

II.5.1.5 – Geologia e Geomorfologia

A área do Campo de Siri está localizada à cerca de 3,5 km da costa, ao largo do distrito de Diogo Lopes, município de Macau, na porção interna da plataforma continental da Bacia Potiguar. O campo encontra-se em águas rasas, situado entre as isóbatas de 3 e 8 m (Figura II.5.1.5-1).

II.5.1.5.1 – Arcabouço Estrutural e Estratigrafia

A Bacia Potiguar é constituída por uma porção emersa com uma área de 22.500 km² e uma porção submersa cobrindo uma área de 26.500 km², sendo limitada ao sul, ao leste e ao oeste por rochas do embasamento cristalino, à noroeste pelo Alto de Fortaleza (limite com a Bacia do Ceará), e ao norte com o Oceano Atlântico (Soares *et al.*, 2003) (Figura II.5.1.5-1).

A geologia regional é caracterizada pela implantação do *rift* Potiguar sobre rochas do embasamento cristalino Pré-Cambriano, pertencentes à Província Borborema (Almeida *et al.*, 1977). Estão presentes zonas de cisalhamento E-W e NE-SW e de *trends* estruturais com direção principal NE (Almeida e Hasui, 1984; Bertani *et al.*, 1990; Soares *et al.*, 2003). O arcabouço estrutural da Bacia Potiguar teve origem no Cretáceo Inferior, e é composto por três unidades básicas (Bertani *et al.*, 1990): grabens, altos internos e plataformas do embasamento. A Figura II.5.1.5-2 apresenta o Arcabouço Estrutural e uma seção geológica da área de interesse.

Os grabens de Apodi, Umbuzeiro, Guamaré, e Boa-Vista são separados, respectivamente, pelos altos estruturais de Quixaba, Serra do Carmo e Macau (Dino, 1992). Estes grabens são feições lineares e assimétricas com orientação de eixo na direção NE-SO (Bertani *et al.*, 1990), e os altos são constituídos por blocos de gnaisses, migmatitos ou xistos (Dino, *op.cit.*).

Estes grabens são limitados à sudeste e sudoeste por falhas com mais de 5.000 m de rejeito e, nas direções opostas aos alinhamentos, são limitados por linhas de flexura ou charneira, com falhas normais. O sistema de falhas limita os grabens Boa Vista e Umbuzeiro e os altos de Quixaba e Macau, sendo as falhas de Areia Branca e Ubarana as mais significativas.

Os grabens Macau e Guamaré apresentam orientação paralela à linha de costa atual, e o graben de Touros possui orientação SW-NE.

Os grabens centrais da Bacia Potiguar (Apodi e Boa Vista) são margeados a leste pela plataforma do embasamento de Touros e a oeste pela plataforma de Aracati (Cremonini et al., 1995). O embasamento na região deste grabens apresenta poucas falhas, com rejeitos de algumas centenas de metros. O embasamento mergulha até cerca de 1.500 m de profundidade, junto às bordas dos grabens da porção submersa (Bertani *et al.*, 1990).

À leste da área ocorrem afloramentos evidenciando o contato entre rochas do embasamento cristalino (Pré-Cambriano Indiviso) e rochas cretáceas da Formação Açú.

Em relação às unidades litoestratigráficas, estão presentes no bloco os Grupos Areia Branca, Apodi e Agulha. A Coluna Estratigráfica da Bacia Potiguar é apresentada na Figura II.5.1.5-3, sendo a descrição abaixo baseada em Souza (1982) e Araripe e Feijó (1994).

O Grupo Areia Branca engloba as formações Pendência, Pescada e Alagamar.

A Formação Pendência é caracterizada pela presença de arenito fino, médio e grosso, de coloração cinza-esbranquiçada, com camadas de folhelho e siltito cinzento, com idades Neo-Rio da Serra à Jiquiá. Esta unidade se sobrepõe de forma discordante ao embasamento e está sotoposta também de forma discordante às seções clásticas e carbonáticas da Formação Alagamar.

A Formação Pescada corresponde a uma cunha clástica sintectônica, e seus contatos inferior e superior são discordantes com as Formações Pendência e Alagamar. Tem idade Neoalagoas, com depósitos espessos e uniformes.

A Formação Alagamar tem contato inferior discordante sobre as Formações Pendência e Pescada. É uma seção areno-carbonática sotoposta de forma discordante à Formação Açú (Grupo Apodi). Tem idade Neoalagoas e é formada pelos membros Upanema (basal) e Aracati, com o primeiro sendo constituído de arenito fino e grosso, cinzento, e folhelho cinza-esverdeado.

Os membros Upanema e Aracati são separados pela seção carbonática Camadas da Ponta do Tubarão, representada por três sistemas deposicionais: Galinhos (nerítico), Ponta do Tubarão (lagunar) e Upanema (flúvio-deltaico).

O Grupo Apodi apresenta grande concentração de rochas carbonáticas e engloba as formações Açú, Quebradas, Ponta do Mel e Jandaíra.

A Formação Açú caracteriza-se por camadas espessas de arenito médio a muito grosso, de cor esbranquiçada, com intercalações de folhelho e argilito verde claro e siltito castanho-avermelhado. Interdigita-se com as formações Ponta do Mel e Quebradas, estando sotoposta de forma concordante à Formação Jandaíra e tem contato inferior discordante com a Formação Alagamar.

A Formação Ponta do Mel recobre de forma concordante a Formação Açú e está recoberta concordantemente pela Formação Quebradas. Apresenta calcarenito oolítico, doloespatito castanho-claro, calcilutito branco e camadas de folhelho verde-claro. Tem idade Neoalbiana.

A Formação Quebradas tem contato inferior discordante com a Formação Ponta do Mel e contato superior concordante com a Formação Jandaíra. Apresenta os membros Redonda, formado por arenito, folhelho e siltito, e Porto do Mangue, com folhelho e arenito, e é de idade Cenomaniana.

A Formação Jandaíra representa a seção carbonática sobreposta aos arenitos da Formação Açú. Apresenta calcarenito bioclástico, com foraminíferos bentônicos. Interdigita-se com a parte inferior da Formação Ubarana. Seu contato inferior é concordante com a Formação Açú. Tem idade Turoniana a Mesocampaniana.

O Grupo Agulha engloba as Formações Guamaré, Ubarana e Tibau.

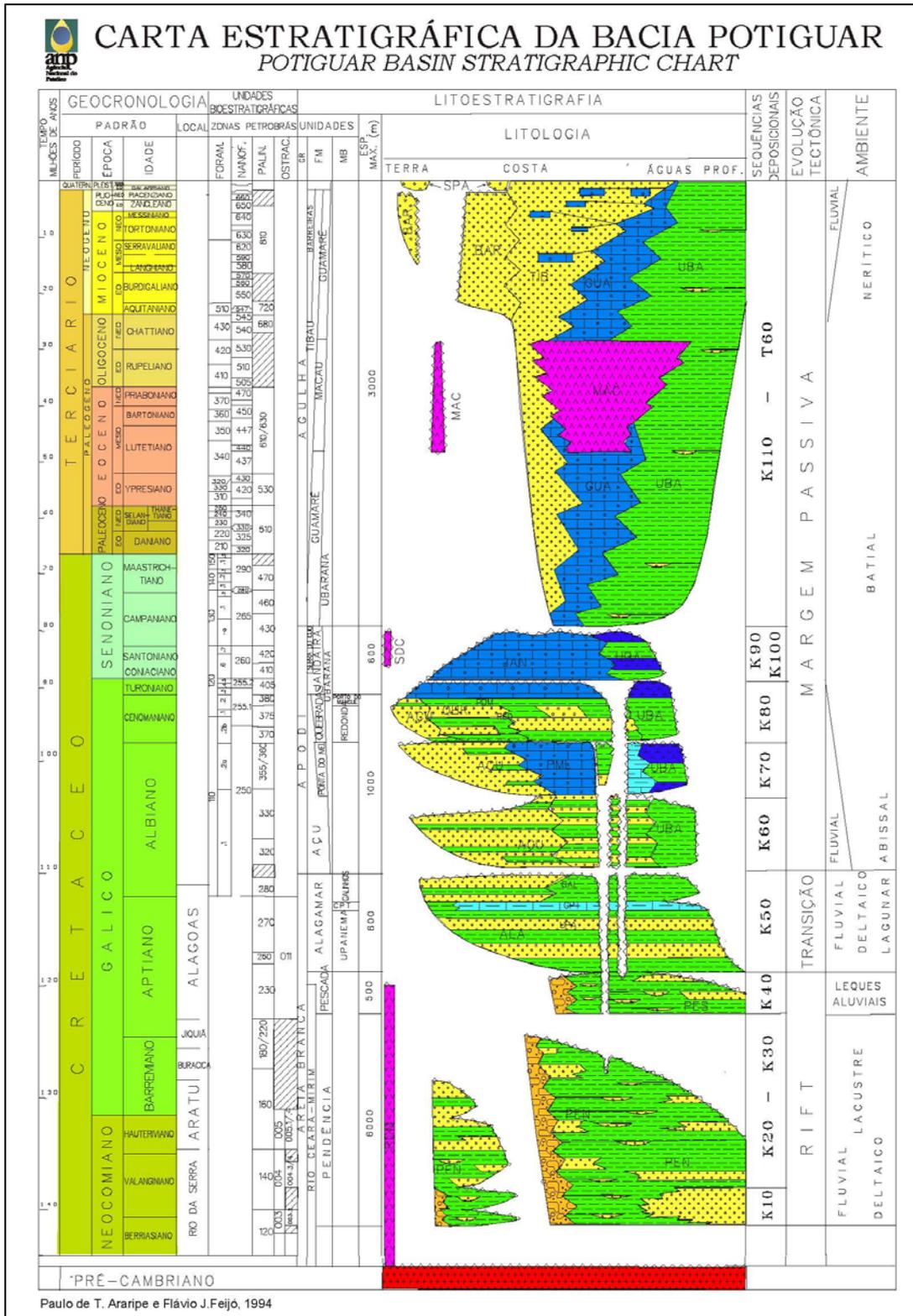
A Formação Tibau caracteriza-se por arenito grosso hialino, interdigitando-se com as formações Guamaré e Barreiras. O ambiente deposicional é de leques costeiros.

A Formação Guamaré tem idade do Neocampaniano ao Holoceno, caracterizando-se pela presença de calcarenitos bioclásticos creme e calcilutito, depositados em talude e plataforma carbonáticos.

A Formação Ubarana caracteriza-se por espessa camada de folhelhos e argilitos cinzentos, intercalada com camadas finas de arenito grosso a muito

grosso. Essas rochas estão interdigitadas com as do Grupo Apodi (em direção ao continente) e com a Formação Guamaré e têm idade do Albiano ao Holoceno.

Além desses Grupos de origem sedimentar, a área apresenta também rochas de origem magmática que fazem parte do Magmatismo Macau. Essa Formação, com idades entre 45 e 25 Ma (Oliveira, 1998; Misuzaki et al., 2001), é caracterizada pela presença de olivina-basaltos afaníticos eocênicos e oligocênicos, intercalados com rochas sedimentares das Formações Guamaré, Tibau e Ubarana. Duas fases principais indicam a estratigrafia das seqüências: as de *rift* e as de margem passiva. As seqüências de *rift* caracterizam-se pela presença de clásticos continentais de alta e baixa energias.



II.5.1.5.2 – Aspectos Fisiográficos e Depositionais da Área de Influência e Adjacências

Na região do Campo de Siri, a morfologia do fundo submarino apresenta-se com pequenas irregularidades, mostrando depressões e altos fundos que atingem no máximo poucos metros, orientados preferencialmente E-NE e W-SW. As isóbatas acompanham grosseiramente a linha de costa, apresentando uma orientação E-W (paralelas à linha de costa). Alterações locais nesta conformação ocorrem em função da presença de feições geológicas tais como o paleo-vale fluvial do Rio Açu. A linha de costa apresenta uma inflexão para W-NW e E-SE entre os municípios de Macau e Porto do Mangue.

Levantamentos efetuados nas áreas de influência direta e indireta da do empreendimento do Campo de Siri permitiram a identificação de feições submersas distintas. Na área mais próxima ao campo encontram-se:

- corpos arenosos entre as isóbatas de 5 e 10 m formando depósitos arenosos paralelos à linha de costa, com cristas alongadas na direção N-S e direção de migração de leste para oeste, com extensão entre 2 e 10 km, localizados na área frontal a Galinhos;
- áreas de fundo plano, recobertas por lama e areia associadas à foz do Rio Açu;
- paleocanal do Rio Açu com orientação S-N, em frente ao Porto do Mangue;
- corpos arenosos paralelos à linha de costa, localizados entre 5 e 10 m de profundidade, à leste do paleo-canal do Rio Açu (região frontal à Ponta do Mel), com formas de leito variando entre lençóis arenosos e dunas subaquosas (próximo à isóbata de 10 m), depósitos arenosos esparsos entre as isóbatas de 10 e 25 m, com orientação S-N;
- depósitos esparsos de algas calcáreas, localizados entre 15 e 25 m.

A feições fisiográficas-sedimentares observadas evidenciam a influência do regime de circulação marinha local (interação entre deriva litorânea, correntes marinhas, ondas e marés) no transporte e deposição de sedimentos provenientes de diferentes fontes de suprimento.

A atuação das correntes associadas aos ventos de E predominantes no local são responsáveis pela intensa ressuspensão de material sedimentar até a isóbata de 10 m, (interação entre as correntes de maré e de deriva) e pela migração de dunas subaquosas transversais à linha de costa (geradas pela dominância da Corrente Norte do Brasil), processos este já evidenciados em Solewicz (1989), Vianna *et al.* (1991, 1998), Santos (1999) e Cabral *et al.* (2000) e Cabral *et al.* (2004).

Os corpos arenosos identificados na área frontal a Galinhos têm sua formação e sua manutenção ligadas à ação combinada de ondas e correntes de maré. Em lâminas d'água mais profundas, entre 15 e 25 metros, os depósitos arenosos estão assentados no fundo de forma esparsa, demonstrando uma orientação preferencial S-N. Feições similares são encontradas na parte frontal de Porto do Mangue.

A leste do paleocanal do Rio Açu, na isóbata de 10 m, encontra-se um conspícuo corpo arenoso com cerca de 8 km de extensão, orientado no sentido E-W. Este depósito é originado pelo acúmulo do material sedimentar transportado de E pelas correntes marinhas que fica acumulado em função da presença de um desnível batimétrico (Figura II.5.1.5-4).

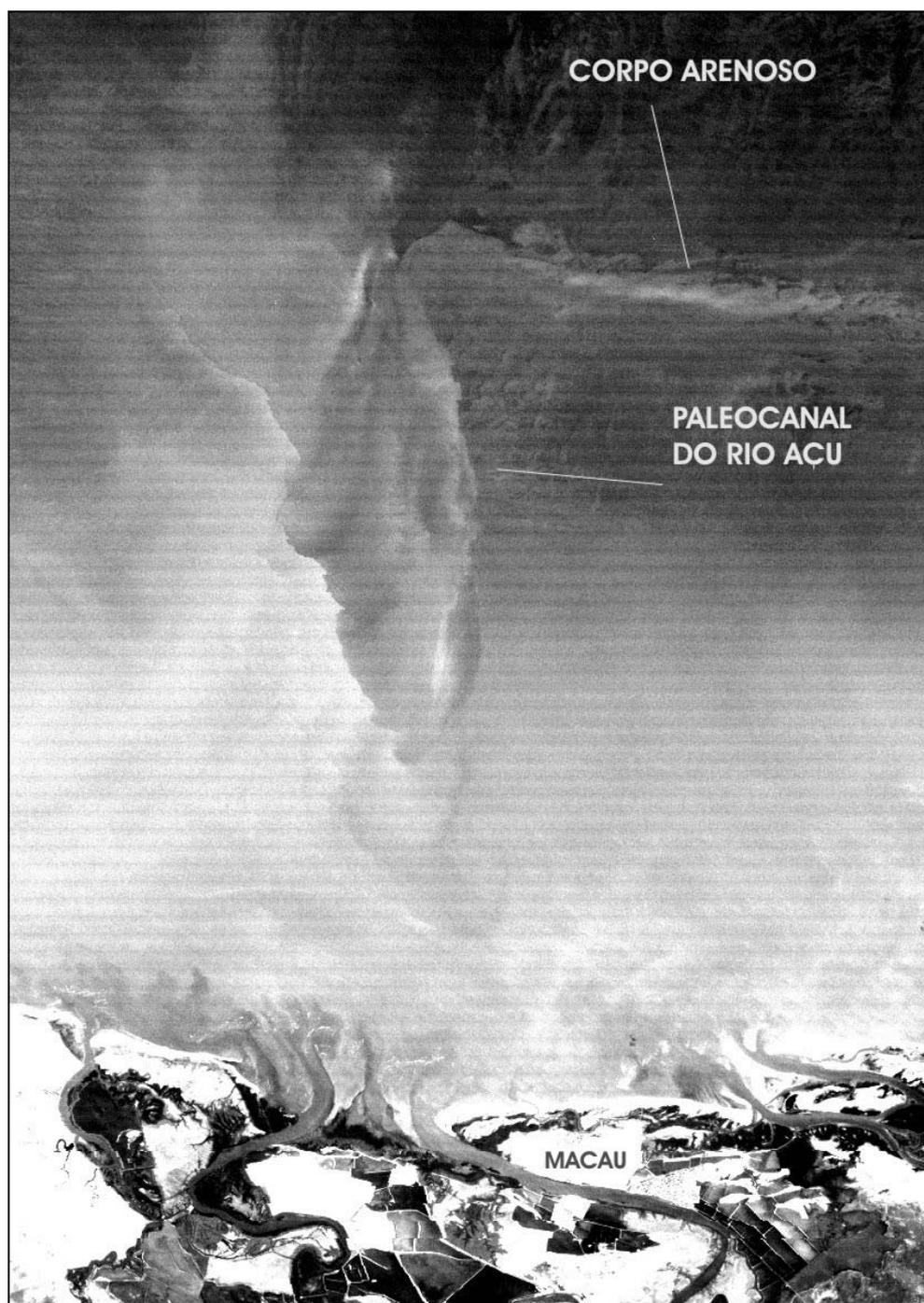


Figura II.5.1.5-4: Imagem Landsat 7, banda 1, evidenciando o paleocanal do Rio Açu e depósitos arenosos na área frontal à Macau, RN (órbita/ponto 215/63 de 26/07/2001).

O paleocanal do Rio Açu bloqueia parte dos sedimentos que são transportados de leste para oeste por ação dessas correntes.

Substratos com presença de algas calcáreas estão dispersos ao longo da plataforma continental, entre as isóbatas de 15 e 25 m. Estes substratos são constantemente cobertos e descobertos em função da hidrodinâmica,.

Entre as isóbatas de 15 e 25 m, na área oceânica frontal entre Areia Branca e Beberibe há presença de campos de dunas subaquosas assimétricas de distintos comprimentos de onda (Figura II.5.1.5-5). Feições similares são conspícuas na plataforma interna do Rio Grande do Norte, denotando a alta hidrodinâmica dessa região (Solewicz, 1989; Vianna *et al.*, 1991; Cabral *et al.*, 2000; Cabral *et al.*, 2004).



Figura II.5.1.5-5: Imagem Landsat 7, banda 1, evidenciando dunas subaquosas assimétricas na área frontal à Areia Branca, RN (órbita/ponto 215/63 de 26/07/2001).

Na área frontal à Icapuí, cerca de 120 km a oeste do Campo de Siri, ocorre a feição denominada de Banco dos Cajuais, que se estende aproximadamente até a isóbata de 6m. O Banco dos Cajuais é dominado pela presença de substrato com cobertura vegetal constituído de fanerógamas marinhas e algas. A área está sobre intensa ação de forçantes hidrodinâmicas, basicamente as correntes de deriva litorânea e de maré (Figura II.5.1.5-6). Até os 2 m a fração areia fina é mais dominante e, entre 2 e 5 m, o substrato tende a ser composto somente por areia fina à média.



Figura II.5.1.5-5-6: Detalhe do substrato do Banco dos Cajuais:
Lâmina d'água: 1,5 m. Foto: OceansatPEG, 2002.

Levantamentos sonográficos indicam três padrões distintos associados a diferentes composições sedimentares do assoalho oceânico. Um primeiro padrão relaciona-se a depósitos de areias médias a grossas, quartzosas, misturadas em menor quantidade a fragmentos de algas calcáreas tipo *maerl*. Neste tipo de fundo é comum a formação de marcas onduladas sobre a superfície, em função da forte ação de correntes. Um segundo padrão relaciona-se a fundos compostos por areias muito finas a finas, quartzosas, com pouco biodetritos, sem ocorrência de marcas onduladas. Estas areias formam dunas subaquosas sobre o fundo

marinho. O terceiro padrão ocorre próximo à costa e pode estar relacionado a antigos depósitos de manguezais.

A quebra da plataforma está a 80 metros de profundidade, distante cerca de 30 km da área do campo, separando um talude de forte declividade, com grande presença de ravinas e cânions submarinos de uma plataforma arenosa e relativamente plana.

Fácies sedimentares

Os padrões sedimentares presentes na área de estudo correspondem à interação entre o regime hidrodinâmico local e o material sedimentar disponível fornecido pelo meio circundante. A distribuição destes sedimentos na área de influência do empreendimento obedece à análise efetuada por Neto (1997) e Freire (1998) e são apresentados na Figura II.5.1.5-7 (Mapa Faciológico), ao final desta seção. Os principais tipos de sedimentos presentes no solo marinho na área estudada são:

- A) lama terrígeno-arenosa;
- B) areia lamosa;
- C) areia quartzosa;
- D) areia biodetrítica;
- E) areia e/ou cascalho de algas coralíneas;
- F) depósitos de talude e sedimentos não classificados.

A maior parte dos sedimentos siliciclásticos encontrados na região são considerados relictos, com pouca contribuição de material recente. A presença de uma rede de drenagem pequena e de baixa vazão favorece o predomínio dos sedimentos pré-depositados, onde a movimentação dos sedimentos siliciclásticos é menor e, conseqüentemente, a estabilidade do substrato é maior. Nestes locais ocorre uma preponderância de areia biodetrítica.

Na área do campo de Siri, a Figura II.5.1.5-7 (baseada em Freire, 1998 e Netto, 1998) evidencia que o substrato é dominado por areias quartzosas.

As análises granulométricas de amostras coletadas na área do Campo de Siri obtidas no Programa de Monitoramento da Bacia Potiguar pela PETROBRAS (2003) corroboram os resultados de Freire (1998) e Netto (1998). As Tabelas II.5.1.5-1 e II.5.1.5-2 mostram, respectivamente a classificação granulométrica por frequência simples e os parâmetros estatísticos das amostras coletadas na área do Campo de Siri. A localização destas estações no Campo de Siri é mostrada na Figura II.5.1.5-8. As Figuras II.5.1.5-9, II.5.1.5-10, II.5.1.5-11 apresentam os gráficos de percentuais das frações granulométricas com as respectivas curvas cumulativas.

Tabela II.5.1.5-1 : Classificação granulométrica por frequência simples das amostras coletadas na área do Campo de Siri, Bacia Potiguar

CÓDIGO DA AMOSTRA	CLASSIFICAÇÃO POR FREQUÊNCIA SIMPLES								CARBONATO DE CÁLCIO (% CaCO ₃)	CLASSIFICAÇÃO (FREIRE)
	CASCALHO	AREIA MUITO GROSSA	AREIA GROSSA	AREIA MÉDIA	AREIA FINA	AREIA MUITO FINA	SILTE	ARGILA		
E-12A	0,00	11,32	51,60	26,62	6,97	2,29	0,72	0,48	40,00	AL2b
E-12B	0,00	0,00	1,80	42,21	39,89	12,06	2,72	1,31	38,80	AL2b
E-12C	0,00	0,89	41,31	30,34	17,86	7,03	1,81	0,75	40,00	AL2b
E-13A	0,00	0,00	0,87	39,88	51,22	5,45	1,57	1,01	10,00	AL1b
E-13B	0,00	0,00	1,54	49,21	42,29	4,81	1,22	0,93	17,20	AL1b
E-13C	0,00	0,00	1,07	42,64	48,68	5,25	1,41	0,95	12,60	AL1b
E-14A	0,00	18,62	49,60	19,63	8,90	2,08	0,66	0,51	46,60	AL2b
E-14B	0,00	0,00	2,35	55,49	31,47	7,31	2,06	1,32	50,80	AB1b
E-14C	0,00	23,55	37,99	23,36	11,02	2,60	0,91	0,56	49,00	AL2b
E-15A	0,00	0,00	1,02	26,79	49,58	17,65	3,53	1,44	22,00	AL1b
E-15B	0,00	0,00	1,03	24,30	50,11	19,56	3,50	1,51	28,00	AL1b
E-15C	0,00	0,00	0,57	16,73	57,09	21,18	3,09	1,35	20,40	AL1b

Fonte: PETROBRAS (2003)

Tabela II.5.1.5-2: Parâmetros estatísticos das amostras coletadas na área do Campo de Siri, Bacia Potiguar

CÓDIGO DE AMOSTRA	CLASSIFICAÇÃO PELA MÉDIA (Mz)	DESVIO PADRÃO (Ci)	GRAU DE ASSIMETRIA	CURTOSE (Kg)
E-12A	Areia Grossa	Moderadamente Seleccionada	Assimetria Positiva	Leptocurtica
E-12B	Areia Fina	Moderadamente Seleccionada	Assimetria Positiva	Mesocurtica
E-12C	Areia Media	Moderadamente Seleccionada	Assimetria Muito Positiva	Platicurtica
E-14A	Areia Grossa	Moderadamente Seleccionada	Assimetria Positiva	Leptocurtica
E-14B	Areia Media	Moderadamente Seleccionada	Assimetria Muito Positiva	Mesocurtica
E-14C	Areia Grossa	Pobremente Seleccionada	Assimetria Positiva	Leptocurtica
E-15A	Areia Fina	Moderadamente Seleccionada	Assimetria Positiva	Mesocurtica
E-15B	Areia Fina	Moderadamente Seleccionada	Aproximadamente Simetrica	Leptocurtica
E-15C	Areia Fina	Moderadamente Seleccionada	Assimetria Negativa	Leptocurtica
BPot6A	Areia Fina	Pobremente Seleccionada	Assimetria Muito Positiva	Muito Leptocurtica
BPot6B	Areia Fina	Pobremente Seleccionada	Assimetria Muito Positiva	Leptocurtica

Fonte: PETROBRAS (2003)

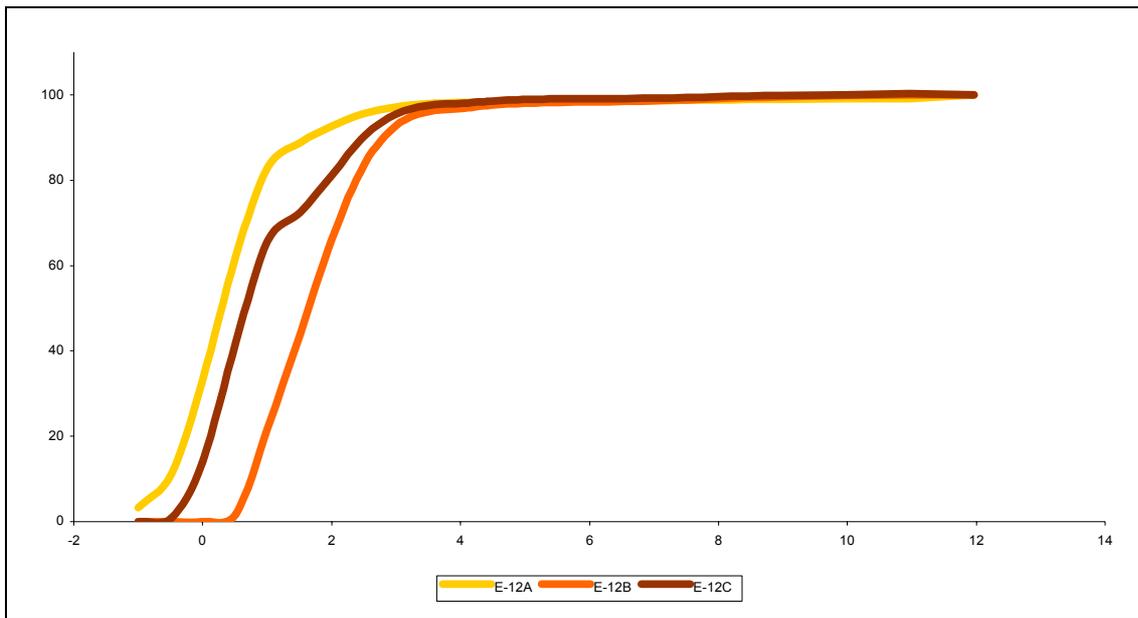
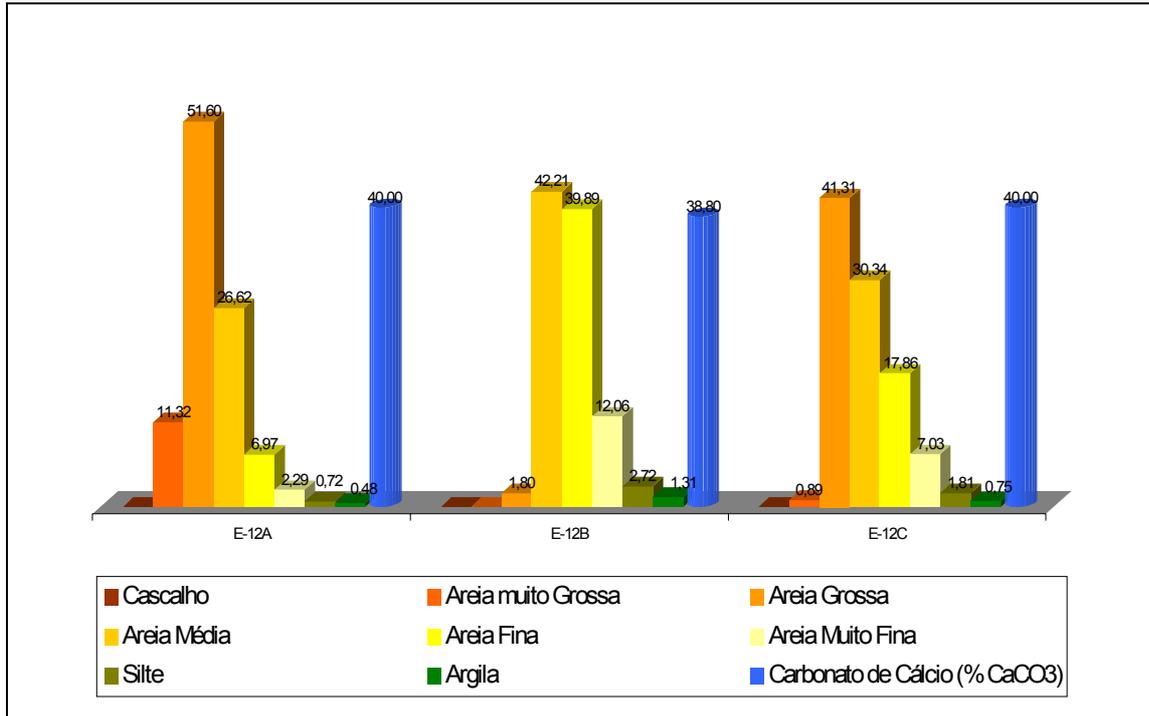


Figura II.5.1.5-9: Percentuais das frações granulométricas e curva cumulativa (valores em ϕ) para a estação E12. Os índices A, B, e C referem-se à duplicatas de amostras. Fonte: PETROBRAS (2003).

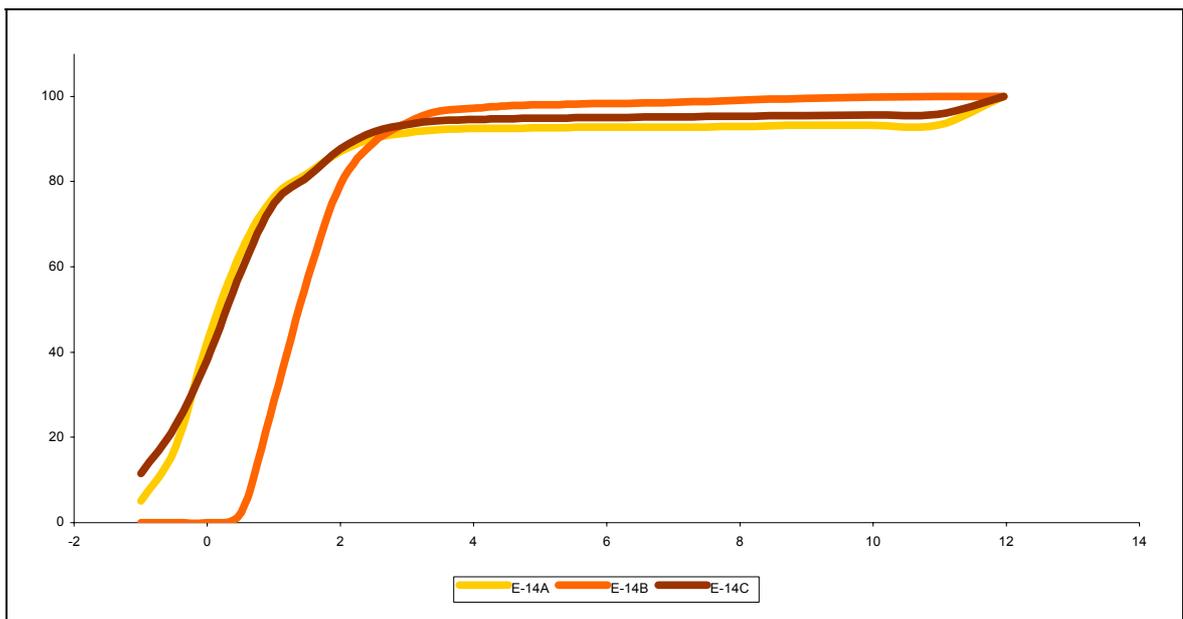
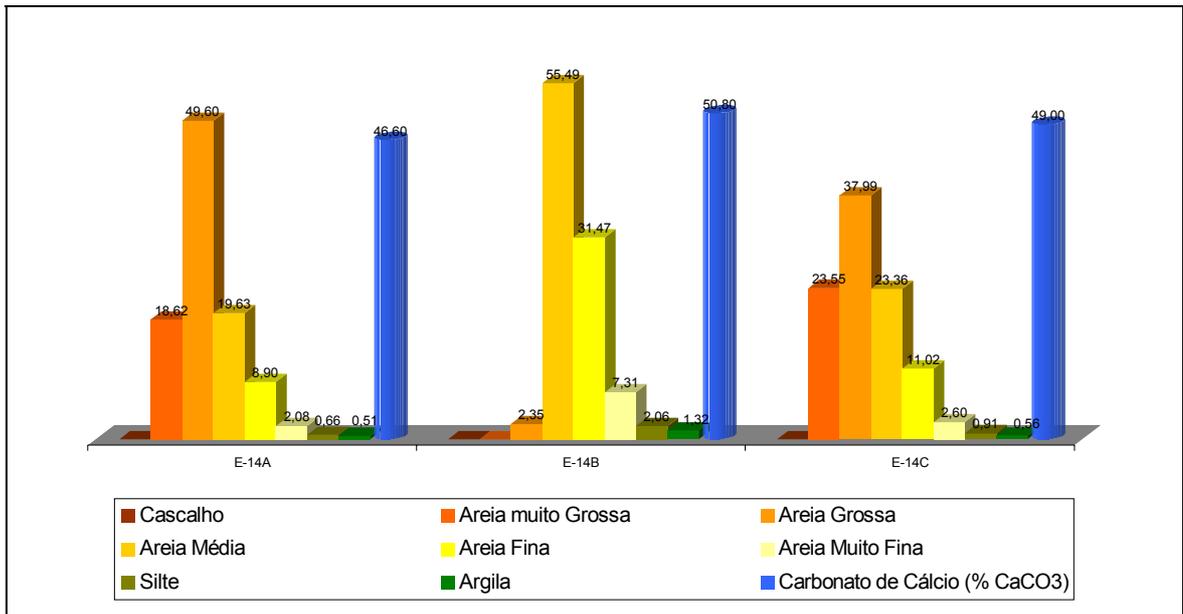


Figura II.5.1.5-10: Percentuais das frações granulométricas e curva cumulativa (valores em ϕ) para a estação E14. Os índices A, B, e C referem-se à duplicatas de amostras . Fonte: PETROBRAS (2003).

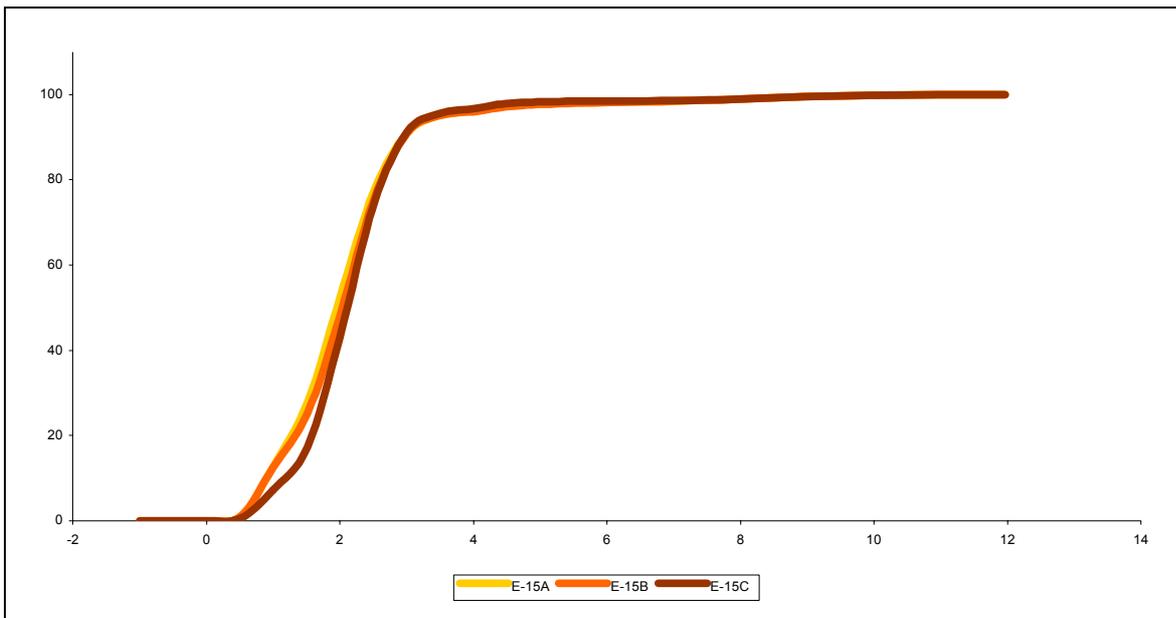
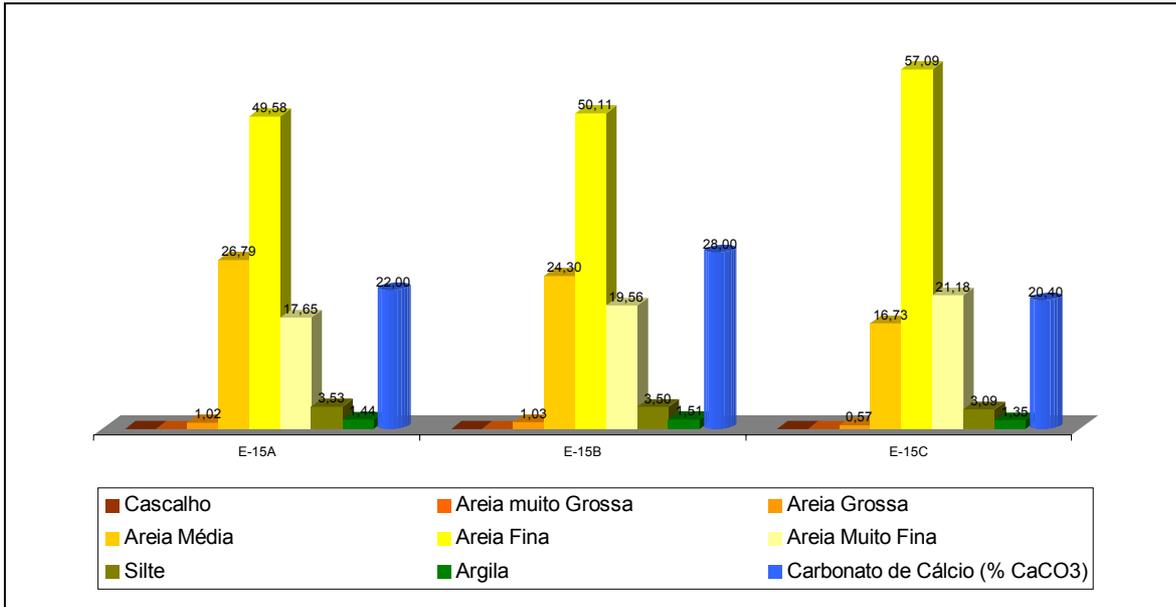


Figura II.5.1.5-11: Percentuais das frações granulométricas e curva cumulativa (valores em ϕ) para a estação E15. Fonte: PETROBRAS (2003).

As classes AL1b e AL2b mostrada na Tabela II.5.1.5-1 são baseadas na classificação proposta por Freire (1998). A classe AL1b representa areia litoclástica, com percentual de carbonato entre 10 a 20%, com conteúdo de argila menor que 2%. Predominam sedimentos de areia fina, moderadamente selecionados, de assimetria positiva. A classe AL2b também representa material litoclástico, mas com percentual de carbonato entre 30% a 50%, com conteúdo de argila menor que 2%. Predominam sedimentos de areia média à grossa, variando de pobre a moderadamente selecionados.

Na porção mais próxima à costa, a influência de material terrígeno é mais marcada, com preponderância de lama arenosa. Na região do vale do paleocanal do Rio Açu a dominância é de areia lamosa, distribuindo-se até a isóbata de 10 m.

Na plataforma do Ceará, a concentração de lama é extremamente baixa e restrita a alguns pontos isolados.

A região talude afora é caracterizada por sedimentos mais finos, típicos de ambientes profundos de menor energia.

II.5.1.5.4 - Geomorfologia Costeira

As variações do nível do mar nos últimos 10.000 anos e a paleotopografia moldaram a distribuição dos ambientes e fácies sedimentares da área litorânea. Em escala regional, de leste para oeste, a porção costeira continental pode ser dividida nas seguintes regiões:

- região de dunas eólicas e pontais arenosos da Ponta do Tubarão e Galinhos (RN);
- região do estuário do Rio Açu (RN);
- região de dunas eólicas à oeste de Porto do Mangue até a Ponta do São Cristóvão (RN);
- região estuarina do Rio Mossoró (RN);
- região de dunas eólicas de Tibau (RN/CE);
- sistema de pequenas lagoas, canais de maré e rios alimentados pela água doce proveniente das falésias mortas da Formação Barreiras e remanescentes de mangue em Icapuí (CE);
- região de dunas de Ponta Grossa (CE);

- região de dunas entre Canoa Quebrada e Pontal de Maceió (CE);
- delta do Rio Jaguaribe (CE).
- região de praias, dunas e falésias da Formação Barreiras entre Pontal de Maceió e Beberibe (CE).

A região de dunas eólicas (Figura II.5.1.5-12) e pontais arenosos de Galinhos, caracteriza-se pela presença de cordões arenosos posicionados no sentido NE-SW, apresentando pequenas lagoas nas zonas mais baixas. Pontais arenosos entrecortados por canais moldam a configuração da linha de costa, sendo controlados pela ação da maré e da deriva litorânea no sentido E-W.



Figura II.5.1.5-12: Dunas na região estuarina de Galinhos. Foto: OceansatPEG, 2003.

É uma zona de alta dinâmica, com processos de erosão e deposição constantes que, devido à direção da deriva litorânea, tendem a gerar processos de progradação dos pontais no mesmo sentido da deriva de leste para oeste. Bancos de areia são freqüentemente gerados e erodidos pelo retrabalhamento das correntes de maré.

A região do estuário do Rio Açu é caracterizada pela presença de diversos canais e planícies de maré. Nas planícies de maré, predominam sedimentos lamosos e nas barras estuarinas, ocorrem depósitos arenosos na área intermareal (Neto, 1997). Essas barras em pontal, moldadas pela combinação do aporte fluvial, marés e deriva litorânea, são orientadas preferencialmente no sentido E-W.

Nas margens dos canais, as planícies de maré são cobertas por vegetação de manguezal (Figura II.5.1.5-13).



Figura II.5.1.5-13: Área lamosa nas proximidades de manguezal no estuário do Rio Açu. Foto: OceansatPEG, 2003.

A região das dunas eólicas de Tibau apresenta uma linha de costa orientada no sentido SE-NW, sem a presença de canais ou esporões. As dunas existentes apresentam uma orientação E-SW.

A região de Icapuí, no Ceará, tem praia de perfil dissipativo, caracterizando-se pela presença do estuário de Barra Grande e de um sistema progradante formado por cordões litorâneos, depósitos fluviais e lagunares, dunas e manguezais (Figura II.5.1.5-14 e Figura II.5.1.5-15. Esse sistema é limitado, ao sul, pela

Formação Tibau aflorante (Meireles *et al.*, 1990). O Rio Açu é a principal fonte de material terrígeno que é transportado pela ação das correntes de maré e da deriva litorânea para a plataforma interna e média.. O aporte de material para a plataforma média se faz principalmente pelo paleocanal do Rio Açu, de orientação N-S, penetrando na plataforma média, até a isóbata de 20 m.

A região de dunas eólicas das Pontas do Mel e do Cristóvão apresenta uma linha de costa sem a presença de canais ou áreas acrescionais de grande porte, como ocorre na Ponta do Tubarão, com as dunas orientadas nas direções NE-W na porção oriental, e NNE-W na porção ocidental. Ao longo da zona intermareal há formações de arenitos de praia, às vezes expostos na maré baixa.

A região do estuário do Rio Mossoró difere do estuário do Rio Açu por não apresentar muitos canais de maré, sendo o aporte fluvial drenado basicamente por um canal principal. Os sedimentos carregados pela drenagem, quando chegam à foz do rio, são transportados para noroeste pela deriva litorânea e em direção à plataforma interna pelas correntes de maré. Parte destes sedimentos se depositam próximo à foz do rio formando uma planície intermareal entrecortada por canais de maré.

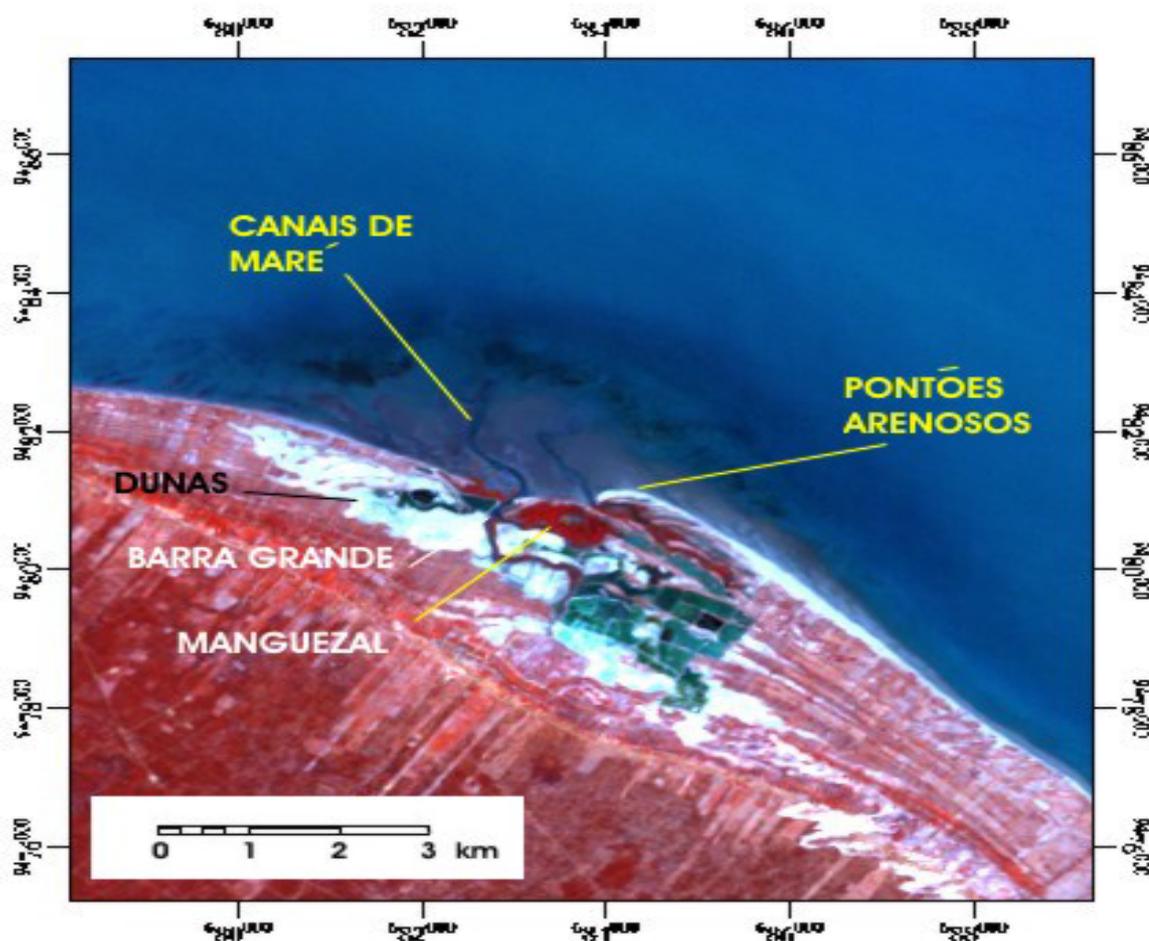


Figura II.5.1.5-14: Imagem Landsat 7, evidenciando área de Barra Grande/Icapuí com canais de maré e diversidade de ambientes deposicionais e ecossistemas (órbita/ponto 216/63 de 20/07/2002).



Figura II.5.1.5-15: *Entrada da Barra Grande em Icapuí, evidenciando canais de maré e vegetação de manguezal.* Foto: OceansatPEG, 2003.

Em épocas de fluxo estuarino intensificado, ocorre a formação de bancos arenosos e em períodos de estiagem, os bancos são remobilizados originando esporões arenosos. Dois terraços marinhos emersos do Quaternário foram identificados por Meireles & Morais (1995): um pleistocênico, com altitude média de 7 m e, o outro, holocênico, com altitude média de 4 m. A região de dunas de Ponta Grossa caracteriza-se pela presença de dunas ativas, que se movem de leste para oeste, chegando a soterrar as falésias vivas da Formação Barreiras.

Na região de dunas entre Canoa Quebrada e Pontal de Maceió, é observado a presença de um grande campo de dunas ativas, com orientação variando de E-W a NE-SW, e dunas estabilizadas pela vegetação. As dunas fixas elevam-se a mais de 20 m de altura e têm direção paralela à das dunas ativas, que avançam em direção ao Rio Jaguaribe (Smith & Morais, 1984).

O delta do Rio Jaguaribe é controlado pela ação das ondas, que formam bancos arenosos sobre a planície deltaica (Figura II.5.1.5-16).

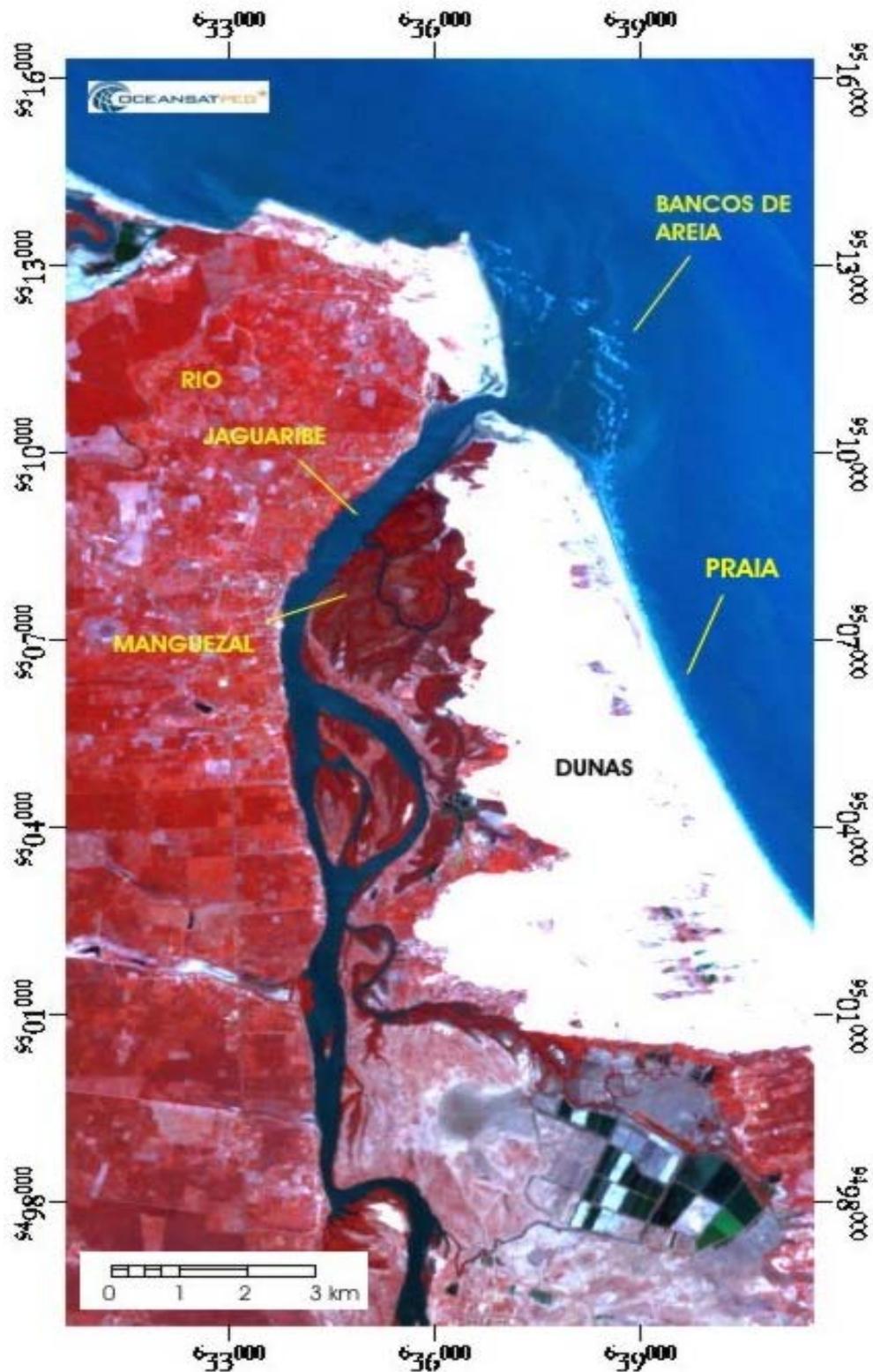


Figura II.5.1.5-16: Imagem Landsat 7, evidenciando área do Rio Jaguaribe, com diversidade de ambientes deposicionais e ecossistemas (órbita/ponto 216/63 de 20/07/2002).

A geometria desses bancos arenosos sugere que a sua formação é controlada, em grande parte, pelo fluxo de água do mar que penetra no rio durante as marés de sizígia. Na margem oeste encontra-se as falésias vivas que constituem o Pontal de Maceió.

A partir do Pontal do Maceió em direção noroeste até Fortaleza, a fisiografia costeira é constituída por sucessão de praias, campos de dunas (Figura II.5.1-17), falésias da Formação Barreiras que se intercalam ao longo do litoral (Figura II.5.1.5-18).



Figura II.5.1.5-17: Dunas na área pós-praia na área de Majorlândia, CE.

Foto: OceansatPEG, 2003.



Figura II.5.1.5-18: Falésias da Formação Barreiras na região de Morro Branco, CE.

Foto: OceansatPEG, 2003.

II.5.1.5.5 - Aspectos Geotécnicos e de Estabilidade do Assoalho Oceânico

A área do campo de Siri está localizada na plataforma continental interna, em lâminas d'água menores entre 5 e 10 m. Neste contexto batimétrico/fisiográfico, descarta-se a possibilidade de ocorrência de processos de escorregamentos de massa que possam comprometer a colocação das estruturas. Em contrapartida, a extrema energia das correntes, atingindo velocidades capazes de transportar areias finas a médias em taxa muito vigorosa, na forma de dunas subaquosas migratórias (Solewicz, 1989; Vianna *et al.*, 1991, 1998; Santos, 1999; Cabral *et al.*, 2000; Cabral *et al.*, 2004), requer atenção no assentamento e manutenção de estruturas fixas sobre o leito marinho. Neste sentido, o regime hidrodinâmico pode gerar processos erosivos no substrato sobre o qual o duto está assentado, gerando instabilidade e falta de apoio físico da tubulação.