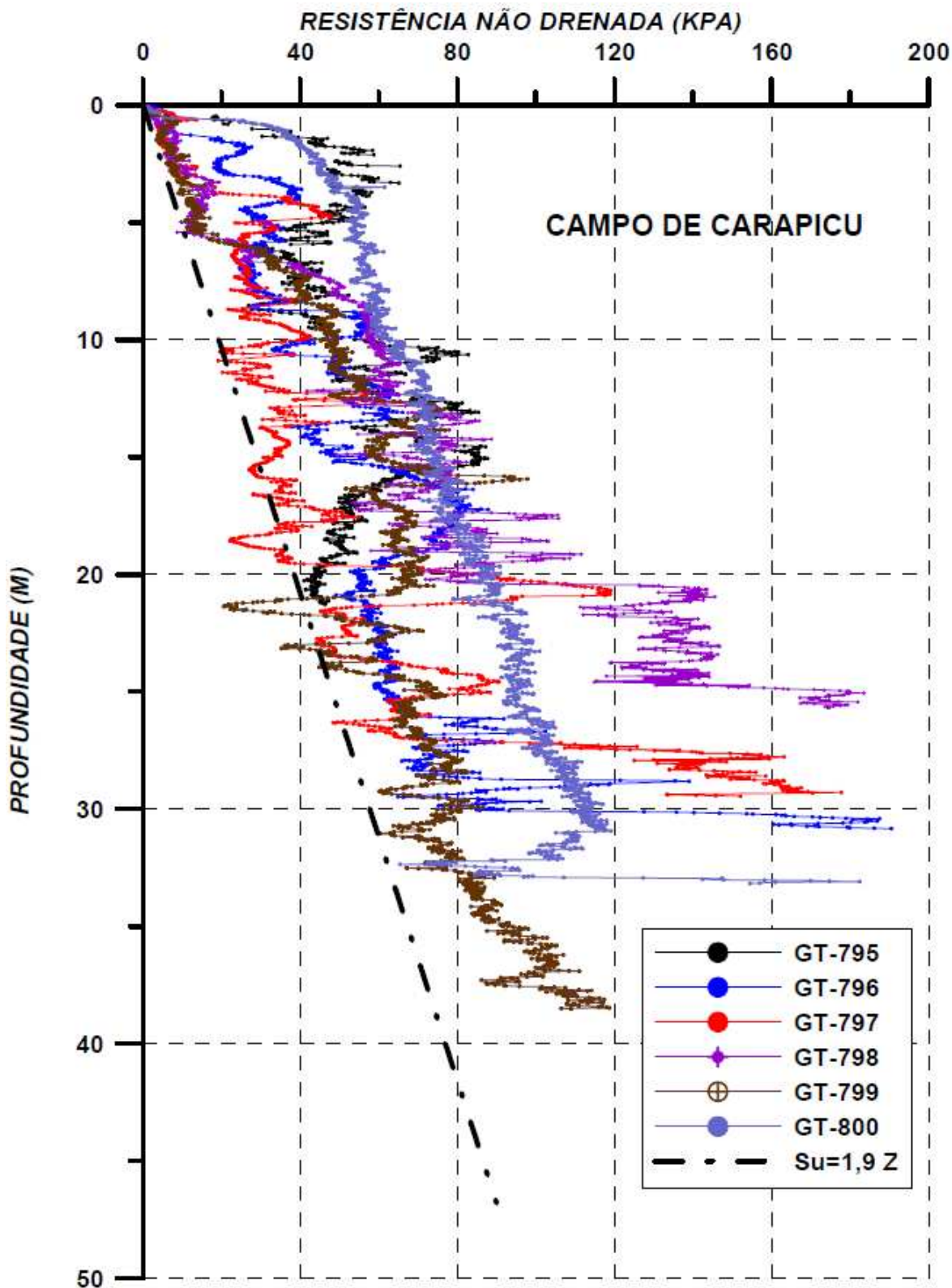


Figura II.5.1.4-14 - Resistência não drenada em profundidade interpretada para os furos de sondagens realizados no campo de Carapicu.

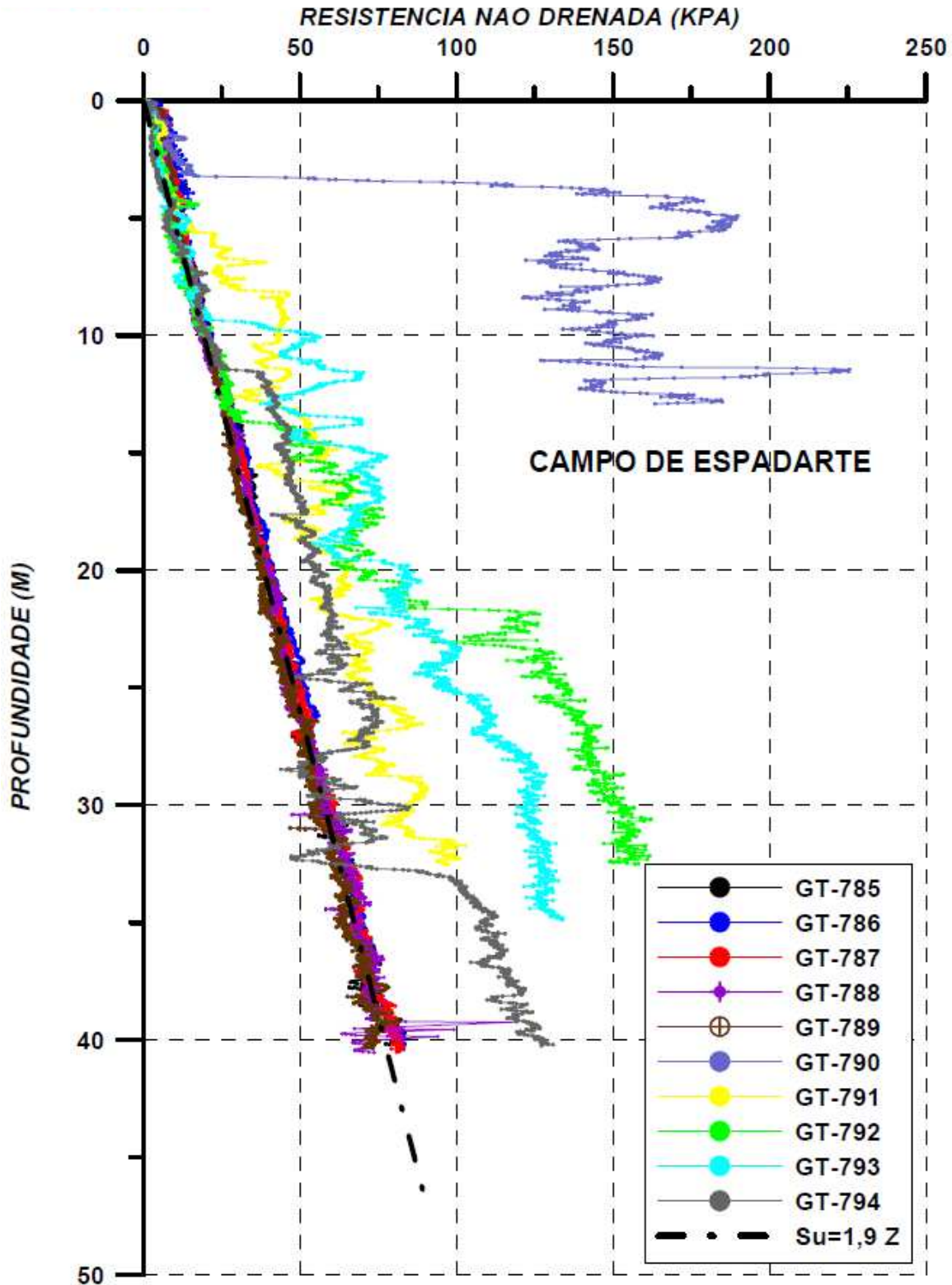


Figura II.5.1.4-15 - Resistência não drenada em profundidade interpretada para os furos de sondagens realizados no campo de Espadarte.

Avaliação de Estabilidade do Talude

A partir de uma avaliação preliminar observa-se que o material normalmente adensado de Aruanã apresenta características semelhantes aos das áreas de Espadarte e Carapicu e com isto pode ser feita uma avaliação de estabilidade do talude com uma confiabilidade aceitável.

Utilizando a teoria de talude infinito para fazer uma avaliação do coeficiente de segurança quanto à estabilidade de talude e aplicando os parâmetros característicos de comportamento mecânico esperados para este maciço pode-se avaliar o fator de segurança da área. Adotando-se uma inclinação de 6 graus, que é a máxima observada na área onde será ancorado o FPSO (Figura II.5.1.4-16), chegamos a um coeficiente de segurança estático quanto à ruptura da ordem de 2,4, o que pode ser considerado como uma susceptibilidade baixa de ocorrência de instabilidade nesta área. Na região mais íngreme, correspondente as escarpas das zonas descascadas (Figura II.5.1.4-12), observam-se a existência de camadas truncadas de argilas pré-adensadas que possuem uma resistência ao cisalhamento mais elevada e, conseqüentemente mais resistente ao deslizamento.

Fazendo uso do mesmo raciocínio, procurando fazer uma avaliação de qual seria a inclinação que levaria a uma condição de instabilidade estática, chegamos a 15 graus de inclinação, valor este muito superior ao observado na área em questão que é da ordem de 5 graus.

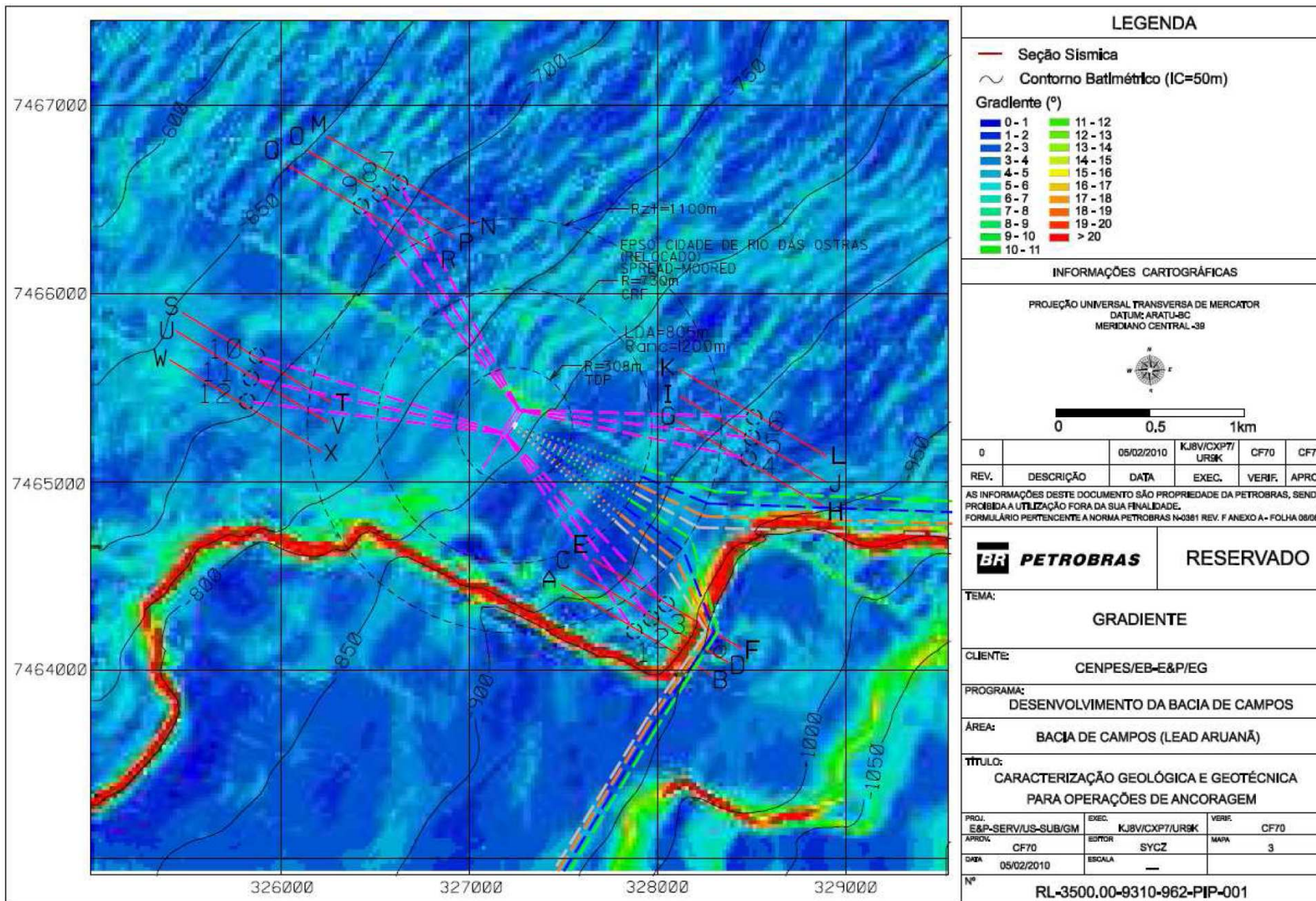


Figura II.5.1.4-16 - Mapa de gradientes da área do FPSO Cidade de Rio das Ostras em Aruanã (Petrobras, 2009).

Considerações finais

Como considerações finais do relatório em que se baseou a elaboração dessa Seção do EIA, foram apontadas constatações que nos levam a inferir sobre a estabilidade geotécnica da área de instalação do FPSO Cidade de Rio das Ostras, já que:

- As evidências existentes através das datações dos diversos sedimentos coletados no grupo de cânions Sudeste mostram sua inatividade por um período no mínimo superior a 11.000 anos.
- As simulações de estabilidade da área do FPSO Cidade de Rio das Ostras no Bloco Exploratório Aruanã em que foi considerado um material normalmente adensado com taxa de crescimento de resistência com a profundidade de 1,9 KPa/m e uma inclinação máxima de 6 graus, mostrou uma susceptibilidade baixa quanto ao deslizamento.
- Os aspectos levantados no relatório nos levam a concluir sobre a estabilidade de talude da região.

Como já mencionado anteriormente, as informações apresentadas nesse estudo, bem como as conclusões derivadas do mesmo, serão verificadas por meio de campanha de investigação geotécnica específicas para a área, e a partir das informações obtidas com a investigação serão realizadas novas análises de estabilidade dos taludes no local de ancoragem do FPSO.