



**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**Análise dos Sistemas Depositionais e Dinâmica
Costeira do Município de Aquiraz, Estado do Ceará,
com auxílio de Imagens de Sensoriamento Remoto**

DISSERTAÇÃO DE DOUTORADO N° 066

Mônica Pimenta de Novaes Castelo Branco

Orientador: Prof. Dr. José Elói Guimarães Campos

Co-orientadora: Prof^a. Dr^a. Loreci Gislaine de Oliveira Lehueur

**Brasília
2003**

**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**Análise dos Sistemas Depositionais e Dinâmica
Costeira do Município de Aquiraz, Estado do Ceará,
com auxílio de Imagens de Sensoriamento Remoto**

Mônica Pimenta de Novaes Castelo Branco

Orientador:

Prof. Dr. José Elói Guimarães Campos

Co-orientadora:

Prof^a. Dr^a. Loreci Gislaine de Oliveira Lehueur

Banca examinadora:

Prof. Dr. Paulo Roberto Menezes (UnB)

Prof. Dr. Detlef Hans-Gert Walde (UnB)

Prof^a. Dr^a. Edi Mendes Guimarães (UnB)

Prof. Dr. Luiz José Tomazelli (UFRGS)

**Brasília
2003**

A meus pais, **Fernando e Lenilce** (*in memoriam*), pela eterna função de mestres.

A **René Lima de Castelo Branco**, pela constante demonstração de respeito, amor e companheirismo, razão da minha vida.

A **Renata, Gabriel e Beatriz** que apesar da pouca idade, muito contribuíram para a realização desta pesquisa.

AGRADECIMENTOS

Obrigada Senhor, porque Tu és meu amigo e porque sempre comigo Tu estás a falar

Meus mais sinceros agradecimentos

À Universidade Federal do Ceará – UFC e ao Instituto de Ciências do Mar – LABOMAR, por tornar possível a realização deste doutorado.

À CAPES, PICDT/UFC, pelo apoio financeiro em todo o período do projeto.

Ao curso de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Estadual do Ceará, pelo fornecimento das imagens do satélite Ikonos – II, que viabilizou parte dos objetivos propostos pela pesquisa.

Ao Prof. **José Elói Guimarães Campo**, pela orientação, apoio e amizade.

À Prof^a. e amiga **Loreci Gislaine de Oliveira Lehueur**, pelos momentos de discussão e pela participação nas excursões de campo, que muito acrescentaram no desenvolvimento deste tese.

Aos meus pais, **Fernando e Lenilce**, por minha educação ter sido fundamentada em uma relação de eterna amizade e respeito.

A **René Lima de Castelo Branco**, pelo seu constante incentivo, pelo companheirismo e paciência ao longo desta etapa de nossas vidas.

Aos meus filhos, **Renata, Gabriel e Beatriz**, pela “preocupação” com o desenvolvimento da pesquisa e a compreensão em relação aos momentos de privação aos quais foram submetidos.

A meus irmãos, **Fernanda e Fred**, pela amizade, conselhos, apoio e participação efetiva em todos os momentos de minha vida.

A meus cunhados, cunhadas e “agregados”, pelas diversas maneiras que contribuíram para a realização desta pesquisa. Agradeço, especialmente, a minha “mais querida cunhada”, **Aliete**, pelos inúmeros elogios e incentivos nas minhas atividades profissionais, à **Iraê**, pelas conversas que muito me ajudaram, e à **Érika**, por sua incipiente amizade, porém considerada tão importante para mim.

À prima-irmã **Odaléa**, pela presença constante nas minhas apresentações durante o curso e pelos momentos descontraídos que juntas vivenciamos em Brasília.

Aos “eternos vizinhos”, **Dona Mazé, Maria do Socorro e Frederico**, pela torcida organizada que muitas vezes nortearam a minha vida, tanto na questão familiar quanto na profissional.

À amiga de Palmas, **Ana Maria**, que o destino me apresentou e desde então se tornou uma “mãe de coração”.

Às minhas amigas de longo tempo **Norma, Margarida e Regina**, obrigada por existirem!

À **Cida, Denise, Ramon, Silvania e Trindade**, que muitas vezes me ajudaram com uma simples conversa e como companhia nas excursões de campo. Em especial, o geólogo e amigo **Serginho**, pela dedicação e seriedade nas etapas de campo referentes aos perfis praias.

Ao geólogo **José Alcir Pereira Ribeiro** (*in memoriam*), pela disponibilização de informações relacionadas com os aspectos geológicos do município de Aquiraz, que muito engrandeceram a pesquisa.

As geógrafas **Ana Maria Lebre e Silvânia Maria**, do Departamento de Recursos Ambientais (DERAM) da Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos (FUNCEME), pelas informações cedidas e colaboração em determinadas ilustrações.

Ao Prof. **José Nogueira Neto**, pela sua participação nas discussões relacionadas com a geologia regional.

Ao Prof. e eterno amigo **George Satander Sá Freire**, pelas orientações ao longo da minha vida acadêmica e pela amizade.

À Prof^a e amiga **Maria Ozilea Bezerra de Menezes**, pela companhia em campo e sugestões em relação à metodologia a ser utilizada na caracterização das correntes eólicas.

Ao bugueiro **Cristiano**, pela dedicação e participação nas atividades de campo.

Aos amigos da UnB, em especial à **Maria Carolina Stellfeld, Simone Gioia, Joselisa Chaves, Henrique Roig e Alexandre Seidel**.

Aos funcionários do Instituto de Geologia da UnB, principalmente à **Luzilene, Francisca e Sérgio**, pelo apoio e agilização dos processos referentes ao curso.

A todas as pessoas que de uma maneira ou de outra contribuíram com a realização da presente pesquisa.

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO	1
1.1 – Introdução	2
1.2 – O Sensoriamento Remoto nas Pesquisas Costeiras	4
<hr/>	
CAPÍTULO 2 – AS CARACTERÍSTICAS GERAIS DA PLANÍCIE COSTEIRA CEARENSE	8
2.1 – Introdução	9
2.2 – O Cenário Regional Geomorfológico, Geológico e Estrutural	9
2.3 – As Condições Climáticas da Região	19
2.4 – As Características Oceanográficas	21
2.4.1 – Plataforma Continental Cearense	21
2.4.2 – Correntes	24
2.4.3 – Marés e Ondas	24
2.5 – A Configuração do Litoral Cearense	26
2.5.1 – Aspectos Regionais	26
2.5.2 – Aspectos Locais	39
<hr/>	
CAPÍTULO 3 – SISTEMA DEPOSICIONAL DE LEQUE ALUVIAL	45
3.1 – Introdução	46
3.2 – Fácies Sedimentares e Sistemas Depositionais	47
3.3 – Sistema Depositional de Leques Aluviais	49
3.4 – Litoral Leste Cearense	50
3.4.1 – Município de Aquiraz	50
3.4.1.1 – Interpretação das fácies sedimentares	59
3.4.1.2 – Modelo deposicional	61
3.4.2 – Município de Cascavel	65
3.4.2.1 – Interpretação das fácies sedimentares	66
3.4.2.2 – Modelo deposicional	67
3.4.3 – Município de Beberibe	68
3.4.3.1 – Interpretação das fácies sedimentares	73
3.4.3.2 – Modelo deposicional	74
3.4.4 – Município de Fortim	74
3.4.4.1 – Interpretação das fácies sedimentares	82
3.4.4.2 – Modelo deposicional	83
3.4.5 – Município de Aracati	84
3.4.5.1 – Interpretação das fácies sedimentares	87
3.4.5.2 – Modelo deposicional	87
3.4.6 – Município de Icapuí	88
3.4.6.1 – Interpretação das fácies sedimentares	91
3.4.6.2 – Modelo deposicional	92
3.5 – Considerações Finais	93
<hr/>	

CAPÍTULO 4 – SISTEMA DEPOSICIONAL EÓLICO	97
4.1 – Introdução	98
4.2 – Processos Físicos de Sedimentação Eólica	98
4.2.1 – Fundamentos Teóricos	98
4.3 – Caracterização do Regime do Vento	102
4.4 – Frequência Percentual das Correntes Eólicas e Transporte Sedimentar Eólico na Planície Costeira do Município de Aquiraz	105
4.5 – Proposta de Classificação para as Feições Eólicas do Setor Leste da Região Metropolitana de Fortaleza - Ceará – Brasil	116
<hr/>	
CAPÍTULO 5 – SISTEMA DEPOSICIONAL PRAIAL	142
5.1 – Introdução	143
5.2 – Processos Costeiros	144
5.2.1 – Fundamentos Teóricos.....	144
5.3 – Características da Face de Praia.....	147
5.4 – Estudo Morfodinâmico das Praias do Município de Aquiraz – Ceará – Brasil	151
<hr/>	
CAPÍTULO 6 – APLICAÇÃO DE TÉCNICAS DE SENSORIAMENTO REMOTO EM PESQUISAS COSTEIRAS	171
6.1 – Introdução	172
6.2 – Sensoriamento Remoto	172
6.2.1 – Fundamentos Teóricos	172
6.2.2 – Satélite Ikonos	179
6.3 – Aplicação de Imagens de Sensoriamento Remoto em Pesquisas Costeiras	179
6.3.1 – Exploração de Imagens de Alta Resolução em Pesquisas na Zona Costeira do Município de Aquiraz, Região Metropolitana de Fortaleza	181
<hr/>	
CAPÍTULO 7 – DISCUSSÕES	196
7.1 – Registros de Movimentação Neotectônica no Litoral Leste do Estado do Ceará	206
<hr/>	
CAPÍTULO 8 – CONCLUSÕES	218
<hr/>	
REFERÊNCIAS	221

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1 – Mapa de localização e acesso da zona costeira pesquisada. Município de Aquiraz, Região Metropolitana de Fortaleza	3
Figura 1.2 – Principais projetos e pesquisas realizadas na zona costeira, com a utilização de informações de sensoriamento remoto	7
<hr/>	
Figura 2.1 – Classificação das unidades morfo-estruturais do Ceará.(Souza 1988)	10
Figura 2.2 – Mapa geológico simplificado da Província Borborema e posicionamento das pontas rochosas (Modificado de Caby <i>et al.</i> 1991). (1) – Domínio NW do Ceará e (2) – Domínio Ceará Central	12
Figura 2.3 – Aspectos paisagísticos das rochas vulcânicas. Fonólito Caruru – Região Metropolitana de Fortaleza	14
Figura 2.4 – Arenitos-de-praia – praia de Sabiaguaba – Região Metropolitana de Fortaleza A – Fraturas de direção NNE – SSW. B – Níveis conglomeráticos	16
Figura 2.5 – Eolianitos (apresentando estruturas sedimentares plano-paralelas). Praia de Mundaú, litoral oeste do Ceará	18
Figura 2.6 – Aspecto geral da planície fluvial do rio Pacoti, município de Aquiraz. Fotografias. Observa-se na margem direita o desenvolvimento do polo de veraneio (Porto das Dunas). Fonte: Fotografias orto-retificadas, 1997 (IPLANCE)	18
Figura 2.7 – Zoneamento Geoambiental do Estado do Ceará	20
Figura 2.8 – Principais registros da estação meteorológica de Fortaleza, período de 1961 a 1990. Fonte: FUNCEME – INMET (Normais climatológicos 1992)	21
Figura 2.9 – Principais Domínios Crustais do Ceará.(Arthaud <i>et al.</i> 1998) D – Domínio Crustal Ceará Central E – Domínio Crustal NW do Ceará	27
Figura 2.10 – Reconstrução pré-deriva Mesozóica. Visualização da Zona de Cisalhamento Sobral Pedro II e Falha de Kandi. (Nogueira Neto 2000)	31
Figura 2.11 – Visualização da Zona de Cisalhamento Sobral Pedro II na porção litorânea do estado do Ceará. (Adaptado de Zalán 1984)	32
Figura 2.12 – Relação de distribuição terra-mar desde o Jurássico.(Salgado-Labouriau 1998)	33
Figura 2.13 – Pontas rochosas do litoral cearense. Composição colorida RGB (345) imagens do satélite Landsat TM7. A = Ponta de Jericoacoara – município de Jijoca de Jericoacoara – litoral noroeste do Ceará. B = Ponta do Pecém – município de São Gonçalo do Amarante – litoral oeste do Ceará. C = Ponta do Mucuripe – Região Metropolitana de Fortaleza	37
Figura 2.13 – Pontas rochosas do litoral cearense. Composição RGB (345) imagens do satélite Landsat TM7. D = Ponta do Iguape – município de Aquiraz – litoral leste do Ceará. E = Ponta de Maceió – município de Fortim – litoral leste do Ceará. F = Ponta Grossa – município de Icapuí – litoral leste do Ceará	38
Figura 2.14 – Detalhe das feições desenvolvidas na desembocadura do rio Jaguaribe – litoral leste do estado do Ceará. Imagem do satélite Landsat TM7 – Banda espectral 3 – cena 216-063 (out/2000)	43
Figura 2.15 – Detalhe das feições desenvolvidas no litoral do município de Icapuí – litoral leste do estado do Ceará. Imagem do satélite Landsat TM7 – Banda espectral 3 – cena 216-063 (out/2000)	44
<hr/>	
Figura 3.1 – Histograma de causas/efeitos dos sistemas deposicionais.(modificado por Selley, 1996)	48
Figura 3.2 – Localização dos municípios que compõem o litoral leste cearense	51
Figura 3.3 – Perfil litológico (PA1) realizado no município de Aquiraz, Porto da Aldeia, litoral leste cearense	52
Figura 3.4 – Perfil litológico (PA2) realizado no município de Aquiraz, litoral leste cearense (A) e aspectos do contato com as rochas vulcânicas do Fonólito Caruru (B)	54

Figura 3.5 – Perfil litológico (PA6) realizado no município de Aquiraz, Prainha, litoral leste cearense	57
Figura 3.6 – Perfil litológico (PA8) realizado no município de Aquiraz, Samambaia, litoral leste cearense	60
Figura 3.7 – Mapa geológico e arcabouço tectono-sedimentar da região costeira do município de Aquiraz (Ribeiro 2001)	62
Figura 3.8 – Blocos diagrama mostrando de forma esquemática a evolução tectono-sedimentar para o município de Aquiraz, litoral leste cearense	63
Figura 3.9 – Perfil litológico (PC1) realizado no município de Cascavel. Rio Choró, litoral leste cearense	66
Figura 3.10 – Arcabouço tectono-estrutural da Bacia Potiguar e do Graben Jacaúna (Matos 1992)	69
Figura 3.11 – Aspecto geral do afloramento areno-argiloso da Formação Barreiras no município de Beberibe – praia do Morro Branco, litoral leste cearense	70
Figura 3.12 – Perfil litológico (PF1) do afloramento da Formação Barreiras no município de Beberibe. Praia do Morro Branco, litoral leste cearense	71
Figura 3.13 – Perfil litológico (PF3) realizado no município de Fortim. Viçosa, litoral leste cearense	78
Figura 3.14 – Perfil litológico (PF5) realizado no município de Fortim. Volta, litoral leste cearense	81
Figura 3.15 – Perfil litológico (Pa3) realizado no município de Aracati. Praia da Fontainha, litoral leste cearense	86
Figura 3.16 – Visão panorâmica da escarpa areno-argilosa da zona litorânea do município de Icapuí, litoral leste cearense	90
Figura 3.17 – Perfil litológico (Pi4) realizado no município de Icapuí. Redonda, litoral leste cearense	92
<hr/>	
Figura 4.1 – Gradientes de velocidade para ventos de intensidade diferentes (Pethick 1984) .	100
Figura 4.2 – Processos de transporte sedimentar eólico (Greeley & Iversen 1985)	100
Figura 4.3 – Direção das correntes de vento no estado do Ceará (Atlas do Potencial Eólico do Estado do Ceará 2001)	103
Figura 4.4 – Velocidade das correntes de vento no estado do Ceará (Atlas do Potencial Eólico do Estado do Ceará 2001)	103
Figura 4.5 – Velocidade diurna das correntes de vento no estado do Ceará (Atlas do Potencial Eólico do Estado do Ceará 2001)	104
Figura 4.6 – Gradiente vertical das velocidades das correntes eólicas na zona litorânea do município de Aquiraz (Atlas do Potencial Eólico do Estado do Ceará 2001)	104
Figura 4.7 (A) – Gráfico das variações das velocidades do vento na face de praia do município de Aquiraz (pontos 1, 2, 3 e 4)	108
Figura 4.7 (B) – Gráfico das variações das velocidades do vento na face de praia do município de Aquiraz (Pontos 5, 6, 7 e 8)	109
Figura 4.8 – Velocidade do vento na face de praia do Batoque, município de Aquiraz	114
Figura 4.9 – Velocidade do vento na face de praia da Prainha, município de Aquiraz	115
Figura 4.10 – Localização da área	119
Figura 4.11 – Interação das atividades de pesquisa	123
Figura 4.12 – Feições Depositionais Ativas na célula de barlamar. Litoral do município de Aquiraz. Fonte: Fotografia orto-retificada – 1987 – SEINFRA.....	125
Figura 4.13 – Feição Depositional Ativa – Duna Transversal. Segmento litorâneo do Iguape. Maio/2003	125
Figura 4.14 – Feição Depositional Ativa – Duna Transversal. Segmento litorâneo do Iguape. Fonte: Fotografia aérea orto-retificada – 1987 – SEINFRA	127
Figura 4.15 – Deslocamento da Feição Depositional Ativa – Duna Barcana. Segmento	

litorâneo da Prainha. Fonte: Imagem do satélite Landsat TM-5 (cena 216.063) banda espectral 3 – 1997 – CPRM	127
Figura 4.16 – Feição Depositional Ativa – Duna Barcana. Segmento litorâneo da Prainha. Maio/2003	128
Figura 4.17 – Feição Depositional Ativa – Crista de Barcanóides. Segmento litorâneo da Prainha. Maio/2003	128
Figura 4.18 – Redução da área da Feição Depositional Ativa – Duna Barcana. A – Fotografia aérea digitalizada – 1997 e B – Imagem do satélite Ikonos II – 2000	129
Figura 4.19 – Feição Depositional Ativa – Duna Parabólica. Segmento litorâneo do Batoque. Fonte: Fotografia aérea orto-retificada – 1997 – SEINFRA.....	131
Figura 4.20 – Feição Depositional Ativa – Lençol de Areia. Segmento litorâneo do Barro Preto e Batoque. Fonte: Fotografia aérea orto-retificada – 1997 – SEINFRA.....	131
Figura 4.21 – Feição Depositional Parcialmente Ativa – Duna Frontal. Segmento litorâneo do Barro Preto. Maio/2003	133
Figura 4.22 – Feição Depositional Parcialmente Ativa – Duna Dômica. Segmento litorâneo do Porto das Dunas. Maio/2003	133
Figura 4.23 – Feição Depositional Parcialmente Ativa – Duna Longitudinal. Segmento litorâneo do Porto das Dunas. Maio/2003	135
Figura 4.24 – Feição Depositional Parcialmente Ativa – Duna de Sombra. Segmento litorâneo do Porto das Dunas. Maio/2003	135
Figura 4.25 – Feição Depositional Inativa – Duna Parabólica. Segmento litorâneo do Barro Preto e Batoque. Fonte: Imagem do satélite Ikonos II – 2000	137
Figura 4.26 – Feição Depositional Inativa – Duna Longitudinal. Segmento litorâneo do Porto das Dunas. Maio/2003	137
Figura 4.27 – Feição Erosional Ativa – <i>Blowout</i> . Segmento litorâneo do Batoque. Maio/2003	138
Figura 4.28 – Feição Erosional Ativa – <i>Reddou</i> . Segmento litorâneo do Porto das Dunas. Maio/2003	138
<hr/>	
Figura 5.1 – Plataforma de abrasão observada em primeiro plano e falésias da Formação Barreiras. Praia do Morro Branco, município de Beberibe	148
Figura 5.2 – Detalhe da litologia (Formação Tibau) da plataforma de abrasão, evidenciando a formação de lentes de argilo-minerais. Praia do Morro Branco, município de Beberibe	148
Figura 5.3 – Exposição quartzítica (Paleoproterozóico) na Ponta do Iguape, município de Aquiraz. A – Vista geral e B – Detalhe dos quartzitos, direção de fratura – N35W/25NE	150
Figura 5.4 – Exposições de troncos vegetais na face de praia entre as praias do Barro Preto e Batoque, município de Aquiraz. A – Período com exposição do substrato argiloso e B – Período de assoreamento do substrato argiloso	150
Figura 5.5 – Localização da área de estudo e dos perfis praias	152
Figura 5.6 – Perfil generalizado de uma praia apresentando suas divisões e os principais elementos morfológicos (Brown <i>et al.</i> 1989)	154
Figura 5.7 – Difração das ondas no Pontal do Iguape. Fonte: Imagem do Satélite Ikonos II, 2000 - composição RGB – 345	157
Figura 5.8 – Trânsito sedimentar ao largo da linha de costa do município de Aquiraz. Fonte: Imagem do Satélite Landsat TM-7 – cena 217.63 – composição 321)	157
Figura 5.9 – Principais tipos de rebentação, segundo Galvin Jr. (1968). A linha tracejada representa o nível estacionário da água do mar e as setas o ponto de rebentação. β = coeficiente de rebentação	158
Figura 5.10 – Configurações em perfil e planta dos seis estádios morfológicos de praia (Wright & Short 1984)	162
Figura 5.11 – Perfis morfodinâmicos do Ponto 1	163
Figura 5.12 – Gráfico de tendência do Ponto 1	163
Figura 5.13 – Gráfico de tendência do Ponto 2	163

Figura 5.14 – Perfis morfodinâmicos do Ponto 2	163
Figura 5.15 – Gráfico de tendência do Ponto 3	164
Figura 5.16 – Perfis morfodinâmicos do Ponto 3	164
Figura 5.17 – Perfis morfodinâmicos do Ponto 4	165
Figura 5.18 – Gráfico de tendência do Ponto 4	165
Figura 5.19 – Perfis morfodinâmicos do Ponto 5	165
Figura 5.20 – Gráfico de tendência do Ponto 5	166
Figura 5.21 – Perfis morfodinâmicos do Ponto 6	166
Figura 5.22 – Gráfico de tendência do Ponto 6	166
Figura 5.23 – Perfis morfodinâmicos do Ponto 7	167
Figura 5.24 – Gráfico de tendência do Ponto 7	167
Figura 5.25 – Perfis morfodinâmicos do Ponto 8	168
Figura 5.26 – Gráfico de tendência do Ponto 8	168
<hr/>	
Figura 6.1 – Fluxo de processamento de imagens digitais de sensoriamento remoto (Meneses & Corrêa Rosa 2002)	175
Figura 6.2 – Localização da área de estudo	184
Figura 6.3 – Fotografia aérea (1964) das dunas móveis situadas na margem da lagoa do Catú, município de Aquiraz	185
Figura 6.4 – Imagem do satélite Ikonos – II, composição colorida RGB (123), obtida no ano de 2000, do campo de dunas móveis situado na margem da Lagoa do Catú. As setas 1 (Presídio) e 2 (Prainha) indicam as áreas de expansão urbana	185
Figura 6.5 – Fluxograma mostrando as etapas metodológicas aplicadas na pesquisa	188
Figura 6.6 – Exposição quartzítica (paleoprotoproterozóico) na Ponta do Iguape, município de Aquiraz (A – Difração das ondas no Pontal do Iguape – Imagem do Satélite Ikonos II – Composição 123 e B – Detalhe do afloramento rochoso do Iguape, com fraturas de direção N60E e NW–SE)	190
Figura 6.7 – Exposições de troncos vegetais na face-de-praia entre as praias do Barro Preto e Batoque, município de Aquiraz. A – Período com exposição do substrato argiloso (período de estiagem) e B – Período de assoreamento do substrato argiloso (período de inverno)	190
Figura 6.8 – Resultado do processo de sobreposição no ambiente ER MAPPER	191
Figura 6.9 – Resultado do processo de sobreposição no ambiente ARC VIEW 3.2	191
Figura 6.10 – Imagem do satélite Ikonos II, visualização das características morfológicas das feições eólicas ativas – Duna Barcana e Cadeias de Barcanóides. Margens da lagoa do Catú, município de Aquiraz	193
Figura 6.11 – Imagem resultante do processo de sobreposição das linhas de preamar (1964 na cor vermelha e 2000 na cor amarela)	194
<hr/>	
Figura 7.1 A – Modelo evolutivo para a sedimentação holocênica da planície costeira do município de Aquiraz. Fase de desenvolvimento dos depósitos eólicos, principalmente, no segmento litorâneo das praias do Batoque, Barro Preto, Iguape (dunas parabólicas) e Porto das Dunas (dunas longitudinais)	201
Figura 7.1 B – Modelo evolutivo para a sedimentação holocênica da planície costeira do município de Aquiraz. Fase de reativações de falhas pretéritas, de direção NNE–SSW e SSE–NNW, com movimentação vertical de blocos	202
Figura 7.1 C – Modelo evolutivo para a sedimentação holocênica da planície costeira do município de Aquiraz. Fase de modificações na dinâmica costeira, redução e estabilização das feições eólicas até o momento desenvolvidas e surgimento de novas formas de dunas, principalmente no segmento litorâneo da Prainha	203
Figura 7.1 D – Modelo evolutivo para a sedimentação holocênica da planície costeira do município de Aquiraz. Fase de modificações na dinâmica costeira, implantação de núcleos residenciais de veraneio (Barro Preto, Iguape, Presídio e Porto das Dunas) e,	

conseqüentemente, bloqueio do aporte sedimentar e redução das dunas ativas	204
Figura 7.2 – Mapa geológico simplificado da Província Borborema (Caby <i>et al.</i> 1991). (1) Domínio NW do Ceará. (2) Domínio Ceará Central	209
Figura 7.3 – Blocos diagramas mostrando de forma esquemática a evolução tectono-sedimentar para o município de Aquiraz, litoral leste cearense. A – Estágio de reativação de estruturas tectônicas de direção SSE–NNW – Mioceno (?) e B – Estágio de deposição dos leques aluviais, associados a fácies de rio entrelaçado, provavelmente em clima árido – Plio–Pleistoceno	213
Figura 7.3 – Blocos diagramas mostrando de forma esquemática a evolução tectono-sedimentar para o município de Aquiraz, litoral leste cearense. C – Estágio de reativação de estruturas tectônicas de direção N45–50°S e formação de costas dos tipos alta (falésias) e baixa (dunas) e D – Estágio atual, com exposição de rochas paleoproterozóicas (promontório do Iguape) e formação de dunas ativas	214
Figura 7.4 – Exposições de troncos vegetais na face de praia entre as praias do Barro Preto e Batoque, município de Aquiraz. A – Período com exposição do substrato argiloso e B – Período de assoreamento do substrato argiloso	216

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 2.1 – A – Características do Domínio Crustal NW do Ceará– Complexo Granja (Nogueira Neto 2000)	29
Tabela 2.1 – B – Características do Domínio Crustal – Ceará Central Faixa Granulítica de Cariré. (Nogueira Neto 2000)	30
<hr/>	
Tabela 3.1 – Posicionamento dos perfis litológicos realizados no município de Aquiraz, litoral leste cearense	52
Tabela 3.2 – Posicionamento dos perfis litológicos realizados no município de Beberibe, litoral leste cearense	70
Tabela 3.3 – Posicionamento dos perfis litológicos realizados no município de Fortim, litoral leste cearense	75
Tabela 3.4 – Posicionamento dos perfis litológicos realizados no município de Aracati, litoral leste cearense	84
Tabela 3.5 – Posicionamento dos perfis litológicos realizados no município de Icapuí, litoral leste cearense	89
<hr/>	
Tabela 4.1 – Dados de frequência percentual do vento no município de Aquiraz	107
Tabela 4.2 – Dados de frequência do vento e transporte sedimentar eólico no município de Aquiraz	112
<hr/>	
Tabela 5.1 – Localização dos perfis praias do município de Aquiraz	154
Tabela 5.2 – Parâmetros morfodinâmicos do perfil do Ponto 1	159
Tabela 5.3 – Parâmetros morfodinâmicos do perfil do Ponto 2	159
Tabela 5.4 – Parâmetros morfodinâmicos do perfil do Ponto 3	159
Tabela 5.5 – Parâmetros morfodinâmicos do perfil do Ponto 4	159
Tabela 5.6 – Parâmetros morfodinâmicos do perfil do Ponto 5	159
Tabela 5.7 – Parâmetros morfodinâmicos do perfil do Ponto 6	159
Tabela 5.8 – Parâmetros morfodinâmicos do perfil do Ponto 7	160
Tabela 5.9 – Parâmetros morfodinâmicos do perfil do Ponto 8	160
<hr/>	
Tabela 6.1 – Características técnicas do satélite IKONOS (EngeSat 2003)	180
Tabela 6.2 – Características de imageamento do Ikonos II	186
Tabela 6.3 – Precisão da correção geométrica das imagens do satélite Ikonos II	186

ÍNDICE DE QUADRO

Quadro I – Classificação das feições eólicas presentes no setor leste da Região Metropolitana de Fortaleza, município de Aquiraz	122
---	------------

RESUMO

A zona costeira cearense é marcada por uma paisagem natural constituída por falésias moldadas em sedimentos plio-pleistocênicos da Formação Barreiras e por extensos depósitos arenosos de origem eólica, que formam os campos de dunas. Os sedimentos da Formação Barreiras, em função das variações litológicas, tonalidades, estruturas sedimentares e inter-relações das fácies, foram agrupados em três classes faciológicas. A primeira classe caracteriza-se pelas intercalações das fácies F1 e F2, descritas no perfil PA8 do município de Aquiraz. A fácies F1 é marcada pelo predomínio de seixos de quartzo em relação à matriz areno-argilosa (conglomerado ortoquartzítico) e estruturas de corte e preenchimento de canais. Na fácies F2, os seixos de quartzo tornam-se escassos e distribuem-se aleatoriamente na matriz areno-argilosa, classificando a rocha como lamito conglomerático ou diamictito. A interpretação dessas rochas permitiu enquadrá-las como testemunho de uma sedimentação típica de leques aluviais, segmento proximal, regida por períodos secos e úmidos. A segunda classe de fácies engloba as exposições areno-argilosa, de coloração avermelhada, aspecto maciço, com presença de grânulos de quartzo dispersos no arcabouço da rocha. Sua interpretação foi relacionada à sedimentação da porção intermediária dos leques aluviais. A terceira classe corresponde aos depósitos areno-argilosos de coloração avermelhada e aspecto maciço que afloram no topo das seqüências plio-pleistocênicas das falésias dos municípios de Beberibe, Aracati e Icapuí. Sua deposição ocorreu por meio de correntes de fluxo em condições de clima semi-árido, interpretado como testemunhos da sedimentação distal dos leques aluviais. As exposições da Formação Barreiras ao longo do litoral leste cearense foram condicionadas às estruturas tectônicas pretéritas. A sedimentação quaternária na planície costeira do município de Aquiraz encontra-se representada por feições eólicas e praias. As feições arenosas eólicas, de acordo com sua morfologias e o índice de cobertura vegetal, foram classificadas em ativas, parcialmente ativas e inativas, e apresentam formas variadas. A célula à barlar do pontal do Iguape caracteriza-se pela presença de extenso campo de dunas inativas de forma parabólica. A célula à sotamar abriga formas variadas originadas em função de reativações de estruturas tectônicas pretéritas e pelo processo de *by passing* sedimentar por sobre a Ponta do Iguape. A face de praia do litoral de Aquiraz caracteriza-se pelos estádios dissipativo (praias do Barro Preto e Batoque) e intermediário (praias do Presídio, Prainha e Porto das Dunas). Os volumes dos sedimentos envolvidos na dinâmica praias revelam valores maiores para os pontos situados à barlar do pontal rochoso do Iguape e menores para os situados à sotamar. As interpretações de imagens de sensoriamento remoto permitiram averiguar feições submersas na desembocadura do rio Jaguaribe e ao largo da planície costeira do município de Icapuí. A taxa de migração do campo de dunas ativas posicionadas à margem da lagoa do Catú foi calculada a partir de sobreposições de fotografias aéreas digitalizadas e imagens do satélite Ikonos – II. A estimativa da variação da linha de costa do município de Aquiraz revela que a área, ao longo de 36 anos, vem sendo submetida a uma sutil elevação. Dessa maneira, o uso de imagens de satélite nas pesquisas litorâneas torna-se uma ferramenta de vital importância no processo de reconhecimento dos processos físicos envolvidos na dinâmica costeira.

ABSTRACT

The coastal area of the Ceará State, Brazil is locally represented by a natural landscape constituted by scarps developed in the Plio-Pleistocenic Barreiras Formation sediments and for extensive sandy deposits of eolian origin. The Barreiras Formation sediments due to lithologic variations, grain size and form, sedimentary structures and interfingering of facies were classified in three classes. The first class refers to the cyclical deposition of the sedimentary F1 and F2 facies described in the section of the profile PA8 in the District of Aquiraz. The F1 facies is characterized by the predominance of quartz pebbles in relation to sandy-clay matrix (orthoconglomerated) associated to channel and cut and fill sedimentary structures. In the F2 facies the matrix overcome in relation to the clasts, and the rock is classified as a diamictite. These coarse rocks facies and related structures are verified in the proximal segment alluvial fans, with alternations of droughts and humid climatic conditions. The second facies class includes the sandy-clay outcrops, of reddish color, massive aspect, with the presence of dispersed quartz grains (diameter > 3 mm) in the rock body. The sedimentation interpretation is related to intermediate portion of alluvial fans. The third class corresponds to the sandy-clay deposits of yellow reddish color and massive aspect that outcrops in plateau surface and in the majority of the cliffs in the districts of Beberibe, Aracati and Icapuí. The deposition was controlled by debris flow currents in semi-arid conditions, and is interpreted as distal of the alluvial fans. The Barreiras Formation outcrop along the eastern coast of Ceará State are conditioned by the reactivation of tectonic structures in a neotectonic event. The quaternary sedimentation in the coastal plain of the District of Aquiraz is characterized by beach and aeolian deposits. Aeolian sandy dunes, show varied forms and are classified in active, partially active and inactive, in agreement with their morphologies and vegetable index covering. The cell of the beach face of the point of Iguape is characterized by the presence of extensive field of inactive parabolic dunes. In the cell of the foreshore beach there are a variety of dune types originated by reactivations of tectonic structures and by the processes of sedimentary by passing over the point of Iguape.

The face of beach in the coast of Aquiraz is characterized by the dissipative stage (Barro Preto e Batoque beaches) and intermediate stage (Presidio, Prainha and Porto of the Dunes beaches). The amount of sediments involved in the costal dynamics reveals larger values for the areas situated in the beach face of the Iguape rocky point and smaller for the foreshore beach. The images interpretation of remote sensing allowed to discover submerged features in the delta of the Jaguaribe river and along the coastal plain of the District of Icapuí. The tax of migration of the active field dunes positioned in the margin of the Catú lake was calculated starting from the overlapping of aerial photography digitalized and images of the Ikonos - II satellite. The assessment of the variation of the line coast in the district of Aquiraz reveals that the area has been submitted to a small elevation of the relative level of the sea along the 36 last years. By this way the use of satellite images in the coastal researches becomes a tool of vital importance in the process of recognition of the physical processes involved in the coastal dynamics.

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1 Introdução

A zona costeira selecionada para a realização desta tese de doutorado do curso de Geologia da Universidade de Brasília, área de concentração – Processamento de Dados em Geologia e Análise Ambiental, localiza-se no compartimento litorâneo do Domínio Nordeste (Silveira 1964), inserida na planície costeira do município de Aquiraz - Região Metropolitana de Fortaleza.

A área possui forma irregular, definida em função da largura do desenvolvimento da planície holocênica, delimitando-se a norte/nordeste, com o oceano Atlântico, a sul/sudoeste, com o início da depressão sertaneja, a leste, com o município de Cascavel, e a oeste, com o município de Fortaleza, capital do Estado (figura 1.1).

O acesso pode ser realizado por meio das principais rodovias que interligam Fortaleza às cidades litorâneas (BR-116 e CE-040) e por estradas secundárias que mantêm a comunicação entre as comunidades nativas instaladas na faixa costeira, como é o caso da estrada do Sol Poente (CE 025) construída na década de 90, pelo governo do Estado, com o objetivo de desenvolver o turismo cearense e congregar todas as praias do litoral da costa leste.

A pesquisa tem como objetivo principal caracterizar a planície costeira do município de Aquiraz, levando-se em consideração os processos deposicionais dos diversos ecossistemas litorâneos, com ênfase nos sistemas deposicionais de leque aluvial, eólico e praias, e avaliar a utilização de imagens de alta resolução (imagens do satélite Ikonos) no estudo de ambientes costeiros.

Nesse sentido devem ser conciliadas as características ambientais, principalmente as relacionadas com os aspectos morfológicos, sedimentológicos, estruturais, oceanográficos e climatológicos, com as modificações ambientais registradas pelas interpretações multitemporais de imagens de sensoriamento remoto. Portanto, este estudo tem como objetivos específicos: 1) caracterizar as seqüências sedimentares da Formação Barreiras, suas interpretações ambientais e relações com o arcabouço tecto-estrutural da região, 2) quantificar e qualificar o transporte sedimentar eólico, assim como classificar as feições resultantes e 3) a correlacionar os dados de campo com as informações obtidas pela interpretação de imagens de sensoriamento remoto.

O presente estudo apresenta-se em oito capítulos, constituídos por fundamentos teóricos, interpretações de dados primários levantados em campo e laboratório, muitas vezes mostrados em forma de artigos.

O capítulo 2 realiza o levantamento bibliográfico dos contextos geológico, geomorfológico, estrutural, climatológico e oceanográfico envolvidos na modelagem da zona costeira cearense, sendo concluído por interpretações de imagens de satélite, com o objetivo de caracterizar aspectos de natureza regional e local da costa cearense. Os processos oceanográficos, especialmente os de águas rasas, foram verificados, no

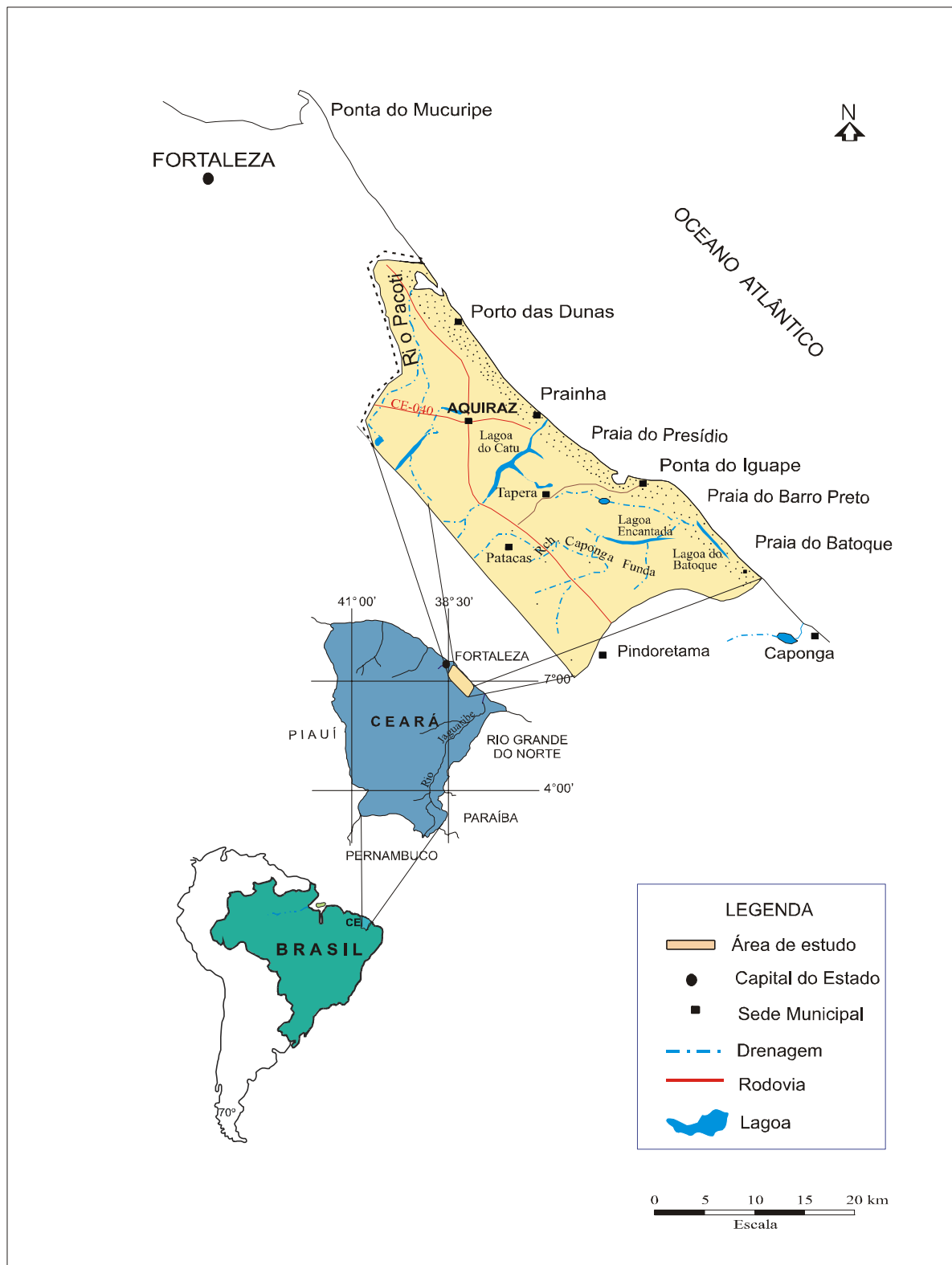


Figura 1.1 – Mapa de localização e acesso da zona costeira pesquisada. Município de Aquiraz, Região Metropolitana de Fortaleza.

ambiente do programa ENVI 3.0, por interpretações na banda espectral 3 do satélite Landsat TM7.

O capítulo 3 apresenta as pesquisas realizadas nos depósitos continentais da Formação Barreiras que, em função da escassez de afloramentos na planície costeira do município de Aquiraz, estenderam-se por todo o litoral leste cearense. As descrições faciológicas das seções medidas, assim como suas interpretações ambientais e inter-relações com o arcabouço tectônico regional, obedeceram à compartimentação municipal proposta para o trecho litorâneo.

As características das correntes eólicas fazem parte do capítulo 4, no qual o monitoramento da frequência percentual e da capacidade de transporte do vento foi realizado por intermédio da utilização de anemômetro digital, biruta e armadilhas de retenção de sedimentos. As feições eólicas de naturezas deposicionais e erosionais foram reconhecidas em campo, levando-se em consideração as formas, superfícies de deslizamento e índice de cobertura vegetal, sendo complementadas por informações extraídas de interpretação de imagens de satélite, nas quais as imagens do satélite Ikonos assumiram um papel importante, principalmente, em função da sua alta resolução espacial. Essas informações foram inseridas no capítulo, em forma de artigo.

O capítulo 5 aborda a temática relacionada com os sistemas deposicionais praias, iniciando-se com a apresentação dos conceitos utilizados nos estudos realizados na zona de interação entre os domínios marinho e terrestre e concluindo-se com a caracterização da face de praia situada entre as praias do Porto das Dunas e Batoque (artigo anexo). A morfologia praias foi determinada segundo a metodologia proposta por Short & Hesp (1982) e Writgh & Short (1984).

O capítulo 6 apresenta aplicações de dados de sensores remotos no estudo da dinâmica costeira. O capítulo consta de um embasamento teórico referente às etapas de processamento de imagens orbitais e de exemplos, em forma de artigo, da utilização de imagens de alta resolução como fonte de extração de informações de processos litorâneos.

A presente pesquisa encerra seu conteúdo nos capítulos 7 e 8, com a proposta de um modelo evolutivo para as deposições plio-plestocênicas e quaternárias da planície costeira de Aquiraz (artigo anexo) e conclusões.

1.2 O Sensoriamento Remoto nas Pesquisas Costeiras

Sensoriamento Remoto corresponde a uma técnica de aquisição de imagens da superfície terrestre, sem que haja contato físico entre o sensor e os objetos. O estudo dos alvos acontece por meio de registros e análises das interações entre as radiações eletromagnéticas e as substâncias componentes do planeta. As fotografias aéreas e as

imagens fornecidas por satélites lançados em órbitas circulares em torno da Terra fazem parte desse universo.

Data de épocas remotas o início da aquisição de informações da superfície terrestre com base em técnica de Estereoscopia de Fotografias Aéreas. Os estudos geológicos vêm, ao longo dos anos, aprimorando seus resultados por meio da aquisição de informações de natureza tridimensional que, entre as diversas aplicações, destacam-se por discriminar as formas de relevo, as estruturas tectônicas e muitas vezes as cotas altimétricas.

Um breve histórico da evolução dos sensores mostra que a introdução de informações orbitais nos estudos das ciências da Terra deve-se à obtenção de fotografias coloridas, na década de 60, pela missão Apollo, representando, portanto, imagens de sensores passivos, cuja fonte de energia encontra-se associada à irradiação solar.

As experiências no campo da aquisição de dados por sensoriamento remoto ganharam espaço com o lançamento da estação espacial Skylab, em 1973, pela NASA.

O lançamento pelos governos americano e francês dos satélites Landsat e Spot, constituídos por sensores capazes de registrar as mais diversas formas de interação entre as ondas eletromagnéticas e a natureza, vieram a contribuir de maneira significativa no avanço do conhecimento do comportamento espectral dos diversos alvos da superfície terrestre.

Com o passar dos anos, o desenvolvimento incessante da tecnologia dos sensores remotos orbitais permeou em direção à construção de plataformas espaciais portadores de fontes artificiais de energia, tornando-se, portanto, independentes da radiação solar. Esses equipamentos, denominados por sensores ativos, encontram-se acoplados ao sistema RADAR.

Em função da evolução tecnológica dos sensores remotos, as pesquisas relacionadas com as questões ambientais vêm tomando novos rumos, acrescentando em seus conteúdos valiosas informações obtidas por intermédio de tratamentos de imagens de satélite. Um importante exemplo desse fato pode ser verificado no constante monitoramento da Floresta Amazônica.

Da mesma maneira, os estudos geológicos da faixa costeira brasileira têm incorporado a suas etapas de execução, atividades relacionadas ao processamento das bandas espectrais das imagens de satélite.

A utilização de imagens de sensoriamento remoto nas pesquisas litorâneas tem o objetivo de avançar e agilizar a compreensão dos processos envolvidos na caracterização dos ecossistemas litorâneos.

A figura 1.2 apresenta uma síntese dos principais projetos internacionais e nacionais desenvolvidos na zona costeira, cujas atividades têm suas bases em informações extraídas das imagens de satélite. Também são citadas algumas áreas de pesquisas ligadas ao

ambiente de transição do domínio continental e marinho, que procuram manter uma conexão com as tecnologias desenvolvidas pelo sensoriamento remoto.

O Projeto GOOS (*Global Ocean Observing*) corresponde a um segmento de monitoramento dos ambientes da zona costeira, visando ao reconhecimento das variações ambientais decorrentes das condições regionais, registradas pela interpretação de imagens orbitais.

O Projeto LOICZ (*Land-Ocean Interactions in Coastal Zones*) atua conjuntamente com o IGBP (*International Geosphere-Biosphere Program*) no reconhecimento da importância da preservação da zona costeira, em nível mundial (Souza Filho, 2002).

O Projeto Nacional de Gerenciamento Costeiro (GERCO), de coordenação do Ministério do Meio Ambiente, tem como objetivo primordial reconhecer o uso e a ocupação da faixa litorânea brasileira, levando em consideração as características do meio ambiente. Esse conjunto de informações, cuja base norteia-se na extração de informações de imagens de sensoriamento remoto, constitui-se num arquivo composto de uma série de mapas temáticos, nos quais as constantes alterações ambientais devem ser registradas.

O Projeto RADAMBRASIL representa um exemplo das primeiras pesquisas desenvolvidas no território brasileiro a obter informações nas interpretações de imagens de RADAR.

O Zoneamento Ecológico-Econômico preocupa-se com a realidade da zona costeira brasileira, tendo como objetivo identificar os problemas causados ao meio físico, principalmente, pela ocupação desordenada da zona litorânea, envolvendo em suas atividades a caracterização das condições naturais relacionadas com os aspectos geológicos, geomorfológicos, sociais, econômicos e políticos do município.

Conforme a figura 1.2, outras atividades relacionadas à zona costeira podem ser executadas por meio de dados contínuos extraídos de imagens de satélite.

Os estudos com base em técnicas de sensoriamento remoto vêm sendo estimulados em função do desenvolvimento de metodologias inovadas pelo sinergismo de fontes de dados (ex. Sano 1997, Souza Filho 2002, Chaves 2002).

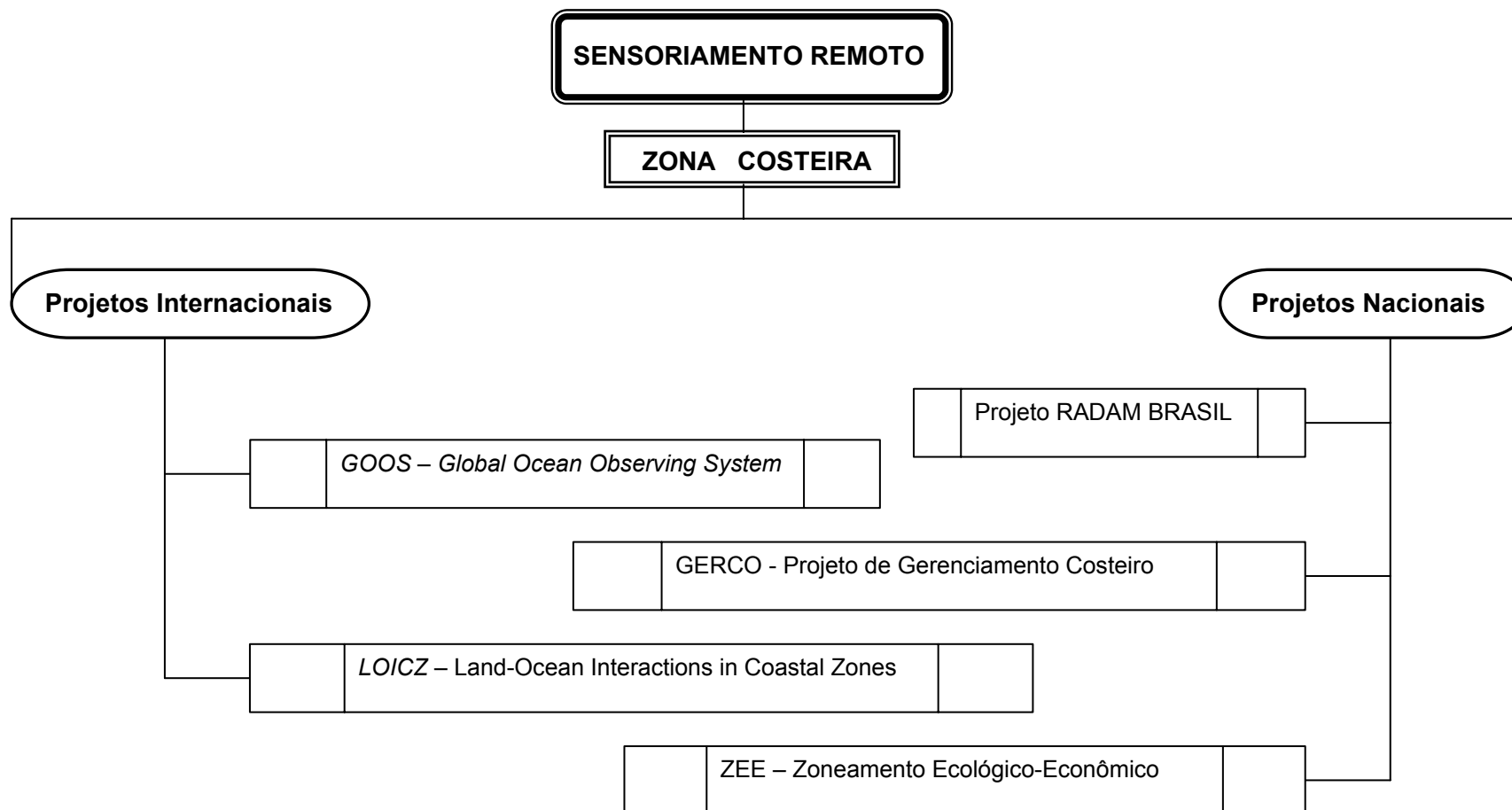


Figura 1.2 – Principais projetos e pesquisas realizados na zona costeira, com a utilização de informações de sensoriamento remoto.

CAPÍTULO 2

AS CARACTERÍSTICAS GERAIS DA PLANÍCIE COSTEIRA CEARENSE

2.1 Introdução

Neste capítulo serão abordadas as características relacionadas com os aspectos geomorfológicos, geológicos, estruturais, climatológicos e oceanográficos envolvidos na modelagem da zona costeira cearense.

O estado do Ceará possui 573 km de linha de costa caracterizada por feições morfológicas resultantes da combinação de processos geológicos, climatológicos e oceanográficos, ocorridos durante o Quaternário (Branco 1996).

De maneira geral, a faixa costeira cearense agrupa trechos constituídos, predominantemente, por extensos campos de dunas e por falésias escarpadas em sedimentos areno-argilosos da Formação Barreiras. Entretanto, verifica-se a existência de afloramentos de rochas pré-cambrianas, principalmente em forma de promontórios rochosos que avançam em direção ao mar. Esses afloramentos vêm, ao longo dos anos, resistindo aos efeitos erosivos das ondas e funcionando como verdadeiros “escudos” para a linha de costa cearense.

A Região Metropolitana de Fortaleza subdivide o litoral cearense em dois segmentos: **Litoral Leste** (Costa do Sol Nascente) e **Litoral Oeste** (Costa do Sol Poente).

O **Litoral Leste** está representado pelo segmento litorâneo formado por praias alinhadas segundo a direção NNW-SSE. A morfologia caracteriza-se pela formação de perfis de praia constituídos por estirâncios relativamente planos, cujo limite superior corresponde ao surgimento de depósitos eólicos quaternários (dunas móveis e fixas) ou a paredões verticais talhados nos sedimentos da Formação Barreiras (falésias ativas).

O **Litoral Oeste** registra o ponto de inflexão da costa cearense que acontece nas proximidades da longitude de 40°, foz do rio Acaraú, onde a linha de costa assume direção preferencial de E-W. Morfologicamente, abrange uma zona caracterizada pela formação de extensos campos de dunas que, via de regra, são recortados por planícies fluvio-marinhas caracterizadas pela formação de estuários (Silva 1993).

2.2 O Cenário Regional Geomorfológico, Geológico e Estrutural

Souza (1988) propôs uma classificação das unidades morfo-estruturais do Ceará, baseada no posicionamento crono-estratigráfico das litologias e suas relações com as características morfodinâmicas predominantes. Essa classificação resultou na definição de três domínios (figura 2.1).

O **Domínio dos Escudos e Maciços Antigos** corresponde às formas erosivas em rochas do embasamento cristalino (Proterozóico), caracterizado pelas unidades dos Planaltos Residuais, formas erosivas dissecadas, e Depressões Sertanejas, formas erosivas conservadas.



Figura 2.1 – Classificação das unidades morfo-estruturais do Ceará (Souza 1988).

O **Domínio das Bacias Sedimentares Paleo-Mesozóicas** está diretamente ligado às formas estruturais, representado no Estado pelas unidades das Chapadas do Araripe e Apodi e o Planalto da Ibiapaba.

O **Domínio dos Depósitos Sedimentares Cenozóicos** encontra-se associado às formas de acumulação, constituído pelas exposições plio-pleistocênicas da Formação Barreiras (tabuleiros) e os sedimentos holocênicos que compõem a planície litorânea.

As rochas do embasamento cristalino cearense, que englobam 85% do território estadual, compõem o Domínio dos Escudos e Maciços Antigos. Correspondem a litologias proterozóicas “amarrotadas por dobramentos relacionados com as orogêneses Transamazônica e Brasiliana, onde complicações estruturais foram introduzidas posteriormente pela instalação de zonas de cisalhamento predominantemente dextrais, com direções NE-SW e E-W” (Saadi & Torquato 1992) (figura 2.2).

Com base na síntese apresentada por Nascimento *et al.* (1981) e Torquato (1995) os estudos das rochas pré-cambrianas cearenses tiveram início com as pesquisas desenvolvidas por Crandal (1910), que subdividiu o embasamento em dois conjuntos de rochas: “Série Ceará” - composta por xistos argilosos com quartzitos, arenitos e mármore, e o “Complexo Fundamental” - formado por gnaisses e xistos cristalinos.

Campos (1976) denominou de Grupo Ceará as seqüências descritas como série, formadas essencialmente por xistos e gnaisses pelíticos a semi-pelíticos da fácies anfíbolito de alto grau, afetado em variáveis graus de migmatização.

Segundo Neves (1975), a Região Metropolitana de Fortaleza encontra-se inserida no contexto geotectônico da Faixa de Dobramento Jaguaribiana.

As pesquisas regionais, desenvolvidas com o objetivo de elucidar os aspectos relacionados com a origem e a evolução da Faixa de Dobramento Jaguaribiana, apontam resultados divergentes em relação à idade das rochas pré-cambrianas que constituem o embasamento cristalino. Alguns autores defendem a possibilidade dessas rochas serem atribuídas a eventos geológicos ocorridos durante o paleoproterozóico, outros a relacionam a processos gerados no Ciclo Brasileiro. Existe, ainda, um terceiro grupo que advoga uma hipótese de natureza mista, na qual as rochas do embasamento cristalino inicialmente estariam associadas a eventos datados do paleoproterozóico e, posteriormente, foram submetidas a deformações geradas durante o Ciclo Brasileiro (450 – 700 Ma).

Brandão (1995) classificou as rochas proterozóicas do estado do Ceará em quatro grupos litológicos: Complexo Granitóide-Migmatítico, Complexo Gnássico-Migmatítico, Ultrabásitos (Paleoproterozóico) e Granitos (Neoproterozóico).

Na faixa costeira cearense, observa-se nas praias de Pontal de Maceió e Iguape, **Litoral Leste**, na praia do Mucuripe, **Região Metropolitana de Fortaleza** e, nas praias do Pecém e Jericoacoara, **Litoral Oeste**, a formação de pontas rochosas que avançam em

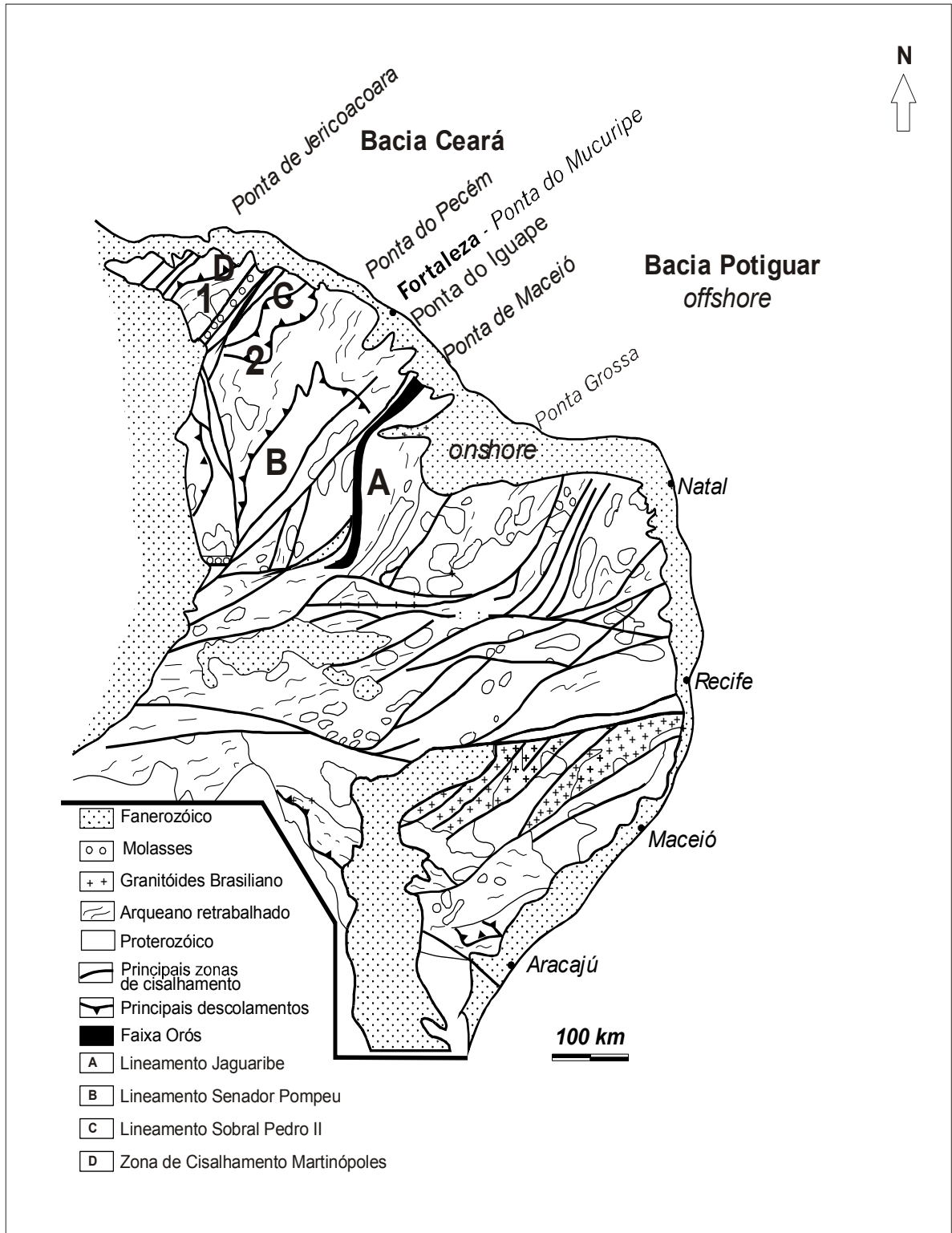


Figura 2.2 – Mapa geológico simplificado da Província Borborema e posicionamento das pontas rochosas (modificado de Caby *et al.* 1991).

- (1) Domínio NW do Ceará.
- (2) Domínio Ceará Central.

direção ao mar (*head island*). Suas origens, provavelmente, estão associadas a estruturas tectônicas regionais de idade paleoproterozóica – Complexo Gnássico-Mignatítico.

O **Domínio das Bacias Sedimentares Paleo-Mesozóicas** não constitui objeto da presente pesquisa, uma vez que seus representantes litológicos estão posicionados nas porções interioranas do Estado. O Planalto da Ibiapaba, localizado a noroeste do Lineamento Sobral-Pedro II, caracteriza-se pelo empilhamento de rochas silurianas e devonianas (Grupo Serra Grande). A Chapada do Araripe corresponde ao rebordo da bacia sedimentar do Maranhão-Piauí e registra episódios de uma sedimentação cretácea (Grupo Araripe). A Chapa do Apodi representa o planalto sedimentar mais rebaixado do Ceará, constituído por intercalações de rochas sedimentares cretáceas do Grupo Apodi (Gomes *et al.* 1997 e Souza 1997) (figura 2.1).

Os eventos geológicos de idade cenozóica ocorridos na planície costeira cearense tiveram origem com a instalação de diques de diabásios e *neckes* alcalinos, relacionados com o vulcanismo Cabuji-Messejana.

Saadi & Torquato (1992) dataram esses afloramentos no intervalo 57-12,4 M.a. - Eoceno-Mioceno.

Nascimento *et al.* (1981), por meio de datações (Rb/Sr e K/Ar) realizadas nas rochas alcalinas dos serrotes Caruru, Ancurí, Salgadinho, Japapara e Pão de Açúcar, indicaram uma idade de 34 M.a. para os eventos vulcânicos existentes na Região Metropolitana de Fortaleza.

Os referidos autores relacionaram esse evento a uma fase de reativação da Plataforma Sul-Americana, vinculada a zonas de fraqueza que se estenderiam desta região até o arquipélago Fernando de Noronha e Atol das Rocas.

As rochas alcalinas de origem vulcânica estão representadas na zona costeira da Região Metropolitana de Fortaleza, exclusivamente, pelo fonólito Caruru (figura 2.3).

Costa (1973) registrou por datações realizadas nos conglomerados da Formação Camocim, aflorantes na margem esquerda do rio Coreaú, um segundo evento sedimentar Miocênico ocorrido na planície costeira cearense.

A paisagem dos municípios de Beberibe, Fortim, Aracati e Icapuí, litoral leste cearense, é marcada por sedimentos plio-plestocênicos da Formação Barreiras, **Domínio dos Depósitos Sedimentares Cenozóicos**, que afloram em forma de falésias vivas.

A caracterização dos depósitos areno-argilosos do litoral cearense teve início pelas pesquisas realizadas por Kegel (1957), cujos resultados definiram duas formações distintas: Infra-Barreiras e Barreiras.

SUDENE-ASMIC (1967) pesquisou os afloramentos areno-argilosos do litoral do município de Aracati, caracterizando-os como depósitos reliquiais de aluviões, interpretados como depósitos paleo-aluvionares do rio Jaguaribe e denominados de Formação Faceira.



Figura 2.3 – Aspectos paisagísticos das rochas vulcânicas. Fonólito Caruru Região Metropolitana de Fortaleza.

Campos & Silva (1971, apud Nascimento *et al.* 1981) enquadraram os sedimentos areno-argilosos, de coloração avermelhada, que constituem as escarpas do litoral de Aracati, praia de Canoa Quebrada, como pertencentes à Formação Guararapes (classificação inicialmente proposta por Mabesoone *et al.* 1972).

Esses afloramentos, posteriormente, foram interpretados por Andrade (1986), sendo também enquadrados como representantes da Formação Guararapes – Grupo Barreiras.

Fortes (1987), por intermédio de estudos sedimentológicos realizados nos depósitos inconsolidados que compõem a coluna estratigráfica da Bacia Potiguar, concluiu que esses sedimentos foram depositados durante o tércio-quadernário, correspondendo, portanto, à deposição de leques aluviais da Formação Barreiras.

Meireles (1991) e Teixeira & Paiva (1993) englobaram a seqüência sedimentar das falésias de Icapuí, constituídas por fácies areno-argilosas e arenosas de coloração avermelhada, como Formação Barreiras.

Branco (1996) analisou as variações faciológicas de seções colunares da Formação Barreiras na região litorânea compreendida entre as praias de Canoa Quebrada e Parajuru e concluiu que o conjunto de fácies foi depositado em condições subaquosas (depósitos de leques aluviais - fácies distal).

Os sedimentos areno-argilosos da Formação Barreiras, no trecho litorâneo posicionado entre as praias do Porto das Dunas e Batoque, município de Aquiraz, encontram-se capeados por espessa cobertura arenosa de origem eólica.

O **Domínio dos Depósitos Sedimentares Cenozóicos**, no contexto das **Formas Litorâneas**, caracteriza-se por uma paisagem relativamente monótona, com a formação de praias arenosas que, muitas vezes, interagem com os depósitos areno-argilosos das planícies fluviais.

As praias do litoral cearense, em função dos processos envolvidos na dinâmica litorânea, podem ser subdivididas em **praias arenosas** e **praias rochosas**.

Silva (1993) afirma que as **praias arenosas** cearenses são constituídas por areias quartzosas e restos de conchas selecionados pelas ondas e correntes marinhas.

Branco (1996) caracterizou a face de praia do trecho litorâneo compreendido entre Canoa Quebrada e Parajuru pela associação de grãos de quartzo, fragmentos carbonáticos e minerais pesados (ilmenita, turmalina, hornblenda e estauroлита).

Rodrigues *et al.* (2001) descreveu a zona de estirâncio da praia de Iracema, Região Metropolitana de Fortaleza, como área sujeita a variações granulométricas, constituída por fácies arenosas de granulometria fina, média e grossa.

O trecho do litoral cearense caracterizado por **praias rochosas** encontra-se representado pela presença de sedimentos quaternários litificados, denominados de **arenitos de praia** (*beach-rocks*) e **eolianitos**.

Por definição, **arenitos de praia** são as rochas formadas pela aglutinação de areias de praia por cimentos carbonatados. Em geral, a cimentação ocorre na zona de intermaré (figura 2.4).

As informações sobre as rochas-de-praia do nordeste do Brasil datam do século passado, quando Darwin (1841, *apud* Andrade 1986) descreveu que as obstruções de Pernambuco eram compostas de arenitos e não de estruturas orgânicas recifais.

Branner (1902) estudou inúmeras ocorrências de rochas-de-praia, desde o Ceará até Porto Seguro, considerando-as como praias consolidadas, cimentadas por carbonato de cálcio.

Andrade (1986) descreveu as rochas-de-praia de Canoa Quebrada em dois níveis: nível conglomerático (N₁) - caracterizado pela presença de seixos arredondados de quartzo, quartzitos e restos de conchas, oxidados e cimentados por calcita, aflorando na porção superior do estirâncio e nível arenítico (N₂) - constituído por sedimentos fortemente cimentados por carbonato de cálcio.



Figura 2.4 – Arenitos-de-praia – praia de Sabiaguaba – Região Metropolitana de Fortaleza.

A – Fraturas de direção NNE- SSW.

B – Níveis conglomeráticos.

Maia *et al.* (1997) afirmam que a ocorrência das rochas-de-praia ao longo da costa do estado do Ceará encontra-se intimamente relacionada à desembocadura dos principais rios, sendo formadas em função das condições químicas das águas resultantes dos processos interativos entre os ambientes fluviais e marinhos.

Segundo Pye (1983) os **eolianitos** são definidos “como dunas arenosas cimentadas por carbonato de cálcio que ocorrem nas zonas áridas e semi-áridas de muitas regiões do mundo, particularmente em áreas costeiras com grande acumulação de areias biogênicas” (figura 2.5).

Os eolianitos que ocorrem no litoral do Ceará foram descritos pela primeira vez por Gurgel *et al.* (1988), atribuindo-lhes o nome de “dunas reliquiais”. Maia *et al.* (1997) afirmam que os eolianitos do litoral cearense são formados de areias eólicas cimentadas por carbonato de cálcio, sob condições meteóricas continentais.

No litoral nordestino o sistema deposicional eólico encontra-se representado pelos campos de dunas (*dunefields*).

Branco (1996) classificou as dunas do litoral de Aracati em três gerações. A primeira geração de dunas foi caracterizada pelos depósitos eólicos localizados nas porções mais internas da faixa costeira, capeando a superfície aplainada dos tabuleiros pré-litorâneos. As dunas de segunda geração foram definidas por corpos alongados direcionados paralelamente à linha de costa, com a presença de uma cobertura pouco espessa. As dunas que migram ao longo da região costeira foram denominadas de dunas de terceira geração (dunas atuais).

De maneira geral, o sistema eólico do litoral cearense caracteriza-se por depósitos de sedimentos bem classificados, constituídos por grãos de quartzo e minerais pesados. As estruturas sedimentares dos tipos estratificações cruzadas planares e marcas onduladas assimétricas aparecem nas faces de barlavento e sotavento das dunas (Branco 1996).

Os cursos d'água que atingem o litoral cearense assumem três formas distintas de interação com o ambiente marinho: descarregam livremente o aporte sedimentar para fazer parte da deriva litorânea, acumulam sedimentos na sua desembocadura (formação de deltas) ou são afogados pelas águas salinas (formação de estuários).

O litoral do município de Aquiraz possui apenas um sistema fluvial, Bacia do Rio Pacoti, que forma um sistema estuarino.

O rio Pacoti nasce na vertente norte-oriental da serra de Baturité e possui um curso de cerca de 130 km. A maior parte do seu curso está contida em terrenos cristalinos e, ao penetrar na Região Metropolitana de Fortaleza, passa a drenar terrenos sedimentares da Formação Barreiras e dunas. (Brandão 1995) (figura 2.6).

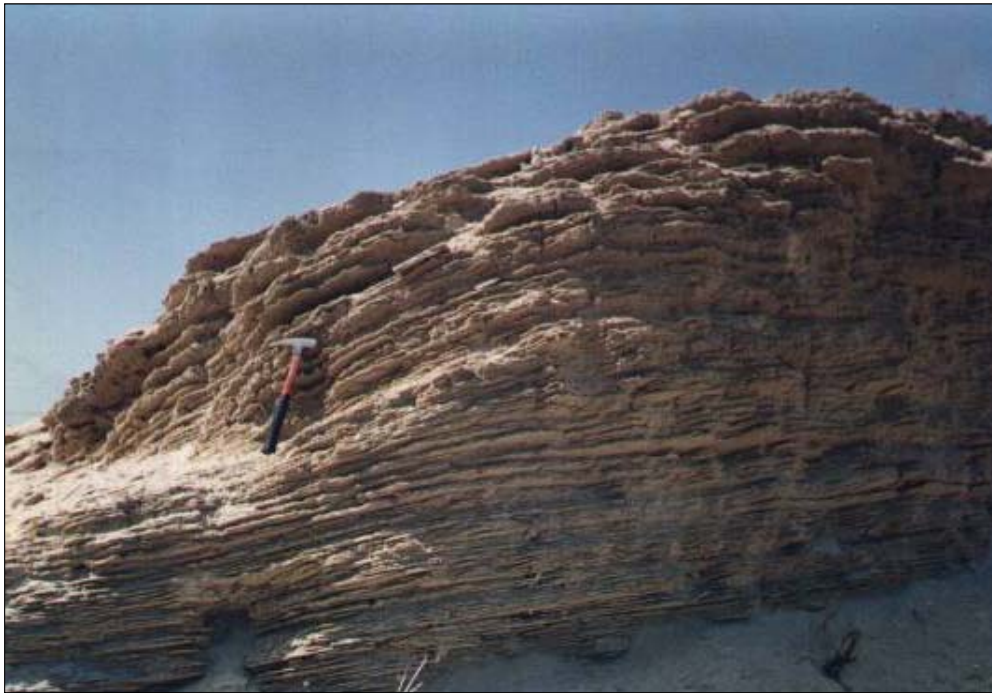


Figura 2.5 – Eolianitos (apresentando estruturas sedimentares plano-paralelas). Praia de Mundaú, litoral oeste do Ceará.

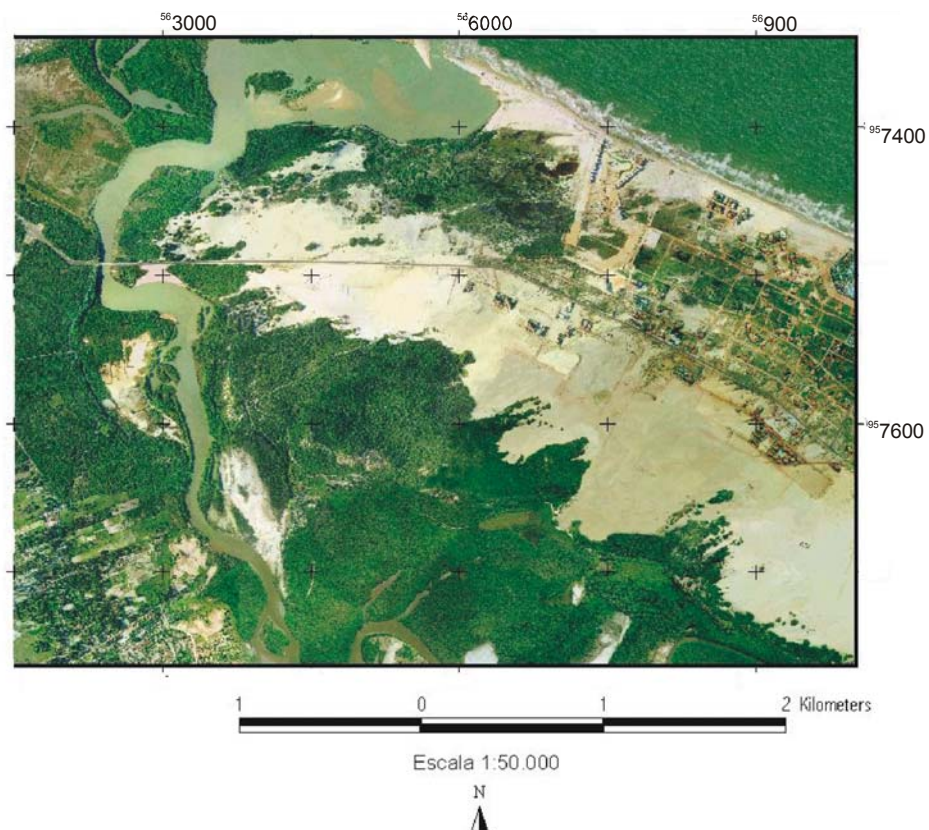


Figura 2.6 – Aspecto geral da planície fluvial do rio Pacoti, município de Aquiraz. Observa-se na margem direita o desenvolvimento do polo de veraneio (Porto das Dunas). Fonte: Fotografias orto-retificadas, 1997 (IPLANCE).

O município de Aquiraz, dentro da temática de estudos integrados dos componentes do meio ambiente, definida por Bertrand (1972) como a Teoria dos Sistemas ou Teoria Geral dos Sistema (TGS), foi palco da primeira etapa de realização do Projeto “A Zona Costeira do Ceará – Diagnóstico para a gestão integrada” (2003). Esse projeto apresentou mapas temáticos, na escala de 1:150.000, relacionados com a individualização e caracterização das Unidades Geoambientais, sendo mapeadas as seguintes unidades: campos de dunas fixos e móveis, pedimentos conservados, planícies fluvio-marinhas e tabuleiros litorâneos arenosos e areno-argilosos, que ocupam cerca de 80% da superfície municipal (figura 2.7).

2.3 As Condições Climáticas da Região

A caracterização climatológica da região litorânea cearense faz-se necessária em virtude do conhecimento do grau de influência dos componentes climáticos (precipitação, temperatura, umidade e vento) nos processos naturais da zona costeira.

O clima litorâneo cearense é marcado por uma estação chuvosa, com precipitações máximas nos meses de março e abril (figura 2.8).

A temperatura média é considerada elevada, com valores em torno de 26 e 27°C, raramente atingindo uma temperatura inferior a 21°C. A temperatura máxima da região alcança os 30°C, nos meses de outubro a janeiro, e mínima de 21°C, nos mês de julho.

O litoral cearense, em função das temperaturas elevadas e da baixa taxa de precipitação, caracteriza-se por uma umidade relativa do ar em torno de 73 a 85%, definindo, portanto, o clima como quente e úmido (figura 2.8).

A análise dos dados referentes à presença de nuvens no céu cearense permitiu subdividir o índice de nebulosidade (IN) da região em dois períodos distintos: primeiro semestre anual, com $IN \geq 5$, e segundo semestre anual ($IN < 5$)

A análise do conjunto de informações referentes à temperatura, índice de nebulosidade, evaporação e insolação total da região, permitiu chegar às seguintes conclusões:

- Os maiores valores de evaporação (151 a 173 mm) ocorrem nos meses de julho a novembro. Esses valores são determinados, principalmente, pelo baixo índice de nebulosidade nesse período e pelas máximas temperaturas durante os meses de outubro a janeiro.
- A média da taxa de insolação obteve valores máximos (280 a 299) nos meses de setembro a novembro, correspondendo ao período de menor cobertura nebulosas ($IN <$).
- Não foi encontrada nenhuma correlação entre os picos máximos de evaporação e insolação.

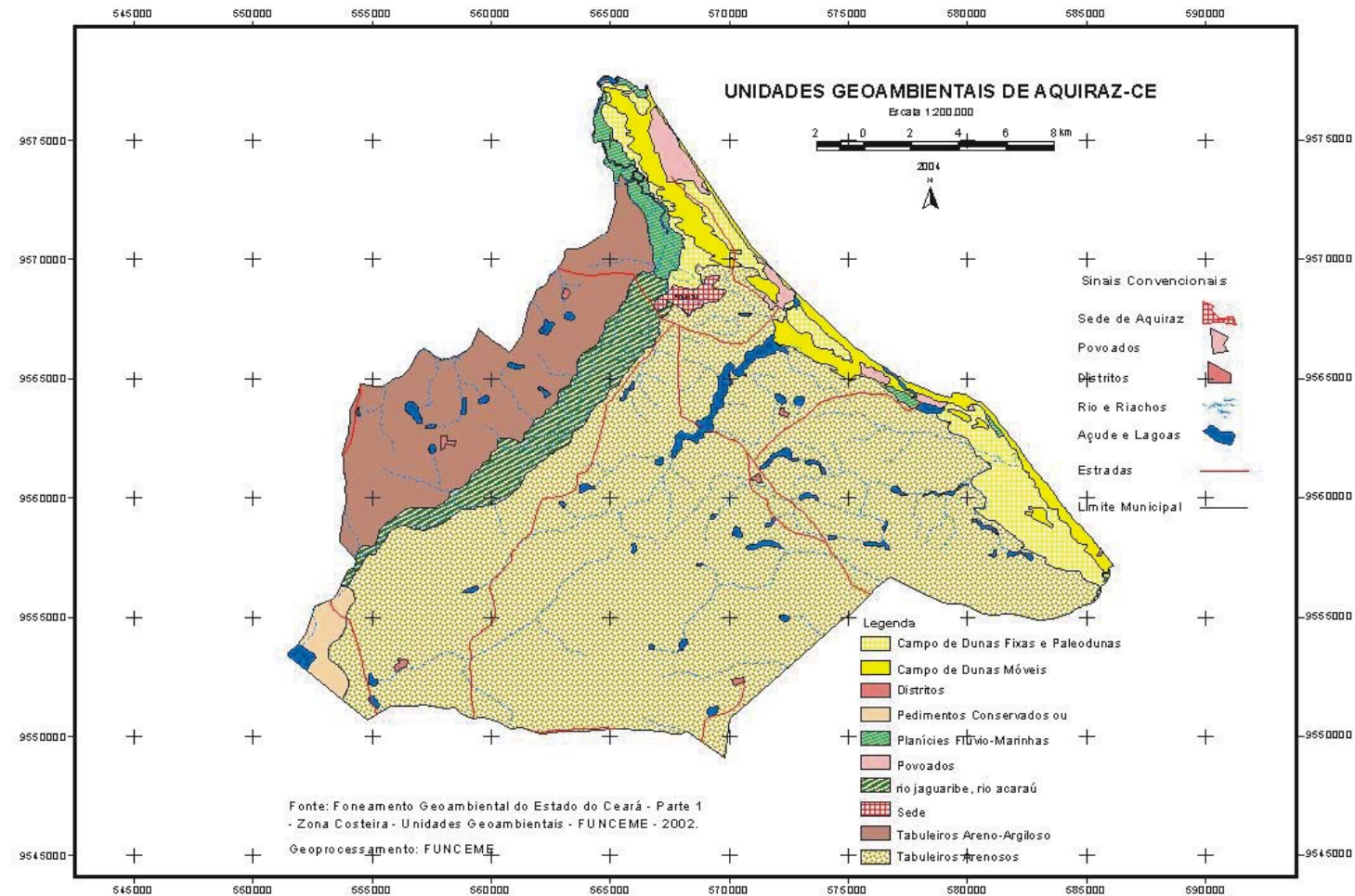


Figura 2.7 –Zoneamento Geoambiental do Estado do Ceará.

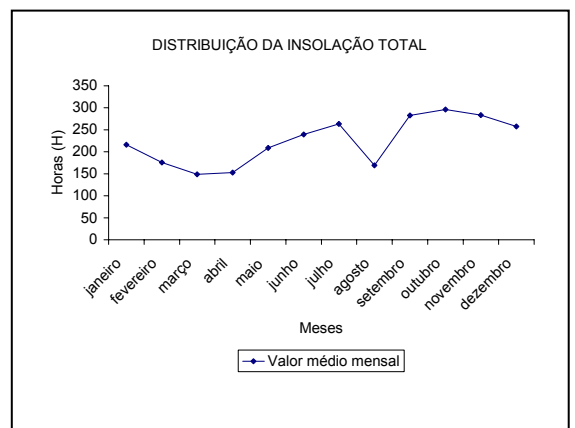
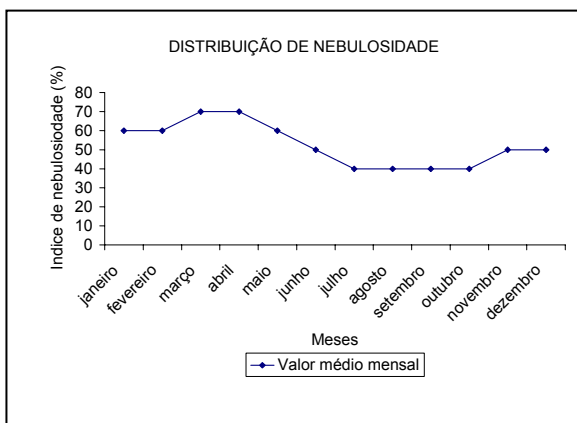
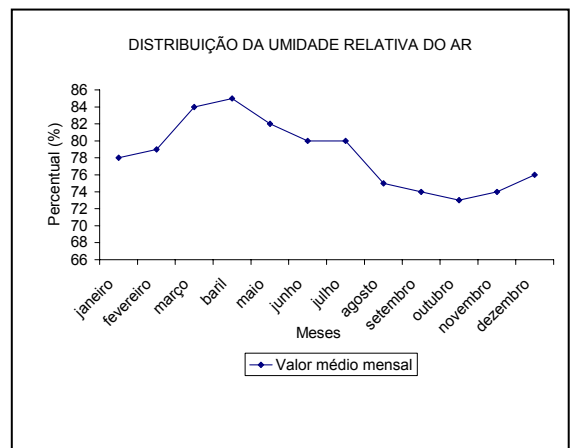
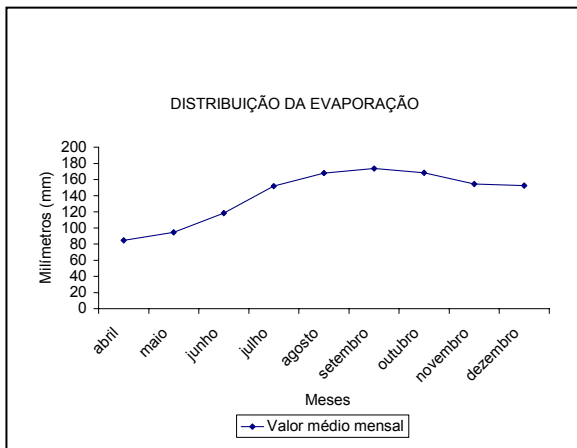
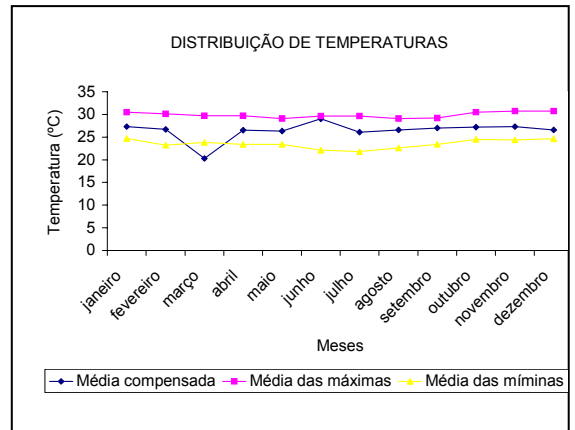
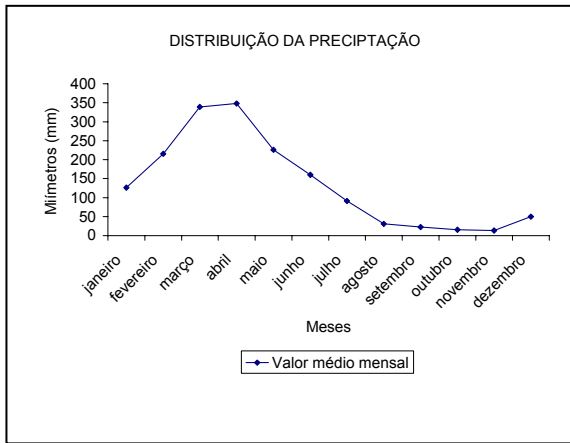


Figura 2.8 – Principais registros da estação meteorológica de Fortaleza. (período de 1961 a 1990).

Fonte: FUNCEME – INMET – Normais Climatológicas (1992).

2.4 As Características Oceanográficas

“As margens continentais representam a zona de transição entre os continentes e as bacias oceânicas e, do ponto de vista geológico, fazem parte do continente, muito embora situem-se abaixo do nível do mar” (Batista Neto & Silva 2003).

Suguio (2003) define margem continental “como a extensão submarina dos continentes, que corresponde a pouco mais de 1/5 da superfície submersa pelos oceanos”.

As pesquisas oceanográficas, em função da variação do gradiente batimétrico, subdividiram a margem continental brasileira em três domínios: Domínio da Plataforma Continental, de 0 a 180 metros de profundidade, Domínio do Talude Continental, de 180 a 3.000 metros, e Domínio do Sopé Continental, com profundidades superiores a 3.000 metros.

O **Domínio da Plataforma Continental** corresponde à extensão submersa dos continentes, caracterizado por suaves declividades em direção à borda do talude, relevo liso ou terraceado com desníveis inferiores a 18 metros. Essa província fisiográfica subdivide-se em plataforma interna, desenvolvida desde o nível de maré baixa até cerca de 30 metros de profundidade (porção proximal) e plataforma externa, situada entre as profundidades de 30 a 100 ou 200 metros (porção distal) (Suguio 2003, Tessler & Mahiques 2003, Batista Neto & Silva 2004).

O **Domínio do Talude Continental** abrange a faixa de transição entre as águas rasas da plataforma e as águas profundas da bacia oceânica. Essa região caracteriza-se pela presença de declives acentuados, com o desenvolvimento de fortes fluxos (conhecidos como correntes de turbidez) capazes de carrear grande quantidade de sedimentos para a região abissal.

O **Domínio do Sopé Continental** representa a província fisiográfica localizada entre o talude continental e a bacia oceânica, sendo caracterizado por largas variáveis (100 a 1000 Km), gradiente suave, podendo apresentar sistemas de cadeias e montes submarinos (Batista Neto & Silva 2004).

2.4.1 Plataforma Continental Cearense

Coutinho (1976) realizou a compartimentação da Plataforma Continental do Nordeste do Brasil, levando em consideração as características morfológicas do substrato, as litologias presentes e a relação entre profundidade e fácies sedimentares, dividindo o sistema em:

- 1) Plataforma interna – corresponde à lâmina d’água com profundidades de até 20 metros, onde o relevo apresenta-se pouco acentuado, com formação de extensas áreas planas e a presença pontual de colônias de recifes. A fauna caracteriza-se por pequenos foraminíferos bentônicos e algumas espécies de moluscos.

- 2) Plataforma média – representa a faixa marítima de profundidade compreendida entre as isóbatas de 20 a 40 metros, onde o substrato apresenta constantes irregularidades, com a formação de ondulações de altura representativa.
- 3) Plataforma externa – define a porção do sistema de plataforma continental localizada após a isóbata de 40 metros até o início do talude continental, caracterizada exclusivamente por sedimentos de natureza biogênica (fragmentos *Halimeda* e *Lithothamnium*).

A plataforma continental cearense, em função de sua largura e profundidade, foi dividida em plataforma interna – delimitada pelas isóbatas de 0 a 20 metros, com predomínio da fácies essencialmente arenosa e plataforma externa – representada pela superfície oceânica situada entre a isóbata de 20 metros e a quebra da plataforma, com o predomínio da fácies organógena (Freire 1985).

Branco & Freire (1995) afirmam que a plataforma continental cearense possui uma largura média de 63 km, apresentando largura máxima de 101 km, na altura de Camocim, à oeste de Fortaleza, e mínima de 41 km, em Tremembé, município de Icapuí, à leste de Fortaleza.

Segundo Freire & Cavalcanti (1998), a evolução paleogeográfica da plataforma continental do estado do Ceará está relacionada com as variações do nível do mar registradas durante o Quaternário.

A evolução dessa plataforma, segundo dados morfológicos e informações obtidas em outras áreas da plataforma continental brasileira, teve início no final do Pleistoceno, associado a eventos glaciais (máximo glacial), culminando com a transgressão holocênica subsequente (Transgressão Flandriana).

Os registros de perfis sísmicos/batimétricos e os dados sedimentológicos da plataforma continental do Ceará revelam que a transgressão holocênica aconteceu na região em eventos lentos, descontínuos, interrompidos várias vezes por pequenas regressões. À medida que a transgressão progredia, areias transgressivas e/ou algas calcárias capeavam as superfícies erosivas formadas durante os eventos regressivos (Freire 1985).

Freire & Cavalcanti (1998), a partir da análise dos registros sísmicos e de perfis batimétricos, demarcaram três períodos de estabilização do nível do mar na plataforma continental cearense:

Primeiro Período – O período corresponde à estabilização ocorrida a 13.000 A. P., evidenciada na plataforma continental cearense pelo desenvolvimento de terraço, atualmente posicionado entre as isóbatas de 90 e 97 metros e recoberto por areias transgressivas e cascalhos biogênicos, correspondendo, portanto, ao nível de mar mais baixo na região.

Segundo Período – O período encontra-se associado à estabilização climática e/ou tectônica ocorrida há cerca de 11.000 anos A.P., sendo testemunhado na região pelo desenvolvimento de superfícies constituídas por topografia suave, recobertas por sedimentos de natureza biogênica, mapeadas entre as isóbatas de 40 e 50 metros.

Terceiro Período – O período envolve eventos geológicos ocorridos em torno de 7.000 A. P., registrados no domínio da plataforma continental externa (entre as isóbatas de 23 e 35 metros), correspondendo, portanto, ao nível mais alto dos mares cearenses.

2.4.2 Correntes

A Corrente Norte Brasileira, ramo da Corrente Atlântico–Equatorial, é a responsável pela circulação da massa d’água marinha na costa cearense. Essa corrente tem um comportamento uniforme ao longo de toda a costa nordestina e, ao se aproximar da longitude do rio Amazonas, curva-se para leste e mergulha, formando a Contra Corrente Equatorial Atlântica (Milliman & Barreto 1975).

As campanhas oceanográficas realizadas nos domínios da plataforma externa, Projeto GEOMAR, e da plataforma interna, Projeto GEOCOSTA, permitiram conhecer pontos relevantes a respeito da circulação oceânica e da deriva litorânea.

Silva *et al.* (2004) define deriva litorânea como sendo o “transporte de sedimentos litorâneos, paralelamente à linha de costa, pelas correntes que se desenvolvem entre a praia e a zona de arrebentação das ondas”.

De maneira geral, as correntes atuantes na plataforma externa cearense têm uma velocidade média de 0,23 m/s e direção variando de 294°N a 333°N. Enquanto as correntes presentes na plataforma interna apresentam um padrão geral com velocidade na ordem de 0,24 m/s e direção de 238°N na superfície, e 0,21 m/s com direção de 87°N no fundo (Freire 1985).

Freire & Cavalcanti (1998) registraram nos mares cearenses a presença de uma corrente litorânea fluindo através de barras longitudinais, desenvolvidas em profundidades em torno de 3 metros e caracterizadas por uma velocidade média na ordem de 0,27 m/s, sendo atribuída pelos referidos autores como responsáveis por parte do transporte litorâneo da região, que acontece na direção SE-NW.

2.4.3 Marés e Ondas

Silva *et al.* (2004) atribuem a origem das marés à “ação combinada de forças de atração gravitacional entre a terra, lua e sol, e por forças centrífugas geradas pelos movimentos de rotação em torno do centro de massa do sistema sol-terra-lua que se localiza no interior da terra, a uma distância de um quarto do raio terrestre. As partículas

d'água que migram livremente nos oceanos movimentam-se em associação com estas forças, estabelecendo os ciclos de marés”.

O efeito conjugado da atração gravitacional sol exerce modificações significativas nas amplitudes de maré, sendo responsáveis pelas variações observadas entre as marés de sizígia e as marés de quadratura. As marés de sigízia acontecem durante as fases da lua nova ou cheia, quando o sistema está em conjugação, enquanto as marés de quadratura ocorrem durante as faces de quarto crescente ou minguante, quando o sistema encontra-se em oposição (Silva *et al.* 2004).

As marés na zona costeira da Região Metropolitana de Fortaleza caracterizam-se por um regime semi-diurno, com intervalos de aproximadamente 12 horas e defasagem média de 50 minutos de um dia para outro (DHN 2001). As variações de marés, normalmente, não ultrapassam a ordem de 3,0 metros sendo, portanto, definidas segundo a classificação de Davies (1964) como mesomarés.

As maiores marés ocorrem nos meses de janeiro e fevereiro, quando a amplitude das ondas atinge cerca de 3,3 metros, ocasionando as famosas “marés de ressaca”, facilmente visualizadas na orla marítima cearense.

Rodríguez *et al.* (2001) detectaram no mês de fevereiro, na praia de Iracema, as maiores amplitudes de maré (máximo de 3,3 metros).

Segundo Tessler & Mahiques (2003) “as ondas oceânicas são as grande responsáveis pela remobilização de sedimentos nas plataformas continentais e na formação de praias”. “A maioria das ondas oceânicas, conhecidas como ondas de gravidade, são formadas pela ação do vento, que ao soprar sobre a superfície da água, forma pequenas ondas capilares, que se somam para produzir ondas maiores” (Silva *et al.* 2004).

Os *trends* de ondas que atingem o litoral cearense foram investigados por Morais (1980), sendo sua gênese atribuída à ação contínua dos ventos alísios e consideradas responsáveis pelo intenso transporte litorâneo, que acontece de leste para oeste na zona portuária do Mucuripe, Região Metropolitana de Fortaleza.

Maia (1993) caracterizou as ondas formadas ao largo da cidade de Fortaleza como ondas de altura significativa, variando entre 0,8 e 1,4 metros, com períodos oscilantes entre 4 e 9 segundos e direção preferencial entre os azimutes de 75° e 105°. O estudo do comportamento desses *trends* de ondas permitiu verificar a formação de ondulações superficiais geradas pelos ventos locais.

O litoral leste cearense é marcado pelo desenvolvimento contínuo de cristas onduladas, de direção preferencial NE-SW, sendo verificadas alternâncias cíclicas dos sentidos, indicando que a resultante das correntes existentes é dominada pelo movimento das marés (Maia, 1993).

2.5 A Configuração do Litoral Cearense

O estudo da configuração do litoral do Ceará inicialmente será desenvolvido dentro de uma visão de natureza regional, na qual as informações fornecidas anteriormente irão compor um conjunto interativo de dados capaz de esclarecer determinados aspectos relacionados com a origem e evolução da linha da costa cearense.

Em um segundo momento, a pesquisa apresentará e discutirá pontos considerados relevantes dentro do contexto da paisagem natural de determinados trechos do litoral, averiguados pela interpretação de bandas espectrais do satélite Landsat TM7.

2.5.1 Aspectos Regionais

O primeiro aspecto da zona costeira cearense a ser discutido, levando-se em consideração a análise regional, encontra-se relacionado com os direcionamentos assumidos pela atual linha de costa.

O ponto de inflexão da borda continental cearense localiza-se na faixa costeira do município de Acaraú, nas proximidades da longitude de 40°, onde a direção preferencial da linha de costa muda subitamente de SSE–NNW para E-W. Esse fato, provavelmente, encontra-se relacionado a eventos tectônicos originados a partir de Jurássico Superior, associados com a separação dos continentes Gondwana e Laurásia e a formação do oceano Atlântico.

As pesquisas científicas realizadas com o objetivo de caracterizar os eventos geológicos envolvidos na modelagem da paisagem litorânea, ainda não esclareceram a natureza dos processos responsáveis pelo traçado da linha de costa cearense. Dessa maneira, torna-se evidente a necessidade de uma investigação, de natureza regional, dos componentes geológicos e estruturais preservados nas rochas cristalinas, constituindo, portanto, uma das metas propostas pela presente pesquisa.

As observações extraídas do Mapa Geológico do Estado do Ceará (DNPM 1993) levaram a formulação de uma hipótese que correlaciona o fato a dois aspectos: a presença de blocos crustais diferenciados em relação aos constituintes litológicos e a influência de estruturas tectônicas pretéritas.

O estado do Ceará caracteriza-se por extensas áreas recobertas por rochas pré-cambrianas, figura 2.2, que segundo Arthaud *et al.* (1998) “ podem ser agrupadas em cinco Domínios Crustais, portadores de seqüências litoestratigráficas com evolução tectono-metamórfica própria, separados por expressivas discontinuidades crustais materializadas por megazonas de cisalhamento” (figura 2.9).

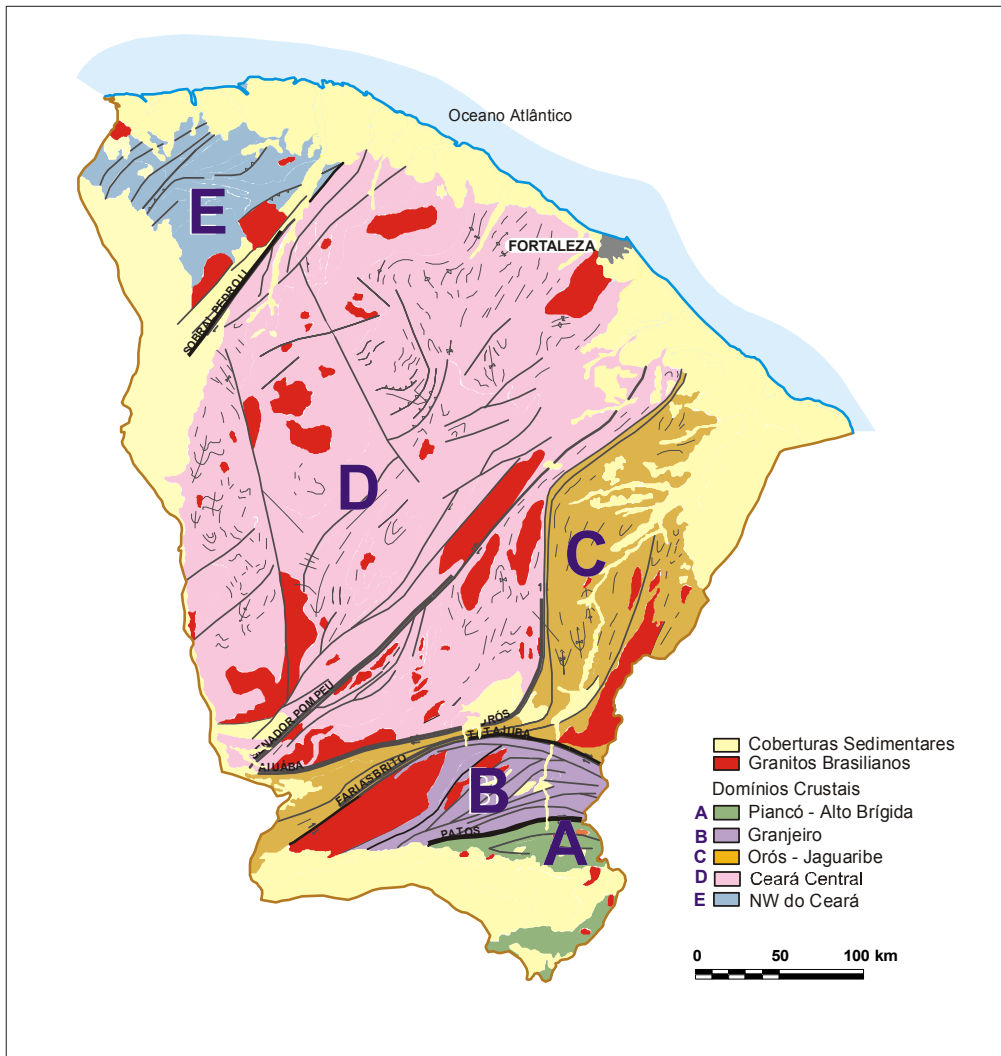


Figura 2.9 - Principais domínios crustais do Ceará (Arthaud *et al.* 1998).

D – Domínio Crustal Ceará Central

E – Domínio Crustal NW do Ceará

A região noroeste cearense abriga a zona de separação dos Domínios Crustais do NW do Ceará (figura 2.9 – legenda E) e Ceará Central (figura 2.9 – legenda D), ocasionada pelo Lineamento Transbrasiliano, denominado de Zona de Cisalhamento Sobral Pedro II (figuras 2.2 e 2.9).

Nogueira Neto (2000) caracterizou a natureza dos dois blocos crustais por intermédio de pesquisas realizadas nas rochas pertencentes às Faixas Granulíticas de Granja (Domínio NW do Ceará) e Cariré (Domínio Ceará Central).

Os resultados da referida pesquisa permitiram organizar tabelas contendo as principais características geológicas dos dois domínios crustais, tendo como objetivo a visualização dos seus aspectos diferenciais (tabelas 2.1 e 2.2).

Em relação à influência de estruturas tectônicas pretéritas na fragmentação do continente Gondwana, mais especificamente na definição do traçado da margem continental cearense, pode-se verificar no conteúdo dos artigos mencionados anteriormente e nas figuras 2.2 e 2.9, a existência de uma megazona de cisalhamento situada na porção noroeste do estado do Ceará, denominada de Lineamento Sobral Pedro II (Transbrasiliano), que atua como estrutura separadora dos Domínios NW do Ceará e Ceará Central.

A figura 2.10 apresenta uma simulação da fragmentação do continente Gondwana e permite a visualização da extensão do Lineamento Transbrasiliano no território cearense, assim como o traçado do seu prolongamento em terrenos africanos, representado pela Falha Kandi.

Essa informação, acrescida de dados obtidos pelos estudos regionais realizados na porção noroeste do estado do Ceará (ex. Zalán 1984, Szatmari *et al.* 1987, Costa *et al.* 1990, Celso Ponte 1991, Saadi & Torquato 1992, Torquato 1995 e Torquato & Nogueira Neto 1996), favorece a delimitação da zona de influência do referido lineamento, no domínio costeiro, em torno da coordenada de 40° (figura 2.11), o que vem a corroborar com a hipótese da inflexão da linha de costa cearense ser regida pela presença de estruturas tectônicas pretéritas.

Um fato que merece atenção reside na formação de extensa área de subsidência crustal (sinéclise do Parnaíba) na região noroeste do Ceará.

Torquato (1992) relaciona a subsidência dos blocos à “atuação de esforços transpressivos, gerados pela compressão de direção NW-SE e conseqüente movimentação dextral da Zona de Cisalhamento Transbrasiliano (ZCT) de direção NE-SW”.

Segundo informações verbais fornecidas por Nogueira Neto, a bacia sedimentar do Parnaíba prolonga-se em direção da atual linha de costa, com evidências da sedimentação paleo-mesozóica (Grupo Serra Grande) no município de Santana do Acaraú. Essa informação vem fortalecer a hipótese da influência da Zona de Cisalhamento Sobral Pedro II na mudança da direção da costa cearense.

TABELA 2.1

Características do Domínio Crustal NW do Ceará – Complexo Granja. (Nogueira Neto 2000).

COMPLEXO GRANJA – DOMÍNIO CRUSTAL NW DO CEARÁ	
Idade	2,3 Ga
COMPONENTES LITOLÓGICOS	
Rochas do Embasamento	Gnaisses tonalíticos, anfíbolitos e granulitos (Complexo Granja) Paleoproterozóico.
Rochas Supracrustais	Seqüência composta por cianita xisto, quartzitos (Grupo Martinópolis); ardósia, arenitos, calcários, grauvacas (Grupo Ubajara); granitos (Granitóides) – Neoproterozóico.
EVENTOS TECTÔNICOS	
Origem	Processos de Convergência ocorridos durante o Neoproterozóico entre Cráton Oeste Africana (COA) – São Luís (SL) – Província Nigeriana (PN) – Província Borborema (PB) e Cráton São Francisco (CSF) – Cráton Congo (CC).
Fases Tectônicas	<ol style="list-style-type: none"> 1) Tectônica Tangencial, com vergência para W-NW no sentido do Cráton Oeste Africano, dando origem a uma lineação de estiramento mineral (L_{n-1}), com caimento para E-SE; 2) Encurtamento crustal na direção E-W, gerando mecanismos transpressionais com transporte para W-SW e surgimento de uma nova direção de lineamento (L_n), com caimento de até 20° para NE; 3) Após a colisão das placas e bloqueio de transporte para W, surge uma tectônica direcional, em condições dúcteis-rúpteis, desenvolvendo lineações milomíticas horizontais, contidas nos planos da foliação milonítica (S_m) subvertical, de direção NE-SW.
EVENTOS METAMÓRFICOS	
Fácies	Granulítica
Temperatura	750 – 850 °C
Pressão	7- 10 Kbar
Idade	?

TABELA 2.2

Características do Domínio Crustal Ceará Central – Faixa Granulítica de Cariré.
(Nogueira Neto 2000).

FAIXA GRANULÍTICA CARIRÉ – DOMÍNIO CRUSTAL CEARÁ CENTRAL	
Idade	2,1 Ga
COMPONENTES LITOLÓGICOS	
Rochas do Embasamento	Seqüência do tipo <i>greenstone</i> com metabasaltos toleíticos a komatiíticos, metavulcânicas ácidas com associações de Fe- metachertes e mármore impuros e lacólitos de metaperidotitos gabróicos.
Cobertura Alóctone	Seqüência de metassedimentos do tipo plataformal (quartzitos, mármore e pelitos), intercalações de metavulcânicas máficas e ácidas ricas em potássio.
EVENTOS TECTÔNICOS	
Origem	Processos de Convergência ocorridos durante o Neoproterozóico entre Cráton Oeste Africana (COA) – São Luís (SL) – Província Nigeriana (PN) – Província Borborema (PB) e Cráton São Francisco (CSF) – Cráton Congo (CC).
Fases Tectônicas	<p>4) Tectônica Tangencial, com vergência para W-NW no sentido do Cráton Oeste Africano, dando origem a uma lineação de estiramento mineral (L_{n-1}), com caimento para E-SE;</p> <p>5) Encurtamento crustal na direção E-W, gerando mecanismos transpressionais com transporte para W-SW e surgimento de uma nova direção de lineamento (L_n), com caimento de até 20° para NE;</p> <p>6) Após a colisão das placas e bloqueio de transporte para W, surge uma tectônica direcional, em condições dúcteis-rúpteis, desenvolvendo lineações milomíticas horizontais, contidas nos planos da foliação milonítica (S_m) subvertical, de direção NE-SW.</p>
EVENTOS METAMÓRFICOS	
Fácies	Granulítica
Temperatura	750 – 900 °C
Pressão	10 – 13 Kbar
Idade	595 Ma. (Evento Tectono-metamórfico Brasileiro) (U-Pb em monazitas de leucossoma de gnaiss migmatítico)

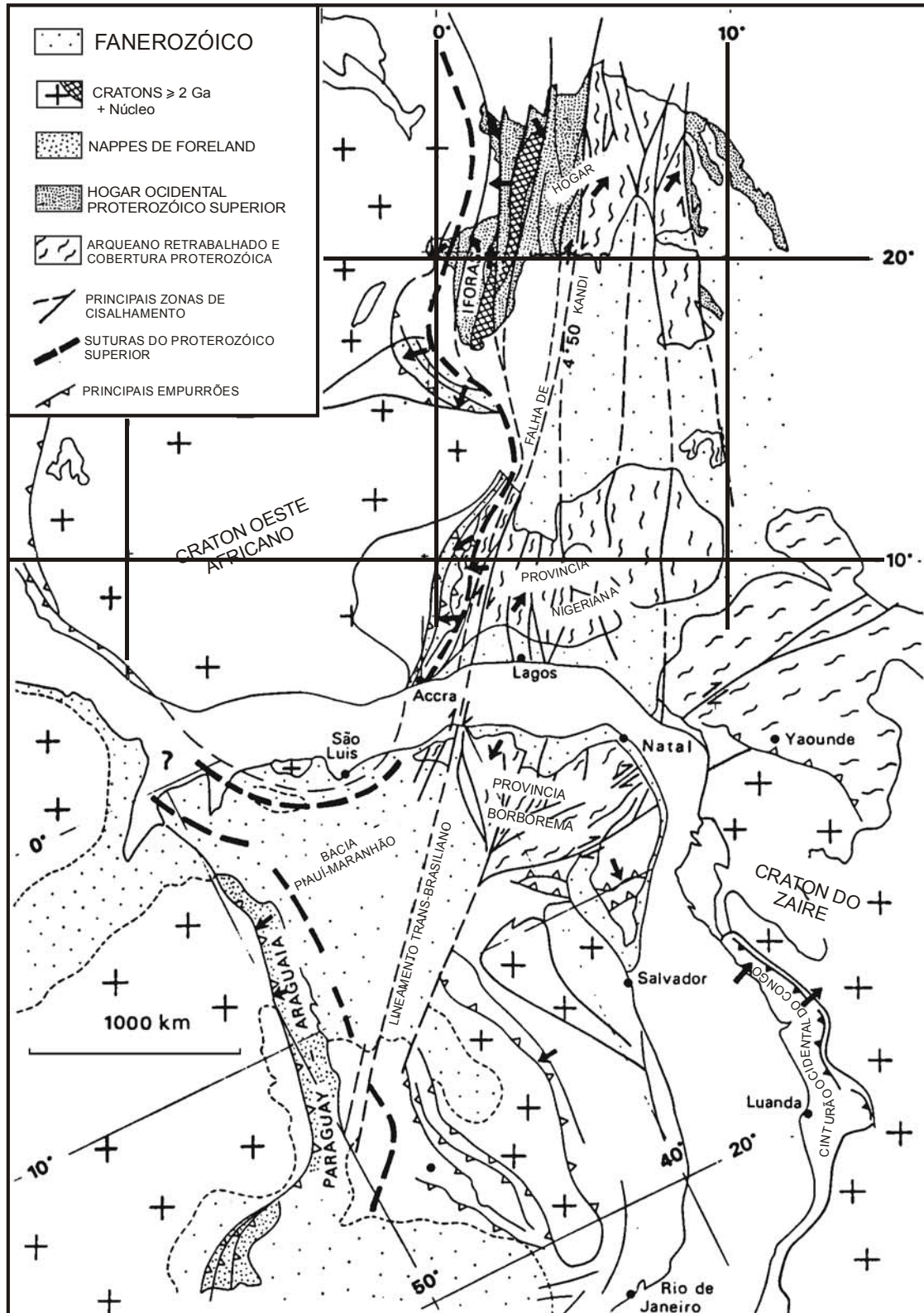


Figura 2.10 – Reconstrução pré-deriva Mesozóica. Visualização da Zona de Cisalhamento Sobral Pedro II e Falha de Kandi (Nogueira Neto 2000).

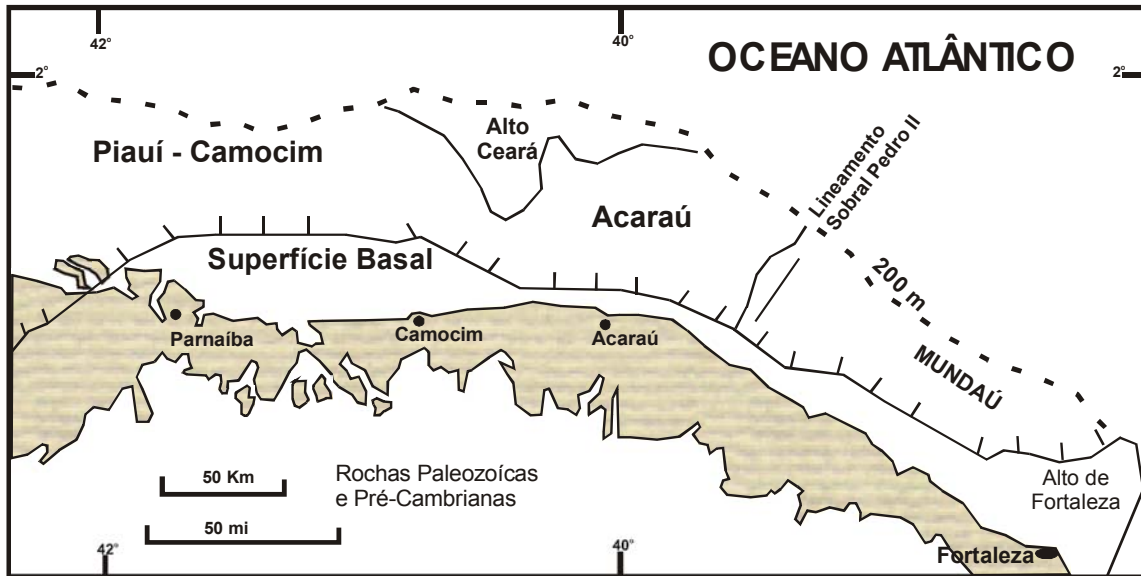


Figura 2.11 – Visualização da Zona de Cisalhamento Sobral Pedro II na porção litorânea do estado do Ceará (adaptado de Zalán 1984).

Outra evidência que pode ser apontada como responsável pela definição do traçado da linha de costa cearense encontra-se relacionada aos esforços envolvidos na separação dos três continentes: América do Norte, América do Sul e África, e a formação do Atlântico Norte.

A seguir será apresentada uma síntese da história evolutiva da margem continental brasileira, baseada nos artigos desenvolvidos por Zalán (1984), Szatmari *et al.* (1987), Celso Ponte (1991), Torquato (1995), Torquato & Nogueira Neto (1996), Kearey & Vine (1996) e Darros de Matos (1999), com o objetivo de formar um pensamento ordenado dos episódios envolvidos no processo de implantação do oceano Atlântico.

As pesquisas geológicas e paleontológicas revelam que a fragmentação dos continentes Gondwana e Laurásia teve início há cerca de 165 M.a., com a separação da América do Norte, Europa e África e, conseqüentemente, a formação de um incipiente ambiente marinho de natureza interior.

Em torno de 125 M.a., as águas oceânicas do mar de Tethys penetraram na região dando origem ao oceânico Atlântico Norte (figura 2.12).

A separação dos continentes teve continuidade no limite do Jurássico Superior e Cretáceo Inferior (135 M.a.), com a formação de litosfera entre a África e a América do Sul, resultando na formação do Atlântico Sul.

A implantação do oceano Atlântico Equatorial registra um episódio considerado tardio em relação à formação dos demais ambientes marinhos, sendo marcado por uma fase rifte, dominada por esforços transtensionais, de idade oscilante entre o Aptiano e Cenomaniano (113 a 92 M.a.). Esses esforços, provavelmente, foram responsáveis pela estruturação das bacias marginais de Potiguar, Ceará e Barreirinha.

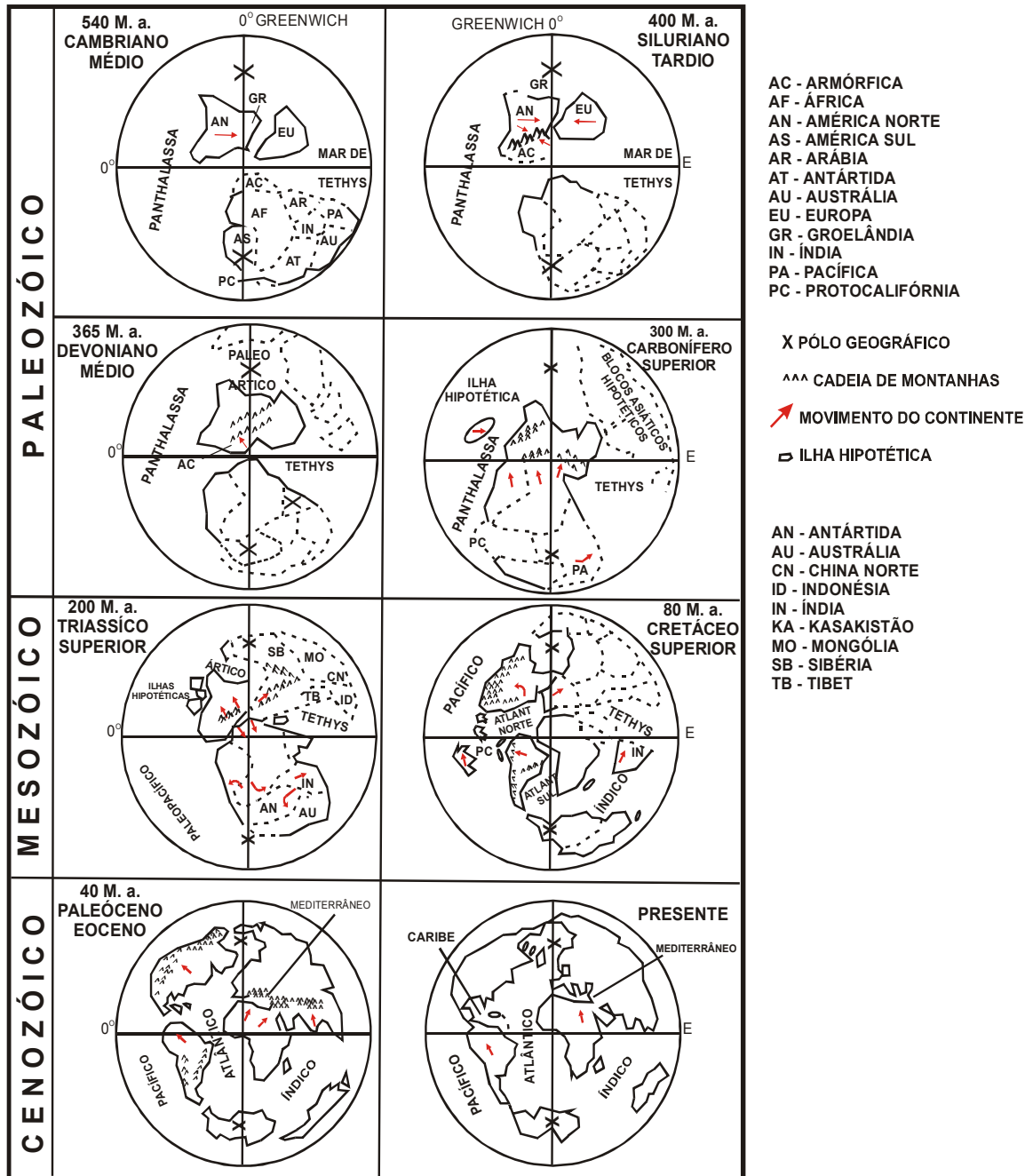


Figura 2.12 – Relação de distribuição terra-mar desde o Jurássico. (Salgado-Labouriau 1998).

Até esse momento, as evidências paleontológicas indicam que o nordeste brasileiro permanecia ligado à região da Nigéria e, por conseqüência, os oceanos Atlântico Norte/Equatorial e Sul continuavam sem comunicação.

A separação definitiva dos continentes Sul-Americano e Africano aconteceu há cerca de 90 M.a., ocasionando, portanto, uma livre circulação das águas oceânicas do Atlântico.

De acordo com os dados, pode-se supor que em um determinado momento da história da implantação do Atlântico Norte e inicialização do Atlântico Equatorial foi gerada uma distribuição das tensões envolvidas no processo de rifteamento da crosta. Essa distribuição de esforços, provavelmente, foi resultante dos efeitos da junção tríplice, com componentes vetoriais posicionados em direção da zona de abertura do Atlântico Equatorial. Esse contexto, provavelmente, funcionou como um elemento determinante na posição de ruptura da crosta continental.

Desse conjunto de elementos pode-se concluir que a inflexão da linha de costa cearense, nas proximidades da coordenada de 40°, encontra-se diretamente relacionada com os seguintes fatores:

- 1) A presença de blocos diferenciados, materializados nos Domínios Crustais NW do Ceará e Ceará Central.
- 2) A influência de estruturas tectônicas pretéritas, visualizada pelo Lineamento Transbrasiliano (Zona de Cisalhamento Sobral Pedro II).
- 3) O afinamento crustal gerado pela Zona de Cisalhamento Sobral Pedro II, tendo com registro a formação da siníclise do Parnaíba.
- 4) A influência do complexo sistema de esforços e transformações resultantes da junção tríplice dos sistemas de fraturas desenvolvidos durante o processo de separação das três placas continentais: América do Norte, América do Sul e África e formação do Atlântico Norte.

O segundo aspecto da zona costeira cearense apresentado como ponto de discussão, principalmente pela definição de compartimentos regionalizados, consiste na análise das feições morfológicas resultantes da combinação dos processos presentes nas três províncias da geosfera (oceanos, continentes e atmosfera superficial).

Baseado nas classificações de tipo de costa elaboradas por Gulliver (1899), Johnson (1919) e Ottmann (1964), que levam em consideração os aspectos estruturais e climáticos atuantes durante a construção da planície costeira, assim como a inter-relação entre as morfologias costeiras e as submarinas, pode-se verificar ao longo do litoral cearense a presença de trechos classificados como **costa baixa** e do tipo **costa alta**.

O Litoral Oeste caracteriza-se por extensas áreas de dunas consideradas como representantes das costas baixas (Ottmann 1964).

O Litoral Leste é marcado pela presença de falésias constituídas por sedimentos areno-argilosos, que testemunham eventos geológicos ocorridos há cerca de 1.75 M.a., considerados como representantes das costas altas (Ottmann 1964).

A interpretação dos dois compartimentos morfológicos permitiu relacionar o fato a processos estruturais pretéritos, responsáveis pelo escalonamento de blocos crustais.

A constatação desse fato será realizada no capítulo seguinte, cujos objetivos incluem a caracterização sedimentológica dos depósitos plio-pleistocênicos da Formação Barreiras e suas possíveis relações com o arcabouço estrutural da região.

O terceiro aspecto a ser tratado reside na presença de seis pontas rochosas que avançam em direção ao mar, quebrando uma certa monotonia da paisagem costeira.

Os artigos científicos realizados nos domínios continental e marinho do estado do Ceará (ex. Zalán 1984, Saadi & Torquato 1992, Torquato 1995, Torquato & Nogueira Neto 1996, Costa *et al.* 1990, Nogueira Neto 2000) mostram a existência de um complexo sistema de estruturas preservadas nas rochas do embasamento cristalino, que podem ser responsáveis pela presença desses afloramentos.

A análise realizada nas informações apresentadas pelos referidos autores, complementada por interpretações de campo relacionadas com as exposições pré-cambrianas na zona costeira cearense, permitiram chegar às seguintes considerações:

- 1) Ponta de Jericoacoara – Essa ponta localiza-se no litoral noroeste do Estado, município de Jijoca de Jericoacoara, e encontra-se inserida na porção marginal do domínio estrutural da “Zona de Cisalhamento do Noroeste do Ceará” (Abreu *et al* 1988, *apud* Torquato 1995), sob regime transpressivo-transcorrente das Zonas de Cisalhamentos de Granja, Martinópolis e Tangente (Nogueira Neto 2000). O afloramento caracteriza-se pela exposição de rochas quartzíticas, fraturadas segundo a direção preferencial NE-SW, coincidente com o *trend* dos esforços regionais (figura 2.13 A).
- 2) Ponta do Pecém – Essas rochas pré-cambrianas afloram no segmento litorâneo do município de São Gonçalo do Amarante, provavelmente, em resposta a esforços tectônicos desenvolvidos no domínio marinho, responsáveis pela implantação da Bacia do Ceará. As informações fornecidas por Zalán (1984) e Costa *et al.* (1990) permitem associar a presença destas rochas aos esforços tectônicos envolvidos no sistema de falha que separa as sub-bacias de Icaraí e Mundaú, mais especificamente ao vetor resultante da inflexão da Falha de Icaraí. O promontório rochoso do Pecém caracteriza-se por afloramento de quartzitos, com direção preferencial dos lineamentos NE-SE (figura 2.13 B).
- 3) Ponta do Mucuripe – Segundo Costa *et al.* (1990), a região de Fortaleza corresponde ao limite entre as Bacias Marginais do Ceará e Potiguar. A área caracteriza-se pelo soerguimento do embasamento cristalino, denominado de “Alto Estrutural de Fortaleza”.

Torquato (1992) associou a região ao prolongamento do Compartimento Tectono-Estrutural Central. O estirâncio da praia do Farol é marcado pela exposição de rochas pré-cambrianas, extremamente fraturadas (figura 2.13 C).

- 4) Ponta do Iguape – O promontório rochoso do Iguape encontra-se posicionado na porção mediana da célula litorânea do município de Aquiraz, área específica da presente pesquisa. O trecho litorâneo caracteriza-se pela presença de rochas quartzíticas, com fraturas de direção NE-SE, coincidente com as direções regionais das estruturas tectônicas geradas no Ciclo Brasileiro (Zona de Cisalhamento Senador Pompeu). Segundo Bertani *et al* (1990), o afloramento também encontra-se associado a esforços tectônicos gerados durante a implantação da porção *offshore* da Bacia Potiguar, com o desenvolvimento de grabens assimétricos (Graben de Jacaúna), originados a partir da distensão crustal ocorrida no Barremiano Superior (fase sin-rifte III), com eixos posicionados paralelamente à atual linha de costa (Darros de Matos 1992 e 1999) (figura 2.13 D).
- 5) Ponta de Maceió – Essa ponta desenvolve-se na faixa costeira posicionada na margem esquerda do rio Jaguaribe, município de Fortim, influenciada por esforços tectônicos continental e marinho. Os componentes continentais relacionam-se com a Falha de Jaguaribe (Zona de Cisalhamento de Orós-Tatajuba), que direciona o atual curso do rio. Os componentes marinhos associam-se aos esforços tectônicos responsáveis pela implantação da Bacia Marginal do Potiguar (Domínio das Bacias Sedimentares Paleozoicas-Mesozóicas) (figura 2.13 E).
- 6) Ponta Grossa – Essa feição encontra-se inserida no litoral leste cearense, município de Icapuí, caracterizado por discretas sinuosidades da linha de costa. Um fato que merece atenção reside na constituição litológica das rochas que compõem as falésias vivas da praia de Ponta Grossa, que a diferenciam das demais por não se tratar de exposições de rochas pré-cambrianas, mas por uma seqüência litológica que tem na base arenitos fluviais grosseiros a médios, avermelhados, portadores de estruturas tectônicas. O conjunto litológico testemunha eventos regressivos ocorridos durante a implantação da Bacia Marginal do Potiguar (estágio rifte). Outro fato que pode ser colocado em destaque consiste na direção da referida ponta em relação ao alinhamento da atual linha de costa (NNW-SSE). As observações de campo permitiram verificar que a estrutura principal da ponta encontra-se alinhada segundo a direção NW, enquanto as demais pontas infletem na direção do norte. A direção de alinhamento da Ponta Grossa coincide com a direção do eixo principal do Graben de Pendência (NE-SO) - Bacia Potiguar (Bertani *et al.* 1990) (figura 2.13 F).

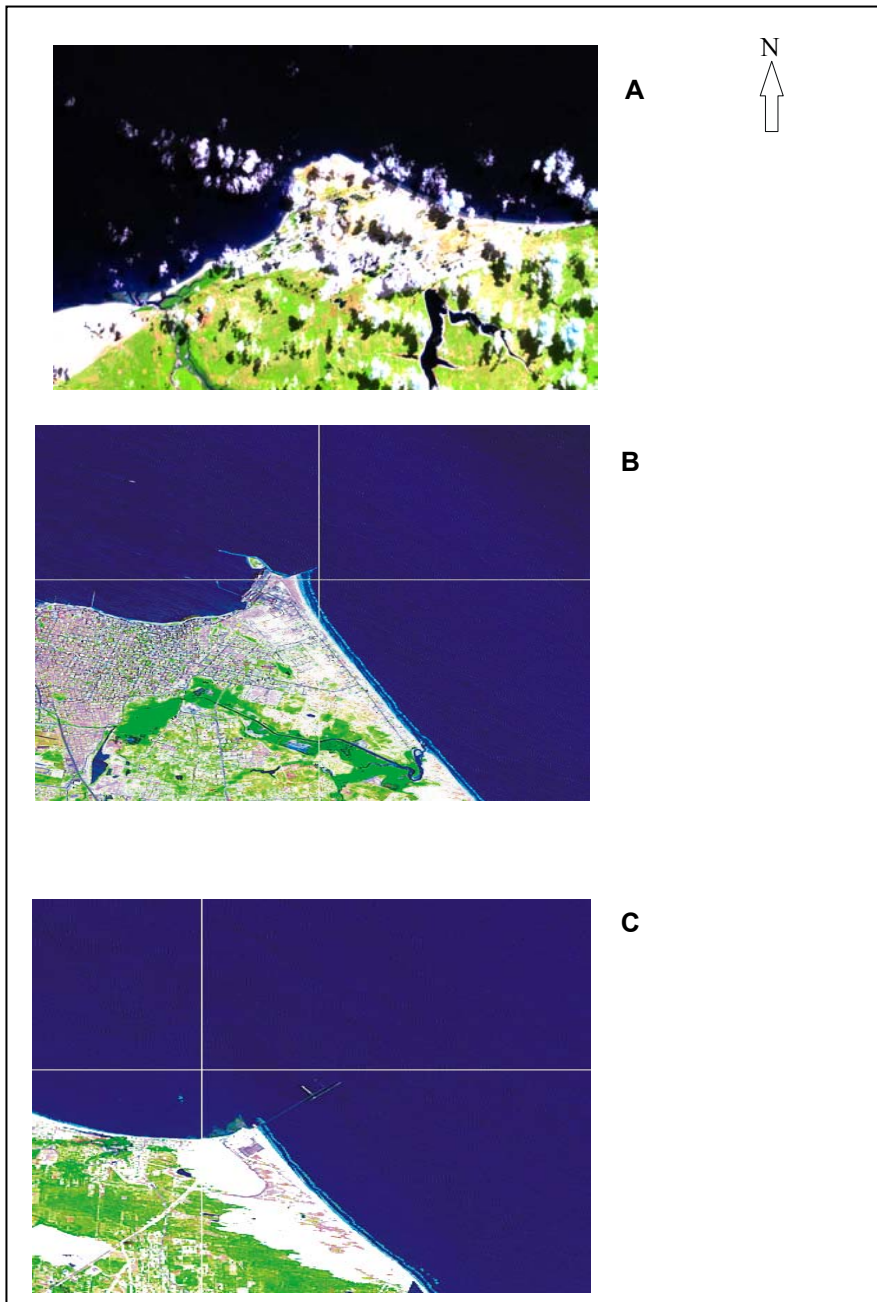


Figura 2.13 – Pontas rochosas do litoral cearense.

Imagens do satélite Landsat TM7 - composição RGB (345)

A = Ponta de Jericoacoara – município de Jijoca de Jericoacoara – litoral noroeste do Ceará.

B = Ponta do Pecém – município de São Gonçalo do Amarante – litoral oeste do Ceará.

C = Ponta do Mucuripe – Região Metropolitana de Fortaleza.

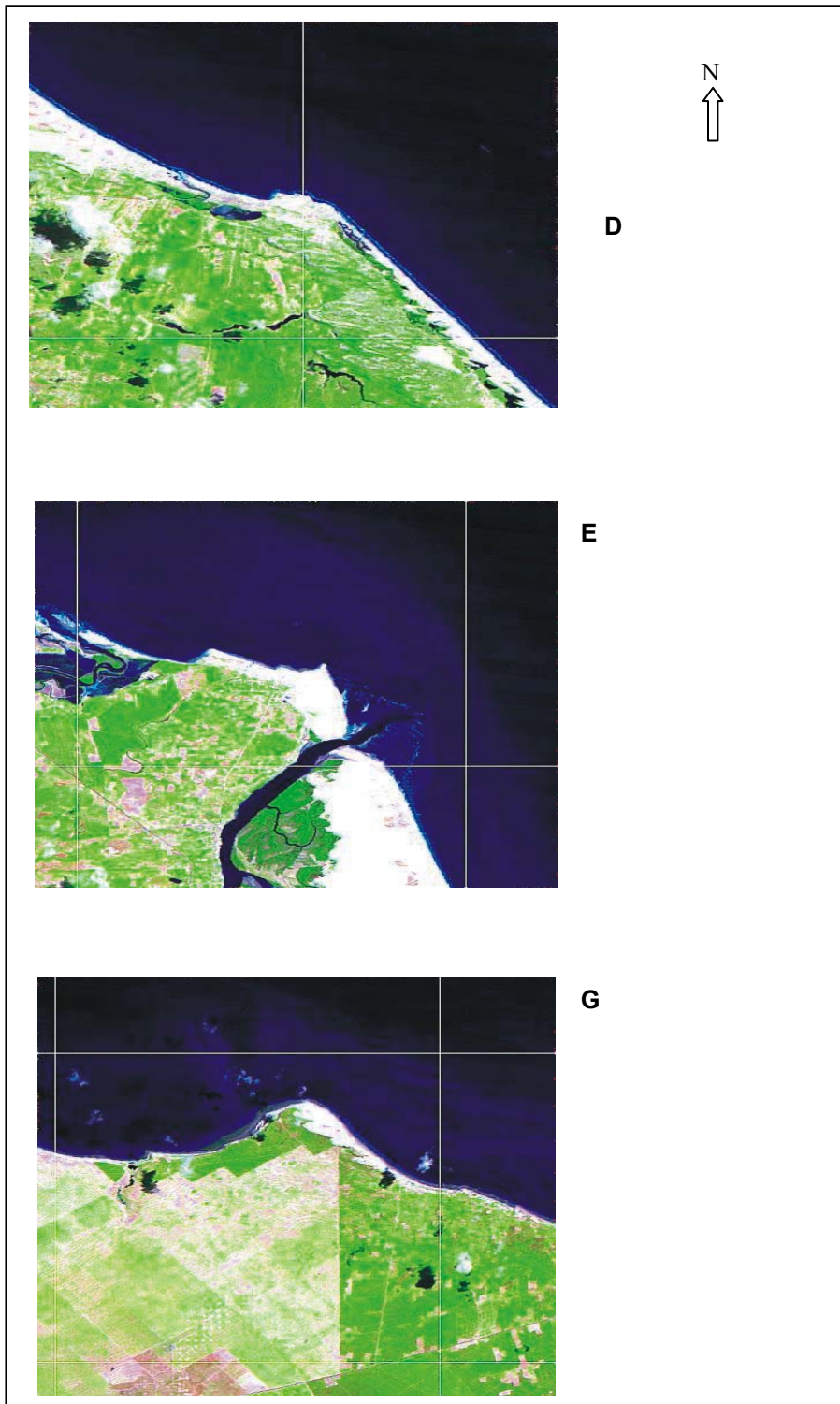


Figura 2.13 – Pontas rochosas do litoral cearense.
Imagens do satélite Landsat TM7, composição RGB (345)
D = Ponta do Iguape – município de Aquiraz – litoral leste do Ceará.
E = Ponta de Maceió – município de Fortim – litoral leste do Ceará.
F = Ponta Grossa – município de Icapuí – litoral leste do Ceará

A figura 2.2 mostra de modo sintetizado a localização das exposições das rochas pré-cambrianas no litoral cearense e suas possíveis associações com as zonas de cisalhamento presentes no arcabouço estrutural do Estado e aos esforços resultantes da implantação de grabens nas porções *offshore* das Bacias do Ceará e Potiguar.

2.5.2 Aspectos Locais

As informações apresentadas a seguir correspondem ao produto final de análise interativa realizada entre os dados fornecidos pelos estudos das diversas bandas espectrais das imagens digitais (Landsat TM7) e as observações colhidas em campo.

As interpretações das imagens orbitais permitiram visualizar algumas peculiaridades da zona costeira cearense geradas, principalmente, pela ação dos processos envolvidos na dinâmica costeira, entre as quais citam-se o comportamento do fluxo fluvial ao desaguar livremente nas águas salinas do oceano Atlântico, o transporte sedimentar litorâneo, em função das correntes marinhas que circulam na região, e o desenvolvimento de cristas praias nos terraços marinhos holocênicos.

O primeiro ponto colocado em destaque consiste na presença de depósitos, de origem ainda não bem definida, de sedimentos localizados na porção subaquática da desembocadura do rio Jaguaribe, limite dos municípios de Fortim e Aracati, litoral leste do Estado.

A bacia hidrográfica do rio Jaguaribe corresponde ao principal escoamento superficial do estado do Ceará composto pelas sub-bacias do Alto Jaguaribe, Médio Jaguaribe, Baixo Jaguaribe e rios Salgado e Banabuiú (Leite *et al* 1997).

A sub-bacia do Baixo Jaguaribe abrange uma área de 4.900 km², encravada em terrenos sedimentares onde, a partir da cidade de Itaiçaba pode ser notada a influência da penetração das águas marinhas, com o desenvolvimento na margem direita de um ambiente típico de mangue.

As informações fornecidas pelo arcabouço tectono-estrutural do Estado, figuras 2.2 e 2.9, mostram que o curso fluvial da sub-bacia do Baixo Jaguaribe flui em uma direção imposta pelo Lineamento Jaguaribe (NE-SW) e atinge o oceano Atlântico nas proximidades da cidade de Aracati. A interação dos processos de origem continental (competência e capacidade da corrente fluvial) e marinha (direção do *trend* de onda e efeitos das marés) favorece o desenvolvimento da deposição sedimentar na desembocadura do rio Jaguaribe.

Diversos trabalhos foram realizados na área com o objetivo de classificar os depósitos sedimentares responsáveis pela progradação da linha de costa.

Bacocoli (1971) realizou as primeiras pesquisas na região e sugeriu o enquadramento desses depósitos, segundo a classificação proposta por Fisher (1969), como sistema deltáico do tipo altamente destrutivo, dominado por ondas.

As pesquisas foram evoluindo e acrescentando informações das características sedimentológicas do depósito, das quais citam os estudos realizados por Freire (1985), Maia (1993), Branco (1996) e Freire & Cavalcanti (1998). Entretanto, a revisão bibliográfica revela que a aquisição dos dados procede, exclusivamente, de expedições oceanográficas, com interpretações de registros geofísicos, que muitas vezes não permitem uma completa visualização e compreensão do sistema.

A complexidade dos processos envolvidos nesse ambiente de sedimentação exige informações contínuas, com o objetivo de monitorar a área de interface dos ambientes continental e marinho. O advento de imagens da superfície da terra por sensores remotos muito tem contribuído na elucidação de processos inerentes à zona costeira.

Um exemplo desse fato pode ser observado na figura 2.14, que corresponde à interpretação da banda espectral 3 da imagem do satélite Landsat TM7.

O sensor da série Landsat TM (Thematic Mapper) corresponde a um avançado sistema de varredura multiespectral, imageando a superfície do terreno, em sete bandas espectrais, na região do espectro óptico (espectros de energia refletida e emissiva ou termal). As três primeiras bandas (1, 2 e 3) operam no intervalo espectral do visível (0,38 a 0,72 μm), a banda 4, no infravermelho próximo (0,76 a 0,9 μm), a banda 5, no intervalo das “ondas curtas” (1,55 a 1,75 μm) e as bandas 6 e 7, no domínio da energia termal, infravermelho distante (7,0 a 15,0 μm). Todas as bandas apresentam campo de visada instantâneo de 30x30 metros no terreno, exceto o canal 6, que tem resolução no terreno de 120x120 metros.

A banda 3, em função do seu comprimento de onda (0,63 a 0,69 μm), interage de maneira representativa com alvos situados em regiões de transição dos domínios continente e marinho, especialmente, em áreas de pouca profundidade, como é o caso da porção subaquática da desembocadura do rio Jaguaribe.

A interpretação visual dessa cena, realizada no ambiente ENVI 3.1, permitiu verificar alguns pontos considerados relevantes na evolução dos depósitos fluviais da sub-bacia hidrográfica do Baixo Jaguaribe, tais como:

- 1) o prolongamento do canal fluvial no domínio marinho da plataforma continental interna, com largura compatível à da porção subaérea e avançando em direção ao mar aberto por cerca de 600 metros.
- 2) a natureza essencialmente aquosa da descarga fluvial na bacia receptora, observada pela formação de uma “pluma de tonalidade mais acentuada”, de aproximadamente 200 metros. A inexpressiva capacidade de transporte da corrente fluvial encontra-se associada ao período de estiagem (agosto e dezembro) (figura 2.8).
- 3) a formação de depósitos marginais na porção submersa, representados pelo desenvolvimento de cordões litorâneos, com cristas alinhadas em direção às águas

salinas do oceano Atlântico. Esses depósitos abrangem uma área de dimensões em torno de 600 metros.

- 4) a suposta existência de canais abandonados (paleocanais) inseridos no contexto dos depósitos marginais. As feições atribuem um aspecto ramificado ao curso d'água. Fisher (1969) atribuiu essa característica aos deltas altamente destrutivos, dominados por ondas.
- 5) a direção do trânsito de sedimentos envolvidos na deriva continental (NW-SE). As variações nas tonalidades de cinza permitiram delimitar uma área de cerca de 1.200 metros de influência da deriva litorânea na região.
- 6) a presença de extensas áreas de depósitos sedimentares de origem eólica bordejando a atual linha de costa em forma de dunas móveis, que migram em direção ao canal do rio. O processo de migração das dunas funciona como uma fonte de sedimentos a serem acrescidos na capacidade da corrente fluvial.
- 7) a implantação de ambientes de águas salobras na margem direita do baixo curso fluvial, com o desenvolvimento de vegetação típica de mangue. O ecossistema funciona como área de retenção de sedimentos.

Outro exemplo da utilização de dados de imagens orbitais nos estudos de áreas costeiras encontra-se representado na figura 2.15, que evidencia uma sedimentação marinha ao longo da linha de costa cearense.

A interpretação da imagem do satélite Landsat TM7 (banda espectral 3) e as informações obtidas em campo permitiram verificar as seguintes observações:

- 1) a evidência de terraços posicionados nas porções mais interiores da cidade litorânea de Icapuí, constituídos por sedimentos areno-argilosos de coloração variegada, definidos por Meireles (1991) como terraços pleistocênicos da Formação Barreiras.
- 2) o desenvolvimento de terraço marinho holocênico sem a presença de um sistema fluvial na área. Fato esse relacionado à presença de feições rochosas na zona da plataforma interna, que funciona com anteparo aos efeitos oceanográficos. A área abrigada caracteriza-se por baixa energia ocasionando, portanto, a retenção de sedimentos da deriva litorânea. Caso semelhante acontece no litoral sul do estado da Bahia (planície costeira de Caravelas), onde a presença de bancos de corais mais ou menos alinhados ao Arquipélago de Abrolhos cria uma zona de energia mais fraca na zona da plataforma interna, favorecendo, dessa maneira, a formação desta planície costeira (Suguo *et al.* 1993).
- 3) a presença de canais de marés, que beneficiam a formação de ambientes abrigados das ondas e marés. A sedimentação desse ambiente caracteriza-se pelo predomínio de sedimentos finos (diâmetro inferior a 0,177 mm).

- 4) a constatação de um volume representativo de sedimentos envolvidos na dinâmica litorânea, sendo possível observar uma “pluma densa de sedimentos” contornando a sinuosidade da linha de costa da região.

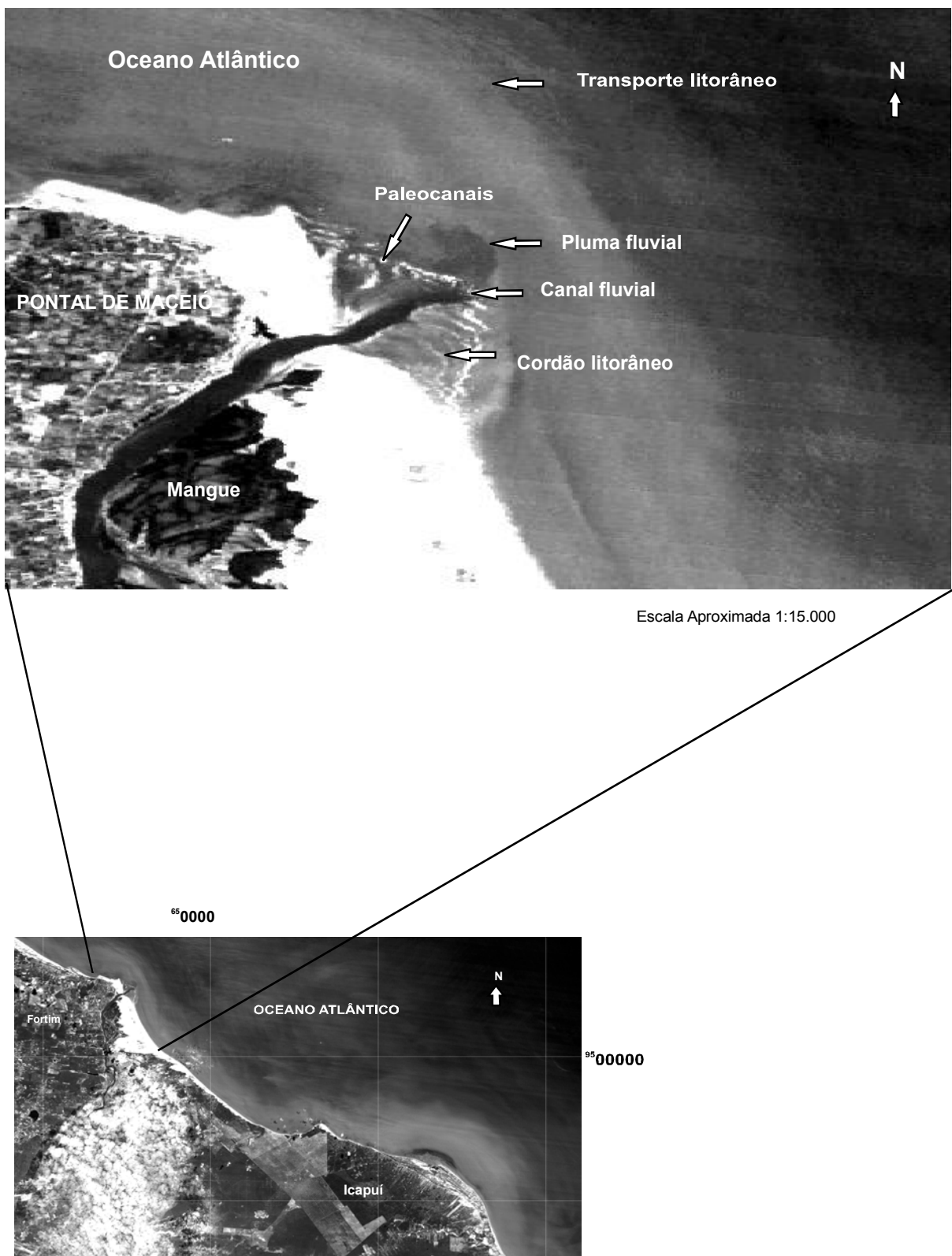


Figura 2.14 - Detalhe das feições desenvolvidas na desembocadura do rio Jaguaribe. Litoral leste do estado do Ceará.
Fonte: Imagem do satélite Landsat TM7 – banda espectral 3 cena 216-063 (out/2000).



Escala Aproximada 1:15.000

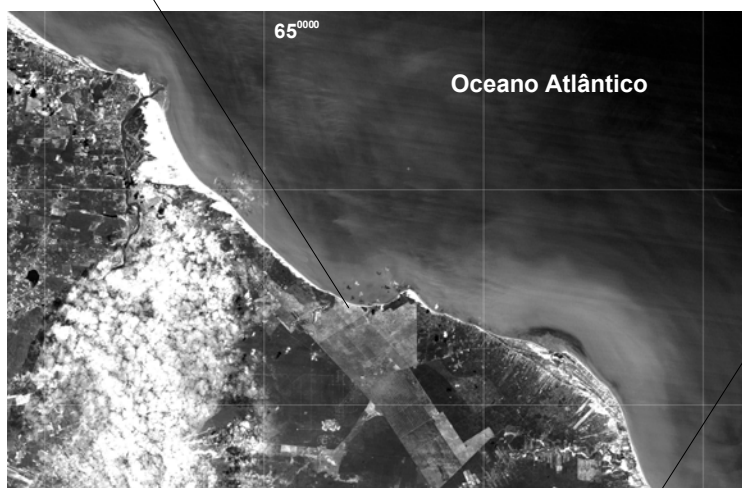


Figura 2.15 - Detalhe das feições desenvolvidas no litoral do município de Icapuí. Litoral leste do estado do Ceará.
Fonte: Imagem do satélite Landsat TM7 – banda espectral 3 - cena 216-063 (out/2000).

CAPÍTULO 3

SISTEMA DEPOSICIONAL DE LEQUE ALUVIAL

3.1 Introdução

A paisagem natural da costa brasileira, compreendida entre as regiões norte e sudeste, caracteriza-se pela presença de escarpas íngremes, constituídas por seqüências sedimentares de natureza areno-argilosa, regionalmente, denominadas por Grupo ou Formação Barreiras.

Apesar das inúmeras pesquisas desenvolvidas nesses depósitos sedimentares (ex. Branner 1902, Andrade 1955, Oliveira & Ramos 1956, Bigarella & Andrade 1964, Brasil/SUDENE 1967, Mabesoone *et al.* 1972, Morais *et al.* 1975, Rossetti *et al.* 1990, Branco 1996, Borges & Moraes Filho 2002), muitos pontos ainda são considerados enigmáticos, como, por exemplo: a natureza e intensidade dos processos envolvidos na sua sedimentação, o grau de influência do arcabouço tectono-estrutural pretérito na morfologia de afloramento, os efeitos gerados por possíveis reativações de estruturas tectônicas (influência do neotectonismo), dentre outros.

O presente capítulo enfoca as características faciológicas dos sedimentos areno-argilosos aflorantes na planície costeira cearense, moldados em superfícies tabulares, com suave mergulho em direção à linha de costa, constituindo os Tabuleiros Pré-Litorâneos.

Em função da escassez de exposições desses depósitos na área selecionada para o desenvolvimento da tese de doutorado, município de Aquiraz, achou-se conveniente estender o estudo dessa seqüência sedimentar a todo o litoral leste cearense.

A área pesquisada, com o objetivo de organizar o banco de dados e agilizar suas interpretações, foi compartimentada segundo as delimitações territoriais estabelecidas na demarcação dos municípios litorâneos da costa leste do estado do Ceará, correspondendo às regiões municipais de Aquiraz, Cascavel, Beberibe, Fortim, Aracati e Icapuí.

Em um primeiro momento, a pesquisa contou com o levantamento sistemático de informações georeferenciadas e relacionadas com as variações das litologias, tonalidades, estruturas sedimentares, espessuras e as inter-relações das litofácies discriminadas nas seções medidas realizadas nas “frentes” das escarpas.

Posteriormente, essas informações foram correlacionadas com as descrições existentes sobre os processos associados à sua deposição, visando a enquadrá-las dentro da conceituação de sistemas deposicionais.

O estudo culminou com a análise interativa das características dos depósitos sedimentares com o arcabouço tectônico da região.

3.2 Fácies Sedimentares e Sistemas Depositionais

Riccomini *et al.* (2003) definem Fácies “ como um corpo rochoso caracterizado por uma combinação particular de litologia, estruturas físicas e biológicas, as quais lhe conferem um aspecto diferente dos corpos de rochas adjacentes. As fácies podem ser reunidas em associação de fácies e sucessão de fácies. Uma associação de fácies compreende um grupo de fácies geneticamente relacionadas entre si e que possuem significado ambiental. A sucessão de fácies refere-se à mudança vertical progressiva em um ou mais parâmetros, como a granulação e estruturas sedimentares, dentre outros”.

O conceito de sistemas deposicionais é aplicado quando as rochas sedimentares são consideradas como um corpo tridimensional, descritas sob o ponto de vista de suas fácies, características ambientais, processos deposicionais e são designadas por um termo genético (Medeiros 1980).

A concepção e utilização dos sistemas deposicionais tiveram origem com estudos baseados na Lei de Correlação de Fácies de Walther (1893 – 1894), em depósitos Recentes e Terciários da costa do Golfo, E.U.A.

A Lei de Walther estabelece que a sucessão vertical de fácies, tanto em seqüências transgressivas como regressivas, reflete essencialmente a ordem (ou seqüência) da distribuição horizontal das mesmas fácies (Suguio, 2003).

Este conceito foi criado na intenção de ordenar as informações colhidas nos ambientes de sedimentação (causas) e suas associações faciológicas (efeitos) facilitando, portanto, a sua interpretação (figura 3.1).

A aplicação do conceito de sistemas deposicionais em análises regionais de depósitos sedimentares modernos implica em se dar maior ênfase à dimensão, geometria, composição litológica, conteúdo fossilífero, estruturas sedimentares, distribuição e inter-relações das fácies, do que à correlação e persistência de unidades estratigráficas localmente estabelecidas (Suguio & Bigarella 1990).

A superfície da Terra, segundo os princípios estabelecidos pelos estudos dos sistemas deposicionais, corresponde a um complexo mosaico de ambientes de sedimentação inter-relacionados e agrupados nos domínios continental, transicional e marinho.

Os depósitos areno-argilosos que bordejam a linha de costa brasileira, de acordo com as características dos sistemas deposicionais descritos na literatura clássica, foram associados a eventos relacionados com transportes de detritos por fluxo de correntes subaquosas, típicos dos sistemas deposicionais de leques aluviais.

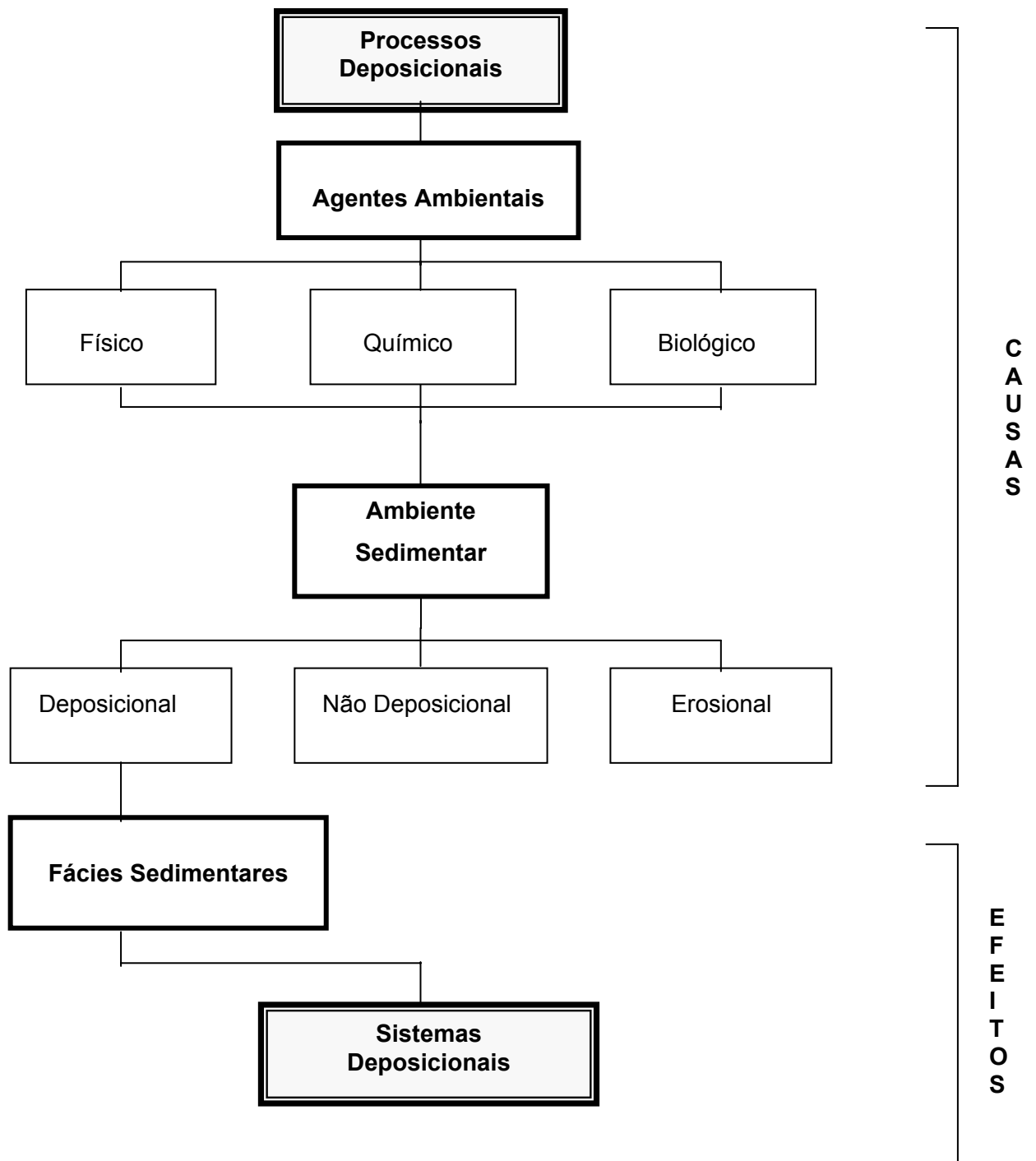


Figura 3.1 - Histograma de causas/efeitos dos sistemas deposicionais (modificado de Selley, 1976).

3.3 Sistema Depositional de Leques Aluviais

Drew (1873, *apud* Rachocki 1981) estudou pela primeira vez as características dos processos e depósitos resultantes do transporte de detritos por fluxo de corrente, introduzindo na literatura geológica o termo “leques aluviais”.

Ao longo dos anos várias definições e características dos sistemas de leques aluviais foram apresentadas pelos pesquisadores, dentre os quais pode-se destacar os estudos desenvolvidos por Gilbert (1875), McGee (1897), Eckis (1928), Blissenbach (1954), Hooke (1967), Bull (1962, 1963, 1964a, 1964b, 1964c, 1968), Collinson (1981) e Rachocki (1981), Lehugeur (1992) e Branco (1996).

Bull (1968) definiu leques aluviais como “corpos sedimentares depositados por correntes, destacando sua superfície em forma de cone, que radia mergulho abaixo a partir do ponto onde as correntes emergem das áreas montanhosas”.

Medeiros (1980) caracterizou os depósitos originados dos sistemas de leques aluviais como corpos que assumem a forma de leques ou cones, compostos por sedimentos pobremente selecionados, localizados no sopé das montanhas, base de escarpas de falha em crescimento e desembocaduras de vales.

As condições ambientais necessárias para a implantação e desenvolvimento dos leques aluviais estão diretamente associadas à presença de gradientes topográficos. As áreas soerguidas têm a função primordial de alimentar o fluxo de corrente com partículas inconsolidadas, resultantes da ação intempérica dos componentes climáticos sobre as rochas expostas. As áreas rebaixadas são paulatinamente assoreadas pelo expressivo volume de sedimentos transportados pelos fluxos aquosos ou viscosos de corrente.

O leque cresce a cada soerguimento da montanha adjacente e uma nova sedimentação toma lugar ao longo do corpo, o que leva à acumulação de grande número de camadas de diferentes extensões e espessuras (Lehugeur 1992).

Os estudos realizados sob o ponto de vista da geometria e estruturas dos leques aluviais permitiram verificar variações consideradas em suas relações radiais e transversais. A movimentação lateral dos canais através do tempo constrói um corpo deposicional que se apresenta semicircular numa visão em planta, convexo em perfil transversal e côncavo em perfil radial, com a superfície tornando-se cada vez mais plana à medida que mergulha em direção a base (Lehugeur *op. cit.*).

Bull (1962) cita que ao longo de um perfil radial as camadas individuais abrangem grandes extensões, sendo raros os depósitos de preenchimento de canal. As seções transversais, por sua vez, revelam camadas sobrepostas de extensão limitadas, interrompidas por estruturas de corte e preenchimento, que são mais comuns próximo ao ápice do leque.

A morfologia dos depósitos de leques aluviais assume características distintas, principalmente, em função de sua distância da área fonte.

De maneira geral, os leques podem ser subdivididos em três segmentos: proximal, mediano e distal. A parte proximal dos leques aluviais é caracterizada pela presença de sedimentos grossos (diamictitos e conglomerados); a parte mediana por arenitos com estratificações cruzadas planares e a parte distal por arenitos com estratificações cruzadas acanaladas e planares (Nilsen 1982).

3.4 Litoral Leste Cearense

O litoral leste cearense é constituído pelos municípios de Aquiraz, Cascavel, Beberibe, Fortim, Aracati e Icapuí (figura 3.2).

A paisagem natural desse trecho litorâneo é marcada por um relevo plano, ligeiramente inclinado em direção à costa, que muitas vezes atinge o mar em forma de falésias vivas, denominado por Souza (1988) como Tabuleiro Pré-litorâneo.

Essa feição margeia toda a costa leste cearense, penetrando por cerca de 40 km para o interior, constituída por sedimentos areno-argilosos, de coloração variegada, depositados por sistema de leques aluviais, regionalmente denominados de Formação Barreiras.

As descrições faciológicas realizadas nas frentes das escarpas dos tabuleiros pré-litorâneos, assim como suas interpretações e associações com as estruturas tectônicas regionais, serão apresentadas de acordo com a compartimentação municipal proposta para a região.

3.4.1 Município de Aquiraz

A morfologia da orla marítima do município de Aquiraz é caracterizada pela presença de um promontório rochoso, campos de dunas e ausência de falésias vivas.

No município foram pesquisadas oito frentes de escarpas de afloramentos constituídas por sedimentos areno-argilosos, posicionados segundo as coordenadas geográficas contidas na tabela 3.1.

PERFIL DE AQUIRAZ - PA1

Localização: Porto da Aldeia

O perfil aflora em função da atividade de extração mineral para uso na construção civil, com frente expositora de 4 metros de espessura. Sua distribuição espacial corresponde a uma seção contínua de 250 metros, capeada por cobertura arenosa quaternária (campos de dunas semifixas).

A figura está na pasta do capítulo (figura 3.2) no Corel.

Figura 3.2 – Localização dos municípios que compõem o litoral leste cearense.

Tabela 3.1 - Posicionamento dos perfis litológicos realizados no município de Aquiraz, litoral leste cearense.

PERFIL	COORDENADAS (UTM)	
PA1 – Porto da Aldeia	0564252	9579043
PA2 – Fonólito Caruru	0563917	9578199
PA3 – Cond. Aquaville	0566111	9575793
PA4 – Usina Eólica	0568487	9571995
PA5 – Estrada Aquiraz/ Prainha	0571610	9568277
PA6 – Prainha	0572567	9568043
PA7 – Fonte do Iguape	0577039	9564217
PA8 – Samambaia	0564630	9563290

A descrição da seção medida revelou a existência de uma única fácies sedimentar marcada pela presença de sedimentos de coloração avermelhada e aspecto maciço (figura 3.3).

A fácies constitui-se por sedimentos areno-quartzosos, mal selecionados, com tamanho de grãos variando entre areia média e fina, com 13% da fração silte e argila. Os grãos de quartzo assumem a forma subarredondada (Pettijohn *et al.* 1987) e aparecem impregnados por uma película de óxido de ferro. A mineralogia secundária encontra-se representada pela associação de turmalina e ilmenita, correspondendo a 2% da composição.

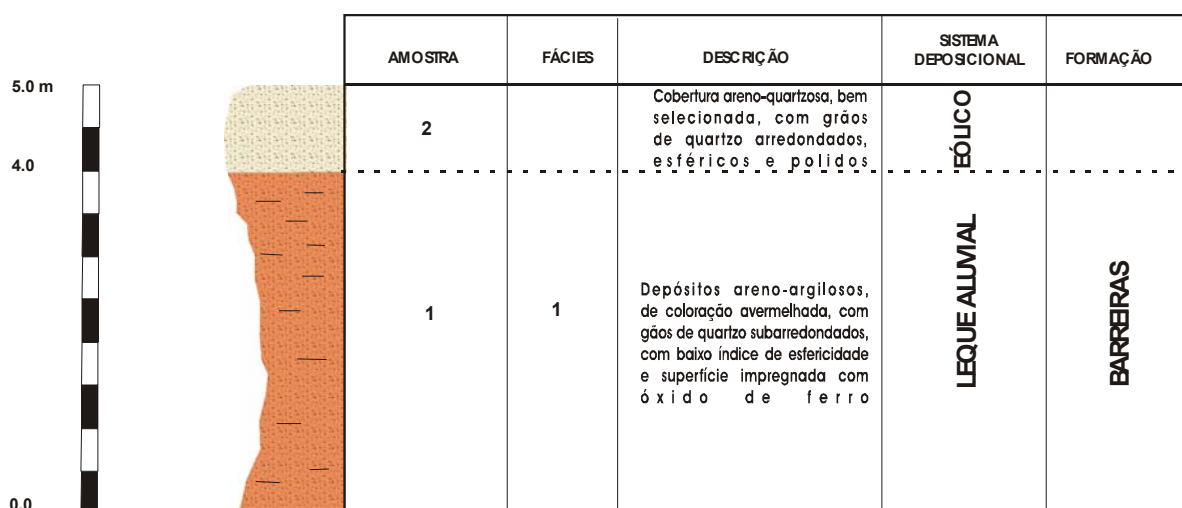


Figura 3.3 - Perfil litológico (PA1) realizado no município de Aquiraz. Porto da Aldeia, litoral leste cearense.

PERFIL DE AQUIRAZ - PA2

Localização: Fonólito Caruru

O afloramento situa-se na margem esquerda do rio Pacoti, correspondendo a exposições areno-argilosas moldadas segundo as irregularidades topográficas impostas na região pela presença de rochas vulcânicas, denominadas de Fonólito Caruru (figuras 2.3 e 3.4 - B).

Saadi & Torquato (1992) atribuem essa exposição de rochas alcalinas às atividades vulcânicas ocorridas durante o Cenozóico (Eoceno – Mioceno), o que permite estabelecer uma idade mais jovem aos depósitos areno-argilosos.

A seção é constituída por sedimentos de coloração avermelhada, portadores de estruturas superficiais de mosqueamento, provavelmente, originadas por processos intempéricos resultantes da ação dos agentes climáticos atuais.

As observações de campo registram a presença de um depósito areno-argiloso homogêneo, formado de uma única fácies sedimentar. As características sedimentológicas permitiram enquadrá-lo como uma rocha arenosa, com o predomínio da fração granulométrica correspondente à areia fina, seguida pelas frações de diâmetro inferior a 0,062 mm, sendo comum a dispersão de grânulos de quartzo em sua matriz.

O estudo dos aspectos microscópicos da amostra mostrou a presença de grãos de quartzo subarredondados, por vezes, impregnados por uma película de óxido de ferro.

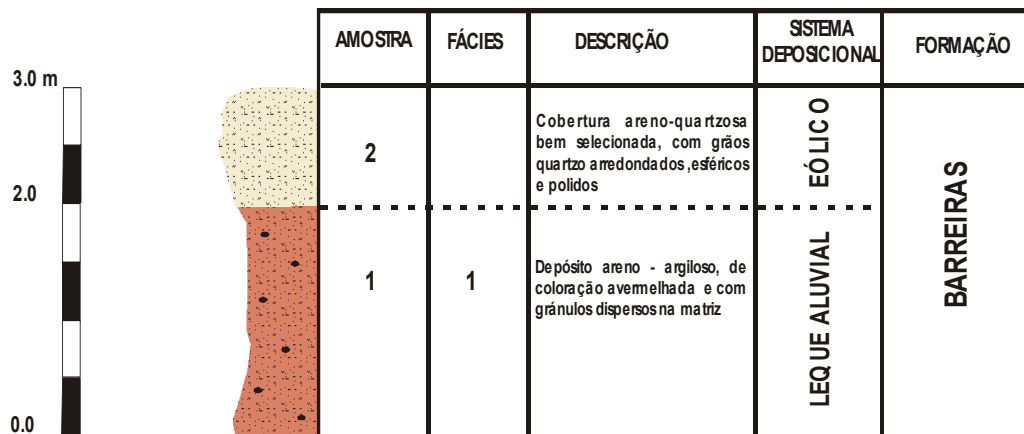
A figura 3.4 - A mostra a descrição da seção medida no Perfil PA2, cujas relações estratigráficas, natureza de contato, características sedimentológicas e correlações litológicas permitiram enquadrá-la como Formação Barreiras.

A comparação das características litológicas dos perfis PA1 e PA2 revelou um aspecto diferencial entre as duas fácies pesquisadas: a presença de um número significativo de grânulos de quartzo dispersos na matriz da fácies do perfil PA2 (Fonólito Caruru). Esse fato indica uma maior proximidade do depósito à fonte dos sedimentos, conseqüentemente, uma menor trajetória percorrida pelo material, o que equivale a uma maior imaturidade textural do depósito.

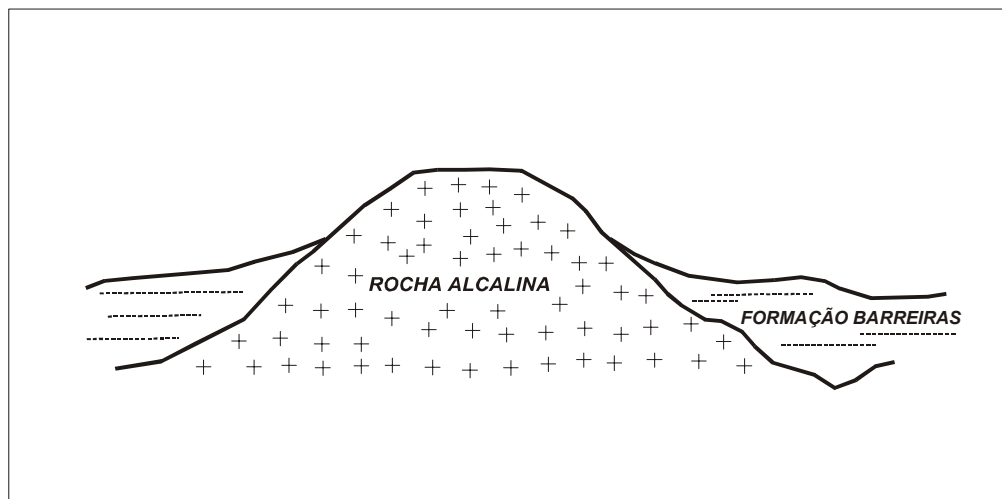
PERFIL DE AQUIRAZ - PA3

Localização: Condomínio Aquaville

O depósito sedimentar areno-argiloso que aflora nas proximidades do Condomínio de Veraneio Aquaville, Praia do Porto das Dunas, exhibe uma frente escarpada de aproximadamente 1,9 metro de altura. Sua exposição encontra-se limitada a uma reduzida área de exposição, resultante de atividades antrópicas relacionadas com a exploração de recursos minerais para uso na construção civil.



(A)



(B)

Figura 3.4 – Perfil litológico (PA2) realizado no município de Aquiraz, litoral leste cearense (A) e aspectos do contato com as rochas vulcânicas do Fonólito Caruru (B).

A descrição macroscópica da seção medida permitiu identificar apenas uma fácies sedimentar, sendo essa constituída por um pacote de sedimentos areno-argilosos de coloração avermelhada e aspecto maciço.

As análises mineralógicas das amostras definiram a seqüência sedimentar como arenito quartzoso, associado a um baixo índice de minerais pesados, representados pela associação de grãos de ilmenita, hornblenda e raros de epidotos.

No contexto dos minerais essenciais, a maioria dos grãos foi enquadrada dentro dos limites de areia média a fina, contendo uma fração representativa de silte e argila (cerca de 13%). Os contornos dos grãos de quartzo não se encontram bem definidos, sendo comum a presença de superfícies semelhantes às formas subarredondadas (Pettijohn *et al.* 1987).

A interpretação das características desse depósito revelou certa similaridade com o perfil PA1, o que sugere uma continuidade do afloramento em subsuperfície.

A cobertura quaternária encontra-se representada por depósitos eólicos moldados em formas alongadas posicionadas paralelamente à atual linha de costa, com altura média de 1,5 metro, revelando na superfície dos seus flancos estruturas do tipo marcas onduladas, superfícies de deflação e estratos cruzados.

PERFIL DE AQUIRAZ – PA4

Localização: Usina Eólica

A descrição do perfil litológico foi realizada na exposição areno-argilosa presente na margem da CE 025, nas proximidades da Usina Eólica da Prainha, representada por aproximadamente 1 km de extensão e reduzida frente expositora (60 cm). O ponto corresponde à área mais elevada na planície costeira de Aquiraz.

O perfil expõe sedimentos de natureza friável, representado segundo a classificação textural de Folk (1961) por arenito imaturo, de coloração avermelhada e aspecto maciço, individualizando uma única fácies sedimentar.

As análises laboratoriais das amostras coletadas no perfil revelaram o predomínio de uma mineralogia constituída por grãos de quartzo, seguida por uma pequena percentagem de minerais de argila (< 9,7%). As frações granulométricas predominantes encontram-se inserida na classe de areia média a fina.

O estudo da textura superficial dos grãos de quartzo evidenciou a presença de grãos arredondados e bem arredondados, com superfícies foscas e portadores de microestruturas de impacto.

PERFIL DE AQUIRAZ – PA5

Localização: Estrada Aquiraz/ Prainha

O afloramento corresponde a uma frente de retirada de areia para a construção civil, constituída por uma área relativamente restrita.

A seção caracteriza-se pela gradação vertical de sedimentos areno-argilosos de coloração alaranjada para sedimentos de coloração parda dos horizontes pedológicos.

As análises laboratoriais das amostras areno-argilosas revelaram o predomínio das classes texturais areia média a fina, constituída por grãos de quartzo impregnados por uma

delgada película de óxido de ferro e minerais acessórios (ilmenita, hornblenda e raras turmalinas).

A natureza maciça dessa seqüência assemelha-se às seções medidas nos perfis PA1, PA2 e PA3.

PERFIL DE AQUIRAZ – PA6

Localização: Prainha

A seção medida corresponde a uma escarpa de 4,7 metros, posicionada na margem esquerda do canal de deságua da lagoa do Catú, cidade litorânea da Prainha.

As observações de campo permitiram individualizar três fácies sedimentares distintas, com gradações de cores e intercalações de crostas ferruginosas. A fácies basal (**Fa**) representa uma deposição homogênea com cerca de 2,5 metros de espessura, constituída por uma mistura de areias e siltes/argilas, maciça, com estruturas superficiais de mosqueamento, sendo comum a presença de níveis ferruginosos (figura 3.5).

As pesquisas laboratoriais revelaram o predomínio de grãos de quartzo, subarredondados e de baixa esfericidade, capeados por uma delgada película de óxido de ferro, raras turmalinas e escassos grãos de feldspato.

A fácies mediana (**Fb**) está representada por um pacote sedimentar de 1,2 metro de espessura, constituído por um arenito síltico-argiloso, de coloração avermelhada, marcada por um intenso mosqueamento responsável pelo aspecto “malhado” do afloramento, com ausência de estruturas sedimentares e dispersão de grânulos de quartzo na matriz arenítica.

De maneira geral, a deposição encontra-se representada por arenitos de textura fina, contendo cerca de 49% de fração silte/argila.

A seção medida encerra-se com uma exposição subaérea de 1 metro de espessura, correspondente à fácies do topo (**Fc**), caracterizada por uma deposição areno-argilosa de coloração alaranjada, com aspecto superficial mosqueado e grânulos angulares dispersos na matriz (figura 3.5).

Os estudos granulométricos classificaram as amostras como um arenito síltico/argiloso, contendo uma maior percentagem de grãos na classe de areia fina, seguido por uma representativa participação (42%) das frações silte e argila.

As análises microscópicas realizadas nas amostras da fácies do topo (**Fc**) revelaram o predomínio de grãos de quartzo impregnados por uma película de óxido de ferro. A mineralogia acessória foi verificada nas frações de diâmetro inferior à areia muito fina, constituída por uma assembléia mineralógica de ilmenita e turmalina.

Os aspectos morfoscópicos classificam a maioria dos grãos como subangulares, com esfericidade variando de baixa a média, com superfície de alta reflexão da luz incidente.

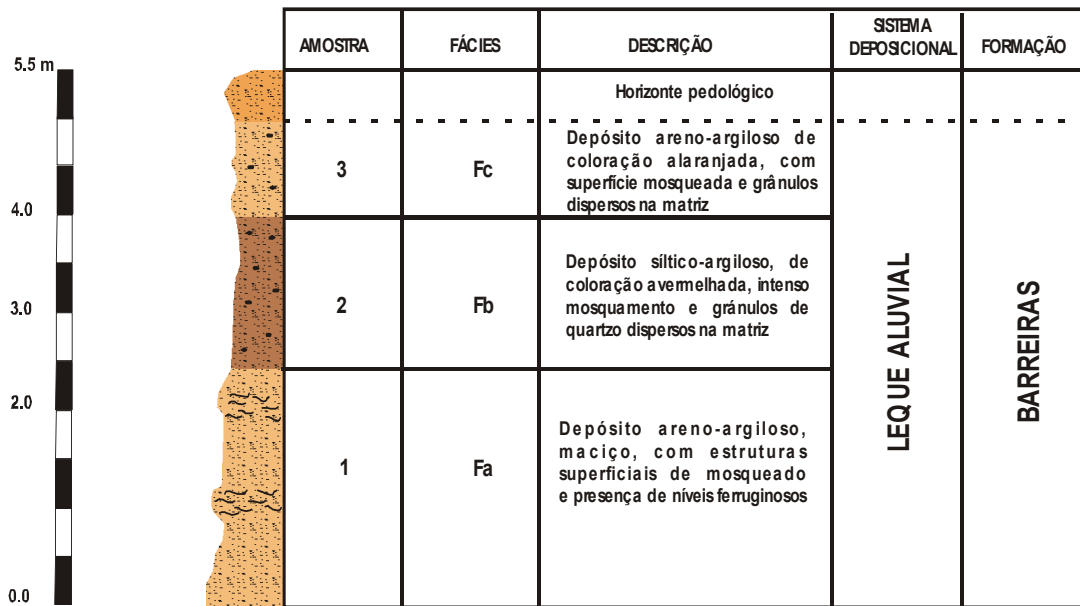


Figura 3.5 – Perfil litológico (PA6) realizado no município de Aquiraz. Prainha, litoral leste cearense.

PERFIL DE AQUIRAZ – PA7

Localização: Fonte do Iguape

O perfil areno-argiloso aflora na base do campo de dunas que bordeja as praias do Presídio e Iguape e, em função do seu empilhamento, gera o surgimento de fontes naturais.

O afloramento corresponde a duas fácies sedimentares: a fácies basal marcada pela coloração esbranquiçada e uma maior concentração de grânulos de quartzo dispersos na matriz areno-argilosa. A análise granulométrica classifica as amostras como um arenito médio contendo cerca de 13% de fração pelítica. Os grãos de quartzo apresentam uma superfície brilhante, marcados por baixa esfericidade e leve grau de arredondamento (subarredondados). Os estudos microscópicos realizados nos grânulos encontrados dispersos na matriz areno-argilosa revelaram o predomínio de grãos de quartzo, realçados pelo número de arestas e pouca esfericidade.

A fácies superior apresenta-se constituída pela deposição maciça de sedimentos areno-argilosos de coloração avermelhada, com raros grânulos de quartzo disperso na matriz.

As amostras foram classificadas como rochas areníticas formadas, predominantemente, por grãos de quartzo de diâmetro equivalente à classe granulométrica de areia média, com baixo percentual de silte e argila. Os grãos de quartzo caracterizaram-se por uma leve impregnação de óxido de ferro, arestas pouco trabalhadas (grãos

subarredondados) e baixa esfericidade. A mineralogia acessória encontra-se representada pela presença de raros grãos de ilmenita e turmalina.

PERFIL DE AQUIRAZ – PA8

Localização: Samambaia

O afloramento representa o ponto mais afastado da faixa costeira do município de Aquiraz, distanciado por cerca de 3 km de sua sede municipal, localizado no lugarejo conhecido por Samambaia.

De acordo com a compartimentação territorial do estado do Ceará, proposta por Souza (1988), a região corresponde à zona de transição entre os Domínios Cenozóicos e dos Escudos e Maciços Antigos, caracterizada pela presença de depósitos sedimentares, repousando diretamente sobre as rochas do embasamento cristalino.

O depósito cenozóico pesquisado consiste em acumulações conglomeráticas, expostas nas frentes de lavra originadas pelas extensas escavações de áreas planas, em busca da extração de cascalho.

As observações de campo confirmam a sobreposição das rochas proterozóicas, Complexo Gnássico-Migmatítico (Brandão 1995), pela deposição cenozóica dessa fácies conglomerática. O contato pode ser visualizado em determinados locais onde as escavações atingiram maiores profundidades, cerca de 4 metros abaixo do nível de base local.

Em virtude da restrita área de exposição das rochas paleoproterozóicas na região circunvizinha, poucas informações foram adquiridas em relação as suas características. Entretanto, em determinadas situações, pode-se verificar a exposição de rochas classificadas como biotita-gnaisses, portadoras de incipientes processos intempéricos.

O afloramento cenozóico caracteriza-se por uma exposição de aproximadamente 4,5 metros, constituído por interdigitação das duas fácies sedimentares (**F1** e **F2**).

A primeira fácies (**F1**) é marcada pelo predomínio de seixos em relação à matriz areno-argilosa. Os seixos são essencialmente quartzosos permitindo, portanto, classificar a rocha como conglomerado ortoquartzítico. As formas dos seixos variam de bem arredondados e esféricos a subarredondados e alongados, com estruturas de impacto em suas superfícies. Em relação ao tamanho, podem ser classificados como seixos propriamente ditos e calhus. A matriz corresponde a uma mistura homogênea de partículas de diâmetro de areia muito fina e silte/argila com a mesma contribuição volumétrica. Os grãos de areia apresentam superfícies brilhantes, com alguns pontos impregnados por uma película de óxido de ferro, e com formas variando de subangular a subarredondada. Complementando a composição das amostras, pode-se verificar a presença de raros grãos

de turmalina e ilmenita.

A segunda fácies sedimentar (**F2**) do afloramento é marcada pelo predomínio de matriz em relação aos seixos, que permite classificar a rocha como lamito conglomerático ou diamictito. A porção referente à matriz possui uma superfície mosqueada, com mistura das cores creme, rósea e marrom. As análises granulométrica e morfológica dos grãos revelaram uma classe modal de areia fina, com grãos subangulosos a subarredondados e de baixa esfericidade. A presença de uma mineralogia acessória contou com raros grãos de turmalina e ilmenita. Os seixos essencialmente de quartzo ocorrem distribuídos de forma aleatória na matriz, com formas bem arredondadas, variando de alongados a esféricos e com superfícies foscas.

A visualização geral do afloramento permitiu verificar a existência de duas situações distintas em relação à disposição espacial das fácies sedimentares. Em uma determinada frente de lavra, as fácies **F1** e **F2** aparecem interdigitadas, imprimindo um complexo emaranhado de *sets* deposicionais e, em outro momento, as fácies exibem uma seqüência intercalada verticalmente, sendo possível estabelecer uma relação de seus posicionamentos estratigráficos.

A descrição da seção medida realizada na frente de lavra caracterizada pela intercalação vertical de fácies mostra uma seqüência de fácies sedimentar depositada sobre as rochas do embasamento cristalino. A seqüência vertical corresponde a três níveis de intercalações das fácies **F1** e **F2** (figura 3.6).

3.4.1.1 Interpretação das fácies sedimentares

As fácies sedimentares, segundo suas características sedimentológicas, foram agrupadas em quatro classes distintas.

A primeira compreende os depósitos areno-argilosos de coloração avermelhada, aspecto maciço, mapeados nas seções medidas dos perfis PA1, PA3 e PA5.

As informações preservadas nesse conjunto de fácies, de acordo com os conceitos de sistema deposicional, indicam que a sedimentação ocorreu por meio de correntes de fluxo aquoso (*stream flow*), em condições de clima semi-árido. As características climatológicas vigentes na região, provavelmente, favoreceram a distribuição de um volume representativo de detritos em extensas áreas geográficas. Segundo Medeiros (1980) essas fácies correspondem a uma sedimentação típica das porções distais dos leques aluviais.

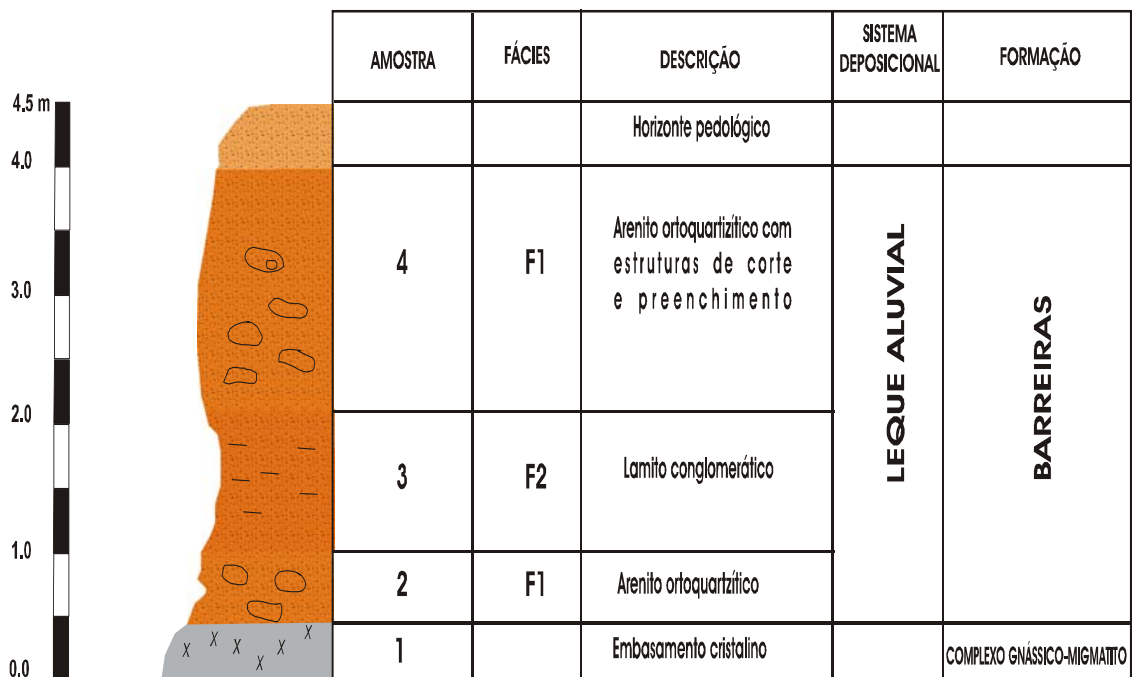


Figura 3.6 – Perfil litológico (PA8) realizado no município de Aquiraz. Samambaia, litoral leste cearense.

A segunda classe de fácies engloba as exposições areno-argilosas de coloração avermelhada, aspecto maciço, com grânulos angulosos de quartzo dispersos na matriz, encontradas nos perfis PA2, PA6 (fácies do topo) e PA7. A presença de grânulos de quartzo distribuídos aleatoriamente no arcabouço da rocha permitiu atribuir sua deposição a um episódio de maior energia da corrente de fluxo aquoso, provavelmente, gerado por variações climáticas ou reativações dos processos de soergimento das regiões elevadas. Esse tipo de depósito pode ser verificado nos trechos posicionados entre os segmentos médios e distais de leques aluviais (Bull 1962).

A terceira classe envolve a fácies caracterizada por uma deposição arenosa de coloração avermelhada, aspecto maciço e formada por grãos de quartzo subarredondados a arredondados, com superfície fosca (PA4). As observações de campo revelaram uma gradação lateral dessa fácies para a fácies da primeira classe.

A interpretação das características sedimentológicas e morfológicas dos grãos de quartzo dessa fácies sugere uma deposição oriunda da ação eólica. A explicação do fato resultou na proposição das prováveis morfologias desenvolvidas nos subsistemas típicos dos segmentos distais dos leques aluviais.

Segundo Bull (1962), as porções distais dos leques aluviais desenvolvem subsistemas fluviais entrelaçados com a formação de bancos de areia, sujeitos a constantes

ataques das correntes eólicas. Desse modo, a fácies sedimentar representa um importante registro de uma influência eólica nos sedimentos Barreiras da zona costeira do município de Aquiraz.

A quarta classe trata da deposição cíclica entre as fácies sedimentares (**F1** e **F2**) descritas na seção medida do perfil PA8. As inter-relações entre elas mostram uma natureza extremamente pulsante do agente transportador, provavelmente, constituído por uma mistura viscosa, responsável pela deposição das fácies ortoconglomeráticas e pela formação das estruturas sedimentares de corte e preenchimento, típicas dos segmentos localizados próximos ao ápice dos leques aluviais (Bull 1962).

3.4.1.2 Modelo deposicional

A análise faciológica das exposições subaérea da Formação Barreiras permitiu integrá-las como parte de uma sedimentação típica dos ambientes de leques aluviais. Em função das distribuições espaciais suas relações não foram estabelecidas.

Segundo Ribeiro (2001), o arcabouço tectono-estrutural da região costeira pesquisada caracteriza-se por uma série de linhas de falhas e fraturas, cujos principais traços assumem a direção preferencial NE-SW (figura 3.7).

A análise interativa entre os depósitos areno-argilosos, incluindo suas características faciológicas, seus atuais posicionamentos geográficos e suas cotas altimétricas de exposições, com os elementos estruturais presentes na área, forneceu uma série de informações capazes de esclarecer os principais mecanismos envolvidos na sua deposição. Esse conjunto de informações favoreceu a formulação de um modelo paleoambiental para a deposição da Formação Barreiras (figura 3.8).

O bloco A (figura 3.8) apresenta a reativação de falhas em zonas de fraqueza pré-existentes com direção aproximadamente paralela à linha de costa atual. Esta fase de escalonamento de blocos com mergulho em direção ao mar aberto, provavelmente, desenvolveu-se durante o Plioceno, em função de rearranjos tectônicos relacionados à fase drifte da evolução sul-atlântica ou em função de movimentos laterais ao longo do prolongamento de falhas transformantes para o interior do continente.

O bloco diagrama B (figura 3.8) apresenta a deposição dos clásticos grossos (conglomerados) nos segmentos proximais e “calhas profundas” dos grabens, deposição dos leques aluviais com fácies interdigitadas e formação de subsistemas fluviais entrelaçados, com conformação da paleo linha de costa.

No bloco diagrama C (figura 3.8), ocorrem as reativações de lineamentos de direção N50E a EW presentes no interior do continente. Estas zonas de fraqueza correspondem a grandes lineamentos (zonas de cisalhamento e falhas) que são recobertas pelos sedimentos

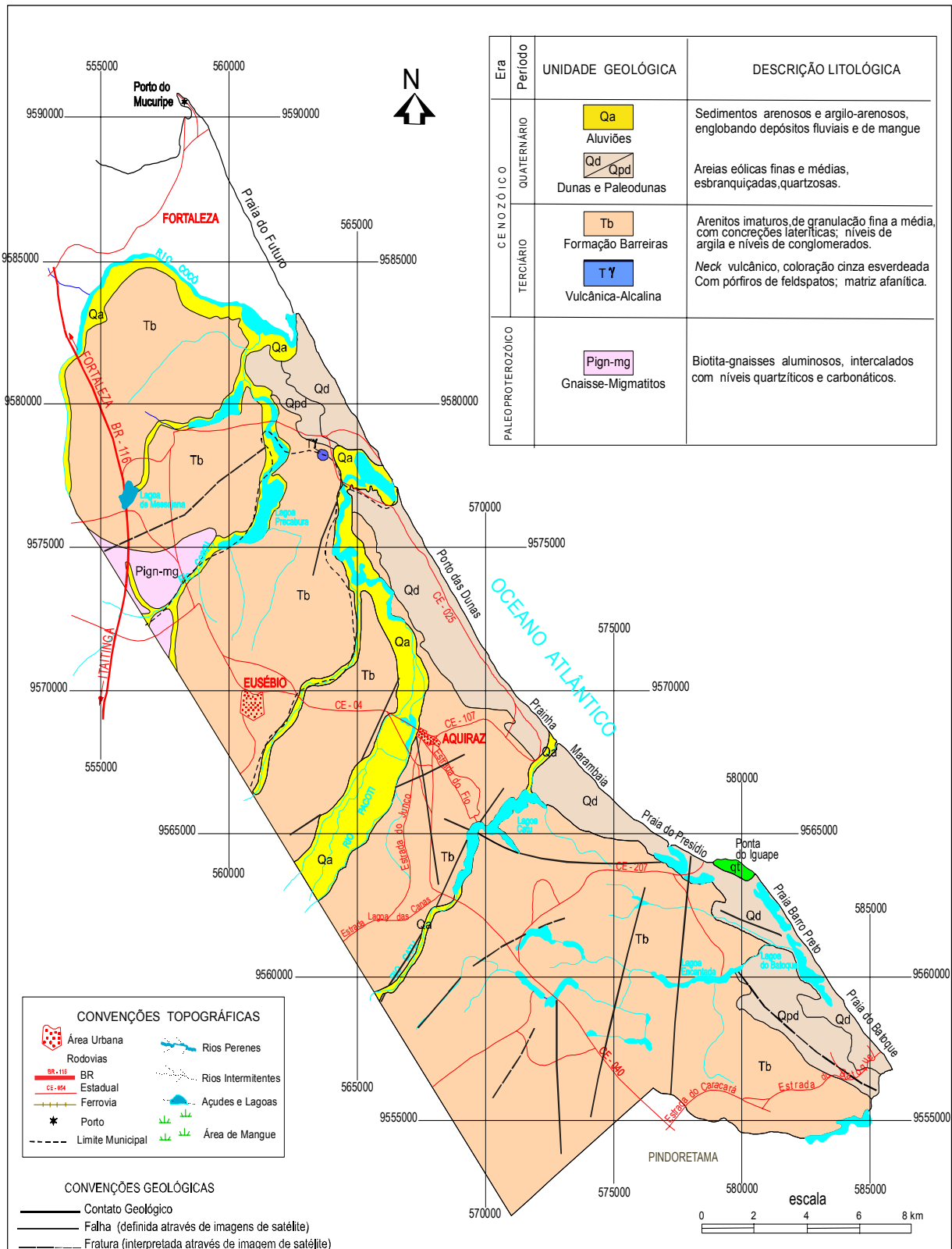


Figura 3.7 – Mapa geológico e arcabouço tectono-sedimentar da região costeira do município de Aquiraz (Ribeiro 2001).

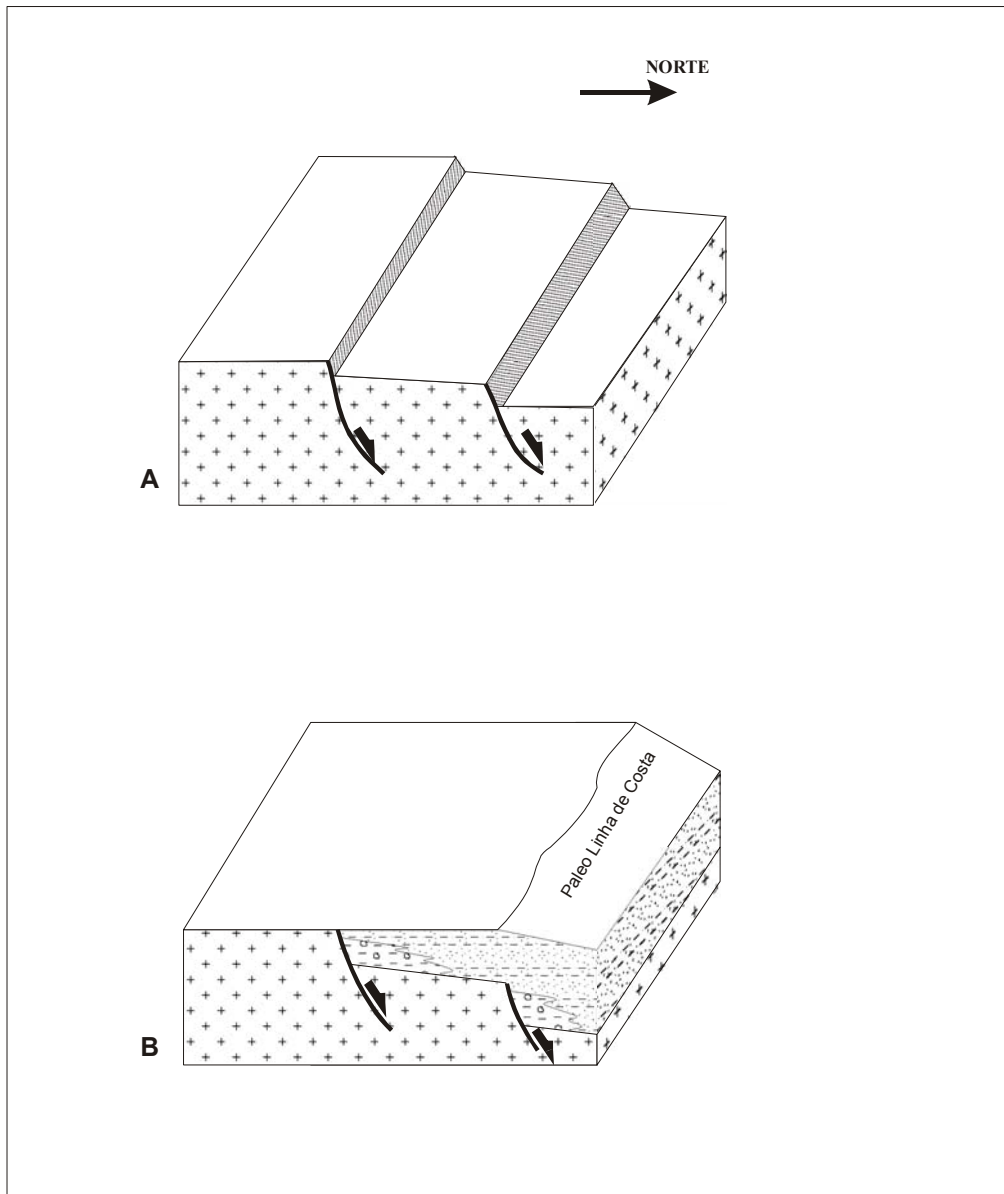


Figura 3.8 – Blocos diagramas mostrando de forma esquemática a evolução tectono-sedimentar para o município de Aquiraz, litoral leste cearense.

A – Estágio de reativação de estruturas tectônicas de direção SSE-NNW – Mioceno (?).

B – Estágio de deposição dos leques aluviais, associados à fácies de rio entrelaçado, provavelmente em clima árido – Plio-Pleistoceno.

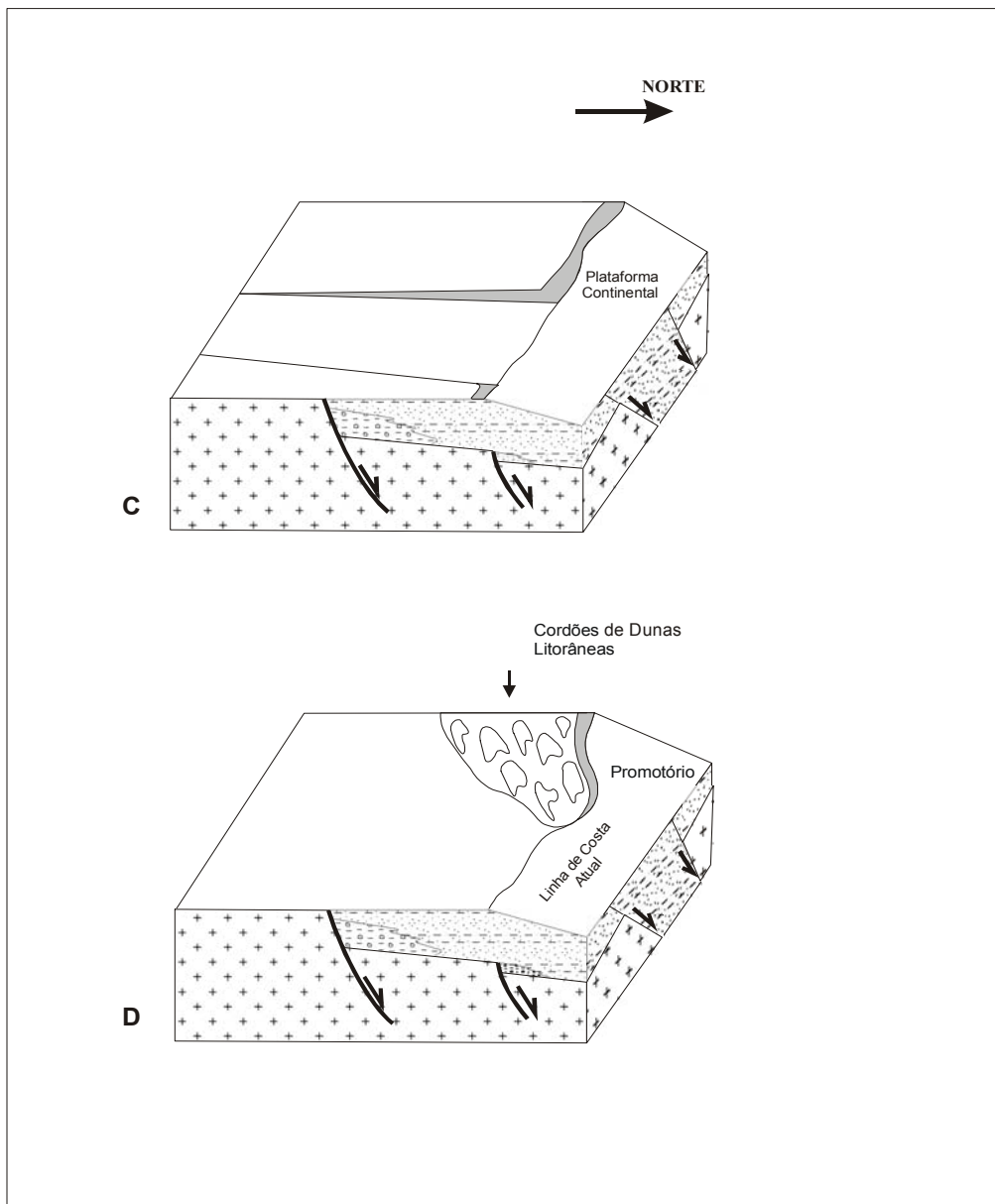


Figura 3.8 – Blocos diagramas mostrando de forma esquemática a evolução tectono-sedimentar para o município de Aquiraz, litoral leste cearense.

C – Estágio de reativação de estruturas tectônicas de direção N45-50°S e formação de costas dos tipos alta (falésias) e baixa (dunas).

D – Estágio atual, com exposição de rochas paleoproterozóicas (promontório do Iguape) e formação de dunas ativas.

mais jovens quando integram a zona costeira. Este estágio é responsável pela exposição de rochas proterozóicas e cretáceas na zona de sedimentação praial.

No estágio representado no bloco diagrama D (figura 3.8), apresenta os sistemas deposicionais atuais com implantação dos cordões de dunas costeiras, deposição em lagos e definição da linha de costa similar à observada atualmente. Em função das sucessivas reativações neotectônicas e instalação de blocos elevados e blocos rebaixados, há a formação de costas altas (com falésias vivas) e costas baixas (com deposição lacustrina e em planícies de inundação fluviais).

3.4.2 Município de Cascavel

Os registros subaéreos dos sedimentos areno-argilosos da Formação Barreiras no Município de Cascavel são considerados raros, com um único representante aflorando na encosta do vale fluvial do rio Choró (Perfil PC1).

PERFIL DE CASCAVEL – PC1

Localização: Margem esquerda do Rio Choró

A seção medida corresponde a uma barreira de 7 metros constituída por sedimentos areno-argilosos subdivididos em quatro fácies sedimentares (figura 3.9).

A fácies mais antiga (**ac₁**) caracteriza-se por um depósito de natureza friável, amarelada, com arcabouço mineralógico formado por grãos de quartzo e feldspato dispersos em uma matriz argilosa. As análises laboratoriais referentes aos aspectos texturais das amostras revelaram o predomínio da classe granulométrica correspondente à areia fina e a sedimentos pobremente selecionados.

A fácies **ac₂** encontra-se representada por um pacote sedimentar de aproximadamente 2,5 metros correspondendo a um arenito de composição mineralógica quartzo-feldspática, com predomínio da coloração amarelada e manchas avermelhadas disseminadas na matriz. Os estudos microscópicos dos nódulos avermelhados acusaram a formação de pequenos aglomerados minerais, cujos grãos de quartzo encontram-se capeados e interligados por uma “liga de óxido de ferro”.

O perfil litológico prossegue com uma sedimentação areno-argilosa pouco espessa (com cerca de 1 metro) marcada por um aspecto maciço, de tonalidade acentuada no matiz laranja. Os grãos de quartzos assumem a forma subarredondados, muitas vezes, impregnados por uma película de óxido de ferro (fácies **ac₃**).

A seção encerra-se com a presença da fácies **ac₄** caracterizada por depósito arenítico, constituído por grãos de quartzo arredondado esférico e fosco, com raros grãos de

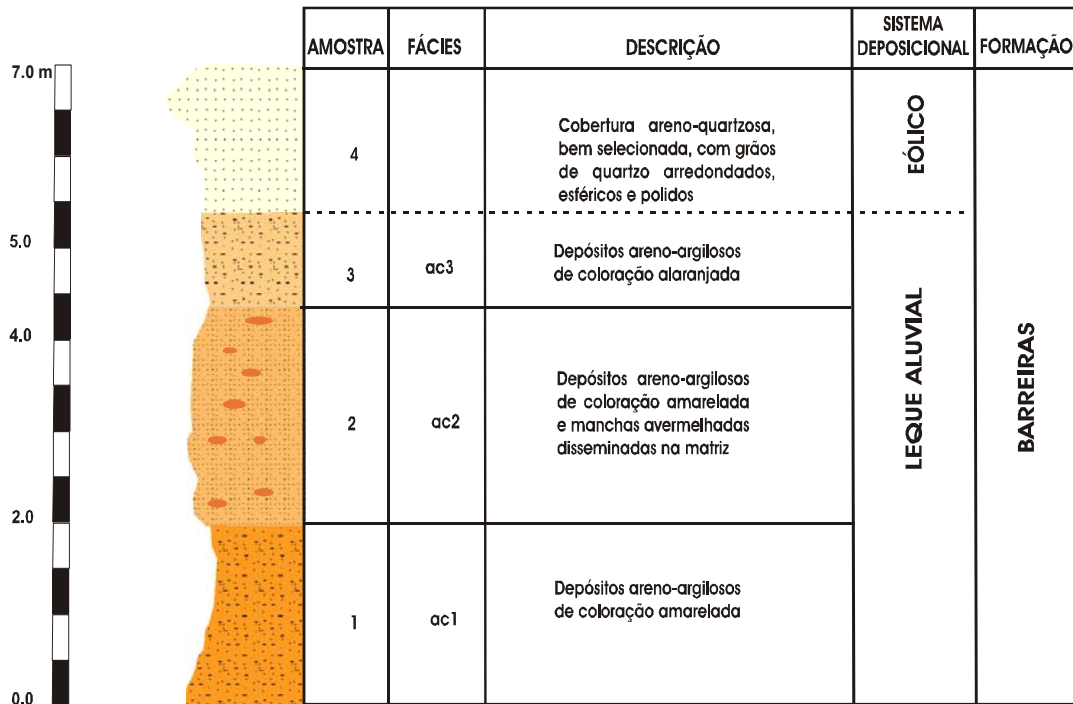


Figura 3.9 – Perfil litológico (PC1) realizado no município de Cascavel. Rio Choró, litoral leste cearense.

minerais pesados (ilmenita e hornblenda). A análise granulométrica aponta uma natureza extremamente selecionada para o depósito mineral.

3.4.2.1 Interpretação das fácies sedimentares

A interpretação das características sedimentológicas e estratigráficas das fácies sedimentares descritas na zona costeira do município de Cascavel, litoral leste cearense, permitiu agrupá-las em duas classes deposicionais.

A primeira classe envolve as fácies ac_1 , ac_2 e ac_3 do perfil estratigráfico exposto na margem esquerda do rio Choró, caracterizado por um conjunto de estratos areno-argilosos, mal selecionados, de aspecto maciço e coloração variando entre amarelo e alaranjado. Em função de suas características foram atribuídas a um produto deposicional de leques aluviais (porções mediana e distal).

A intensificação da coloração avermelhada observada na primeira classe (fácies ac_2) deve-se à presença de aglomerados de grãos de quartzo impregnados por óxido de ferro. Esse fato retrata uma maior exposição da sedimentação a ambientes ricos em oxigênio.

A fácies ac_3 evidencia uma redução nas condições ambientais oxidantes vigentes na sua deposição, testemunhada pelo discreto capeamento dos grãos de quartzo por uma crosta ferrificada.

Dentro do contexto dos depósitos sedimentares resultantes de leques aluviais, as condições ambientais anteriormente descritas podem ser interpretadas como produto de mudanças climáticas. Segundo Bull (1962 e 1963), essa condição ambiental torna-se mais propícia de ser verificada nos segmentos distais dos leques aluviais, onde a energia do meio transportador tende a ser minimizada.

A segunda classe deposicional (fácies ac_4) caracteriza-se por uma acumulação arenosa bem selecionada, contendo grãos de quartzo com superfícies desgastadas, arredondados e esféricos. Essas características permitiram associar a deposição a eventos de correntes eólicas, que atualmente moldam corpos de dunas longitudinais na orla marítima do município de Cascavel.

3.4.2.2 Modelo deposicional

A elaboração de um modelo deposicional para os sedimentos areno-argilosos da Formação Barreiras no município de Cascavel é considerada uma etapa muito complexa, uma vez que seus testemunhos encontram-se soterrados por uma sedimentação quaternária.

De acordo com as informações fornecidas pelos artigos científicos relacionados com a evolução da margem continental brasileira (ex. Ponte 1971, Asmus & Porto 1972, Asmus & Baisch 1983, Asmus 1984, Szatmari *et al.* 1987, Conceição *et al.* 1988, Bertani *et al.* 1990, Matos 1987, 1991, 1992 e 1998), a história deposicional da Bacia Potiguar registra diversos eventos tectônicos, responsáveis pela formação de um complexo sistema de riftes.

Chang *et al.* (1988) reconheceram o desenvolvimento de um sistema de grabens durante a fase sin-rifte III da sedimentação da Bacia Potiguar.

Matos (1988 e 1992) confirma a presença de um sistema duplo de basculamento de blocos, com o desenvolvimento de dois semi-grabens separados por falha de transferência (E-W) com depocentros opostamente direcionados, resultantes dos efeitos das condições transtensionais experimentados na porção *off-shore* da Bacia Potiguar.

Matos (1992) atribui a sedimentação do Graben Jacaúna ao início do Cretáceo Superior (Campaniano/Maastrichiano) com os arenitos da Formação Tibau, com maior expressão no ambiente marinho. A porção continental, em função da morfologia do substrato e reativações tectônicas, testemunhada apenas a sedimentação da Formação Barreiras.

A figura 3.10 mostra que o Graben Jacaúna posiciona-se defronte aos segmentos litorâneos dos municípios de Cascavel e Beberibe (4° de latitude sul e 38° de longitude oeste).

Dessa maneira, a escassez de afloramentos da Formação Barreiras na zona costeira do município de Cascavel encontra-se nitidamente associada ao processo de afundamento de blocos crustais, ocasionado pelo desenvolvimento do Graben Jacaúna (Barremiano Superior).

As fácies ac_1 , ac_2 e ac_3 do perfil PC1 representam, portanto, registros da sedimentação distais dos leques aluviais.

3.4.3 Município de Beberibe

As seqüências areno-argilosas que afloram no litoral do município de Beberibe (praias de Morro Branco, Fontes e Diogo) representam um importante registro geológico dos processos de sedimentação ocorridos desde o período Neógeno (Plioceno) até os dias atuais na zona costeira cearense.

Essas seqüências sedimentares são constituídas por verdadeiros paredões verticais, constantemente moldados pelas oscilações das marés, correntes eólicas e percolação de águas pluviais.

A célula litorânea da praia do Morro Branco caracteriza-se por um expressivo trecho de falésias vivas de aspectos ruiformes (*bad-land*), muitas vezes, associadas a extensas áreas de plataformas de abrasão, provavelmente, impressas por episódios erosivos responsáveis pela retrogradação da linha de costa.

O segmento litorâneo da praia das Fontes dá continuidade à paisagem classificada como costa do tipo alta (Ottmann 1964), com presença de falésias talhadas em sedimentos areno-argilosos, de coloração variegada que, por vezes, resultam no desenvolvimento de fontes naturais de água potável.

A praia do Diogo é caracterizada por um relevo escarpado que, atualmente, encontra-se em contato com o ambiente marinho, sendo visualizadas áreas em profundo processo de erosão por solapamento das camadas basais.

A presente pesquisa realizou cinco seções medidas nos afloramentos da Formação Barreiras ao longo do litoral do município de Beberibe, posicionadas de acordo com as informações contidas na tabela 3.2.

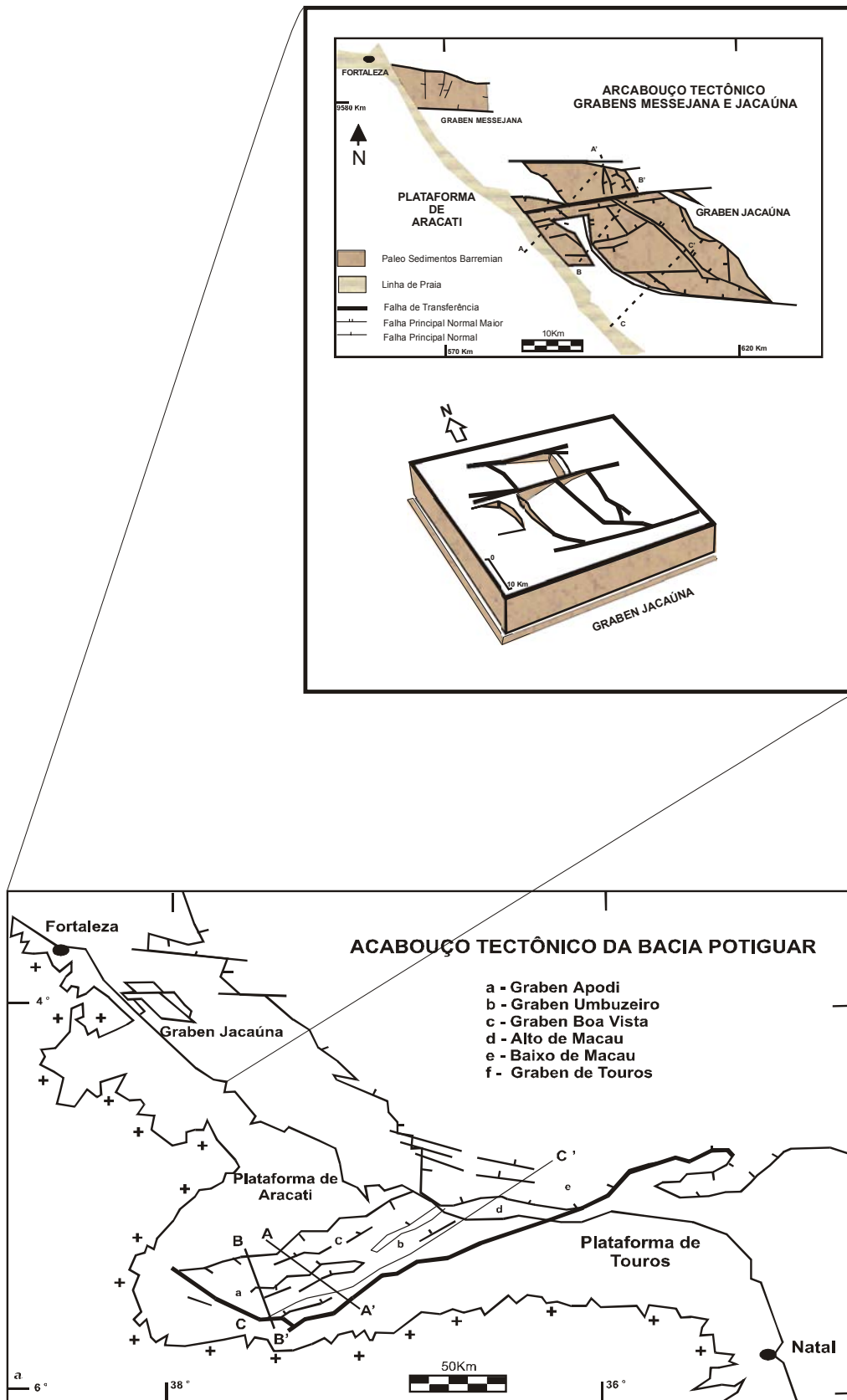


Figura 3. 10 – Arcabouço tectono-estrutural da Bacia Potiguar e do Graben Jacuána (Matos 1992)

Tabela 3. 2 - Posicionamento dos perfis realizados no município de Beberibe, litoral leste cearense

PERFIL	COORDENADAS (UTM)	
PB1 – Morro Branco	0599122	9540611
PB2 – Praia das Fontes	0601473	9538188
PB3– Praia do Diogo	0603817	9536131
PB4 – Praia do Diogo	0603255	9536490
PB5 – Praia do Diogo	0603157	9536593

PERFIL DE BEBERIBE – PB1

Localização: Praia do Morro Branco

A exposição encontra-se caracterizada por quatro fácies sedimentares distintas individualizadas, principalmente, por seus aspectos sedimentológicos e sua coloração (figura 3. 11).

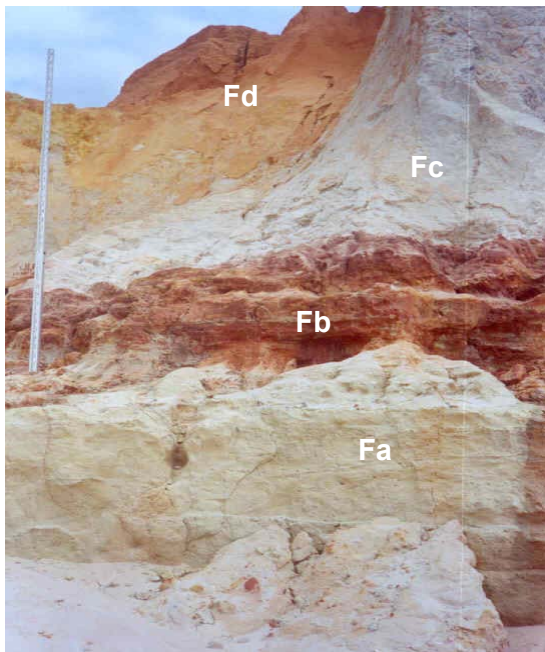


Figura 3.11 - Aspecto geral do afloramento areno-argiloso da Formação Barreiras no município de Beberibe - praia do Morro Branco, litoral leste cearense.

A fácies basal (**Fa**) encontra-se representada por sedimentos arenosos, de aproximadamente 1,2 metro de espessura, coloração esverdeada, matriz argilosa, contendo estruturas circulares e alongadas de minerais de argila e estruturas de bioturbações (figura 3.12).

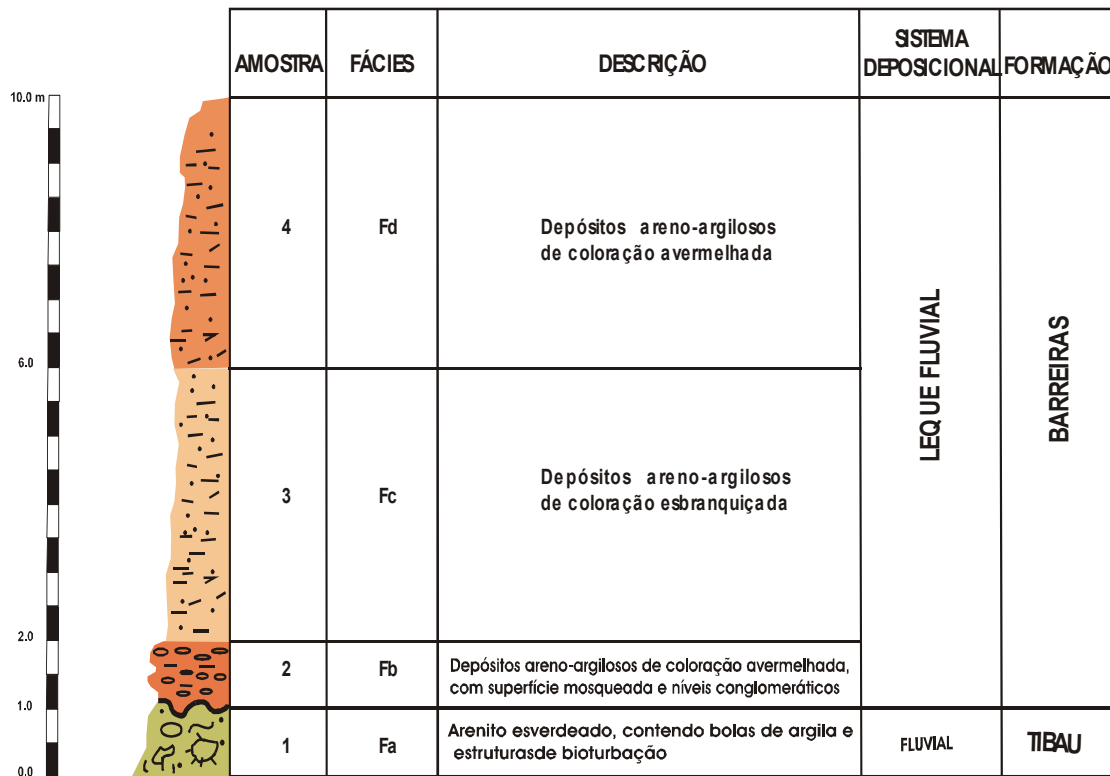


Figura 3.12 – Perfil litológico realizado no município de Beberibe. Praia do Morro Branco, litoral leste cearense.

As amostras analisadas definem a rocha como arenito quartzoso, constituído essencialmente por grãos de quartzo subarredondados a arredondados e minerais pesados (turmalina e ilmenita) a partir da fração areia média.

A fácies subsequente (**Fb**) assenta-se sobre uma superfície erosiva, caracterizada por uma camada areno-argilosa de coloração avermelhada, superficialmente mosqueada e gradando para um nível conglomerático.

As análises laboratoriais mostram o predomínio de grãos de quartzo translúcidos, de formas variando entre subarredondadas a arredondadas e moderadamente esféricas, associados a grãos de ilmenita e turmalina.

Os níveis conglomeráticos correspondem a aglutinações de minerais silicosos por um cimento ferruginoso.

A fácies (**Fc**) caracteriza-se por deposição areno-argilosa de coloração clara, com grãos de quartzo e raros de minerais pesados (ilmenita e turmalina).

A seção medida encerra-se com a deposição areno-argilosa (**Fd**) de coloração avermelhada e aspecto maciço. Os grãos de quartzo apresentam formas subarredondadas a arredondadas, com impregnações de óxido de ferro.

PERFIL DE BEBERIBE – PB2

Localização: Praia das Fontes

O afloramento é representado por uma seção vertical de aproximadamente 3,9 metros, constituída pelo empilhamento de quatro fácies sedimentares.

O primeiro metro caracteriza-se por um depósito areno-argiloso de coloração esverdeada, contendo bolas e lentes de argilo-mineral e estruturas de bioturbação, considerada semelhante à fácies basal (Fa) do perfil PB1.

A seção tem continuidade por meio de uma reduzida espessura (60 centímetros) de arenito avermelhado mosqueado constituído, predominantemente, por grãos de quartzo de tamanho areia média e 13% de fração pelítica. A fácies caracteriza-se pela presença de níveis arenosos (areia grossa) intercalados na matriz areno-argilosa.

A fácies subsequente constitui um depósito de 1,8 metro de espessura, maciço de coloração esbranquiçada, com predomínio de areia média com grãos de quartzo nas formas subarredondadas a arredondadas e com baixa esfericidade.

O afloramento termina com a deposição de 2 metros de um pacote areno-argiloso de coloração avermelhada, maciço, com grãos de quartzo subarredondados e pequena participação de minerais pesados (ilmenita e hornblenda). Essa fácies foi associada à fácies (Fd) do perfil PB1.

PERFIL DE BEBERIBE – PB3

Localização: Praia do Diogo

A descrição da seção medida revelou a presença de duas fácies distintas. A fácies basal caracteriza-se pela exposição centimétrica do arenito esverdeado, com reduzidas estruturas de bioturbação, seguida por uma sedimentação areno-argilosa de coloração avermelhada e maciça (fácies do topo).

Os estudos laboratoriais das amostras coletadas na fácies do topo da seqüência mostram o predomínio de grãos de quartzo, de diâmetro médio (0,25mm), recobertos por uma película de óxido de ferro e raros grãos de minerais pesados.

A comparação das características sedimentológicas das amostras coletadas nessas fácies permitiu relacioná-la com a fácies Fa do perfil PB1.

PERFIL DE BEBERIBE – PB4**Localização: Praia do Diogo**

O perfil representa um afloramento de aproximadamente 1,5 metro de espessura embasado por uma fácies areno-argilosa de coloração esverdeada, com bolas de argila dispersas na matriz, correlacionada à fácies Fa do perfil PB1.

PERFIL DE BEBERIBE – PB5**Localização: Praia do Diogo**

A exposição corresponde a um afloramento de 5 metros de espessura, sendo possível identificar três fácies sedimentares.

A fácies basal envolve uma deposição areno-argilosa de 2,7 metros de espessura, coloração esverdeada, com bolas e lentes de argila, estruturas de bioturbação e grânulos de quartzo dispersos na matriz areno-argilosa, considerada semelhante às fácies basais dos perfis descritos anteriormente.

A fácies intermediária corresponde a 1,8 metro de exposição areno-argilosa, marcada por um intenso processo de mosqueamento e presença de níveis de maior grau de litificação.

A fácies do topo caracteriza-se por uma deposição essencialmente arenosa, com grãos de quartzo hialinos arredondados, típicos de uma sedimentação resultante de processos eólicos (dunas atuais).

3.4.3.1 Interpretação das fácies sedimentares

As fácies sedimentares descritas no município de Beberibe foram agrupadas em quatro categorias de processos de sedimentação.

A primeira categoria envolve os depósitos arenosos de coloração esverdeada, com estruturas de bioturbação, bolas/lentes de argilas e níveis conglomeráticos, relacionada com os depósitos fluviais entrelaçados.

A segunda categoria corresponde à fácies caracterizada por uma deposição areno-argilosa e mosqueada, por vezes, intercalando-se com níveis conglomeráticos ou encerrando-se por níveis conglomeráticos, associada a depósitos de leques aluviais (segmento mediano).

A terceira categoria engloba as fácies Fc e Fd descritas nos perfis PB1 e PB2. Esse conjunto de fácies faz parte do sistema de leques aluviais, segmento distal.

A quarta categoria compreende as fácies caracterizadas por grãos de quartzo arredondados de superfície fosca, associada a depósitos eólicos recentes

3.4.3.2 Modelo deposicional

A seqüência litológica reconhecida na zona litorânea do município de Beberibe foi relacionada ao arcabouço tectono-estrutural herdado pela implantação da Bacia Potiguar.

A região litorânea dos municípios de Cascavel e Beberibe encontra-se inserida no contexto estrutural da Bacia Potiguar, porção *off-shore*, caracterizada pelo desenvolvimento de sistemas de grabens (figura 3.10), responsáveis pelo contraste das exposições litológicas preservadas ao longo dos dois municípios.

As informações subaéreas das exposições areno-argilosas na região costeira do município de Beberibe foram complementadas com dados litológicos obtidos pelos poços tubulares profundos realizados pela Fundação Nacional da Saúde.

Os dados de subsuperfície revelaram uma seqüência litológica composta por sedimentos arenosos classificados como representantes das Formações Tibau e Barreiras, com espessuras em torno de - 30 e - 40 metros, respectivamente.

Outro fato verificado por meio das perfurações de poços profundos foi a maior profundidade do embasamento cristalino na região litorânea do município de Beberibe, cerca de mais de 70 metros. Enquanto no município de Cascavel pode ser verificada a uma profundidade média de 20 metros.

Os registros litológicos da zona costeira do município de Beberibe, de acordo com as interpretações sedimentológicas e associações com as informações do arcabouço tectono-sedimentar apresentados por Matos (1998), foram relacionados aos eventos da implantação do Graben Jacaúna.

A fácies basal (Fa) interpretada como uma sedimentação típica de sistema fluvial entrelaçado, corresponde a um importante registro dos eventos finais da sedimentação da Bacia Potiguar, ora definida por Formação Tibau. Seu afloramento nesse trecho do litoral ocorre em função do arqueamento crustal decorrente da ação dos sistemas de falhas presentes no Graben Jacaúna, cujo contato com as fácies subseqüentes (Fb, Fc e Fd), típicas de leques aluviais da Formação Barreiras, acontece por meio de uma superfície de erosão.

3.4.4 Município de Fortim

O litoral do município de Fortim é caracterizado pelo desenvolvimento de falésias moldadas em sedimentos arenosos da Formação Tibau e areno-argilosos da Formação Barreiras.

No trecho litorâneo e ao longo da margem esquerda do rio Jaguaribe foram descritos seis perfis litológicos (tabela 3.3).

Tabela 3.3 - Posicionamento dos perfis litológicos realizados no município de Fortim, litoral leste cearense.

PERFIL	COORDENADAS	
PF1 – Pontal de Maceió	37°46'21"	4°24'16"
PF2 – Capim Açú	37°47'31"	4°30'41"
PF3– Viçosa	37°47'56"	4°28'32"
PF4 – Córrego da Inveja	37°47'31"	4°30'41"
PF5 – Volta	37°47'24"	4°32'12"
PF6 – Ponte	37°47'25"	4°35'00"

PERFIL DE FORTIM – PF1

Localização: Pontal de Maceió

A seção colunar caracteriza-se por um pacote sedimentar consolidado que forma o promontório rochoso da praia de Pontal de Maceió. A natureza consolidada das rochas sedimentares induziu a confecção de lâminas delgadas, visando à identificação das características peculiares na descrição do perfil.

A seção é formada por dois metros de rochas arenosas, sendo possível ser diferenciadas quatro fácies sedimentares: Fácies **A₁**, que representa o primeiro metro da seção, fácies **A₂**, que corresponde a crostas silicificadas, fácies **A₃**, representada por arenito maciço e a fácies **A₄**, que encerra a coluna sedimentar com arenitos portadores de estruturas de erosão diferencial.

A fácies **A₁** é constituída por sedimentos areno-quartzosos de textura média, bem selecionados. Os grãos de quartzo subarredondados e subangulares aparecem tanto na forma monocristalina, predominante, como na policristalina. O arcabouço da rocha constitui-se por quartzo (50-60%), feldspato (5%) representado por microclina, turmalina e fragmento de rochas sedimentares, definindo a rocha como sub-arcósio. Os grãos de quartzo aparecem envolvidos por uma película de argila e de óxido de ferro. O cimento da amostra foi reconhecido como de natureza silicosa caracterizado por *overgrowths* de quartzo e cutículas de argila.

Macroscopicamente, a fácies mostra-se com abundantes estruturas circulares preenchidas por sílica, cuja identificação será descrita posteriormente, no item 3.4.4.1.

A fácies **A₂** caracteriza-se por um nível composto por crostas silicificadas, de espessura de poucos centímetros, recoberta por um arenito mediano da fácies **A₃**, que atinge os 1,8 metros da seção colunar.

O estudo microscópico da fácies **A₃** revelou um arenito quartzoso, constituído por grãos de quartzo de tamanho areia média, com cimento argiloso representado por cutículas

de argila e óxido de ferro. Mineralogicamente a rocha constitui-se por grãos de feldspato (microclina), turmalina, apatita e fragmentos de rochas sedimentares, que em função de seu conteúdo permite classificar a rocha como arcósio.

Macroscopicamente, a unidade sedimentar assume uma estrutura maciça, com ausência de bioturbação.

A fácies **A₄** foi individualizada por conter estruturas resultantes da erosão diferencial na superfície dos arenitos silicificados, formando uma crosta superficial com feições circulares de poucos centímetros de espessura.

PERFIL DE FORTIM – PF2

Localização: Capim Açú

A seção medida é representada por um pacote sedimentar de 10 metros de espessura, formado por uma fácies basal (**B₁**) consolidada, seguida por intercalações de cinco fácies inconsolidadas e semiconsolidadas (fácies **B₂**, **B₃**, **B₄**, **B₅** e **B₆**).

Os primeiros 1,5 metros de seção colunar foram designados por fácies **B₁**, caracterizada visualmente por um arenito consolidado, cujos valores dos parâmetros estatísticos permitiram classificar a amostra como areia grossa, muito pobremente selecionada.

A fácies subsequente (**B₂**), composta por um delgado nível arenoso semiconsolidado, sobressai pela presença de crostas silicificadas dispersas na matriz. A porção arenosa da fácies **B₂** é composta por areia média, pobremente selecionada, de natureza leptocúrtica e aproximadamente simétrica, cujos grãos analisados microscopicamente revelaram ser constituídos por quartzo (50-60%), tanto na forma monocristalina como policristalina, com extinção variando de reta a fortemente ondulante, raros feldspatos (5% de microclina) e fragmentos de rocha sedimentar, o que caracteriza a rocha como sub-litoarenito. O cimento é silicoso, representado por crescimento autigênico de quartzo sobre os grãos detríticos de quartzo. Os grãos de quartzo apresentam-se capeados por uma cutícula de argila e óxido de ferro. Na fração granulométrica de areia fina (0,125 mm), a presença de minerais pesados do tipo ilmenita, hornblenda e estauroлита, tornam-se mais representativas.

O estudo microsscópico das lâminas delgadas das crostas mostrou uma natureza essencialmente quartzosa, na qual os grãos encontram-se cimentados por sílica amorfa.

No intervalo de 1,5 a 2,8 metros da seção colunar (PF2), foi registrada a presença de arenito médio composto por fragmentos de rocha com óxido de ferro e, subordinadamente, grãos de quartzo e raros minerais pesados, como turmalina, hornblenda e ilmenita, denominados por fácies **B₃**. Observações de campo permitiram visualizar bioturbações preenchidas por sílica amorfa.

Acima da fácies B₃ foi mapeado um nível de crostas silicificadas inserido numa matriz arenosa, classificada como moderadamente selecionada, mesocúrtica e aproximadamente simétrica, que constitui a fácies B₄.

As observações obtidas por intermédio das lâminas delgadas das crostas da fácies B₄ mostraram uma semelhança mineralógica e textural destas com as crostas da fácies B₂.

Espero pacote sedimentar depositado sobre as fácies descritas, caracteriza-se por areia média, moderadamente selecionada, de caráter mesocúrtico e aproximadamente simétrica, individualiza a fácies B₅.

A fácies B₆ é representada por depósitos arenosos, friáveis, de coloração avermelhada, formados por grãos de quartzo de granulometria média, com fragmentos de óxido de ferro e raros minerais pesados na fração mais fina (0,125 mm).

A seção colunar encerra-se pela formação de um solo pouco espesso que abriga uma vegetação arbustiva nativa.

PERFIL DE FORTIM – PF3

Localização: Viçosa

A seção medida tem aproximadamente 5 metros de espessura com sedimentos arenosos e níveis conglomeráticos (figura 3.13).

No pacote sedimentar foi possível identificar seis fácies distintas. Na fácies basal (C₁), o primeiro metro e cinquenta centímetros de espessura da seção colunar corresponde à areia média, constituída por grãos de quartzo e raros fragmentos de rochas sedimentares. Os grãos de quartzo apresentam a superfície brilhante, enquanto os fragmentos de rocha apresentam uma textura fosca formada pela aglutinação de grãos menores de areia quartzosa em uma matriz argilosa. No intervalo correspondente a 0,50 a 0,62 mm, os grãos de quartzo misturam-se aos grãos de minerais pesados, sendo comum a presença de hornblenda, turmalina, ilmenita, epidoto e granada. Observa-se um incremento dos minerais pesados a partir do intervalo 0,125 mm. Em termos gerais, os grãos assumem forma subarredondada a arredondada, com esfericidade variando de 07 a 09.

A fácies C₁ apresenta um nível inferior conglomerático com gradação ascendente para areia média/grossa, estratificações cruzadas festonadas, com sets marcados pelo alinhamento de grânulos e seixos na parte inferior e bolas de argila de diâmetros variados (4 cm em média).

A fácies subsequente (C₂), representada no intervalo de 1,5 a 3,0 metros da seção colunar, é constituída por arenito com seixos de quartzo angulares a subangulares dispersos na matriz arenosa e lentes de argila que assumem um certo alinhamento.

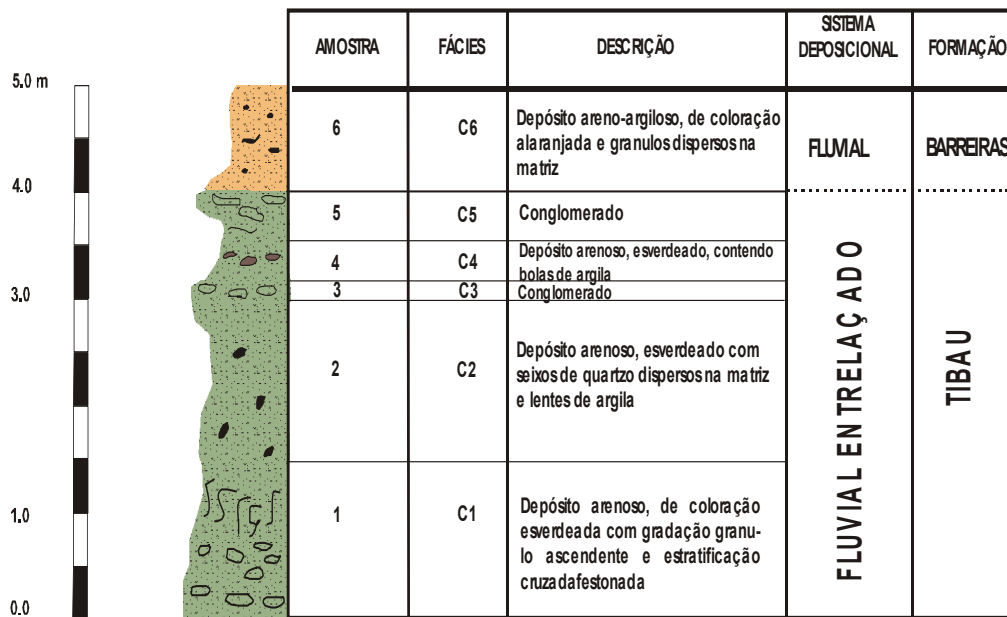


Figura 3.13 – Perfil PF3 realizado no município de Fortim. Viçosa, litoral leste cearense.

Mineralogicamente, a camada é caracterizada pela presença de grãos de quartzo, subarredondados a arredondados, lisos e polidos, agregados de minerais e, por granada, ilmenita e turmalina na fração fina.

A fácies **C₃**, localizada entre 3,0 a 3,5 metros da seção colunar, caracteriza-se por um nível essencialmente conglomerático, formado por seixos de quartzo com formas arredondadas a bem arredondadas, com esfericidade entre 07 e 09. O contato da fácies **C₃** com a fácies **C₄** ocorre de forma gradacional.

A fácies **C₄** corresponde ao pacote sedimentar depositado no intervalo de 3,5 a 4,2 metros da seção medida, sendo constituída essencialmente por areia média formada, principalmente, por grãos de quartzo, arredondados e raros fragmentos de rochas. Na fração areia até areia muito fina (0,25 a 0,62 mm). pode-se observar a presença de minerais pesados do tipo turmalina, hornblenda, epidoto e granada.

A fácies apresenta grânulos de quartzo e bolas de argila dispersas na matriz arenosa.

A fácies **C₅** recobre a fácies **C₄** com depósitos de seixos quartzosos semelhantes aos da fácies **C₃**, sendo de menor espessura (alguns centímetros) no pacote sedimentar.

A fácies **C₆** representa a porção superior da coluna sedimentar (4,3 a 5,0 metros), sendo constituída por arenito mediano, com a predominância de grãos de quartzo,

arredondados, embora seja comum a presença de pequenos grânulos de quartzo dispersos. A análise dos grãos revelou o domínio das formas arredondas com esfericidade em torno de 07 a 09.

O conjunto de fácies descrito anteriormente é totalmente afossilífero e possui coloração amarelada/alaranjada.

PERFIL DE FORTIM – PF4

Localização: Córrego da Inveja

O afloramento corresponde a 10 metros de espessura, caracterizado por intercalações de arenitos de textura variada.

A fácies **D₁** representa a camada basal, com aproximadamente 0,50 cm, formada por seixos de quartzo, seguida por um arenito com grãos de quartzo arredondados a subarredondados, poucos feldspatos e concentração de minerais pesados na fração areia fina.

A fácies **D₂** caracteriza-se por arenito friável de textura média e com grânulos de quartzo dispersos na matriz. O conteúdo mineralógico da fácies indica que a maior porção (frações compreendidas entre 2,83 e 0,17 mm) da amostra é formada por grãos subarredondados e arredondados de quartzo, com esfericidade igual a 09.

A fácies **D₃** corresponde a uma faixa de poucos centímetros de espessura, caracterizada por areia com cascalho. As frações cascalho, areia muito grossa e areia grossa são constituídas essencialmente por grãos de quartzo, arredondados e esféricos. As frações areia média e areia fina apresentam quantidade representativa de fragmentos de óxido de ferro e raros minerais pesados. Neste intervalo os grãos assumem a forma subarredondada. A presença de óxido de ferro e minerais pesados é observada até nas frações mais finas da amostra (areia muito fina), entretanto, em menor quantidade.

A fácies **D₄** caracteriza-se por um pacote de aproximadamente 1,5 metros de espessura constituído por areia grossa, formada por grãos arredondados de quartzo. A presença pouco significativa de feldspato é sentida no intervalo de areia grossa a areia média, enquanto os minerais pesados somente aparecem nas frações mais finas (areia fina).

A fácies **D₅** representa um nível semiconsolidado, oxidado, de cor avermelhada, cujas características sedimentológicas permitiram considerá-la semelhante à fácies **D₃** da seção colunar, em que a granulometria predominante atinge a classe de areia com cascalho.

Na fácies **D₆** continua a presença da coloração avermelhada, com grãos impregnados por uma película de óxido de ferro, constituídos por sedimentos areno-quartzosos, raros fragmentos de rocha, feldspatos e minerais pesados.

A areia média da fácies **F₆** passa gradualmente para areia fina na fácies **D₇**, na qual os sedimentos quartzosos se misturam com alguns grãos de óxido de ferro, que os tornam moderadamente avermelhados, sem estruturas sedimentares preservadas, ocupando os 4,0 metros do topo de seção colunar.

PERFIL DE FORTIM – PF5

Localização: Volta

Os seis metros de sedimentos que compõem a seção medida encontram-se caracterizados por cinco fácies sedimentares. A fácies **E₁** corresponde aos primeiros 50 centímetros da seção formados por arenitos grossos com cascalho, semiconsolidado, de coloração esverdeada, onde os seixos de quartzo encontram-se dispersos na matriz arenosa (figura 3.14).

A fácies grada para um arenito mediano da fácies **E₂**. Esta fácies estende-se até 1,25 metro da coluna, diferenciada da inferior pela presença de bolas de argila. Os seixos de quartzo têm eixos na ordem de 3,8 a 1,8 centímetro.

O nível de crostas silicificadas localizado nos 0,25 centímetros superiores da fácies **E₂** individualiza a fácies **E₃**, onde os sedimentos são pobremente selecionados, platicúrticos e com assimetria muito positiva. As crostas estão inseridas numa matriz arenosa, formada por grãos subangulares de quartzo com ocorrência de fragmentos de rochas sedimentares e lentes de argila.

No intervalo de 1,75 a 3,25 metros da seção medida foi identificado um arenito friável, de coloração esverdeada, caracterizado pela presença de bolas de argila e tubos preenchidos por sílica, sendo denominado de fácies **E₄**.

A fácies **E₅** pode ser descrita por um arenito de cor avermelhada, afossilífero com aspecto maciço.

PERFIL DE FORTIM – PF6

Localização: Ponte

A seção medida está representada por uma escarpa sedimentar de 12 metros, onde foi possível reconhecer sete fácies sedimentares.

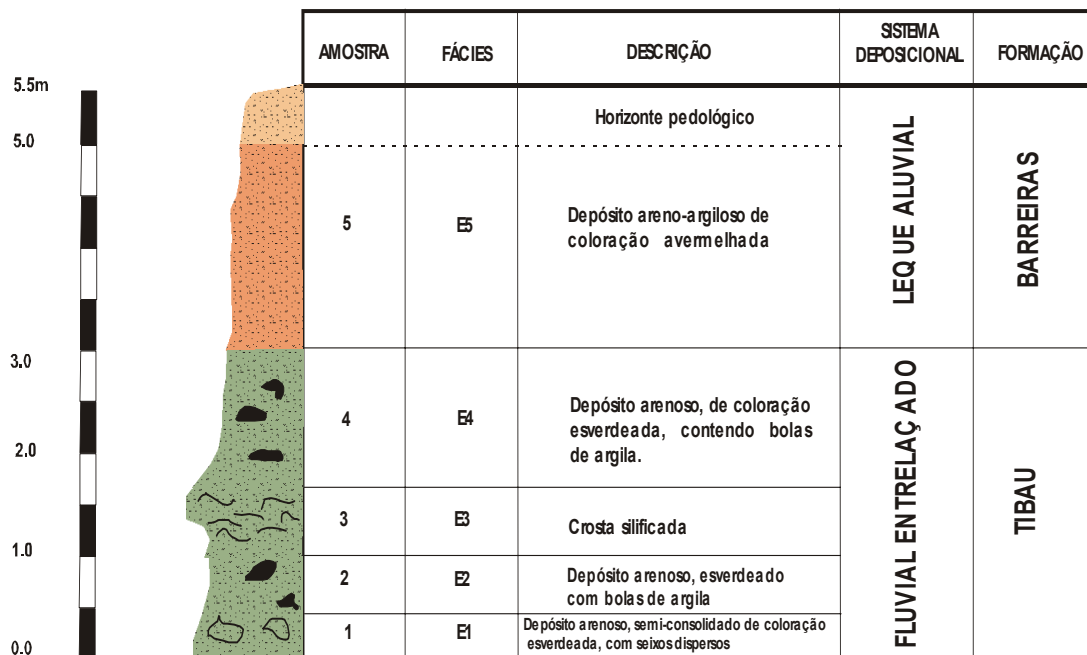


Figura 3.14 – Perfil litológico (PF5) realizado no município de Fortim. Volta, litoral leste cearense.

Os dois primeiros metros da seção caracterizam-se por intercalações de arenitos de textura média com níveis de seixos de quartzo, que foram mapeados como fácies F_1 , F_2 , F_3 e F_4 .

A fácies F_1 dá início à seção medida com a deposição de sedimentos inconsolidados, de textura média, com seixos de quartzo dispersos na matriz arenítica. A composição da amostra revela a predominância de grãos de quartzo subarredondados a subangulosos de quartzo e a associação mineralógica de hornblenda, ilmenita e turmalina, a partir da fração areia fina.

Aos 0,75 centímetros da coluna a presença abundante de seixos de quartzo marca a fácies F_2 , onde os grãos ocupam a faixa granulométrica de 4,00 e 2,83 mm (seixos e grânulos).

A deposição da coluna sedimentar segue com 0,75 centímetros de arenito inconsolidado, com aspecto sedimentológico e mineralógico, semelhante ao da fácies basal (F_1). Esta deposição caracteriza a fácies sedimentar definida como F_3 , que se encontra recoberta por nível conglomerático (fácies F_4), semelhante ao da fácies F_2 .

A partir de segundo metro da seção, ocorre o aparecimento de bolas de argila e crostas silificadas dispersas na matriz arenosa. Este conjunto sedimentar caracteriza a fácies F_5 , que se estende até os 6.0 metros da escarpa.

A fácies **F₇** encerra a variação litológica da coluna sedimentar, estando sobreposta a fácies areno-argilosa transicional **F₆** e recoberta por um metro de solo.

O pacote sedimentar de aproximadamente cinco metros de sedimentos areno-argilosos inconsolidados, pertencentes as fácies **F₆** e **F₇**, quebra a monotonia de cores passando de amarelada para alaranjada.

Mineralogicamente, a fácies **F₇** está representada essencialmente por grãos de quartzo, com presença de minerais pesados (ilmenita, turmalina e epidoto), a partir da fração de 0,25 mm (areia média). Os grãos se apresentam de forma subarredondada, com esporádico recobrimento por película de óxido de ferro.

3.4.4.1 Interpretação das fácies sedimentares

A inter-relação das fácies e a geometria dos depósitos sedimentares descritos anteriormente permitiram reconhecer na área os sistemas deposicionais fluviais entrelaçados (*braided*) associados a subsistema deltaico e de leques aluviais.

O sistema deposicional fluvial entrelaçado encontra-se representado nas seções medidas: PF1 (fácies **A₁** e **A₂**), PF2 (fácies **B₁** a **B₄**), PF3 (fácies **C₁** a **C₄**), PF4 (fácies **D₁** a **D₄**), PF5 (fácies **E₁** a **E₄**) e PF6 (fácies **F₁** a **F₅**).

A classificação desse conjunto de fácies como testemunho da sedimentação fluvial entrelaçado foi fundamentada na presença dos depósitos de cascalhos e areia grossa na base (fácies de depósito de canal), seguido por arenitos de textura média, com estruturas acanaladas (fácies de barra). Essa seqüência caracteriza a estrutura de granodecrescência ascendente (*fining upward*), considerada típica dos ambientes fluviais entrelaçados.

Os depósitos residuais de canal estão bem representados no perfil PF3, base das fácies **C₃** e **C₄**. Os depósitos de barras arenosas perfazem cerca de 75% das fácies pertencentes ao sistema fluvial. Encontram-se bem caracterizados nos perfil PF3 (fácies **C₁**), onde as areias médias a grossas, contendo grânulos e pequenos seixos dispersos, mostram estratificações cruzadas acanaladas, que refletem as constantes migrações das barras, sob regime de fluxo inferior.

As estruturas de bolas de argila (*clay glass*) presentes em algumas fácies das seções medidas, realizadas nos afloramentos do município de Fortim, são resultantes do processo de desprendimento de fragmentos síltico-argilosos ou argilosos dos bancos e barras fluviais, que são transportados e reduzidos de tamanho pela ação das águas.

O processo de formação das crostas silicificadas presentes nos perfis PF1 (fácies **A₂** e **A₄**), PF2 (fácies **B₂** e **B₄**) e PF5 (fácies **E₃**) pode ser explicado pela transformação da montmorilonita em caolinita, muscovita e illita, que resulta na liberação de sílica no ambiente, que, por sua vez, se dissolve em solução aquosa e ascende capilarmente por entre os grãos

do arcabouço da rocha reservatória até encontrar níveis impermeáveis, precipitando-se em forma de crosta (Silver 1962).

As estruturas circulares, preenchidas por sílica presentes em diversas fácies das seções colunares, correspondem a perfurações de invertebrados, posteriormente preenchidos por sílica (Branco 1996).

A interpretação estratigráfica do pacote sedimentar correlaciona os depósitos fluviais entrelaçados com a descrição dos sedimentos arenosos da Formação Tibau descritos inicialmente por Campos & Silva (1965).

O sistema de leques aluviais foi reconhecido nos perfis PF2 (fácies **B₅** e **B₆**), PF3 (fácies **C₅** e **C₆**), PF4 (fácies **D₅**, **D₆** e **D₇**), PF5 (fácies **E₅**) e PF6 (fácies **F₆** e **F₇**).

O sistema caracteriza-se por arenito argiloso, inconsolidado, maciço, de coloração avermelhada, variando entre alaranjado e amarelado, devido à presença de óxido e hidróxido de ferro. Mineralogicamente, são formados por grãos de quartzo, arredondados a subarredondados, com raros minerais pesados.

Segundo o modelo deposicional de leques aluviais, apresentado por Collinson (1981), o pacote sedimentar pesquisado enquadra-se na fácies distal, constituído por fluxo aquoso, no caso fluxo de corrente, cuja granulometria dos sedimentos encontra-se no intervalo de areia média a fina.

Os estudos comparativos deste sistema deposicional permitiram correlacioná-los aos depósitos areno-argilosos, maciços, afossilíferos, de coloração avermelhada depositados no sistema deposicional de leque aluvial distal da Formação Barreiras.

3.4.4.2 Modelo deposicional

A interpretação dos sistemas deposicionais das fácies sedimentares expostas na zona costeira do município de Fortim permitiu relacionar o início de sua deposição ao estágio drifte da Bacia Potiguar, provavelmente associado a uma fase transgressiva, caracterizada pelo desenvolvimento de sistemas fluviais. Esse evento caracteriza-se pela acumulação de areias médias a grossas, contendo grânulos dispersos na matriz e com estratificações cruzadas acanaladas, denominadas pela presente pesquisa como Formação Tibau.

De acordo com as informações apresentadas nos estudos da Bacia Potiguar (ex. Ojeda & Rebelo 1982; Bertani *et al.* 1990, Araripe & Feijó 1994), a Formação Tibau corresponde aos depósitos de clásticos grossos, datados do Neocampaniano ao Holoceno mapeados, principalmente, na porção submersa da bacia. Por vezes, aflorando na zona de interface entre os atuais ambientes marinho e costeiro, estando interdigitados lateralmente com as formações Guamaré e Barreiras.

Os principais elementos estruturais reconhecidos na área assumem um comportamento de basculamento de blocos crustais com direção preferencial NE-SW, coincidente com o *trend* estrutural da fase sin-rifte II (Chang *et al.* 1988), que provavelmente funcionou como guia para o escoamento do rio Jaguaribe. Atualmente, esse comportamento estrutural pode ser comprovado pelo relevo contrastante observado nas margens do rio Jaguaribe, onde se tem à esquerda um relevo extremamente escarpado, enquanto a margem direita caracteriza-se por superfícies arrasadas, com o desenvolvimento do sistema de manguezal.

Dessa maneira, a presença de depósitos típicos do sistema fluvial entrelaçado, reconhecidos como parte da deposição da Bacia Potiguar na zona costeira em questão, deve-se aos processos tectono-estruturais responsáveis pela implantação da bacia. Essa sedimentação foi sobreposta por uma deposição areno-argilosa, de aspecto maciço, com coloração predominantemente avermelhada, reconhecida como produto de leques aluviais, porção distal, denominados pela presente pesquisa como representantes da sedimentação plio-pleistocênica da Formação Barreiras.

3.4.5 Município de Aracati

A zona costeira do município de Aracati caracteriza-se por um segmento litorâneo constituído por trechos de costa do tipo baixa, marcado pelo desenvolvimento de extensos campos de dunas móveis e semimóveis, muitas vezes, interrompidos pela presença de falésias vivas. Os trechos de costa escarpada compõem a paisagem natural das praias de Canoa Quebrada, Marjorlândia, Fontainha e Retirinho (tabela 3.4).

Tabela 3.4 - Posicionamento dos perfis litológicos realizados no município de Aracati, litoral leste cearense.

PERFIL	COORDENADAS (UTM)	
Pa1 – Canoa Quebrada	0643985	9499839
Pa2 – Marjorlândia	0652875	9482435
Pa3 – Fontainha	0654621	9485732
Pa4 – Retirinho	0657295	9488238

PERFIL DE CANOA QUEBRADA – Pa1

Localização: Praia de Canoa Quebrada

A seção medida realizada na praia de Canoa Quebrada individualizou duas fácies sedimentares. A fácies basal (**fácies a₁**) corresponde a uma exposição de 2,5 metros,

constituída por uma deposição friável de arenito esbranquiçado, aspecto maciço, textura fina, mal selecionado, com grãos de quartzo subarredondados a arredondados e esféricos. Na fração de 0,062 mm foi observada a maior concentração de minerais pesados, formando uma associação mineralógica de grãos de ilmenita, hornblenda e turmalina.

A fácies encontra-se recoberta por um pacote sedimentar de 4,0 metros de espessura caracterizado pela deposição areno-argilosa de coloração avermelhada, com grânulos de quartzo dispersos na matriz arenítica (**fácies a₂**). Os grãos de quartzo apresentaram formas subarredondadas e esféricas, estando, na sua maior parte, impregnados por uma película avermelhada de óxido de ferro. Na fração areia muito fina foi observada a presença de minerais pesados (ilmenita, hornblenda e turmalina).

PERFIL DE MAJORLÂNDIA – Pa2

Localização: Praia de Majorlândia

A exposição areno-argilosa exposta na zona litorânea da praia de Marjorlândia encontra-se representada por uma única fácies sedimentar (**b₁**), que de acordo com as características sedimentológicas das amostras pode ser correlacionada com a fácies do topo (fácies a₂) descrita na seção medida da praia de Canoa Quebrada.

PERFIL DE FONTAINHA – Pa3

Localização: Praia da Fontainha

A descrição da seção medida realizada na falésia da praia da Fontainha permitiu isolar ao longo de seus 15,5 metros de afloramento, quatro fácies sedimentares (figura 3.15).

A fácies basal (**fácies c₁**), de 1,0 metro de espessura, corresponde a um arenito, formado por grãos de quartzo, contendo grânulos dispersos na matriz. Essa fácies encontra-se recoberta por um pacote sedimentar de coloração alaranjada, essencialmente arenosa, friável, com estrutura de mosqueamento (**fácies c₂**).

A seção colunar tem continuidade por uma deposição areno-argilosa, de coloração esbranquiçada, **fácies c₃**, de 6 metros, semelhante à fácies basal (fácies a₁) do perfil Pa1 descrito na praia de Canoa Quebrada.

A fácies do topo da seção colunar da praia da Fontainha, **fácies c₄**, de acordo com suas características sedimentológicas e morfoscópicas, pode ser correlacionada com a fácies do topo (fácies a₂) do perfil Pa1 (Canoa Quebrada).

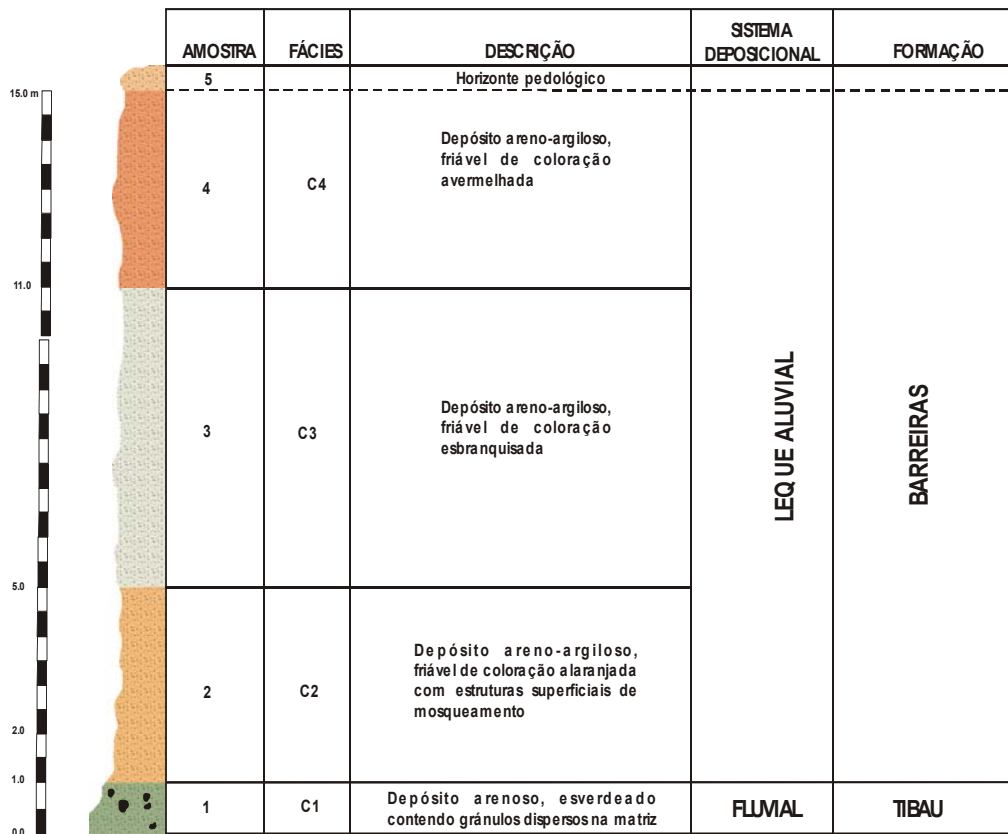


Figura 3.15 – Perfil litológico (Pa3) realizado no município de Aracati. Praia da Fontainha, litoral leste cearense.

PERFIL DE RETIRINHO – Pa4

Localização: Praia do Retirinho

O afloramento corresponde a uma exposição de 2,5 metros de espessura, onde foi possível individualizar duas fácies sedimentares. A fácies basal (**fácies d₁**) é representada por sedimentos arenosos, contendo uma quantidade representativa de seixos de quartzo arredondados e raros bolsões preenchidos de argilo-mineral e/ou seixos de quartzo.

De acordo com as observações colhidas em campo, os seixos mantêm dois comportamentos distintos em relação à matriz arenosa, podendo ser encontrados distribuídos aleatoriamente na matriz ou formar níveis conglomeráticos intercalados no sedimento arenoso.

A matriz da rocha constitui-se de um arcabouço formado essencialmente por grãos de quartzo, hialinos, subarredondados a arredondados, sendo comum a presença, em baixos percentuais, de minerais pesados do tipo turmalina e ilmenita.

A fácies superior (**fácies d₂**) caracteriza-se pela dominância de arenito alaranjado, com estrutura superficial de mosqueamento, separada da fácies superior por crostas ferruginosas, semelhante à fácies b₁ do perfil Pa2, Praia de Majorlândia.

3.4.5.1 Interpretação das fácies sedimentares

As interpretações das fácies descritas permitiram propor dois processos como responsáveis por sua sedimentação.

As fácies basais (c₁ e c₂) do perfil Pa3 e as fácies d₁ e d₂ do perfil Pa4, provavelmente, correspondem ao produto deposicional de um sistema fluvial. As oscilações das velocidades do fluxo das correntes aquosas, ocasionadas por variações no regime climático vigente na época de sua deposição, encontram-se registradas pela sedimentação dos níveis conglomeráticos, intercalados nos sedimentos arenosos de coloração amarelada, e na presença de crostas ferruginosas no topo da deposição.

Outro fator que merece destaque no contexto das fácies sedimentares do sistema fluvial reside na presença de estruturas circulares e/ou alongadas que, na maioria das vezes, encontram-se preenchidas por argila. Segundo os estudos clássicos relacionados com a elucidação dos processos inerentes aos sistemas fluviais (ex. Fisher & Brown 1972, Mabesoone 1974 e 1986, Miall 1985), a origem da representativa quantidade desses minerais de argila encontra-se relacionada a subsistemas caracterizados por baixa energia do fluxo de corrente, normalmente, presente em áreas abrigadas por entre as barras fluviais.

As fácies sedimentares a₁ e a₂ do perfil Pa1, b₁ do perfil Pa2 e as fácies sedimentares c₃ e c₄ do perfil Pa3, de acordo com suas características sedimentológicas, foram relacionadas com uma deposição de leques aluviais. O aspecto maciço retrata sua sedimentação por um fluxo de corrente viscosa típica dos segmentos distais de leques aluviais.

3.4.5.2 Modelo deposicional

A seqüência estratigráfica registrada nas falésias vivas das praias de Canoa Quebrada, Majorlândia, Fontainha e Retirinho, por meio de suas interpretações faciológicas e associações com os elementos tectono-estruturais da zona costeira do município de Aracati e Bacia Potiguar, favoreceu a elaboração de um modelo deposicional para a região.

O arcabouço estrutural da Bacia Potiguar caracteriza-se pelo desenvolvimento de inúmeros grabens e horsts, de direção preferencial NE-SW. Esses grabens foram preenchidos por uma sedimentação iniciada no Neocomiano (Formação Pendências) e finalizada com a deposição dos clásticos da Formação Tibau (Neocampaniano). Na fase final de implantação da Bacia Potiguar, a crosta continental sofreu um processo de

soerguimento seguido por intensa ação erosiva, responsável pelo representativo volume de sedimentos transportados sob um regime de fluxo de corrente aquosa e viscosa. Essa sedimentação foi interpretada como representante de uma deposição de leques aluviais (Formação Barreiras).

A análise da distribuição espacial e vertical das fácies sedimentares reconhecidas nas escarpas pesquisadas permitiu correlacioná-las aos eventos finais de implantação da Bacia Potiguar, fase drifte, com representantes das Formações Tibau e Barreiras. As prováveis reativações estruturais condicionaram a exposição de perfis completos (Pa3) e incompletos (Pa1, Pa2 e Pa4).

Os registros litológicos dos perfis Pa1 e Pa2 sugerem uma movimentação dos blocos crustais, com deslocamentos descendentes em direção ao perfil Pa2, responsáveis pelo afloramento de uma única fácies sedimentar (fácies b_1), que corresponde à sedimentação mais recente da Formação Barreiras.

A escarpa pesquisada no perfil Pa3 retrata toda a história deposicional da região, com testemunhos da sedimentação Neocampaniana na sua porção basal (Formação Tibau), fácies c_1 e c_2 , capeadas por uma sedimentação típica de leques aluviais (fácies c_3 e c_4) e depósitos quaternários formadores dos atuais campos de dunas. Esse afloramento encontra-se relacionado com a presença de planos de falhas responsáveis pelo soerguimento do bloco crustal.

As fácies sedimentares expostas no perfil Pa4 corroboram com a movimentação ascendente do bloco, onde as fácies típicas da sedimentação de leques aluviais podem ter sido erodidas ou não depositadas.

3.4.6 Município de Icapuí

A extensa orla marítima do município de Icapuí encontra-se inserida dentro do contexto geológico da Bacia Potiguar caracterizada por trechos margeados por verdadeiros paredões verticais, muitas vezes resistentes à abrasão marinha, formando pontas que avançam em direção ao mar aberto.

A tabela 3.5 localiza os perfis descritos no trecho litorâneo marcado pelo desenvolvimento de falésias vivas.

PERFIL DE RETIRO GRANDE – Pi1

Localização: Praia do Retiro Grande

A faixa litorânea conhecida como praia do Retiro Grande caracteriza-se por uma faixa contínua de exposição areno-argilosa, marcada pelo agrupamento de três fácies

Tabela 3.5 - Posicionamento dos perfis litológicos realizados no município de Icapuí, litoral leste cearense.

PERFIL	COORDENADAS (UTM)	
Pi1 – Retiro Grande	0662433	9486735
Pi2 – Ponta Grossa	0665783	9487979
Pi3 – Ponta Grossa	0665842	9488182
Pi4 – Redonda	0670551	9485641

sedimentares, que compõem uma escarpa de aproximadamente 43 metros de altura (figura 3.16).

A fácies basal (ai_1) encontra-se representada por uma camada relativamente espessa, cerca de 16 metros, de arenito castanho-avermelhado, intercalado com delgados níveis pelíticos (siltito). O conjunto litológico apresenta uma superfície mosqueada, por vezes dobrada, sugerindo a atuação de eventos tectônicos pós-deposicionais. As amostras analisadas revelaram o predomínio da classe granulométrica de areia média a fina, com grãos de quartzo revestidos por uma película de óxido de ferro, subarredondados a arredondados e de médio grau de esfericidade.

A fácies intermediária (ai_2) corresponde a um arenito friável, esbranquiçado, de textura fina, mal selecionado e com aspecto maciço. Os grãos de quartzo apresentam-se de subarredondados a arredondados e esféricos. Na fração de 0,062 mm foi observada a maior concentração de minerais pesados, formando uma associação mineralógica de grãos de ilmenita, hornblenda e turmalina.

A fácies encontra-se recoberta por um pacote sedimentar de 11 metros de espessura, caracterizada pela deposição areno-argilosa de coloração avermelhada, com grânulos dispersos (fácies ai_3). A análise granulométrica e morfoscópica das amostras permitiu classificá-las como um arenito imaturo (Folk 1961), contendo grãos de quartzo subarredondados e com boa esfericidade que, muitas vezes, estão impregnados por uma película avermelhada de óxido de ferro. Os grânulos de quartzo são subangulosos e com formas variadas. A fração areia muito fina tem alta concentração de minerais pesados representados por ilmenita, hornblenda e turmalina.

A seção encerra-se com a formação de dunas arenosas, longitudinais, de coloração avermelhada, em virtude de sua área fonte estar relacionada aos depósitos areno-argilosos da fácies ai_3 .



Figura 3.16 - Vista panorâmica da escarpa areno-argilosa da zona litorânea do município de Icapuí, litoral leste cearense.

PERFIL DE PONTA GROSSA – Pi2

Localização: Praia de Ponta Grossa

A seção colunar encontra-se representada por uma escarpa talhada em sedimentos areno-argilosos de coloração variegada sendo possível individualizar três fácies sedimentares (bi_1 , bi_2 e bi_3). De acordo com suas características de campo e de laboratório, foram correlacionadas com as fácies descritas na praia de Retiro Grande (Pi1).

PERFIL DE PONTA GROSSA – Pi3

Localização: Praia de Ponta Grossa

O perfil litológico exposto nesse segmento litorâneo da praia de Ponta Grossa assume as mesmas características estratigráficas e sedimentológicas dos perfis descritos anteriormente, sendo diferenciado, apenas, nas tonalidades e estruturas preservadas na fácies basal (ci_1).

Essa fácies assume um aspecto mosqueado, com predomínio da coloração castanho-avermelhado, entretanto, em determinadas posições, caracteriza-se por uma variação de tons arroxeados. Nesse perfil pode-se observar uma maior intensidade de estruturas, sendo algumas associadas a movimentos tectônicos, provavelmente, desenvolvidos na fase de empilhamento da Bacia Potiguar.

PERFIL DE REDONDA – Pi4

Localização: Praia de Redonda

O trecho litorâneo da praia de Redonda corresponde ao encerramento das exposições areno-argilosas ao longo da faixa costeira do município de Icapuí, com a presença de falésias vivas de, aproximadamente, 12 metros de espessura, constituídas por três fácies sedimentares (figura 3.17).

A fácies basal (di_1), portadora de sedimentos mosqueados, com predomínio da coloração castanho-avermelhado, torna-se semelhante às exposições embasadoras dos perfis descritos anteriormente (fácies ai_1 e bi_1 dos perfis Pi1 e Pi2). Essa fácies encontra-se recoberta por sedimentos areno-argilosos (fácies di_2), de coloração esbranquiçada, com cerca de 6 metros de espessura, cujas características sedimentológicas permitiram correlacioná-la com a fácies intermediária (ai_2 , bi_2 e ci_2) dos perfis Pi1, Pi2 e Pi3.

A fácies do topo (di_3), de acordo com suas interpretações sedimentológicas e morfoscópicas, pode ser comparada com a fácies ai_3 , bi_3 e ci_3 dos perfis Pa1, Pa2 e Pa3.

3.4.6.1 Interpretação das fácies sedimentares

A interpretação das fácies sedimentares reconhecidas nas escarpas da zona costeira do município de Icapuí permitiu enquadrá-las em dois grupos deposicionais.

O primeiro grupo é representado por um depósito essencialmente areno-argiloso, de coloração castanho-avermelhada, caracterizado por intercalações de níveis pelíticos (siltito). O registro de atividade tectônica deve-se ao desenvolvimento de estruturas dobradas na base das seções medidas. O conjunto de características preservadas nessa fácies permitiu associá-la a uma deposição resultante da ação de fluxos de correntes, provavelmente relacionada a ambientes de leques aluviais associados a subsistema fluvial entrelaçado.

De acordo com as descrições das formações do Grupo Apodi, Bacia Potiguar, apresentadas por Mayer (1974), Lima Neto (1985), Bertani *et al.* (1990), Fonseca (1992), Araripe & Feijó (1994), a Formação Açu caracteriza-se por camadas relativamente espessas de arenito médio, intercaladas com folhelho e argilito verde claro e siltito castanho-avermelhado, depositados em sistema de leques aluviais (fluviais entrelaçados e meandrantos).

Dessa maneira, a presente pesquisa considera as fácies basais (ai_1 , bi_1 , ci_1 e di_1) das seções medidas realizadas na zona costeira do município de Icapuí como representantes de uma sedimentação ocorrida durante a idade albiana-cenomaniana, denominada por Formação Açu. As estruturas tectônicas preservadas estão intimamente associadas aos estágios estruturais da fase de implantação da Bacia Potiguar podendo, por vezes, ter sofrido reativações tardias.

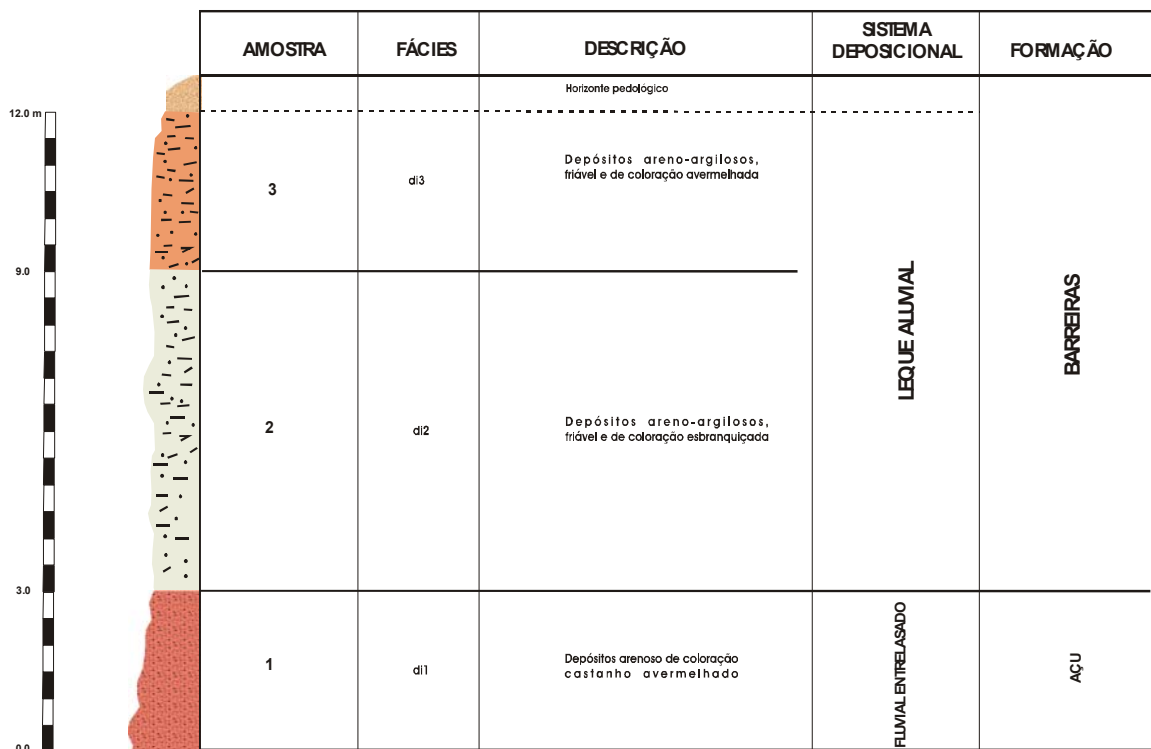


Figura 3.17 – Perfil litológico (Pi4) realizado no município de Icapuí. Redonda, litoral leste cearense.

O segundo grupo deposicional envolve as fácies sedimentares intermediárias (ai_2 , bi_2 , ci_2 e di_2) e do topo (ai_3 , bi_3 , ci_3 e di_3) das seções colunares Pi1, Pi2, Pi3 e Pi4, cujas características sedimentológicas apontam para um depósito típico de leques aluviais, segmentos distais, denominado por Formação Barreiras.

3.4.6.2 Modelo deposicional

Levando-se em consideração o conjunto de características das fácies sedimentares que compõem as seções medidas expostas na orla marítima do município de Icapuí, pode-se tecer alguns comentários em relação a sua história deposicional.

As pesquisas geológicas desenvolvidas na Bacia Potiguar apresentam um arcabouço tectono-estrutural constituído por um complexo sistema de falhamentos, normalmente de direção NE-SW, resultando em estruturas do tipo grabens que, paulatinamente, foram preenchidos por uma sedimentação de origem continental e marinha (ex. Mayer 1974, Ojeda & Rebelo 1982, Lima Neto 1985, Bertani *et al.* 1990, Fonseca 1992, Matos 1992 e 1998 e Araripe & Feijó 1994).

Baseado no arcabouço tectono-estrutural desenvolvido para a região e nas características estratigráficas e sedimentológicas das fácies sedimentares pesquisadas, pode-se inferir uma idade albiânica-cenomaniana para a deposição das fácies basais (ai_1 , bi_1 , ci_1 e di_1) dos perfis Pi1, Pi2, Pi3 e Pi4.

As fácies correspondem a uma deposição arenosa portadora de sucessivas intercalações pelíticas, caracterizada pelo predomínio da coloração castanho-avermelhada, denominado pela presente pesquisa como Formação Açú (Grupo Apodi), correspondendo, portanto, aos testemunhos litológicos da fase drifte da Bacia Potiguar.

As evidências estruturais preservadas na fácies ai_1 permitiram propor possíveis reativações tectônicas, provavelmente ocasionadas em períodos pós-deposicionais da Formação Açú. Esse fato pode ser comprovado por meio da visualização, em campo, de camadas dobradas.

Provavelmente, ao término da sedimentação arenosa da Formação Açú, a região experimentou um momento de estabilidade tectônica, com a ingressão de águas salinas nas regiões arrasadas e a deposição dos calcários da Formação Jandaíra.

Na área em estudo, a ausência de fácies marinhas da Formação Jandaíra pode ser explicada por duas hipóteses. A primeira advoga que, em função da morfologia do substrato, as águas marinhas não tenham penetrado na região e, conseqüentemente, os calcários da Formação Jandaíra não tenham sido depositados. Enquanto a outra hipótese sugere que a deposição marinha tenha sido totalmente erodida.

As observações de campo e os dados de poços levam a crer que, na região, a seqüência carbonática tenha sido depositada durante a fase transgressiva da Bacia Potiguar e posteriormente tenha sido erodida durante o período de soergimento crustal, responsável pela deposição dos clásticos da Formação Barreiras, de idade plio-pleistocênica, correspondente às fácies intermediária (ai_2 , bi_2 , ci_2 e di_2) e do topo (ai_3 , bi_3 , ci_3 e di_3). A presença de uma superfície erosiva marcando o contato entre as fácies basal (ai_1) e intermediária (ai_2) reforça essa teoria.

3.5 Discussões e Conclusões

O conjunto de informações gerado a partir das descrições litológicas dos perfis, suas interpretações, análises granulométricas, mineralógicas e morfooscópicas permitiu estabelecer um sistema de agrupamento de fácies sedimentares que favoreceu a elaboração do empilhamento estratigráfico para a região em estudo.

De acordo com o banco de dados levantado nesta pesquisa, item 3.4, e as informações obtidas em artigos científicos (ex. Brasil/SUDENE 1967, Mayer 1974, Morais *et al.* 1975, Ojeda & Rebelo 1982, Souza 1982, Lima Neto 1989, Bertani *et al.* 1990, Marinho,

et al. 1990, Matos 1991, Fonseca 1992, Feijó *et al.* 1994, Araripe & Feijó 1994, Branco 1996, Torquato *et al.* 1996, Ribeiro 2001), as falésias que atingem a orla marítima do litoral leste cearense constituem-se de uma seqüência sedimentar com representantes litológicos de idade desde o albianos até os dias atuais.

A sedimentação albiana-cenomaniana caracteriza-se por um depósito areno-argiloso de coloração castanho-avermelhada, intercalado com delgados níveis pelíticos e com registro de atividades tectônicas mapeadas, exclusivamente, nos perfis litológicos descritos ao longo do litoral do município de Icapuí (fácies basal). Segundo suas características sedimentológicas, a fácies pode ser correlacionada com a sedimentação inicialmente definida por Kreidler & Andery (1949, *apud* Feijó *et al.* 1994) como Formação Açú, Grupo Apodi, Bacia Potiguar.

A seqüência tem continuidade com os sedimentos clásticos, definidos pelo presente estudo como representantes da Formação Tibau (Campos & Silva 1965). A fácies caracteriza-se pela presença de arenitos esverdeados, contendo estruturas de bioturbação e bolas de argilas inseridas na matriz, que em função das peculiaridades sedimentológicas foi interpretada como uma sedimentação resultante de um processo deposicional típico de sistema fluvial entrelaçado (Miall 1985). Essa fácies está presente nos perfis litológicos dos seguintes Municípios: Beberibe – PB1 (fácies Fa), PB2, PB3, PB4 e PB5 (fácies basais), Fortim - PF1 (fácies A₁ e A₂), PF2 (fácies B₁ a B₄), PF3 (fácies C₁ a C₄), PF4 (fácies D₁ a D₄), PF5 (fácies E₁ a E₄) e PF6 (fácies F₁ a F₅), Aracati - Pa3 (fácies c₁ e c₂) e Pa4 (fácies d₁ e d₂) e Icapuí - Pi1, Pi2, Pi3 e Pi4 (fácies basal – ai₁, bi₁, ci₁ e di₁)

A sedimentação plio-pleistocênica da Formação Barreiras corresponde à maior parte das exposições litológicas aflorantes nas falésias desenvolvidas ao longo do litoral leste cearense, marcadas por uma associação de sedimentos alóctones que permitem classificar as rochas em rudáceas, arenáceas e lutáceas (Suguio 1980).

A exposição subaérea das rochas rudáceas limita-se a um único afloramento no município de Aquiraz (perfil PA8), caracterizada pela abundância de grãos de quartzo inseridos em uma matriz areno-argilosa, contendo estruturas sedimentares do tipo corte/preenchimento de canais, repousando discordantemente sobre as rochas do embasamento cristalino (Complexo Gnássico-Migmatítico – Brandão 1995). Segundo as interpretações sedimentológicas e estratigráficas, a fácies corresponde a uma deposição típica de segmento proximal de leques aluviais (Bull 1962).

As fácies areno-argilosas, classificadas pelos seus aspectos texturais em rochas arenáceas e lutáceas, afloram em abundância na maioria dos perfis litológicos pesquisados. De acordo com suas características sedimentológicas, foram interpretadas como

testemunhos de uma deposição típica de leques aluviais (Bull 1962), correspondendo aos segmentos médio e distal.

A sedimentação interpretada como produto deposicional do segmento médio dos leques aluviais desenvolvidos durante o plio-pleistocênico na zona costeira do litoral leste cearense, encontra-se caracterizada pela dispersão aleatória de grânulos em uma matriz areno-argilosa, de coloração variegada. O grupo litológico enquadrado como representante dos depósitos distais de leques aluviais assume um aspecto maciço, com coloração variando entre alaranjada/avermelhada e esbranquiçada, normalmente, aflorando no topo das seqüências plio-pleistocênicas presentes nas seções medidas.

A sedimentação holocênica que, muitas vezes, encerra as seqüências litológicas aflorantes nas falésias, é caracterizada por uma deposição essencialmente arenosa, constituída por grãos de quartzo, com superfícies polidas e contornos arredondados, raros minerais pesados, retratando, portanto, a ação de correntes eólicas, capaz de moldar extensos campos de dunas, que representam importantes feições na paisagem litorânea do Estado.

A presente pesquisa, em função do estudo detalhado das fácies sedimentares e das informações contidas em artigos científicos desenvolvidos nos sedimentos da Formação Barreiras (ex. Bigarella & Andrade 1964, Campos & Silva 1965, Mabesoone *et al.* 1972, Bigarella 1975, Arai 1994, Branco 1996, Suguio & Nogueira 1999), propõe para esses sedimentos uma divisão informal com a designação das unidades A, B e C.

A designação das unidades A, B e C corresponde às descrições fornecidas anteriormente para as sedimentações típicas de leques aluviais, em seus segmentos proximal, médio e distal, respectivamente.

A divisão dos sedimentos Barreiras em subunidades, e sua elevação ao status de Grupo foi proposta por Mabesoone *et al.* 1972 e inclui as formações Serra do Martins, Guararapes e Macaíba. A presente pesquisa considera que a proposta de Mabessone *et al.* 1972 não é funcional e como as descrições litológicas são muito similares, sua aplicação para outras áreas da costa nordeste é inviável. Assim, mantém-se a denominação de Formação Barreiras para os sedimentos terciários relacionados a leques aluviais.

Em relação à idade dessa deposição, pode-se verificar que os afloramentos pesquisados repousam sobre o embasamento cristalino proterozóico (perfil PA8, município de Aquiraz), sobre os depósitos siliciclásticos cretáceos das Formações Açu (Albiano/Cenomaniano - fácies basais dos perfis Pi1 a Pi4, município de Icapuí) e Tibau (Campaniano ao Recente - fácies basais dos perfil PF2 a PF6 do município de Fortim) e sobre as rochas vulcânicas (Eoceno/Mioceno) do Fonólito Caruru (perfil A2, município de Aquiraz). Dessa maneira, pode-se considerar uma idade mais jovem que o vulcanismo

alcalino do Caruru, aproximando, portanto, com as datações obtidas por Mabeoone *et al.* (1972), para os depósitos Barreiras presentes nas proximidades do vulcanismo do Cabugi, no estado do Rio Grande do Norte, mais jovem que $19,7 \pm 0,8$ Ma.

Outro fato evidenciado por meio das investigações sistemáticas das litofácies individualizadas na Formação Barreiras do litoral leste cearense reside na identificação e interpretação de fácies sedimentares associadas à ação de correntes eólicas, evidenciando, dessa maneira, a influência eólica na sedimentação Barreiras na região litorânea do município de Aquiraz (perfil PA4).

De acordo com o modelo evolutivo proposto para a região costeira de Aquiraz, item 3.4.1.2, a fácies encontra-se inserida dentro de um contexto regional dos sistemas deposicionais de leques aluviais (porção distal), provavelmente associada a subsistema do tipo fluvial.

Segundo os artigos clássicos de sistemas deposicionais (ex. Eckis 1928, Bull 1962, 1964, 1964abc e 1968, Hooke 1967, Fisher & Brown 1972, Medeiros 1980, Collinson 1981, Rachocki 1981, Nilsen 1982, Miall 1985, Mabeoone 1986), as porções distais dos leques aluviais podem desenvolver ambientes deposicionais favoráveis à formação de barras arenosas. Essas barras, em períodos climáticos mais secos, podem vir a sofrer retrabalhamentos pela ação das correntes eólicas, originando depósitos residuais, caracterizados por sedimentos bem selecionados, constituídos por grãos de quartzo arredondados, polidos e impregnados por uma película de óxido de ferro.

Dessa maneira, fica registrada uma influência localizada da ação eólica na sedimentação Barreiras do litoral leste cearense. Entretanto, as evidências da influência marinha na sedimentação Barreiras (ex. estruturas do tipo *wavy* e *flaser*, estratificações cruzadas, marcas onduladas e gretas de ressecamento) não foram verificadas nas seções medidas descritas ao longo do litoral leste cearense.

CAPÍTULO 4

SISTEMA DEPOSICIONAL EÓLICO

4.1 Introdução

A paisagem natural da zona litorânea cearense é marcada pela presença de inúmeras feições resultantes da ação contínua das correntes de vento que, em função da sua proximidade com a faixa praial, vêm sendo paulatinamente ocupadas por núcleos residenciais de veraneio.

A expansão dessas aglomerações habitacionais que, muitas vezes, não levam em consideração as peculiaridades físicas inerentes às feições de origem eólica, gera uma série de problemas ambientais, que refletem negativamente no complexo sistema costeiro, dentre os quais podem ser destacados a poluição dos aquíferos, a impermeabilização de extensas áreas com função primordial de recarga dos mananciais hídricos subterrâneos, a obstrução dos fluxos sedimentares e, conseqüentemente, o desencadeamento de processos erosivos ou de assoreamento de estruturas naturais e artificiais instaladas na região, dentre outros.

Dessa maneira, torna-se evidente a necessidade de uma melhor compreensão dos processos físicos envolvidos na sedimentação eólica, buscando soluções para os problemas ambientais existentes e, ao mesmo tempo, fornecendo informações necessárias para uma utilização racional desses ecossistemas naturais.

Este capítulo trata dos principais componentes da dinâmica sedimentar eólica e está desenvolvido dentro de uma seqüência de procedimentos metodológicos, inovados pelo sinergismo de informações obtidas a partir de interpretações de imagens aéreas e dados de campo.

O presente capítulo tem como objetivo avançar no conhecimento dos processos físicos da sedimentação eólica e na integração de parâmetros ambientais, buscando, dessa maneira, realizar a classificação das feições eólicas da zona litorânea do município de Aquiraz, litoral leste cearense.

4.2 Processos Físicos da Sedimentação Eólica

4.2.1 Fundamentos Teóricos

Pettijhon *et al.* (1987) afirmam que o vento atua como um importante agente geológico nos processos de sedimentação, transportando e depositando diariamente grandes quantidades de sedimentos, resultando em um elevado índice de feições.

A compreensão dos processos de construção e evolução dos depósitos eólicos costeiros e desérticos requer o conhecimento dos fenômenos físicos inerentes às correntes de vento, entre os quais podem ser destacados os processos de **erosão, transporte e deposição**.

No ambiente costeiro, a atuação das correntes de ar começa a ser notada na zona de supramaré que, dependendo da relação estabelecida entre o diâmetro médio dos grãos e

a velocidade do vento, dará início ao processo de remoção e transporte das partículas desagregadas. Essas partículas, posteriormente, irão ser depositadas na superfície do pós-praia, onde o desenvolvimento da cobertura vegetal funcionará como um anteparo natural.

Os estudos relacionados com os efeitos das correntes de ar sobre as partículas sedimentares (ex Bagnold 1941, Sarre 1989, Dijk & Law 1995, Namikas & Sherman 1995, Butterfield 1998, Rasmussen & Sorensen 1999, Shao 2000, Carling & Shidchenko 2002, Lancaster *et al.* 2002, Knight *et al.* 2002, Reynold & Louboutin 2002, Wang *et al.* 2003, Wing *et al.* 2003, Arens *et al.* 2004, Sorensen 2004,) mostram que a velocidade do vento diminui em função do atrito com a rugosidade do terreno e com a superfície dos grãos. Esse mecanismo gera um gradiente de velocidade, que ascende gradativamente a partir de uma determinada altura, denominada por Bagnold (1941) como Z_0 , abaixo da qual ocorre uma paralisação da corrente de ar (figura 4.1).

A **ação transportadora** de partículas pelo vento, segundo os experimentos laboratoriais realizados por diversos autores (ex. Bagnold 1941, Allen 1970, Reineck & Singh 1975, Pethick 1984, Greeley & Iversen 1985, Sarre 1988, Sherman & Hotta 1990, Dijk & Law 1995, Namikas & Sherman 1995, Butterfield 1998, Mastronuzzi & Sampo 2002, Reynold & Louboutin 2002, Cornelis & Gabriels 2003, Bauer *et al.* 2004, Neuman 2004, Wing *et al.* 2004) pode ser realizada por três mecanismos distintos: tração ou rastejamento, saltação e suspensão (figura 4.2).

O transporte sedimentar eólico tem início com o deslocamento horizontal de grãos, normalmente, ocasionado por processos de rolagem ou rastejamento de partículas. A movimentação dos grãos ocasiona intensos momentos de colisão das partículas transportadas pelas correntes de ar e, conseqüentemente, a ascensão dos grãos menores. Essa nuvem constituída por partículas de menores diâmetros, dependendo da sua granulometria, atinge espaços de maiores velocidades de vento, passando a ser transportada em trajetórias parabólicas. A queda desses grãos, exclusivamente em função do seu peso, propicia uma nova fase de ascensão de grãos, originando um efeito multiplicador do fenômeno de saltação.

O processo de transporte conhecido por suspensão limita-se aos grãos de baixa densidade (silte e argila) e pelo desenvolvimento de momentos de turbulência da corrente de ar, freqüentemente posicionada abaixo da superfície Z_0 (Giannini & Riccomini 2003).

As pesquisas desenvolvidas em relação à determinação das velocidades críticas necessárias para iniciar e determinar o tipo de movimentação dos grãos pelo vento mostram que estas aumentam com a granulometria dos sedimentos (Suguio 1980).

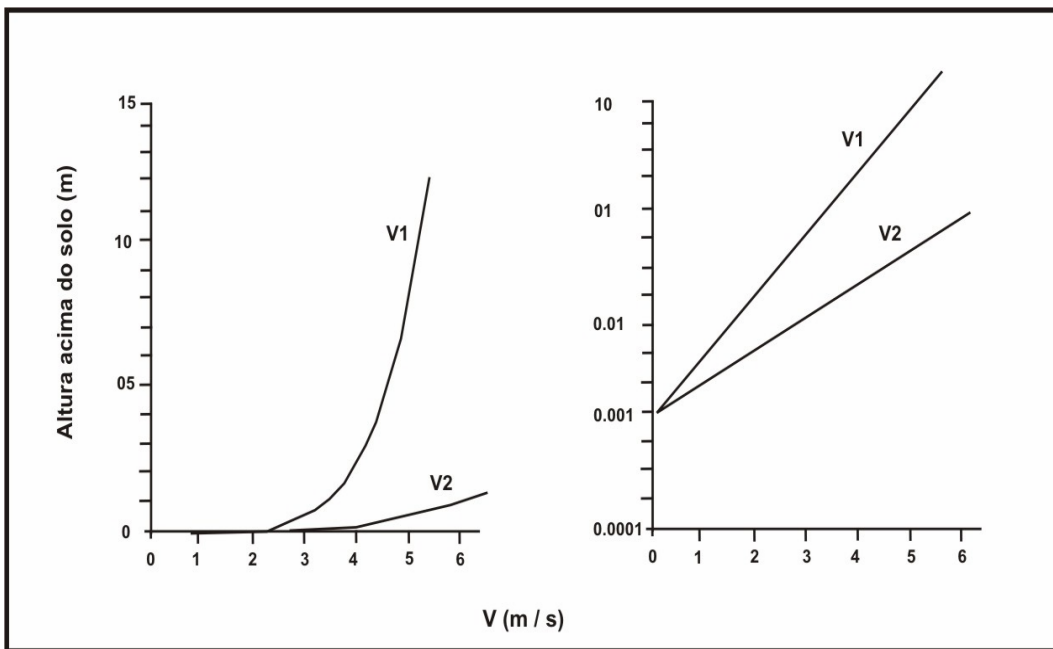


Figura 4.1 - Gradientes de velocidade para ventos de intensidade diferentes. (Pethick 1984).

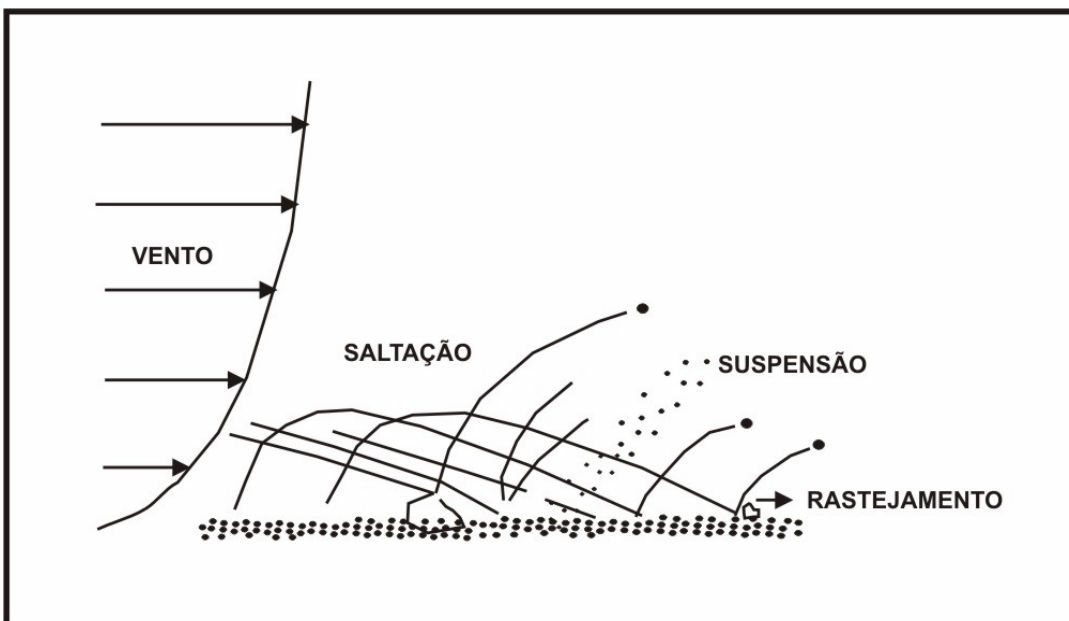


Figura 4.2 - Processos de transporte sedimentar eólico. (Greeley & Iversen 1985).

Os resultados das experiências realizadas em túneis de vento por Bagnold (1941), associados a observações obtidas em campo, induziram a uma estimativa da velocidade de cisalhamento do vento em torno de 5 m/s, medida a 1 metro de altura. Essa velocidade torna-se, portanto, o fator responsável pelo início do processo de movimentação das partículas desagregadas, com diâmetros correspondentes à areia média. Entretanto, a velocidade necessária para manter essas areias em movimento atinge valores na ordem de 4,5 m/s (Tomazelli 1990).

Os estudos (ex. Hunter 1977, Fryberger & Schenk 1981, Tomazelli 1990, Sauermenn *et al.* 2000, Mastronuzzi & Sampo 2002, Monijji & Bishop 2002, Wang *et al.* 2002, Forman & Pierson 2003, Tsoar *et al.* 2004) mostram que o **processo de deposição** dos sedimentos transportados pelo vento acontece, principalmente, pela presença de obstáculos, naturais ou artificiais, posicionados ao longo de suas trajetórias. O desenvolvimento de cobertura vegetal na zona de pós-praia funciona como uma barreira natural ao aporte sedimentar eólico. A partir da amortização das correntes de ar por essas superfícies, os grãos transportados tendem a ser depositados.

Segundo Hunter (1977) e Fryberger & Schenk (1981), a deposição pode ocorrer de três formas: por queda livre, por avalanche de grãos e por deposição associada à migração e cavalgamento de marcas onduladas.

A deposição por queda livre dos grãos (*grain fall*) deve-se ao fato do enfraquecimento das velocidades das correntes de ar em regiões geograficamente abrigadas, podendo ser verificado nas faces de sotavento dos corpos dunares. Nesse processo, os grãos são depositados segundo a topografia das superfícies, ocasionando o desenvolvimento de estruturas laminadas. Por outro lado, as deposições por avalanche de grãos correspondem a uma etapa evolutiva dos depósitos gerados por queda livre.

A quebra da estabilidade das camadas sedimentares depositadas nos ápices das cristas dunares ocasiona deslizamentos segundo a superfície inclinada das faces de sotavento das dunas. Esse processo acontece, principalmente, pela sobrecarga sedimentar (fluxos de grãos - *grain flow*) e/ou pelos efeitos gravitacionais (deslizamentos gravitacionais - *slide/slumping*), sendo diferenciados entre si pelo menor e maior teor de umidade do substrato, respectivamente.

A ação contínua das correntes de ar na superfície dos depósitos arenosos eólicos favorece o desenvolvimento de estruturas deposicionais constituídas por sucessivas cristas, alinhadas perpendicularmente à direção preferencial do vento, definidas como marcas onduladas. Essas estruturas ativas migram e, muitas vezes, se sobrepõem, resultando em acamamentos sub-horizontais, comumente, encontrados nas faces de barvalento dos corpos dunares.

Reineck & Singh (1975) demonstraram que a atividade do vento é efetivamente maior para os processos de transporte e deposição e menor nos processos de erosão.

A **atividade erosiva** das correntes de ar nos depósitos arenosos, ultimamente, tem sido objeto de inúmeras pesquisas (ex. McKee 1979, Davies 1980, Tinley 1985, Tomazelli 1990, Brookes 2001, Hesp 2002), as quais utilizam o termo de *blowout* para este processo.

De maneira geral, as estruturas erosivas das correntes de vento caracterizam-se pelo desenvolvimento de verdadeiros sulcos nas superfícies desnudas das dunas que, muitas vezes, chegam a ocasionar a segmentação do corpo dunar e a modelagem de uma nova feição.

4.3 Caracterização do Regime do Vento

As informações apresentadas no Atlas do Potencial Eólico (2001) e no item 2.3 mostram que o estado do Ceará está imerso na contínua circulação atmosférica subequatorial dos ventos alísios e sofre influência da movimentação da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), que é responsável pela pronunciada sazonalidade do regime de vento.

Os registros anuais da frequência percentual das correntes de ar revelam constantes variações nas suas direções, entretanto, pode ser verificado o predomínio de correntes eólicas oriundas do quadrante NNE, a partir de agosto até meados de fevereiro. O intervalo temporal compreendido entre março e julho caracteriza-se por correntes de direção SSE (figura 4.3).

Os meses de março a maio correspondem à principal e, muitas vezes, à única estação chuvosa, na qual os ventos atingem sua intensidade mínima anual, com valores na ordem de 6 a 8 m/s (figura 4.4). O restante do ano é caracterizado por um período seco, ocasionado pelo retorno da ZCIT às latitudes equatoriais, em que os ventos da região atingem seu máximo, com intensidade em torno de 8 a 12 m/s (figura 4.4).

O monitoramento da velocidade das correntes eólicas que circulam na região costeira cearense revela maiores velocidades no período diurno compreendido entre 6:00 e 18:00 horas (figuras 4.4 e 4.5). Esse fato está associado à origem solar dos ventos, resultante do aquecimento desigual da superfície da Terra (Atlas do Potencial Eólico 2001).

A gradação vertical da velocidade das correntes de ar circulantes na zona litorânea do município de Aquiraz foi verificada pela Estação Meteorológica da Usina Eólica instalada na localidade da Prainha, sendo observados valores mínimos na ordem de 3,5 m/s, registrados a partir de 10 metros da superfície, e máximos de 11 m/s a 300 metros de altitude (figura 4.6).

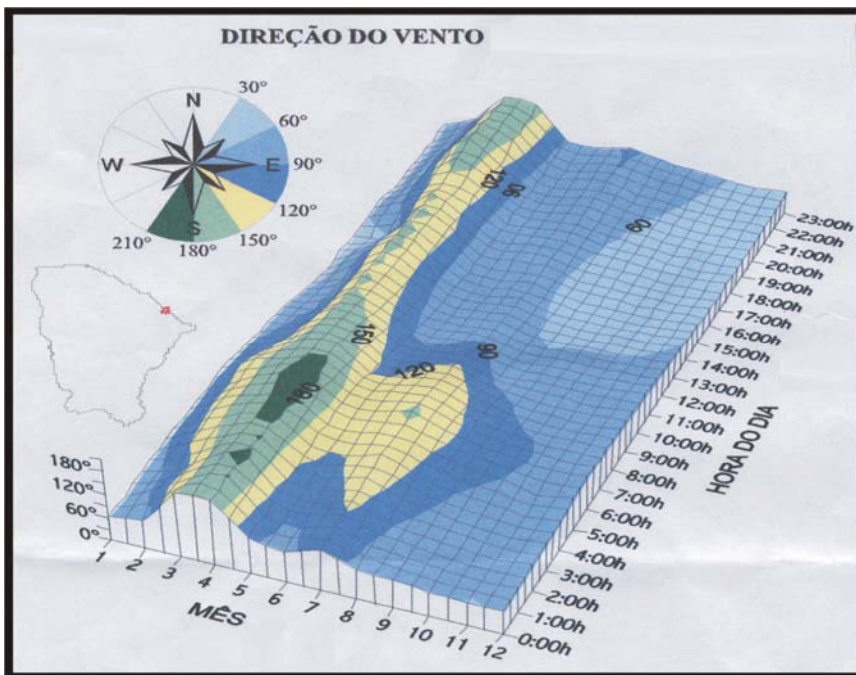


Figura 4.3 - Direção das correntes de vento no estado do Ceará. (Atlas do Potencial Eólico do Estado do Ceará 2001).

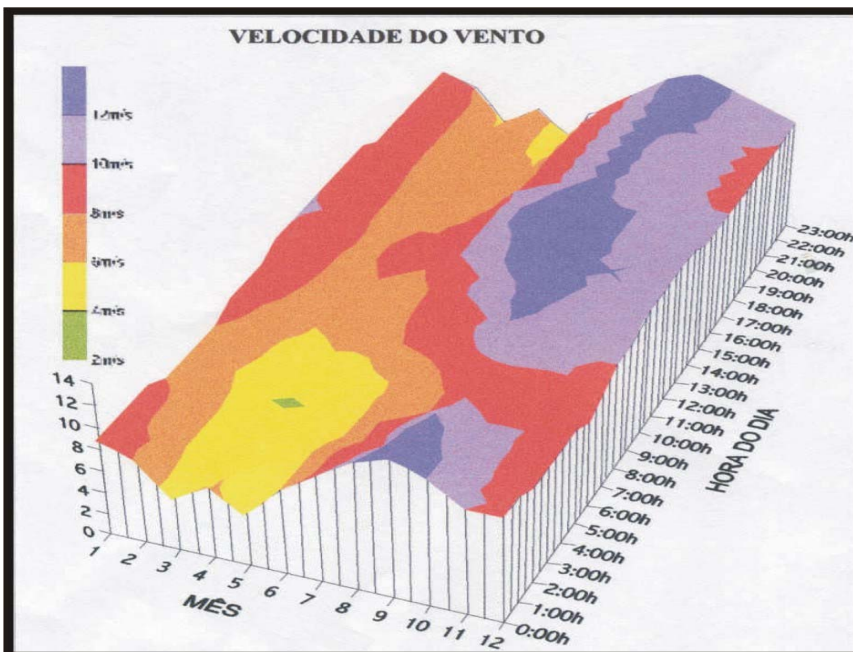


Figura 4.4 - Velocidade das correntes de vento no estado do Ceará. (Atlas do Potencial Eólico do Estado do Ceará 2001).

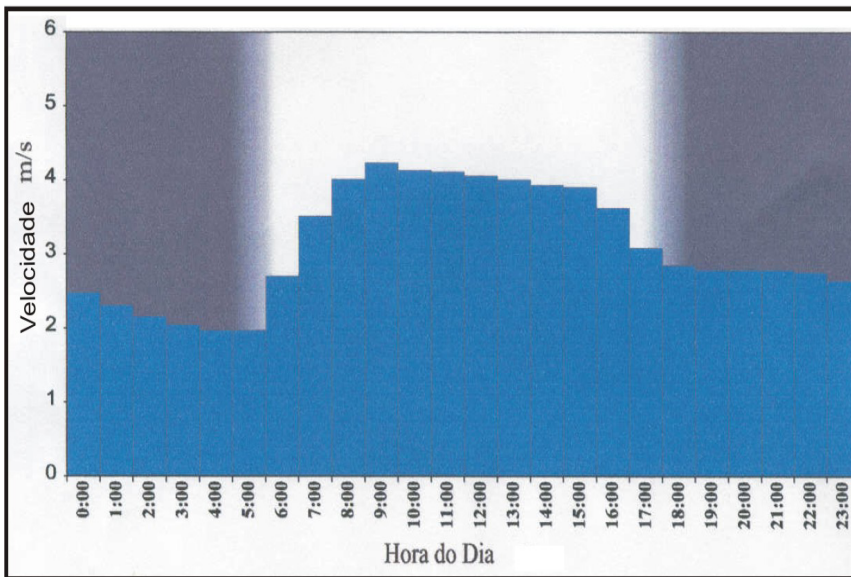


Figura 4.5 - Velocidade diurna das correntes de vento no estado do Ceará. (Atlas do Potencial Eólico do Estado do Ceará 2001).

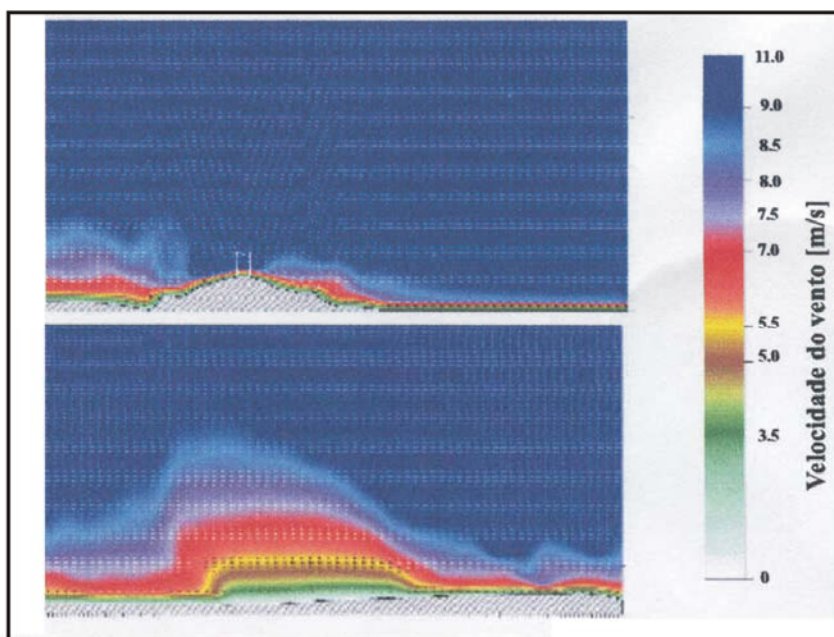


Figura 4.6 - Gradiente vertical das velocidades das correntes eólicas, na zona litorânea do município de Aquiraz. (Atlas do Potencial Eólico do Estado do Ceará 2001).

4.4 Frequência Percentual das Correntes Eólicas e Transporte Sedimentar Eólico na Planície Costeira do Município de Aquiraz

As campanhas de campo relacionadas com a caracterização das frequências percentuais (direções preferenciais e velocidades médias) das correntes eólicas atuantes na face de praia do município de Aquiraz foram desenvolvidas em duas etapas, por meio da afixação de biruta e anemômetro digital.

A primeira etapa seguiu uma metodologia fundamentada em amostragens mensais, de natureza pontual, em oito pontos distribuídos ao longo do segmento litorâneo. As medições da velocidade das correntes de ar foram realizadas em intervalos curtos, cerca de 5 minutos, em três níveis de altura (0.5, 1 e 2 metros da superfície). Esse procedimento permitiu conhecer o comportamento vertical da velocidade do vento.

O segundo momento da campanha foi realizado em dois pontos localizados nas células litorâneas da Prainha e Batoque, durante os meses de outubro/2002 e abril/2003, correspondendo aos períodos de ventos fortes e fracos, respectivamente. Essa etapa aconteceu por meio de investigações da velocidade do vento durante cinco horas consecutivas, sendo introduzido o uso de armadilhas de sedimentos e dispersão de areias vermelhas. Esses procedimentos tiveram a finalidade de determinar as alturas do transporte sedimentar eólico, os volumes e as variações granulométricas dos sedimentos transportados durante o intervalo de cinco horas e em relação às alturas investigadas, assim como a direção de dispersão do transporte de grãos pelas correntes eólicas na face de praia.

As armadilhas de sedimentos foram construídas segundo os critérios estabelecidos por Sarre (1988), entretanto, seus posicionamentos e liberação das aberturas seguiram uma metodologia desenvolvida para a presente pesquisa.

Na zona de estirâncio médio foram colocadas três armadilhas paralelas entre si, com aberturas voltadas para a direção preferencial do vento, onde cada uma tinha uma única abertura liberada para a retenção de sedimentos, diferenciadas pela sua altura em relação à superfície da face de praia. Essa técnica permitiu registrar tanto o volume como a granulometria dos grãos transportados nos seguintes intervalos de altura: 0 – 22 cm, 23 – 46 cm e 47 – 69 cm. Como medida complementar foi afixada, na zona de berma, uma armadilha com as três posições liberadas.

Essa etapa contou com medições horárias da velocidade e direção do vento, nas três alturas de abertura das armadilhas de retenção de sedimentos, e a 1 e 2 metros de altura.

A utilização de areias vermelhas, cuja fonte residiu nos afloramentos da Formação Barreiras, consistiu em uma outra atividade experimental da presente pesquisa. Esse procedimento tem como objetivo conhecer a trajetória do transporte sedimentar, por meio do

contraste das cores desses sedimentos com os da praia. Entretanto, o experimento impossibilitou a realização dos cálculos de volume.

Os principais resultados obtidos durante a realização da primeira etapa de coletas mensais, referentes às investigações das frequências percentuais das correntes de ar atuantes na face de praia do município de Aquiraz, encontram-se registrados na tabela 4.1 e figura 4.7.

As interpretações dos dados relacionados com as direções que os ventos atingem os segmentos do litoral pesquisado (tabela 4.1) revelaram uma forte tendência de correntes oriundas do quadrante SE ($120^\circ - 150^\circ$), correspondentes aos ventos alísios (itens 2.3 e 4.2), que resulta em baixos ângulos de ataque, uma vez que as direções preferenciais da linha de costa oscilam entre 310 e 330° .

Contrariando o quadro geral dessa direção preferencial das “frentes de ataque eólico”, as observações realizadas no ponto 4 que, geograficamente corresponde ao promontório rochoso da Ponta do Iguape e funciona como um ponto de inflexão da linha de costa, marcado por um trecho de costa alinhado em aproximadamente 220° , mostram a atuação de três direções de correntes de ar: NE ($30^\circ - 60^\circ$), E (90°) e SE ($120^\circ - 150^\circ$). Essas direções correspondem a vetores resultantes dos processos de dispersão, provavelmente, ocasionados em função do arqueamento da linha de costa.

O fluxo de correntes eólicas de direção preferencial SE corresponde à fonte alimentadora dos depósitos eólicos que traspassam por sobre as rochas pré-cambrianas da Ponta do Iguape, denominados por Tinley (1985) como dunas ligadas a barreiras topográficas do tipo *by pass* de promontório.

As observações apresentadas na tabela 4.1 e colhidas pelos trabalhos de campo permitiram verificar que os vetores de direção E e NE ocorrem, exclusivamente, no período de maiores velocidades dos ventos. Essas direções representam, portanto, vetores resultantes da dispersão das correntes eólicas originadas por gradientes térmicos entre o continente e o oceano, sendo responsáveis pelo assoreamento temporário de boa parte do embasamento rochoso da Ponta do Iguape.

A análise dos dados das direções de ataque das frentes eólicas revelou que, nos segmentos litorâneos correspondentes aos pontos 1, 2, 3 e 5, durante os meses de janeiro e fevereiro, essas correntes sofreram um processo de inversão das suas direções, assumindo direções preferenciais NE (pontos 1, 2 e 5) e NW (ponto 3).

Segundo informações contidas no Atlas do Potencial Eólico do Estado do Ceará (2001) esse fato pode estar associado aos registros de variações sazonais dos gradientes térmicos presentes entre as superfícies terrestres e marinhas que resultam em períodos de alternâncias das brisas continentais e marinhas e, conseqüentemente, a inversão das

Tabela 4.1 - Dados de frequência percentual do vento no município de Aquiraz.

Coordenadas (UTM)		Período (Ano/Mês)												
		2002										2003		
Mês		02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	01	02
Ponto 1 586112 E - 9557201 N														
- Direção (Az)		15	110	135	160	150	110	110	120	120	140	100	8	5
- Velocidade (m/s)														
0,5		2,02	2,33	3,05	2,77	1,66	1,66	3,96	3,44	3,45	1,69	3,27	2,54	1,22
1,0		2,36	4,77	5,27	3,61	1,66	4,16	5,15	5,06	4,90	3,23	5,78	2,43	2,01
2,0		3,64	4,82	5,55	5,83	2,77	7,22	7,37	5,62	4,86	4,46	7,29	3,91	3,67
Ponto 2 585591 E - 9557785 N														
- Direção (Az)		10	100	120	145	125	120	110	110	120	130	100	5	130
- Velocidade (m/s)														
0,5		1,88	2,55	2,77	2,22	1,94	2,22	4,03	3,99	3,70	1,96	3,79	1,76	2,31
1,0		2,34	2,89	3,33	2,22	3,88	6,66	6,19	6,13	7,70	2,60	7,37	2,43	2,50
2,0		3,67	3,41	3,88	5,00	3,88	10,0	5,73	7,66	8,95	3,39	9,38	4,76	4,88
Ponto 3 580924 E - 9563683 N														
- Direção (Az)		280	155	110	150	120	125	130	120	130	150	120	340	120
- Velocidade (m/s)														
0,5		2,03	2,87	2,87	2,77	1,66	2,77	1,61	2,68	3,30	2,97	5,11	2,47	2,41
1,0		2,17	5,93	6,94	3,33	1,94	6,66	3,97	5,22	6,90	3,75	6,06	2,05	2,77
2,0		3,23	5,99	6,94	5,27	3,88	8,88	7,32	7,83	8,65	4,25	10,4	4,75	4,66
Ponto 4 579505E - 9564409 N														
- Direção (Az)		45	50	100	130	150	100	90	100	90	60	90	40	35
- Velocidade (m/s)														
0,5		1,32	2,16	2,77	1,38	1,38	1,38	5,21	5,10	4,20	3,38	3,77	2,30	1,41
1,0		2,77	3,24	3,88	1,38	1,38	2,77	7,45	7,24	7,35	4,00	5,72	1,24	1,40
2,0		2,98	3,88	4,44	3,33	1,38	4,44	7,70	7,79	9,60	7,36	9,27	2,62	2,25
Ponto 5 576400 E - 9565522 N														
- Direção (Az)		100	135	135	130	120	120	110	100	100	90	100	75	100
- Velocidade (m/s)														
0,5		1,48	2,54	3,03	1,94	2,96	8,33	4,34	4,99	5,80	2,91	4,60	0,12	2,73
1,0		2,89	3,27	7,22	1,94	2,75	10,0	8,60	8,31	7,60	4,10	5,66	0,84	3,09
2,0		3,07	4,85	6,96	3,88	3,89	11,6	10,2	10,4	11,3	7,12	9,99	0,61	4,38
Ponto 6 572337E - 9569134 N														
- Direção (Az)		100	135	135	170	120	125	120	120	110	110	120	100	110
- Velocidade (m/s)														
0,5		0,09	1,16	3,33	2,16	2,22	5,27	5,25	4,97	5,40	3,29	6,82	0,03	1,96
1,0		1,25	2,10	5,27	3,05	2,22	9,44	8,55	8,62	7,85	4,33	9,74	0,77	2,59
2,0		2,10	3,46	5,55	3,61	3,33	11,3	7,98	7,99	10,2	5,48	12,4	1,81	4,75
Ponto 7 568984 E - 9573464 N														
- Direção (Az)		105	130	165	140	135	135	120	110	110	110	120	100	125
- Velocidade (m/s)														
0,5		1,05	2,15	2,57	2,87	2,22	2,77	5,90	4,88	5,00	3,87	6,20	0,08	1,68
1,0		1,80	2,22	5,55	3,61	2,77	6,66	7,35	7,27	8,50	4,74	8,91	0,40	2,04
2,0		2,10	3,72	5,67	5,27	4,16	10,0	8,55	8,14	9,50	5,69	11,8	1,39	3,46
Ponto 8 567118 E - 9576316 N														
- Direção (Az)		110	125	150	170	150	145	120	110	120	140	110	110	130
- Velocidade (m/s)														
0,5		1,20	2,05	2,77	2,22	2,14	5,27	4,60	4,56	5,20	2,78	5,76	0,19	1,47
1,0		1,23	2,99	3,88	2,77	2,77	7,77	7,90	7,49	8,60	5,45	5,90	0,83	2,02
2,0		1,34	5,47	6,65	5,27	4,16	10,0	8,75	8,22	9,60	6,49	10,5	0,37	3,02

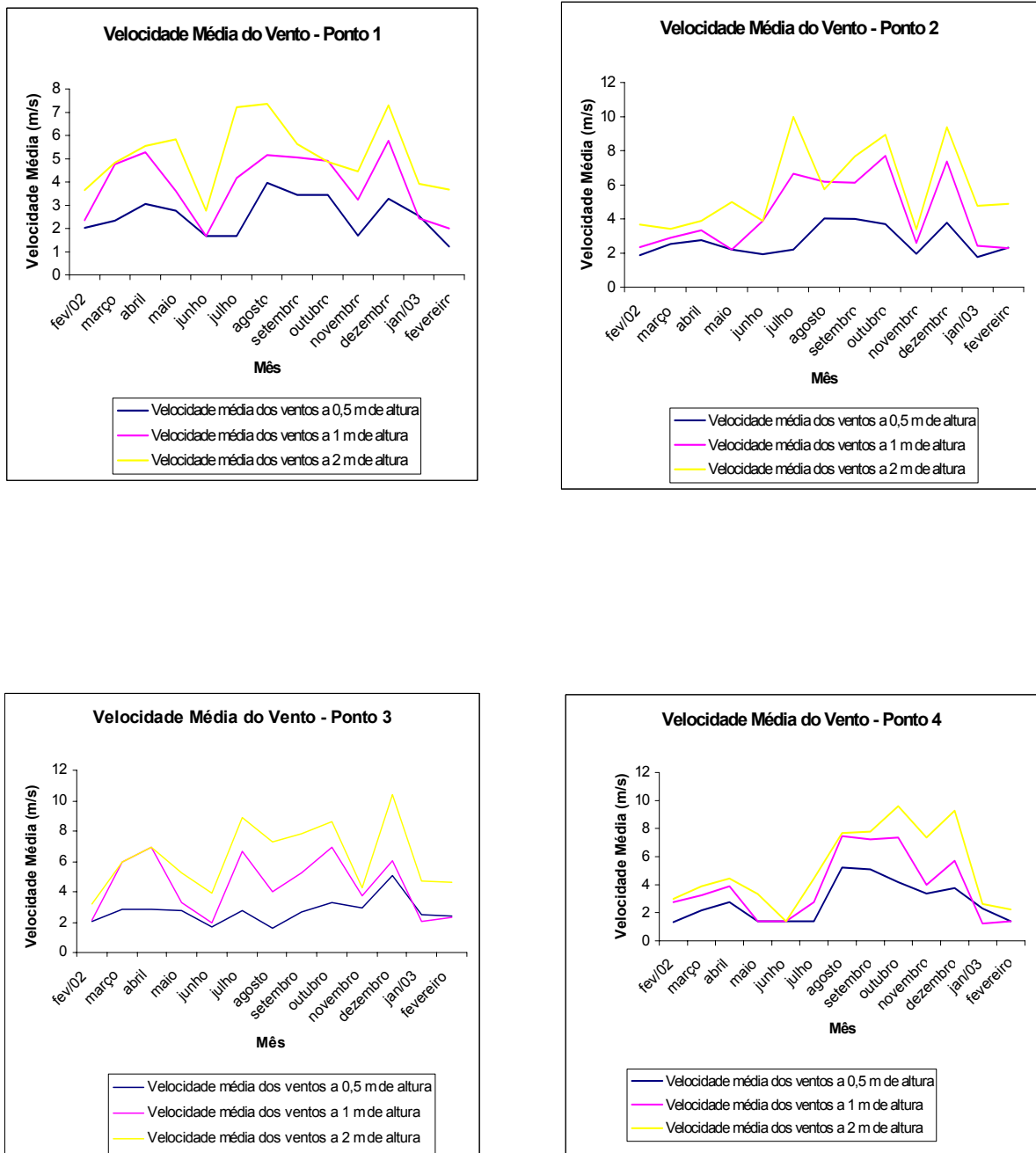


Figura 4.7 (A) - Gráfico das variações das velocidades do vento na face de praia do município de Aquiraz (Pontos 1, 2, 3 e 4).

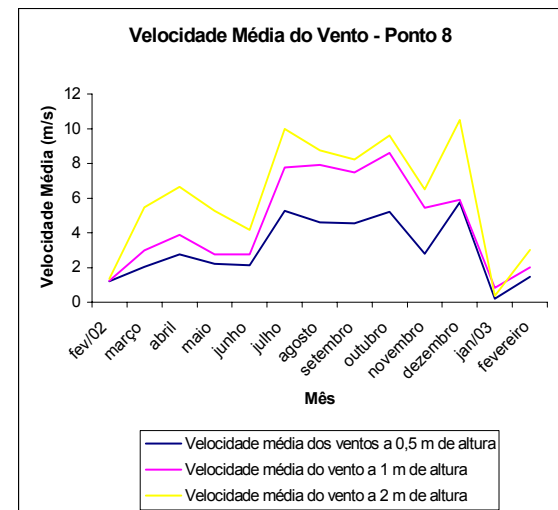
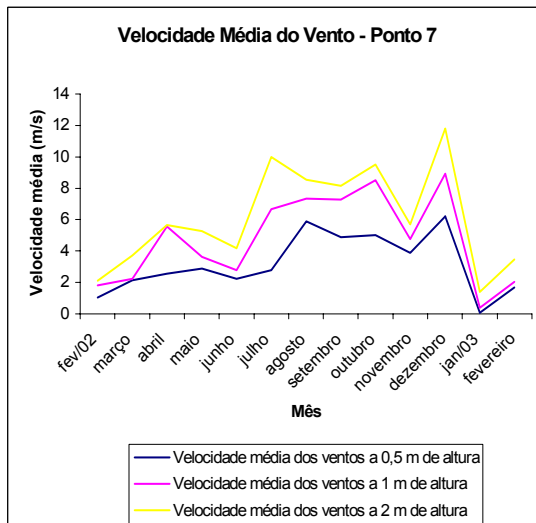
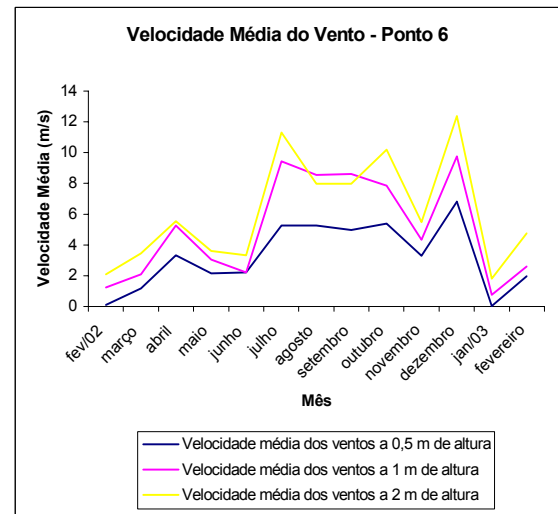
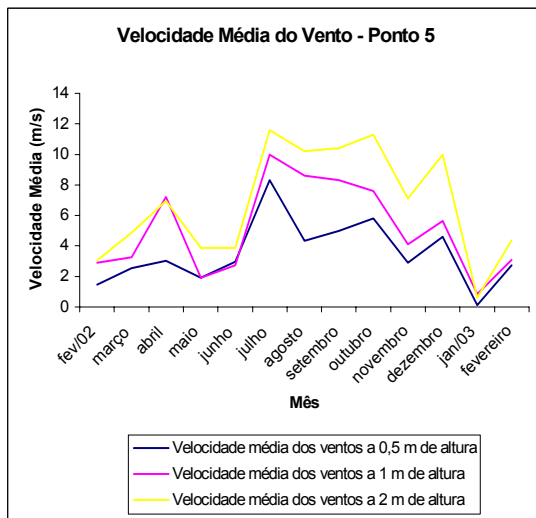


Figura 4.7 (B) - Gráfico das variações das velocidades do vento na face de praia do município de Aquiraz (Pontos 5, 6, 7 e 8).

direções das correntes eólicas na zona costeira cearense.

Em relação aos valores das velocidades das correntes de ar que circulam na região, dois fatos foram destacados: o desenvolvimento de um gradiente vertical ascendente de velocidade e a conformidade de comportamento das curvas traçadas em alturas diferenciadas (figura 4.7).

No estado do Ceará, até o momento, o conhecimento da formação do gradiente de velocidade das massas de ar encontra-se limitado a uma altitude mínima de 10 metros, que corresponde à altura das torres de observações meteorológicas (Atlas do Potencial Eólico do Estado do Ceará 2001).

Como parte dos objetivos da presente pesquisa foram realizadas medições das velocidades do vento em três alturas, correspondentes aos níveis altimétricos onde, provavelmente, acontece o transporte de sedimentos pelas correntes eólicas. Os resultados observados nas medições escalonadas comprovaram a existência de um gradiente de velocidades das correntes de ar, que gradam verticalmente segundo o aumento de altura (figura 4.7), corroborando, portanto, com as afirmações realizadas por Bagnold (1941). Entretanto, a definição da altura Z_0 , definida pelo referido autor, não pode ser determinada pela metodologia aplicada na pesquisa.

O traçado das curvas de velocidades médias em três patamares de altura mostrou, em todos os pontos de coleta, uma certa conformidade entre elas, caracterizadas por picos pronunciados descendentes e ascendentes, que ocorrem nos meses de junho/julho e novembro/dezembro, respectivamente. Esse fato, segundo os dados climatológicos apresentados nos itens 2.3 e 4.3, está associado às variações de posições da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), que provocam oscilações nos regimes de ventos vigentes na região.

As informações coletadas em campo, concomitantemente com as campanhas eólicas mensais, permitiram atribuir ao intervalo de tempo representado pelos meses de agosto a outubro, as maiores participações nos processos de transporte sedimentar eólico. Esse fato pode ser comprovado por intermédio de observações na paisagem litorânea, as quais registraram a formação de verdadeiras “nuvens de sedimentos” transportadas ao longo da face de praia, assim como sucessivas acumulações de areia nas dependências das construções localizadas no pós-praia.

As análises das curvas mensais de velocidade média dos ventos, figura 4.7, mostram que nesse intervalo de tempo ocorreu a concentração das maiores velocidades das correntes de ar registradas a 0,5 metro da superfície. Muitas vezes, ultrapassando o valor de 4,5 m/s ao longo do ano que, segundo Tomazelli (1990), corresponde à velocidade necessária para manter as areias transportadas em movimento.

A afixação das armadilhas de sedimentos, juntamente com o monitoramento das

velocidades e direções das correntes de ar circulantes na face de praia dos segmentos litorâneos da Prainha e Batoque, permitiram obter uma série de informações relacionadas com os processos de transporte, deposição e erosão eólica (tabela 4.2).

De maneira geral, as correntes eólicas assumem uma direção preferencial SE (120° - 150°) em todo o segmento litorâneo e durante os dois períodos de amostragem.

O comportamento dos gráficos contidos nas figuras 4.8 e 4.9 confirma a tendência do desenvolvimento de um gradiente ascendente dos valores médios das velocidades das correntes de ar circulantes na face de praia do município de Aquiraz. Entretanto, não existe conformidade entre as curvas obtidas nas diversas altitudes. Esse fato pode estar associado à coincidência do momento amostrado com episódios de oscilações bruscas das correntes eólicas, caracterizadas por picos de calmaria e agitação.

A análise geral revela o predomínio de menores velocidades das correntes eólicas no mês de abril, com valores inferiores a 5 m/s, que refletem na baixa capacidade de transporte de sedimentos, com taxa sedimentar em torno de $3 \times 10^{-5} \text{ m}^3/\text{s}$ (0,03 cm^3/dia). O segundo período amostrado registra as maiores velocidades das correntes de ar, com valores maiores que 5 m/s, responsáveis pela intensificação de transporte sedimentar, principalmente, a 5 centímetros de altura da face de praia e berma (tabela 4.2).

Em relação à capacidade de transporte e deposição das correntes eólicas, pode-se verificar que o segmento litorâneo da praia do Batoque registrou, nos dois períodos amostrados, maior trânsito sedimentar da face de praia para o berma, sendo atribuído a sua posição à barlar do pontal rochoso e à menor rugosidade da face de praia. Os menores volumes de sedimentos transportados pela ação do vento foram averiguados no segmento litorâneo da Prainha. Esse fato foi atribuído ao seu posicionamento à sotamar do promontório do Iguape, ao elevado índice de rugosidade da face de praia, gerado pelo maior tráfico de banhistas, e à presença do canal de deságüe do riacho Jacundá, que no período de inverno desenvolve um espelho d'água que corta a face de praia, funcionando como um anteparo natural à ação dos ventos.

A movimentação sedimentar na face de praia assumiu dois comportamentos distintos. No primeiro período, os maiores volumes de sedimentos transportados foram observados a 25 centímetros da superfície do terreno, representados por grãos de quartzo (areia fina). Essa situação foi relacionada aos valores da velocidade média dos ventos, cerca de 5 m/s, que segundo Tomazelli (1990) corresponde à velocidade necessária para colocar partículas de areia em movimento. Nesse período, o transporte sedimentar verificado a 5 centímetros da superfície do terreno tornou-se menos representativo, em função dos baixos valores da velocidade do vento (3,5 m/s).

Tabela 4.2 - Dados de frequência do vento e transporte sedimentar eólico no município de Aquiraz.**Primeiro Período (Outubro de 2002)****Praia do Batoque – 11/10/2002**

Armadilha de sedimento		Frequência percentual do vento											Sedimentos aprisionados	
Nº	Posição	Velocidade (m/s)											Direção (Az)	Volume (m ³ em 5 horas)
	Hora →	8:00	8:30	9:00	9:30	10:00	10:30	11:00	11:30	12:00	12:30	13:00		
I	1	4,89	4,63	5,42	6,01	5,76	5,36	6,51	6,38	5,53	4,99	5,86	125°	0,023
	2	5,12	5,79	6,84	6,32	7,01	8,03	8,30	7,14	6,69	5,42	6,18		0,000016
	3	5,33	6,45	6,99	7,28	8,05	8,58	9,75	6,73	6,48	6,66	6,93		0,000011
	4	7,42	7,36	8,01	8,32	8,65	8,84	9,89	8,94	7,28	7,79	8,17		
	5	8,71	7,95	9,22	8,53	10,1	9,82	10,3	9,62	8,24	8,83	9,58		
II	1	5,26	6,37	6,18	6,28	5,96	5,13	5,59	5,69	6,26	5,97	6,36	130°	0,015
	2	6,43	6,81	6,99	6,82	7,36	6,82	7,52	7,54	8,16	7,95	8,46		
	3	7,04	7,66	7,42	7,23	7,91	7,11	7,55	7,85	8,30	8,02	8,31		
	4	7,52	7,48	7,72	7,99	8,37	7,88	7,94	7,93	8,77	8,11	8,64		
	5	7,69	7,94	7,83	8,17	8,56	8,25	8,11	7,93	8,61	8,43	8,69		

Praia da Prainha - 12/10/2002

Armadilha de sedimento		Frequência percentual do vento											Sedimentos aprisionados	
Nº	Posição	Velocidade (m/s)											Direção (Az)	Volume (m ³ em 5 horas)
	Hora →	8:00	8:30	9:00	9:30	10:00	10:30	11:00	11:30	12:00	12:30	13:00		
I	1	4,78	5,07	4,56	5,36	5,02	4,98	3,47	3,37	4,13	3,82	4,01	145°	0,018
	2	5,02	4,79	6,30	7,56	6,04	4,87	4,12	4,90	5,30	4,42	4,36		0,000091
	3	5,15	5,45	6,03	3,99	6,22	5,84	5,92	5,57	5,26	5,38	5,18		0,000042
	4	4,97	4,68	5,69	5,00	5,96	5,03	5,68	4,66	4,61	4,25	4,22		
	5	6,52	7,17	8,03	6,79	7,33	7,75	7,25	6,58	6,57	6,34	6,41		
II	1	3,14	3,78	3,23	3,53	4,61	5,07	4,97	4,15	4,04	4,37	4,06	140°	0,00017
	2	2,95	1,98	2,01	5,15	2,47	5,08	4,76	4,61	4,86	4,46	4,11		
	3	3,71	5,22	3,19	5,03	4,49	4,59	4,90	4,53	4,37	4,50	4,25		
	4	4,26	4,61	2,63	5,00	5,25	5,99	4,44	5,51	4,56	5,59	5,81		
	5	4,99	5,08	2,72	5,13	5,74	6,91	6,34	6,77	6,35	6,11	6,03		

* I – corresponde as três armadilhas afixadas na face de praia

II - corresponde à armadilha afixada na zona de berma

1,2,3,4 e 5 – corresponde às alturas de 5, 25, 45, 100 e 200 centímetros

Segundo Período (Abril de 2003)**Praia do Batoque – 16/04/2003**

Armadilha de sedimento		Frequência percentual do vento											Sedimentos aprisionados	
Nº	Posição	Velocidade (m/s)											Direção (Az)	Volume (m³ em 5 horas)
	Hora →	8:00	8:30	9:00	9:30	10:00	10:30	11:00	11:30	12:00	12:30	13:00		
I	1	3,52	3,41	3,83	3,56	2,77	3,35	3,20	3,59	3,65	3,55	2,13	130°	0,000031
	2	3,81	4,02	4,38	5,40	5,68	4,64	3,58	5,01	4,15	4,11	3,83		0,000017
	3	4,11	4,19	5,55	5,29	4,09	5,32	4,31	4,23	5,04	3,59	3,43		0,000069
	4	3,83	3,91	4,06	3,61	3,99	5,38	4,10	4,68	3,96	4,02	4,79		
	5	4,95	5,81	6,05	7,60	7,58	7,58	6,52	6,54	5,00	5,34	4,81		
II	1	2,14	2,64	2,77	3,40	3,05	1,84	4,38	4,21	3,22	2,59	2,90	130°	0,0024
	2	2,92	3,30	3,32	3,67	3,89	3,43	4,81	4,83	5,59	3,14	2,63		
	3	2,84	3,01	3,33	2,91	3,50	3,84	5,38	4,88	3,89	3,82	3,54		
	4	2,09	2,18	2,17	3,70	1,99	5,36	5,81	5,58	5,17	4,08	3,06		
	5	4,62	4,81	5,02	5,45	3,97	5,82	5,38	5,69	5,27	5,04	4,30		

Praia da Prainha – 15/04/2003

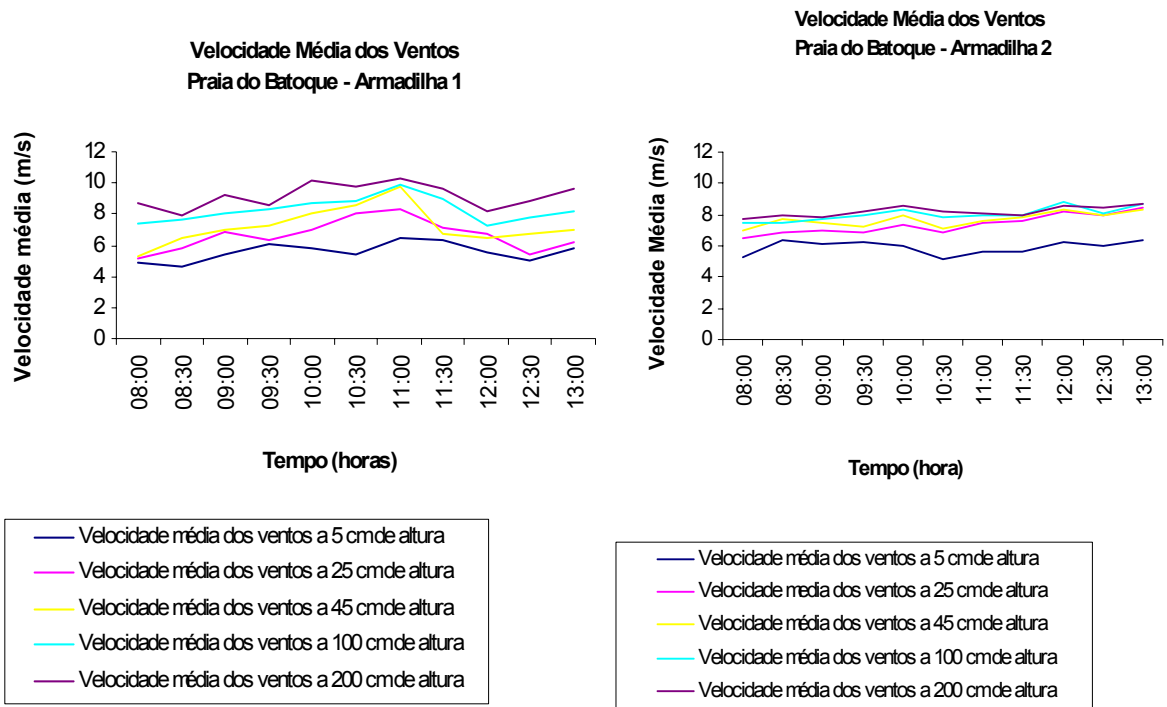
Armadilha de sedimento		Frequência percentual do vento											Sedimentos aprisionados	
Nº	Posição	Velocidade (m/s)											Direção (Az)	Volume (m³ em 5 horas)
	Hora →	8:00	8:30	9:00	9:30	10:00	10:30	11:00	11:30	12:00	12:30	13:00		
I	1	3,27	3,16	3,66	4,17	3,52	3,47	3,96	4,01	3,56	3,03	3,96	140°	0,000025
	2	3,33	4,36	4,22	4,86	4,98	4,45	4,74	5,63	5,19	4,04	5,40		0,000041
	3	3,76	4,25	4,83	5,09	5,11	4,43	5,64	6,58	5,18	3,34	6,74		0,000031
	4	4,74	5,16	5,48	6,16	6,72	5,03	5,72	6,48	6,00	4,31	4,86		
	5	6,05	6,18	6,33	6,58	8,83	6,69	7,02	6,84	8,23	6,83	6,97		
II	1	3,47	4,16	4,28	3,99	4,05	3,83	4,74	3,79	3,94	4,23	3,62	135°	0,00004
	2	4,27	4,89	4,52	4,07	4,55	4,75	5,31	4,86	6,57	5,95	5,64		
	3	5,33	5,08	5,45	4,93	5,11	5,44	5,87	5,89	5,90	6,24	6,35		
	4	5,71	5,97	5,77	6,03	5,75	6,38	6,41	6,74	6,77	6,39	5,99		
	5	6,15	6,42	6,64	6,51	6,34	6,98	7,23	7,84	7,90	6,24	7,17		

* **I** – corresponde as três armadilhas afixadas na face de praia

II - corresponde à armadilha afixada na zona de berma

1,2,3,4 e 5 – corresponde às alturas de 5, 25, 45, 100 e 200 centímetros

Primeiro Período (Outubro/2002)



Segundo Período (Abril/2003)

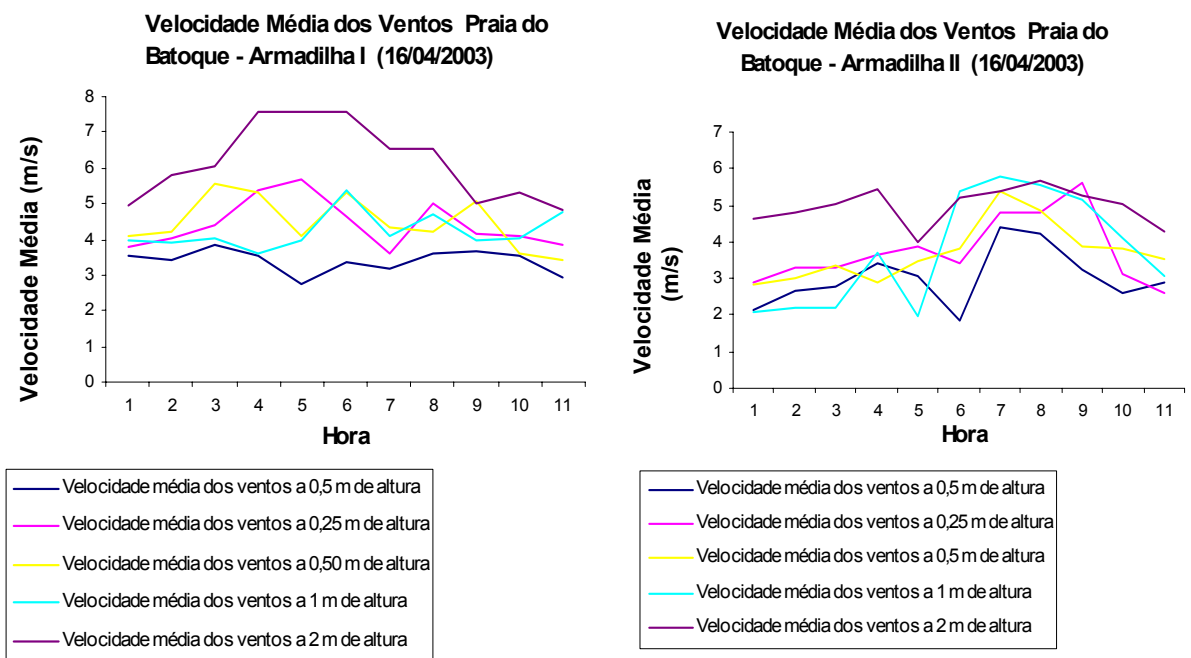
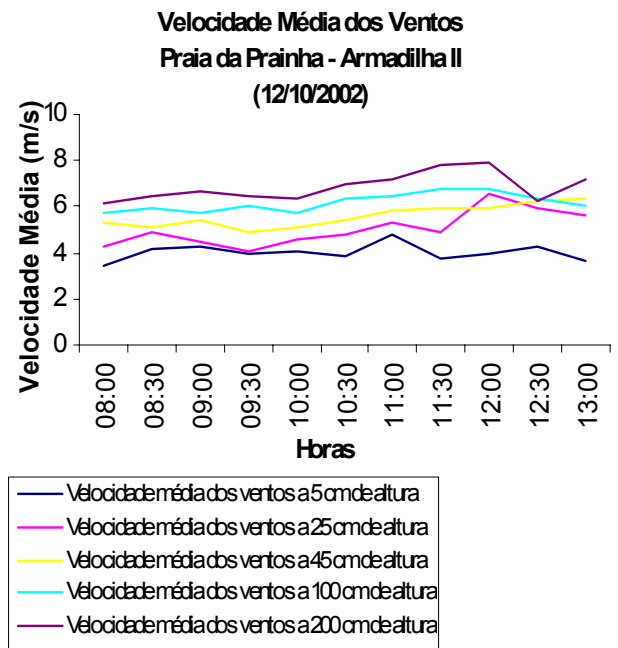
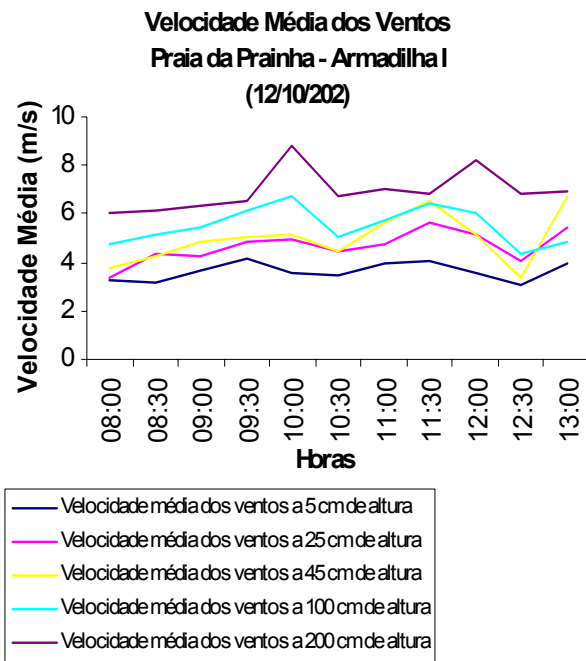


Figura 4.8 – Velocidade do vento na face de praia do Batoque, município de Aquiraz.

Primeiro Período (outubro/2002)



Segundo Período (Abril/2003)

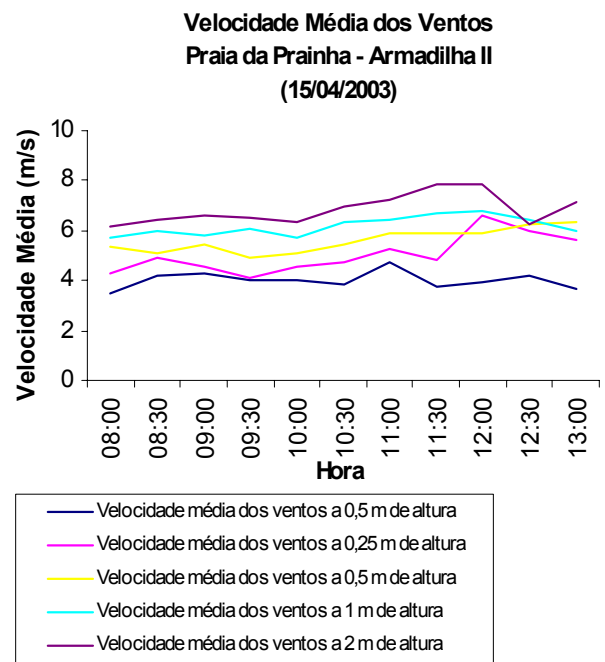
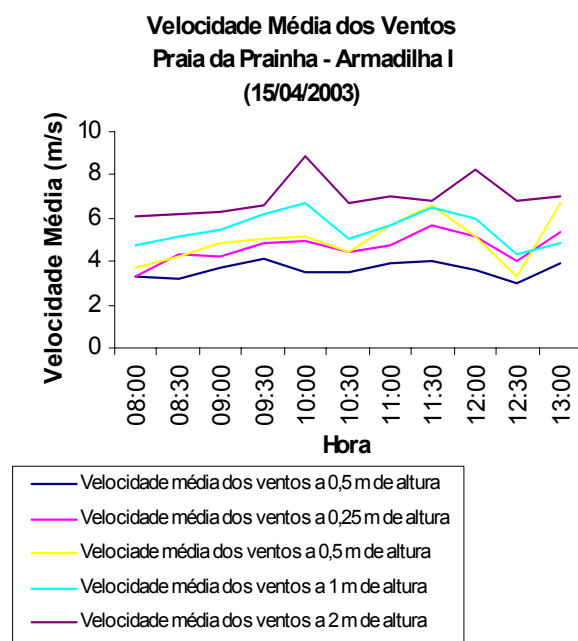


Figura 4.9 – Velocidade do vento na face de praia da Prainha, município de Aquiraz

No mês de outubro, a movimentação de sedimentos na face de praia teve um comportamento inversamente proporcional ao gradiente de velocidade do vento, com maior aporte sedimentar a 5 centímetros da superfície do terreno. Esse fato foi relacionado à constituição textural dos sedimentos da face de praia, que varia predominantemente de areia média a muito fina, e a velocidade média das correntes eólicas, superiores a 5 m/s. As relações estabelecidas entre esses dois fatores resultam na gradação ascendente do diâmetro dos grãos transportados pelo processo de saltação (item 4.2.1).

As análises granulométricas das amostras retidas nos três níveis altimétricos das armadilhas de sedimentos confirmaram a gradação ascendente dos diâmetros das partículas de quartzo. Os maiores diâmetros (areia média) foram armazenados no intervalo de 0 a 22 centímetros de altura, as areias finas se fizeram presentes no segundo intervalo de altura (23 a 46 centímetros) e areia muito fina predominam no transporte gerado a 69 centímetros de altura da superfície do terreno.

A experiência da dispersão de areia avermelhada pelas correntes eólicas na face de praia permitiu verificar um maior volume do trânsito sedimentar litorâneo em direção à zona de pós-praia.

O estudo das feições eólicas presentes no segmento litorâneo do município de Aquiraz, item 4.5, comprova esse fato pelo reconhecimento de cordões arenosos posicionados paralelamente à atual linha de costa (dunas frontais). Esse tipo de feição eólico desenvolve-se no domínio do pós-praia, sendo observado, principalmente, na célula litorânea situada à barlamar do Pontal do Iguape.

4.5 Proposta de Classificação para as Feições Eólicas do Setor Leste da Região Metropolitana de Fortaleza - Ceará – Brasil

(Artigo submetido à Revista Geociências – setembro de 2003)

Mônica Pimenta de Novaes Castelo Branco¹
Loreci Gislaine de Oliveira Lehueur²
José Eloi Guimarães Campos³

Resumo

Apresenta-se uma proposta de classificação para as feições de origem eólica localizadas no setor leste da Região Metropolitana de Fortaleza – município de Aquiraz, elaborada por meio da associação das propostas de McKee (1979), Breed & Grown (1979) e Tinley (1985), interpretações de fotografias aéreas e imagem do satélite Ikonos II, observações de campo alusivas à morfologia, índice de cobertura vegetal e posicionamento em relação à linha de costa. Essas feições tidas como deposicionais e erosionais foram

individualizadas em três classes: ativas, parcialmente ativas e inativas. As feições eólicas desprovidas de vegetação e com transporte de sedimentos, presentes nos segmentos litorâneos da Prainha e Iguape, pertencem à categoria de ativas e correspondem às formas de dunas dos tipos barcana, crista barcanóide e transversa. As feições eólicas, caracterizadas por conterem porções móveis e porções com desenvolvimento de cobertura vegetal, enquadram-se na classe parcialmente ativas representadas pelas dunas de formas frontal, dômica, longitudinal e de sombra. Dunas em formato de “U”, com a face convexa voltada para barlavento e a côncava para sotavento, caracterizadas pelo desenvolvimento de horizontes pedológicos, representam a classe inativa da forma parabólica. As feições erosionais presentes no segmento litorâneo do município de Aquiraz foram enquadradas nos tipos *blowout* e *rebdou*.

Palavras– chave: dunas, sistema de classificação, planície litorânea.

Abstract

This paper presents a classification of the aeolian sandy bearing features situated in the coastal plain of the Aquiraz Count, Ceará State, Brazil. The purposed classification scheme is based on the association of the McKee (1979), Breed & Grown (1979) and Tinley (1985) purposes, on the interpretation of aerial photographs and the IKONOS II images, field observation related to the morphology, vegetation cover index and the position in relation to the shoreline. These features defined as erosive and depositional are distinguished in three classes: active, partially active and inactive. The non covered dune associated to the recent transportation are present in the Prainha and Iguape shore line region belong to the active class and are classified as barcana, barcanoid crest and transverse dune. The dune characterized by fixed portions due to vegetation cover and mobile portions (without vegetation cover) are classified as partially active and represented by frontal, domic, longitudinal and shadow morphological type. Dune in “U” shape, with the convex face windward and the concave face leeward, occasionally with pedogenic horizons represent the inactive class and show parabolic forms. The aeolian sandy deposits with vegetation cover and with preserved morphological features are also classified as inactive dune and belong to the blowout and *rebdou* forms.

Key word: dune, classification system, coastal plain.

¹ Pesquisadora do Instituto de Ciências do Mar (LABOMAR/UFC) e doutoranda do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília.

² Professora do Departamento de Geologia e Pesquisadora do Instituto de Ciências do Mar, Universidade Federal do Ceará

³ Professor do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília

Introdução

O litoral leste cearense é marcado por uma paisagem natural caracterizada pela integração de feições moldadas em rochas plio-plestocênicas da Formação Barreiras que, por vezes, atingem a orla marítima em forma de falésias e em sedimentos quaternários que podem retratar a contínua ação das correntes eólicas no processo de sedimentação.

As formas e o dinamismo das feições eólicas reconhecidas em diferentes regiões da Terra correspondem a objeto de realização de pesquisas voltadas para a elaboração de uma classificação sintetizada com aplicação universal, entre as quais citam-se as desenvolvidas por Mabbutt (1977), McKee (1979), Breed & Grow (1979), Lancaster (1981, 1982, 1989, 1994, 1995), Tinley (1985), Hesp *et al.* (1989), Pye & Tsoar (1990), Tomas (1992), Nickling & McKenna-Neuman (1999), Claudino-Sales & Pelvast (2001), Sauermann *et al.* (2001), Tsoar & Stole (2001), Hesp (2002), Walker & Nickling (2002), Wang *et al.* (2002), Forman & Pierson (2003), Gonçalves *et al.* (2003), Sauermann *et al.* (2003), Tsoar & Arens (2003), Wang *et al.* (2003), Arens *et al.* (2004), Tsoar & Stoler (2004).

A expressiva área de abrangência desses depósitos associada à diversidade de parâmetros climáticos envolvidos no processo da sedimentação correspondem a fatores limitantes na utilização de um único sistema de classificação dentro de um contexto regional e/ou local.

A Região Metropolitana de Fortaleza, em função do crescimento urbano, encontra-se em pleno processo de descaracterização ambiental, onde extensas áreas de domínio das feições de origem eólica vêm sendo substituídas por núcleos residenciais. Entretanto, o litoral do município de Aquiraz, Setor Leste da Região Metropolitana de Fortaleza, ainda abriga trechos desprovidos da ocupação urbana, mostrando-se dessa forma um campo aberto para análise dessas feições.

O artigo apresenta uma proposta de classificação para as feições eólicas preservadas no município de Aquiraz, abrangendo as praias do Porto das Dunas, Prainha, Presídio, Iguape, Barro Preto e Batoque (figura 4.10), gerada por meio de pesquisas de campo, interpretações de fotografias aéreas e imagens orbitais, associando-se a esses critérios morfológicos, genéticos e descritivos.

Conceituação

Pettijhon *et al.* (1987) afirmam que um volume muito grande de areias eólicas é movimentado diariamente nos grandes campos de dunas e ao longo das linhas costeiras.

Reineck & Singh (1975) demonstram que a atividade do vento é efetivamente maior para os processos de transporte e deposição e menor nos processos de erosão.

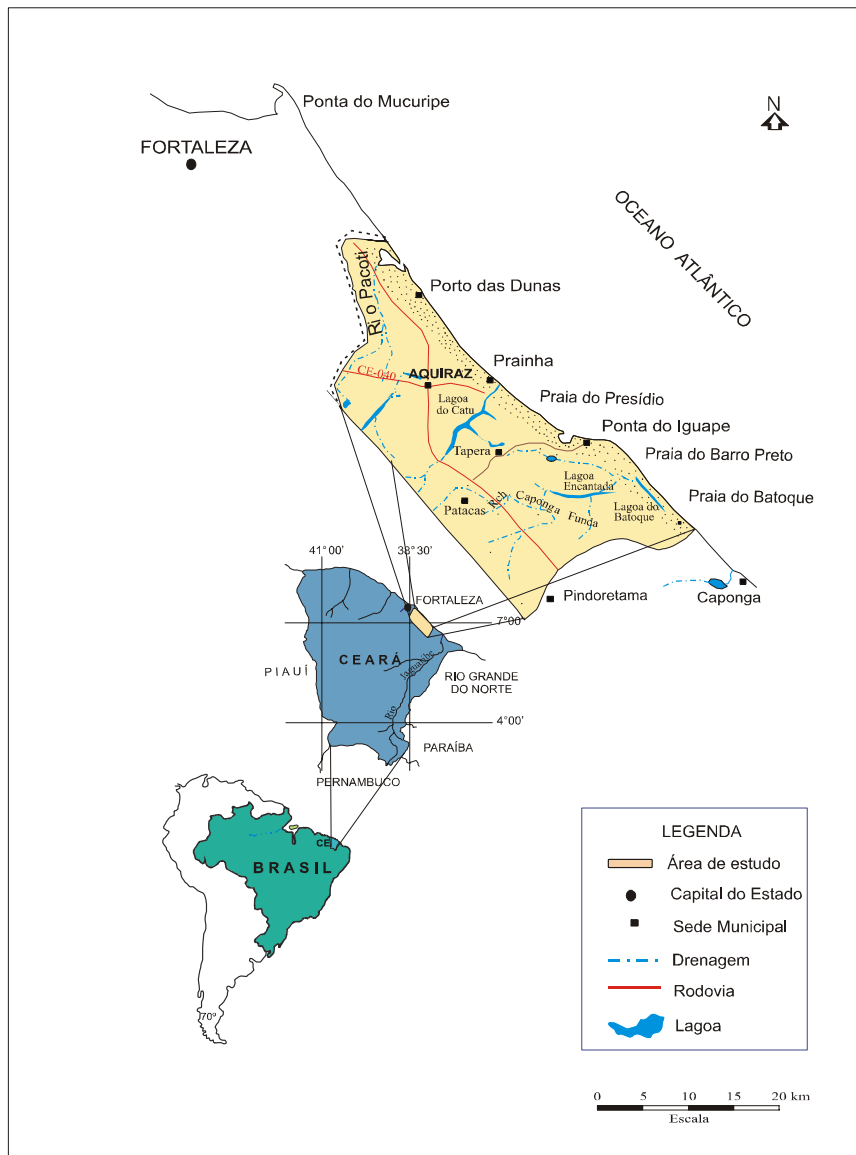


Figura 4.10 – Localização da área.

McKee (1979) apresenta uma classificação fundamentada tanto no aspecto morfológico quanto morfodinâmico, agrupando as dunas em dois tipos: **ativas** e **inativas**.

As **dunas ativas** correspondem a um conjunto bastante variado de formas, entre as quais podem-se destacar as dunas: barcanas, cadeias ou cristas de barcanóides, dômicas, estrelas, frontais (*foredunes*), longitudinais, parabólicas, reversas, transversais e *blowouts* (feições de deflações).

As barcanas apresentam cristas em forma de meia-lua, com a face convexa voltada para barlavento (*windward*), e a côncava para sotavento (*leeward*), correspondendo à única face de deslizamento (*slipface*).

Segundo Nickling (1994), as dunas barcanas ocorrem em áreas onde o suprimento de areia é limitado, o vento é unidirecional, as superfícies regionais são relativamente planas e onde existe uma limitada cobertura vegetal.

As cristas barcanóides são formadas pela justaposição lateral de várias dunas barcanas, que evoluem para formar um sistema em cadeias. Morfologicamente, são caracterizadas por cristas onduladas e paralelas entre si, sendo as mesmas perpendiculares à direção dominante dos ventos.

As cadeias de barcanóides desenvolvem-se sob as mesmas condições de vento unidirecional das barcanas e, de acordo com o volume sedimentar disponibilizado, assumem dimensões variadas (Mckee 1979).

As dunas dômicas correspondem a feições eólicas caracterizadas pela acumulação de pequenas “montanhas de areia”, que migram sobre as superfícies de dunas de maiores dimensões.

As dunas estrelas caracterizam-se pela formação de três ou quatro braços, com direções variadas, constituídas por cristas sinuosas, separadas entre si por áreas depressivas e um considerável número de faces de deslizamento. As diversas direções de prolongamento dos braços indicam a ação de ventos multidirecionais.

As dunas frontais (*foredunes*) constituem um cordão arenoso que se desenvolve paralelo à linha de praia, ocupando a zona de pós-praia (*backshore*), apresentando uma relação geométrica característica, em que as dimensões (comprimento e altura) são pequenas em relação a sua largura. A densidade de cobertura vegetal varia de acordo com as condições climáticas da área.

As dunas longitudinais ou lineares são caracterizadas por cristas alongadas e alinhadas com a direção dominante do vento. Esse grupo de dunas, freqüentemente, ocorre em múltiplas cristas paralelas e separadas por grandes áreas arenosas, cascalhosas ou rochosas, definidas por Lancaster (1982) como pavimentos de deflação.

Breed & Grow (1979) propõem a divisão para as dunas longitudinais em simples e compostas. As dunas simples são caracterizadas por cristas únicas retas ou sinuosas. As dunas lineares compostas ou complexas, normalmente, apresentam maiores dimensões, sendo comum o desenvolvimento de dunas lineares simples ou de outras formas sobrepostas a seus flancos.

Diversos autores, entre os quais destacam-se Bagnold (1941), McKee (1979), Tinley (1985), advogam que muitas dunas lineares são desenvolvidas a partir de outros tipos de dunas em decorrência, principalmente, de mudanças no regime de vento ou do suprimento de areia.

Bagnold (1941) mostra que as dunas barcanas podem evoluir em função de mudanças no regime de ventos no caso de unidirecional para bidirecional, assumindo formas lineares, denominando-as de dunas *seif*.

As dunas parabólicas possuem a forma de “U” ou de “V”, com o lado côncavo voltado para barlavento e a parte convexa para sotavento. A modelagem dessas dunas encontra-se associada aos efeitos resultantes das variações de velocidade de migração entre seus braços que, normalmente, se encontram semi-fixados pela vegetação e/ou umidade, e sua parte central que migra rapidamente em virtude da ausência de cobertura vegetal. Portanto, essas feições eólicas fazem parte de uma classe de dunas em que o desenvolvimento da forma é controlado, aparentemente, mais pela presença de vegetação e umidade do que pela força e direção do vento (McKee 1979).

Tinley (1985) enfatiza que, em função da migração mais lenta, os braços tendem a se prolongarem, deixando ao lado do seu percurso topos paralelos de dunas, os quais resultam em um tipo de duna denominado de “deflação de duna parabólica”, de forma semelhante a um grampo de cabelo (*hairpin*).

As dunas reversas têm sua gênese associada às modificações das formas transversais e cadeias barcanóides, ocasionadas em função de mudanças sazonais da direção preferencial do vento que, conseqüentemente, molda dunas com alturas excepcionais. As dunas reversas apresentam duas faces de deslizamento, cuja principal diferença entre essas reside na variação do grau de estabilidade (Tinley 1985).

As dunas transversais são representadas por corpos arenosos de cristas retas ou ligeiramente curvas, alinhadas perpendicularmente à direção dominante do vento. Essas dunas correspondem a um estágio evolutivo dos sistemas barcanóides, com uma redução no número de cristas. Apresentam uma forma simples decorrente de um regime de vento unidirecional, possuindo uma única face de deslizamento (*slipface*), a qual é direcionada para sotavento.

Os *blowouts* correspondem a feições de deflações presentes nas superfícies das dunas ativas, caracterizadas por verdadeiros “corredores de erosão”. A gênese dessas feições encontra-se associada a períodos de maiores velocidades das correntes de ar e, conseqüentemente, maior capacidade de transporte. As areias removidas, eventualmente, podem ser acumuladas sobre superfícies da duna originária resultanto, portanto, na formação de novas dunas (Tinley 1985).

As **dunas inativas** equivalem a depósitos eólicos recobertos por densa cobertura vegetal, normalmente posicionadas à retaguarda das dunas móveis.

Métodos

As características das feições eólicas relacionadas com as formas, tamanho, índice de cobertura vegetal e posicionamento em relação à linha de costa foram obtidas por intermédio de interpretações de imagens de sensoriamento remoto, complementadas por informações de campo referentes aos aspectos sedimentológicos, estruturas sedimentares, processos pedológicos, número de superfícies de deslizamentos e suas relações com a direção preferencial dos ventos (figura 4.11).

A classificação das formas fundamentou-se nas descrições apresentadas por McKee (1979), Breed & Grown (1979) e Tinley (1985), por abordarem mais critérios de classificação. McKee (1979) utiliza as formas e as faces de deslizamento das dunas, Breed & Grown (1979) relacionam as medidas das formas discriminadas por interpretação de imagens de sensoriamento remoto e Tinley (1985) trata de maneira mais detalhada as dunas com cobertura vegetal e as ligadas a barreiras topográficas, mais especificamente a do tipo *bypass*.

A interação entre as informações obtidas pela interpretação das fotografias aéreas e as extraídas das imagens dos satélites Landsat-TM e Ikonos-II permitiu verificar a natureza migratória das feições eólicas, assim como as alterações ambientais decorrentes da expansão urbana.

Classificação das Feições Eólicas

As feições eólicas presentes na planície costeira do município de Aquiraz, de acordo com a dominância do processo deposicional ou erosional, foram divididas em dois grupos principais: **Feições Depositionais** e **Feições Erosionais** (quadro I).

Quadro I - Classificação das feições eólicas presentes no setor leste da Região Metropolitana de Fortaleza, município de Aquiraz.

FEIÇÕES DEPOSICIONAIS			FEIÇÕES EROSIONAIS
ATIVAS	PARCIALMENTE ATIVAS	INATIVAS	ATIVAS
• Transversal	• Frontais ou Bordejantes	• Parabólicas	• <i>Blowouts</i>
• Barcanas e Crista Barcanóides	• Dômicas	• Longitudinais	• <i>Rebdous</i>
• Parabólicas	• Longitudinais		
• Lençóis de Areia	• Dunas de Sombra		

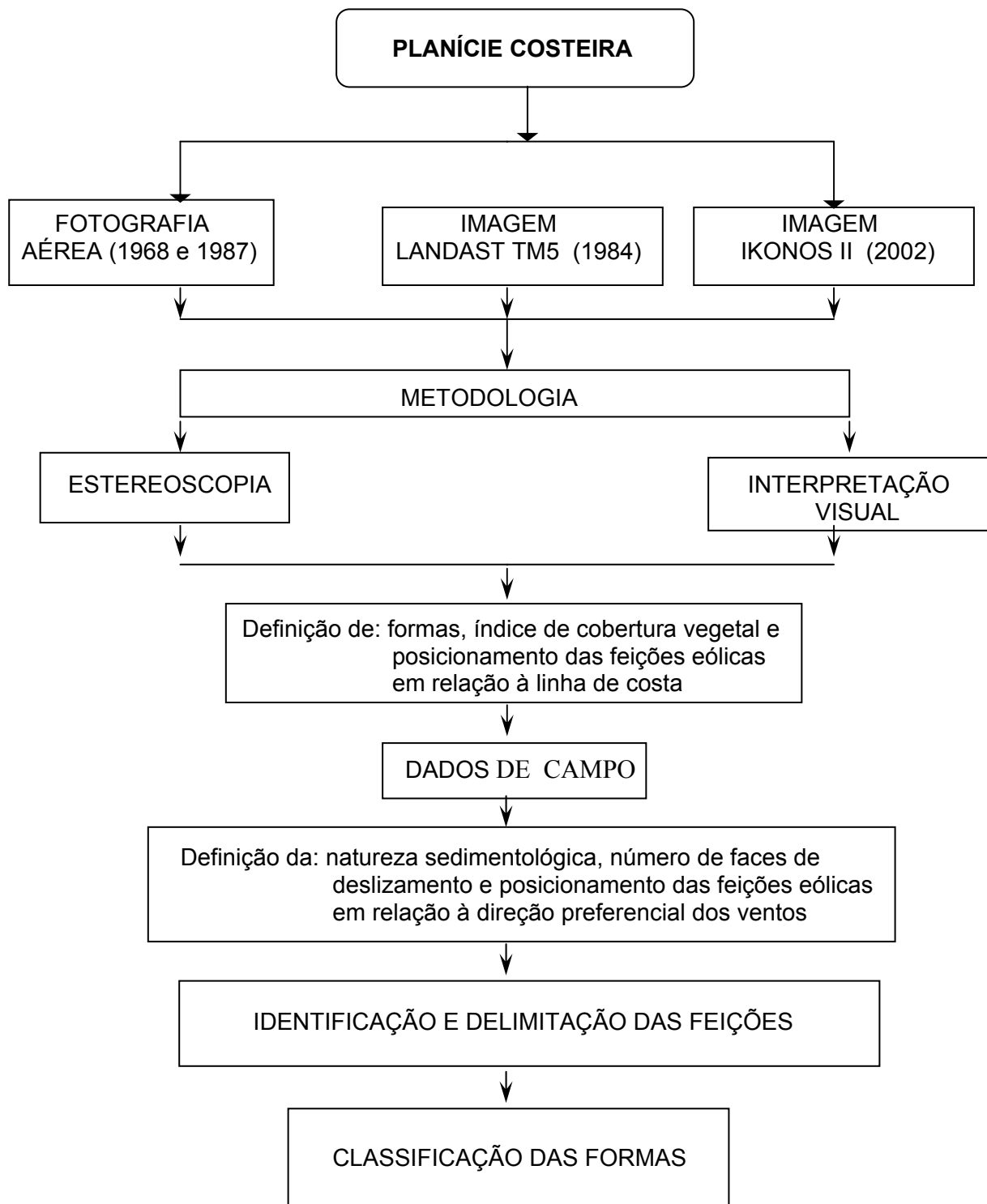


Figura 4.11 – Interação das atividades de pesquisa.

As Feições Depositionais encontram-se representadas por acumulações arenosas denominadas de dunas. O índice de mobilidade das areias por ação do vento, determinado pela presença de cobertura vegetal e, conseqüentemente, pelo número de faces em processo de deslizamento, permitiu subdividir as feições depositionais em três classes: **Ativas, Parcialmente Ativas e Inativas**, com formas variadas (quadro I).

As Feições Erosionais constituem áreas depressivas, responsáveis pela mobilidade de grandes quantidades de areias que, muitas vezes, migram dentro do próprio complexo dunar. O poder erosivo das correntes eólicas, observado nos dias atuais, molda feições definidas pelo presente artigo como **Feições Erosionais Ativas**, nas formas de *Blowout* e *Rebdou* (quadro I).

1 – Feições Depositionais

1.1 – Dunas Ativas

A classe definida como **Dunas Ativas** corresponde ao conjunto de dunas caracterizadas pela ausência de vegetação e mobilização de sedimentos, presentes nos segmentos litorâneos da Prainha e Presídio (figura 4.12)

As informações extraídas das imagens de sensoriamento remoto e as observações de campo, relacionadas com a posição dos corpos arenosos em relação à direção preferencial das correntes eólicas, permitiram definir as seguintes formas de dunas ativas:

1.1.1 – Duna Transversal

Essa feição presente no segmento litorâneo da praia do Iguape encontra-se posicionada acima da linha de berma (figura 4.13).

O corpo dunar caracteriza-se pelo desenvolvimento de uma única crista reta e alongada, alinhada perpendicularmente à direção do vento (NE), com a face de barlavento e sotavento desprovida de cobertura vegetal. Em determinados trechos, a face de sotavento encontra-se parcialmente estabilizada em função das atividades antrópicas (figura 4.14).

Essa feição eólica, ao longo dos anos, vem sendo reduzida em suas dimensões, fato esse associado ao bloqueio do volume sedimentar envolvido na dinâmica litorânea, ocasionado pela expansão urbana das localidades de veraneio de Barro Preto e Iguape. Atualmente, a feição eólica apresenta dimensões de 20 metros de altura, 250 metros de comprimento e 25 metros de largura.

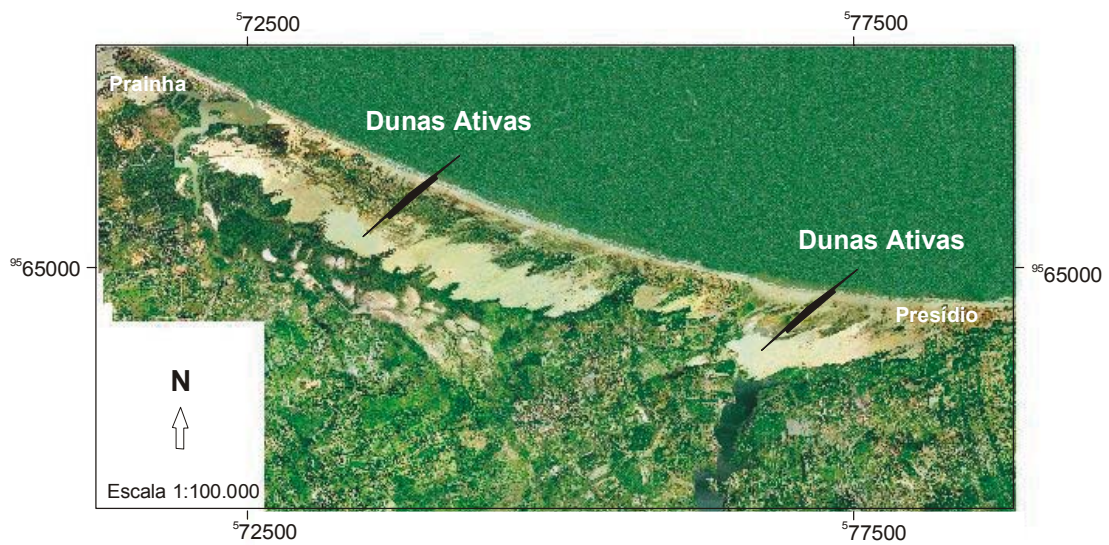


Figura 4.12 – Feições Depositionais Ativas na célula de barlamar. Litoral do município de Aquiraz. Fonte: Fotografia aérea orto-retificada -1997 – SEINFRA.



Figura 4.13 – Feição Depositional Ativa - Duna Transversal. Segmento litorâneo do Iguape. Maio/2003

1.1.2 – Dunas Barcanas e Cristas Barcanóides

As Dunas Barcanas formam-se sobre a superfície plana e revegetada do pós-praia no segmento litorâneo da Prainha e, gradativamente, vêm migrando pela ação dos ventos unidirecionais (NE) em direção à lagoa do Catú (figura 4.15).

O conjunto de dunas assume a forma de meia-lua, com a face convexa orientada segundo a direção do vento de nordeste e braços aproximadamente simétricos, denominado por Gonçalves *et al.* (2003) como dunas barcanas regulares. Em geral, as dunas apresentam altura em torno de 4,5 metros e uma única superfície de deslizante (figura 4.16), onde se verifica o desenvolvimento de estruturas de fluxo de grãos.

Em determinadas épocas do ano, agosto a dezembro, período de estiagem e maiores velocidades das correntes eólicas, verifica-se a intensa movimentação das areias resultando, muitas vezes, na união de cristas, formando corpos com cristas sinuosas, medindo dezenas de metros, descritas por McKee (1979) como cristas ou cadeias de barcanóides. Dessa maneira, a gênese dessas feições encontra-se associada à sazonalidade das velocidades do vento e ao seu potencial de transporte sedimentar (figura 4.17).

A comparação de imagens multitemporais de sensoriamento remoto aponta uma redução representativa na área de domínio das dunas ativas do tipo barcana, ocasionada pela diminuição do aporte sedimentar da deriva litorânea, em resposta às modificações ambientais geradas pela implantação de núcleos residenciais de veraneio e, conseqüentemente, a formação de pequenas dunas ativas do tipo parabólica (figura 4.18).

1.1.3 – Dunas Parabólicas

No segmento litorâneo da praia do Batoque, célula situada à sotamar do Pontal do Iguape, observa-se, por intermédio de interpretações das fotografias aéreas, a formação incipiente de feições deposicionais ativas de origem eólica caracterizadas por conterem cristas encurvadas, em forma de U, com face convexa voltada para barlavento, classificadas como Dunas Parabólicas (McKee 1979).

Nessa região, as áreas interdunares caracterizam-se por um substrato rugoso de natureza arenosa, formando uma série de canais separados por ondulações paralelas entre si e alinhados perpendicularmente ao fluxo aquoso proveniente da influência da maré no canal de deságua do riacho da Caponga Funda (figura 4.19).



Figura 4.14 – Feição Depositional Ativa – Duna Transversal. Segmento litorâneo do Iguape.
 Fonte: Fotografia aérea orto-retificada –1997 –SEINFRA.

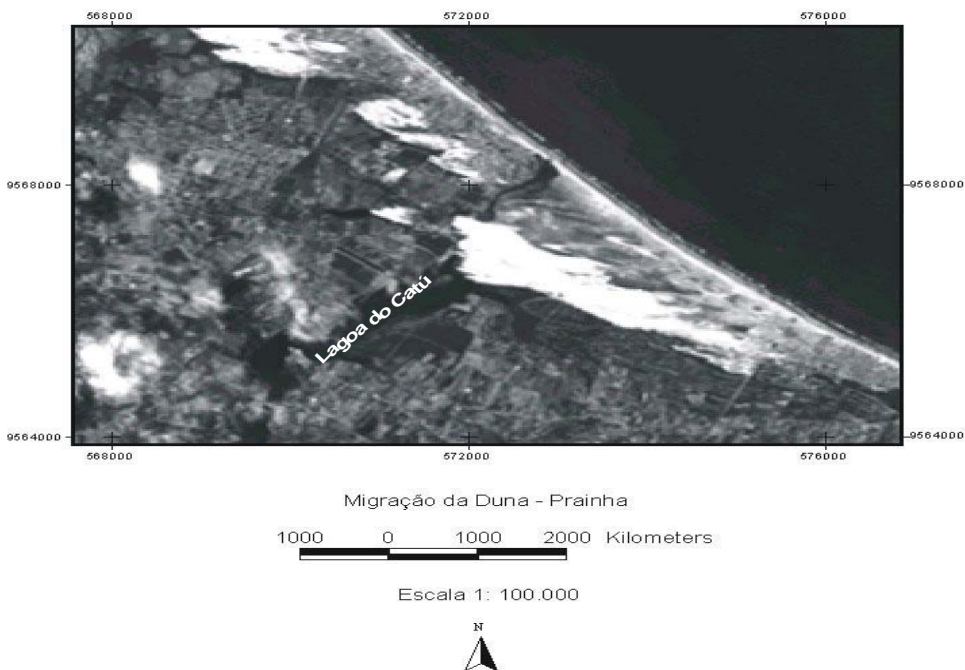


Figura 4.15 – Deslocamento da Feição Depositional Ativa – Duna Barcana. Segmento litorâneo da Prainha.
 Fonte: Imagem do satélite Landsat TM-5 (cena 216.063) banda espectral 3 –1997 – CPRM.



Figura 4.16 – Feição Depositional Ativa - Duna Barcana
Segmento litorâneo da Prainha.
Maio/2003.



Figura 4.17 – Feição Depositional Ativa - Crista de Barcanóides.
Segmento litorâneo da Prainha.
Maio/2003.

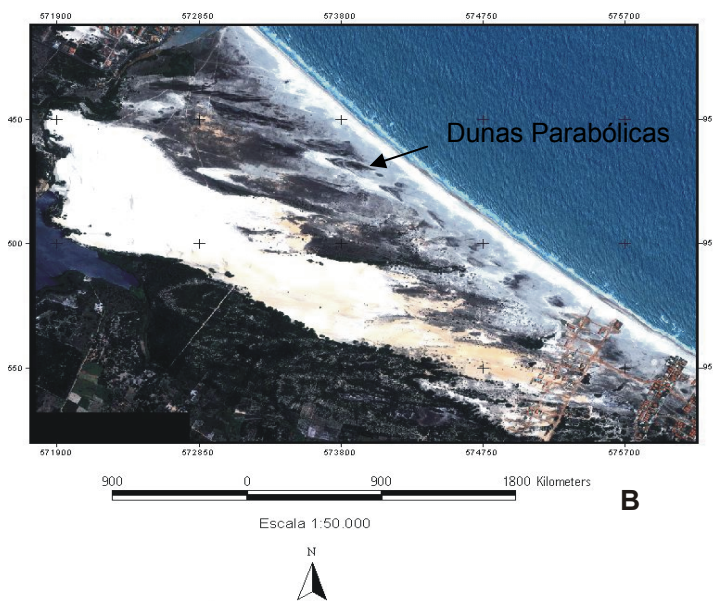
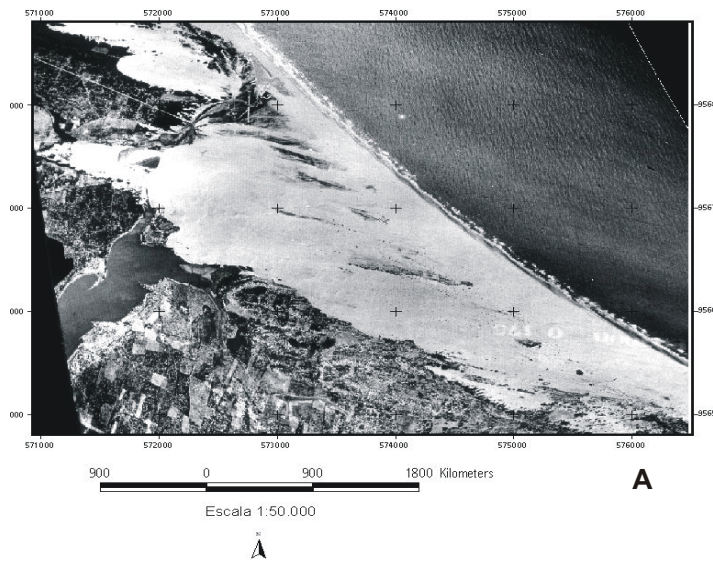


Figura 4.18 – Redução da área da Feição Depositional Ativa – Duna Barcana. Segmento litorâneo da Prainha.

A – Fotografia aérea digitalizada – 1997

B – Imagem do satélite Ikonos - 2000

A modelagem dessas feições encontra-se associada ao índice de umidade do substrato, que funciona como fator de estabilização dos braços dos corpos dunares, enquanto a parte central migra lentamente, segundo a direção preferencial das correntes de vento (SE). Localmente, essas dunas migram para regiões interioranas com maior índice de cobertura vegetal, evoluindo para depósitos arenosos em forma de lençol.

1.1.4 – Lençóis de Areia

Os Lençóis de Areia (Fryberger *et al* 1983) correspondem a feições arenosas em constante deslocamento, localizados na superfície praial (pós-praia) que se estendem desde a praia do Barro Preto até a praia do Batoque (figura 4.20). Esses depósitos caracterizam-se por formas indefinidas que avançam em direção às dunas inativas e a cursos d'água onde retornam à deriva litorânea.

O predomínio de vento unidirecional (SE) induz a dispersão das areias em camadas delgadas, via de regra, interrompida pela presença de vegetações de porte arbustivo e/ou arbóreo.

1.2 – Dunas Parcialmente Ativas

As **Dunas Parcialmente Ativas** representam o grupo de feições eólicas caracterizadas por conterem áreas fixadas por cobertura vegetal e áreas desprovidas de vegetação que favorecem uma relativa movimentação de seus corpos.

De acordo com as características morfológicas e direção das correntes eólicas foram discriminadas as seguintes formas:

1.2.1 – Dunas Frontais

As Dunas Frontais marcam, principalmente, a célula litorânea posicionada entre as praias do Barro Preto e Batoque. Correspondem a formas alongadas, em que o comprimento prevalece em relação à altura e à largura, alinhadas paralelamente à atual linha de costa e recobertas por uma vegetação nativa típica da zona de berma, como a salsa-de-praia (*Ipomoea pes-caprae*), bredinho-da-praia (*Iresine portulacoides*), cipó-de-praia (*Remirea maritima*), cuja função reside na fixação parcial do corpo arenoso (figura 4.21).

O desenvolvimento setorizado e pronunciado das dunas frontais encontra-se interligado ao maior suprimento de sedimento para a célula litorânea posicionada à barlar do Pontal do Iguape e à presença de um representativo corpo lagunar, que restringe a abrangência da face de pós-praia.

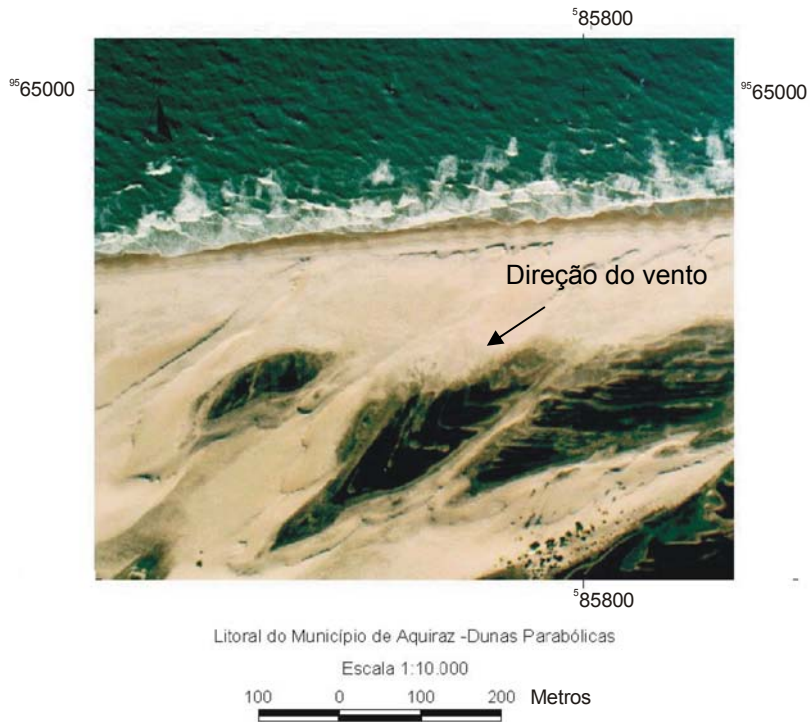


Figura 4.19 – Feição Depositional Ativa – Duna Parabólica. Segmento litorâneo do Batoque
Fonte: Fotografia aérea orto-retificada – 1997 – SEINFRA.

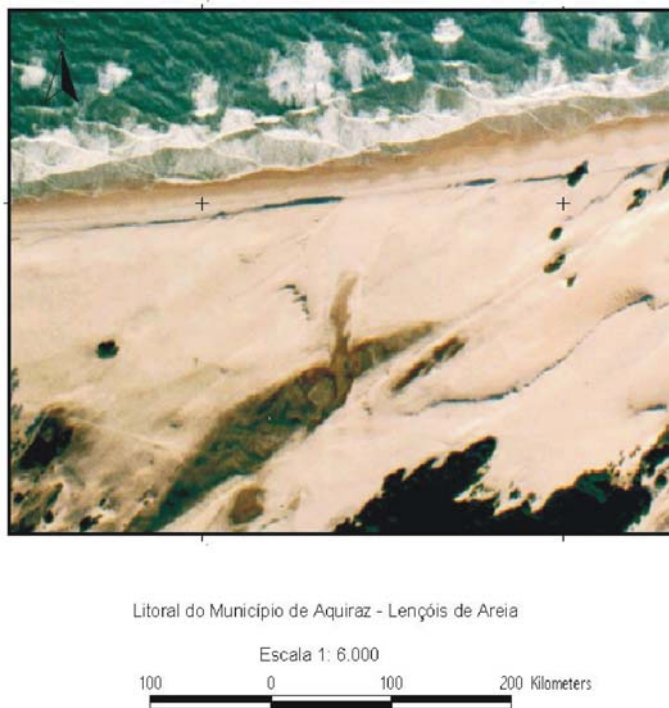


Figura 4.20 – Feição Depositional Ativa – Lençol de Areia. Segmento litorâneo do Barro Preto e Batoque.
Fonte: Fotografia aérea orto-retificada – 1997 – SEINFRA.

1.2.2 – Dunas Dômicas

No segmento litorâneo da praia do Porto das Dunas, apesar da expressiva expansão urbana, verifica-se a acumulação de areias de origem eólica em pequenas formas circulares, caracterizadas pela presença de vegetação conhecida por salsa-de-praia (*Sesuvium portulacastrum*), desenvolvidas logo após o domínio do berma, definidas como Dunas Dômicas (figura 4.22).

As observações de campo levam a associar a origem dessas dunas à ação erosiva do vento por sobre as superfícies de corpos dunares parcialmente vegetadas e de maiores dimensões, comuns nessa porção da planície costeira, onde o adensamento da cobertura vegetal atua como fator inibitório ao transporte sedimentar eólico. Essas áreas fixadas assumem a forma circular, atualmente posicionadas entre corredores de deflação eólica.

1.2.3 – Dunas Longitudinais

A presença de cordões de dunas, com cristas alinhadas paralelamente à direção preferencial do vento (SE), marca a paisagem litorânea do Porto das Dunas.

O grupo caracteriza-se por corpos alongados com cristas suavemente onduladas, com dezenas de metros de extensão e altura que atinge até 45 metros em relação ao nível médio do mar (figura 4.23).

O índice de cobertura vegetal permite uma lenta migração do corpo dunar, muitas vezes dificultada pelo encontro com dunas inativas e/ou corpos d'água.

A região interdunar caracteriza-se por áreas rebaixadas em forma de planícies, com cobertura vegetal rasteira e/ou pequenas acumulações de água ou em forma de vales, que correspondem a verdadeiros corredores de vento.

Um caso especial nesse grupo de dunas foi verificado nas proximidades da localidade conhecida como Japão, representado por depósitos alongados de coloração amarelo-avermelhada. Estudos sedimentológicos revelam uma deposição essencialmente arenosa, bem selecionada, com grãos de quartzo arredondados e impregnados por uma película de óxido de ferro. As pesquisas geológicas realizadas na área mostraram que a fonte de sedimentos para a formação desse campo de dunas encontra-se nos afloramentos areno-argilosos da Formação Barreiras, sobre a qual está sobreposto.

1.2.4 – Dunas de Sombra

As Dunas de Sombra correspondem a feições deposicionais de natureza eólica de forma piramidal, desenvolvidas na superfície dos corpos dunares posicionados à retaguarda



Figura 4.21 – Feição Depositional Parcialmente Ativa – Duna Frontal. Segmento litorâneo do Barro Preto. Maio/2003.



Figura 4.22 – Feição Depositional Parcialmente Ativa – Duna Dômica. Segmento litorâneo do Porto das Dunas. Maio/2003.

da localidade do Porto das Dunas, célula litorânea posicionada à sotamar do Pontal do Iguape (figura 4.24).

Sua gênese encontra-se relacionada com a ação das correntes eólicas sobre as superfícies dunares com a presença de vegetação rasteira. A circulação superficial das correntes eólicas na superfície das dunas tende a desenvolver um gradiente vertical de velocidade, que ao deparar-se com a presença de obstáculos muda de padrão, gerando fluxos secundários que contornam o obstáculo e molda as dunas de sombra (Hesp 1981).

1.3 – Dunas Inativas

A modalidade das **Dunas Inativas** envolve as feições eólicas com formas preservadas, em função da presença de horizontes pedológicos e, conseqüentemente, o desenvolvimento de densa cobertura vegetal.

De acordo com o alinhamento das cristas em relação à direção das correntes eólicas foram reconhecidas as seguintes formas:

1.3.1 – Dunas Parabólicas

As Dunas Inativas Parabólicas presentes no segmento litorâneo das praias do Barro Preto e Batoque correspondem a um expressivo conjunto de feições eólicas, com formas bem definidas, onde a altura média atinge valores próximos a 40 metros. Dessa maneira, essas dunas representam um dos grupos de maior altura no segmento litorâneo. Morfologicamente, essas feições eólicas deposicionais constituem-se por cristas encurvadas na forma de “U”, com a face convexa voltada para barlavento e a côncava para sotavento e flancos dimensionados na ordem de quilômetros (figura 4.25).

A origem dessas dunas encontra-se relacionada a um importante suprimento de sedimentos na época de sua formação, a ação de correntes eólicas unidirecionais (SE) e a instalação de ambiente aquático, lagoa do Batoque. O posicionamento em relação à atual linha de costa e o avançado processo de edafização dessas feições, associados a evidências geológicas registradas na face de praias (exumação de troncos vegetais típicos de ambientes de terras firmes) testemunham oscilações climáticas ao longo do tempo.

1.3.2 – Dunas Longitudinais

As Dunas Longitudinais Inativas ocupam a porção interiorana do segmento litorâneo do Porto das Dunas, funcionando como interface entre os domínios da planície costeira (sedimentação quaternária) e dos tabuleiros pré-litorâneos (sedimentação plio-plestocênica),



Figura 4.23 – Feição Depositional Parcialmente Ativa –Duna Longitudinal. Segmento litorâneo do Porto das Dunas. Maio/2003.



Figura 4.24 – Feição Depositional Parcialmente Ativa – Duna de Sombra. Segmento litorâneo do Porto das Dunas. Maio/2003.

representadas por uma associação de cristas retilíneas alinhadas segundo a direção preferencial dos ventos – SE (figura 4.26).

Dentro da paisagem litorânea do município de Aquiraz, essas feições correspondem a um dos grupos caracterizados por cotas altimétricas altas, justificadas pelo posicionamento em blocos estruturais elevados, registrando a influência de estruturas tectônicas na modelagem de feições quaternárias.

2 – Feições Erosionais

2.1 – Feições Ativas

Na área em estudo pode-se verificar dois estágios da ação erosiva nas superfícies das feições deposicionais eólicas:

2.1.1 – *Blowout*

O segmento litorâneo do Batoque abriga uma feição deposicional eólica que retrata a contínua ação erosiva da corrente de vento em sua face de barlavento. O estágio evolutivo do processo erosivo encontra-se caracterizado pelo desenvolvimento inicial de sulco e, conseqüentemente, a inicialização do seccionamento do corpo dunar. Essa nova forma assumida pela duna é definida de ***Blowout*** (figura 4.27).

2.1.2 – *Rebdou*

Ao longo da CE 025, rodovia litorânea que permite o acesso à localidade do Porto das Dunas, observa-se uma feição deposicional eólica em completo processo de segmentação de seu corpo. Essa nova feição é denominada de ***Rebdou*** (figura 4.28).

Considerações Finais

A identificação e a distribuição espacial das feições eólicas de natureza deposicional e erosional presentes na planície costeira do Setor Leste da Região Metropolitana de Fortaleza, município de Aquiraz, indicam aspectos diferenciados para as células litorâneas posicionadas à barlar e à sotamar do Pontal do Iguape.

O trecho litorâneo compreendido entre as praias de Barro Preto e Batoque, célula de sotamar, caracteriza-se pela pronunciada exposição de dunas parabólicas, inativas e ativas, e corpos aquosos. As Dunas Parabólicas Inativas ocupam uma extensa área na planície costeira, posicionada à retaguarda da lagoa do Batoque, estendendo-se até a margem do canal de deságua do riacho Jacundá, localidade do Iguape.

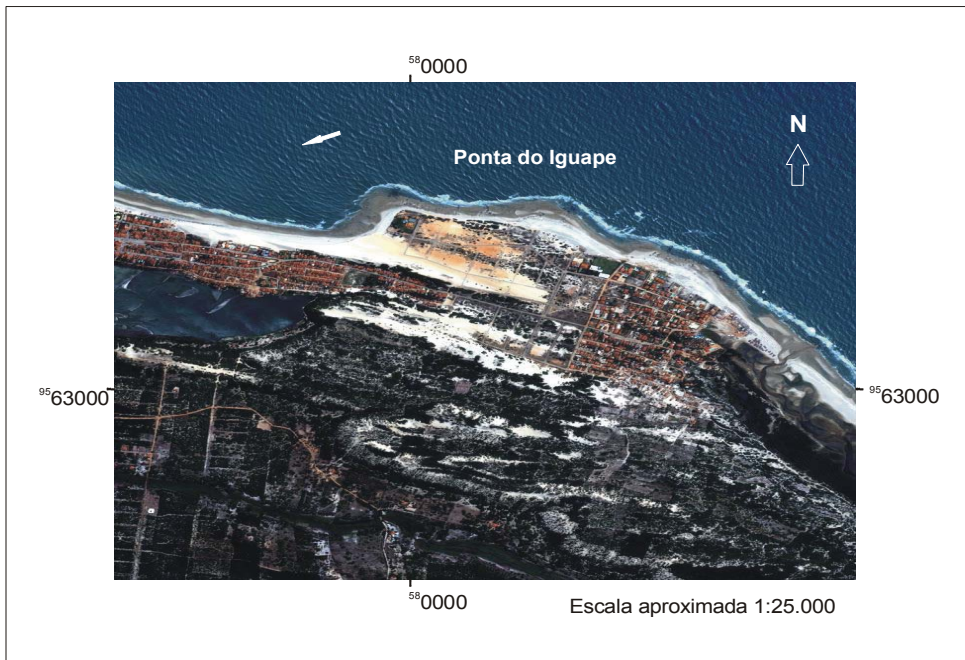


Figura 4.25 – Feição Depositional Inativa – Duna Parabólica. Segmento litorâneo do Barro Preto e Batoque. Fonte: Imagem do satélite Ikonos II – 2000.



Figura 4.26 – Feição Depositional Inativa – Duna Longitudinal. Segmento litorâneo do Porto das Dunas. Maio/2003.



Figura 4.27 – Feição Erosional Ativa – *Blowout*.
Segmento litorâneo do Batoque.
Maio/2003.



Figura 4.28 – Feição Erosional Ativa – *Rebdou* .
Segmento litorâneo do Porto das Dunas.
Maio/2003.

A porção correspondente ao pós-praia encontra-se recoberta por feições deposicionais eólicas dos tipos ativas e parcialmente ativas. As Dunas Parabólicas Ativas e os Lençóis de Areia margeiam toda a faixa litorânea limitadas, na porção interior, pela presença dos corpos aquosos e, na porção exterior, pelo desenvolvimento das Dunas Frontais.

A faixa litorânea compreendida entre as praias do Porto das Dunas e Iguape, célula de barlamar, diferencia-se de sotamar por uma variação de formas de feições eólicas.

As Feições Depositionais Inativas denominadas de Dunas Longitudinais concentram-se em áreas de transição ambiental, funcionando como anteparo natural da circulação eólica. As Dunas Longitudinais Parcialmente Ativas bordejam as áreas adjacentes das dunas longitudinais inativas, entretanto, pode-se verificar uma certa descontinuidade desses corpos dunares. As Dunas Ativas de forma transversal, barcana, cadeia de barcanóides e parabólicas, estão presentes nas zonas de pós-praia.

As peculiaridades das duas células litorâneas proporcionam uma excelente fonte de informações a serem utilizadas na história evolutiva da região.

As altas cotas altimétricas presenciadas em regiões restritas da planície costeira, áreas de exposição das Dunas Parabólicas e Longitudinais Inativas e das Dunas Longitudinais Parcialmente Ativa, indicam a influência de estruturas tectônicas (neotectonismo) na modelagem da paisagem litorânea.

A redução do domínio das Dunas Barcanas Ativas, observada ao longo dos anos e o desenvolvimento incipiente de Dunas Parabólicas Ativas no segmento litorâneo da localidade da Prainha retratam alterações na dinâmica litorânea. Esse fato está relacionado com a intensidade e com a combinação de parâmetros ambientais (climáticos e oceanográficos) envolvidos na modelagem da paisagem, a instalação e expansão de núcleos residenciais de veraneio.

Referências

- Bagnold R. A. 1941. The physics of blown sand and desert dunes. London: Methuen. 265p.
- Breed C. S. & Grow T. 1979. Morphology and distribution of dunes in sand seas observed by remote sensing. *IN: A study of global sand seas*. U.S. Geological survey professional paper. p: 253-429.
- Claudino-Sales V. & Peulvast J. P. 2001. Geomorfologia dos campos de dunas do Estado do Ceará. *IN: VIII CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO*. Mariluz, Imbé, *Anais ... ABEQUA*. p: 141-143.
- Forman S. L. & Pierson J. 2003. Formation of linear and parabolic dunes in the eastern Snake River Plain Idaho in the nineteenth century. *Geomorphology* **56** . pp: 189-200.

- Gonçalves R. A., Lehueur L. G. de O., Castro J. W. de A., Pedroto A. E. S.. 2003. Classificação das feições eólicas dos lençóis maranhenses – Maranhão – Brasil. Mercator (UFC) ano 2, n. 3. pp. 99-112.
- Hesp P. 1981. A. The formation of shadow dunes. Journal of Sedimentary Petrology, v. 51, nº 1, p.101-112.
- Hesp P., Hyde R., Hesp V., & Zhengyu Q. 1989. Longitudinal dunes can move sideways. Earth Surf. Process. Landf. **14**, pp. 447-451.
- Hesp P. 2002. Foredunes and blowout: initiation, geomorphology and dynamics. Geomorphology **48**, pp: 245-268.
- Lancaster N. 1981. Aspects of the morphometry of linear dunes of the Namib desert. S. Afr. J. Sci. **77**, pp. 366 – 368.
- Lancaster N. 1982. Linear dunes. Prog. Phys. Geogr. **6**, pp. 457 – 504.
- Lancaster N. 1989. Star dunes. Prog. Phys. Geogr. **13**, pp. 67-91.
- Lancaster N. 1994. Dunes morphology and dynamics. In: A. D. Abrahams and A. J. Parsons, Editors, Geomorphology of Desert Environments, Chapman & Hall, London. pp. 474 – 505.
- Lancaster N. 1995. Geomorphology of Desert Dunes, Routledge, London. 290p.
- Mabbutt J. A. 1977. Desert landforms. The MIT Press, Cambridge, Massachusetts. 340 p.
- McKee E. D. 1979. Sedimentary structures in dunes. IN: A Study of global sand seas. Geological survey professional paper. p: 83-134.
- Nickling W. G. 1994. Aeolian sediment transport and deposition. Oxford: Blackweel Scientific Publications. 379p.
- Nickiling W. G. & McKenna-Neuman, C. 1999. Recent investigations of airflow and sediment transport over desert dunes. In: A. S. Goudie *et al.* Aeolian Environments. Sediments and Landforms. Wiley, Chichester. pp. 15 – 47.
- Pettijhon F. J., Potter P. E. & Siever. 1987. R. Sand and sandstone. 2^a ed. New York: Springer – Verlag. 553p.
- Pye K. & Tsoar H. 1990. Aeolian sand and sand dunes. Unwin Hyman. London. 396p.
- Reineck H. E. & Sing J. B. 1975. Depositional sedimentary environments. Berlim: Springer – Verlag. 439p.
- Saurmann G., Rognon P., Poliakov A., & Hermann H. J. 2001. The shape of the barcan dunes of southern Morocco. Geomorphology **36**. pp: 47-62.
- Saurermann G., Andrade J, S, Maia L. P., Costa U.M. S., & Hermann H. J. 2003. Wind velocity and sand transport on a barhcan dune. Geomorphology **54**. pp: 245-255.
- Tinley K. L. 1985. Coastal dunes of South Africa. South African National Scientific Programmes Report. Nº 109. África do Sul. 300p.

- Tomas D. G. S. 1992. Desert dune activity: concept and significance. *J. Arid. Environ.* **22**. pp. 31-38.
- Tsoar H. B. & Stoler Y. 2004. Elongation and migration of sand dunes. *Geomorphol.* **57**. pp. 293-302.
- Walker I. J. & Nickling W. G. 2002. Dynamic of secondary airflow and sediment transport over and in the lee transverse dunes. *Prog. Phys. Geogr.* **26** . pp. 47-75.
- Wang X., Dong Z., Zhang J., Qu J. & Chen G. 2002. Geomorphology and sand dunes in the northeast Taklimakan Desert. *Geomorphology* **42** . pp:183-195.
- Wang X., Dong Z., Zhang J., Qu J. & Zhao. 2003. A. Grain size characteristic of dune sands in the central Taklimakan dune-sea. *Sediment. Geol.* **161**. pp:1-14

CAPÍTULO 5

SISTEMA DEPOSICIONAL PRAIAL

5.1 Introdução

Os fenômenos naturais atuantes na zona de interação entre os ambientes terrestre e marinho resultam em uma seqüência de feições morfológicas, em constante busca do equilíbrio, com regiões responsáveis pela fonte, trânsito e retenção de sedimentos, definidas de acordo com a conceituação de “célula de circulação costeira” proposta por Noda (1971), como zonas de erosão, transporte e deposição. Entretanto, a ânsia de desfrutar dessas paisagens tem tornado as planícies costeiras um espaço de incessantes alterações ambientais ocasionadas, principalmente, pela instalação de pólos residenciais de veraneio.

A compreensão da complexidade dos processos envolvidos na dinâmica sedimentar das áreas litorâneas requer o conhecimento do comportamento de diversos fatores, entre os quais destacam-se os agentes oceanográficos e climatológicos.

As características oceanográficas relevantes na análise dos processos ambientais que agem nas zonas costeiras relacionam-se com as propriedades inerentes à província fisiográfica denominada de Plataforma Continental Interna, levando-se em consideração a natureza do substrato e a trajetória do aporte sedimentar na deriva litorânea.

A profundidade da coluna d'água na zona de rebentação das ondas, a altura, o período, o tipo de rebentação e o ângulo de incidência com que os *trens* de ondas atingem o litoral correspondem a um conjunto de informações a ser considerado na análise do ambiente costeiro.

Os elementos climáticos que participam na modelagem das feições litorâneas consistem na quantificação das velocidades e direções das correntes de vento, cuja principal função reside na formação de ondas e no transporte dos sedimentos.

O presente capítulo fornecerá um embasamento teórico sobre o processo de sedimentação da face de praia que, posteriormente, será comparado com as informações obtidas ao longo de treze meses de pesquisas na planície costeira do município de Aquiraz.

Os trabalhos de campo foram realizados com auxílio da metodologia proposta por Short & Hesp (1982) e Wright & Short (1984), com o objetivo de registrar as alterações morfodinâmicas de oito perfis praias distribuídos nas células à sotamar e à barlar do Pontal do Iguape. Assim, pretende-se averiguar o grau de influência desse promontório rochoso no transporte sedimentar.

Observações relacionadas com os domínios marinhos e eólicos seguiram as orientações fornecidas por Bascon (1964), Galvin Jr. (1968), Lanfredi & Framiñan (1986) e por medições das freqüências percentuais dos ventos monitoradas pelo uso de anemômetro digital de sonda tipo molinete (Texto 440) e biruta.

5.2 Processos Costeiros

5.2.1 Fundamentos Teóricos

Segundo Suguio (2003), os ambientes de sedimentação podem ser definidos “como porções da superfície terrestre com propriedades físicas, químicas e biológicas bem definidas e diferentes das apresentadas pelas áreas adjacentes”.

As feições morfológicas dos ambientes que compõem as planícies litorâneas correspondem ao produto de diversos processos interativos entre fatores dos domínios terrestre e marinho, os quais envolvem as condições hidrodinâmicas, as variações climáticas, a taxa de suprimento dos sedimentos, as oscilações do nível médio das marés e os componentes resultantes dos regimes estruturais (Krumbein & Sloss 1963, Shepard 1963, Davies 1964 e Reading 1981).

Farias *et al.* (1985) afirmam que “o ambiente praiial, que funciona como uma espécie de anteparo natural onde as ondas terminam por dissipar a sua energia, tem como característica principal a contínua variação na sua forma. Aspectos tais como largura, espessura e declividade do prisma de praia podem ser modificados abruptamente em curto espaço de tempo”.

Os ciclos na dinâmica praiial caracterizam-se por uma sucessão de fases erosivas e construtivas que se alternam no tempo e dão lugar a três tipos básicos de estádios morfodinâmicos, denominados por Short & Hesp (1982) e Wright & Short (1984) como reflectivo, intermediário e dissipativo.

Morfologicamente, o estádio reflectivo corresponde a praias íngremes com pequeno estoque subaquoso de sedimentos, enquanto as dissipativas desenvolvem faces de praia constituídas por um relativo volume de areias, que as torna planas e rasas.

Várias pesquisas foram desenvolvidas com o objetivo de quantificar e correlacionar os parâmetros responsáveis pelas variações dos perfis morfológicos das praias (ex. Bascon 1964, Wiegel 1964, Galvin Jr. 1968, Guza & Inman 1975, Guza & Bowen 1977, Short & Hesp 1982, Wright & Short 1984, Wright *et al.* 1979 e 1984, Lanfredi & Framinã 1986, Carter 1988).

Galvin Jr. (1968), com base em estudos laboratoriais, reclassificou os tipos de rebentação das ondas, inicialmente definidas por Wiegel (1964), levando em consideração as alturas e os períodos das ondas que atingem a linha de costa e as declividades das faces de praias, sendo quantificados pelo cálculo do coeficiente de rebentação β , por meio da equação:

$$\beta = \frac{H_b}{gmT^2} \quad (1)$$

β = coeficiente de rebentação (adimensional)

H_b = altura da onda de rebentação (metros)

g = gravidade ($9,81 \text{ m/s}^2$)

m = declividade do perfil praial (adimensional)

T = período (segundos)

A aplicação do coeficiente de rebentação resultou em valores mínimos ($\beta < 0,068$) para as ondas do tipo deslizante, capazes de moldar faces de praias de baixo ângulo de declividade ($< 5^\circ$); intermediários, com valores de β entre 0,068 e 0,09, para as ondas do tipo mergulhante e máximos ($\beta > 0,09$) para as ondas denominadas de frontais e ascendentes, em praias com declividades superiores a 15° .

Guza & Inman (1975) diferenciaram os estádios morfodinâmicos dos perfis praias, principalmente, em função dos valores obtidos pelo cálculo do parâmetro *surf-scaling* (ε)

$$\varepsilon = \frac{a_b \omega^2}{g \tan^2 \beta} \quad (2)$$

a_b = amplitude da onda de rebentação

ω = frequência angular da onda incidente

g = aceleração da gravidade

β = gradiente entre as zonas de surfe e praia

Os resultados obtidos com a aplicação da formulação (2) apontaram valores de $\varepsilon \leq 2,0 - 2,5$ para o estádio morfodinâmico reflectivo, sob ação de ondas que se quebram muito próximo da praia, denominadas por Galvin (1968) como do tipo ascendente. Valores superiores a 2,5 caracterizam as ondas mergulhantes, capazes de dissipar energia e gerar perfis praias classificados como dissipativo. Os estudos mostraram que o aumento excessivo do parâmetro ($\varepsilon > 20$) associa-se ao desenvolvimento de ondas deslizantes, com morfologia praial altamente dissipativa.

As interpretações dos resultados obtidos pelas equações 1 e 2 mostram uma concordância quanto ao tipo de ondas responsáveis pela modelagem dos perfis praias. As praias caracterizadas pelo desenvolvimento de faces de praias planas ($< 3^\circ$), com domínio de ondas do tipo deslizante, correspondem ao estádio morfodinâmico definido por Short & Hesp (1982) como dissipativo. Por outro lado, as praias estreitas e íngremes, moldadas por ondas ascendentes, enquadram-se como as do tipo reflectiva.

As variações das freqüências percentuais das correntes de ventos atuam diretamente no fornecimento de energia para a formação das ondas, que se propagam em diversas direções, contribuindo de maneira construtiva (*constructive wave*) ou destrutiva, com a remoção de sedimentos da face de praia, gerando um processo de erosão praial. Esse processo é acelerado quando ocorre um *déficit* de fornecimento de sedimentos transportados na circulação litorânea.

Silva *et al.* (2004) afirmam que “quando as ondas aproximam-se da costa segundo um ângulo oblíquo, uma corrente paralela à costa (*longshore current*) desenvolve-se entre a praia e a zona de arrebentação, atingindo velocidades razoáveis, normalmente, entre 0,3 a 1 ms⁻¹. Estas correntes estabelecem o transporte de sedimentos litorâneos, paralelamente à linha de costa, definindo o processo conhecido como deriva litorânea. Quando as ondas aproximam-se paralelamente à linha de costa, formam-se células de circulação costeira, com correntes paralelas ou longitudinais e perpendiculares às praias, denominadas de correntes de retorno (*rip*)”.

Conforme Suguio (2003), as correntes de retorno correspondem a forte fluxo superficial de água, que ocorre do litoral para o mar aberto, representando o momento de retorno das águas acumuladas na zona costeira pelos sucessivos *trens* de ondas.

Segundo Tessler & Mahiques (2003), as correntes costeiras representam um importante agente na remobilização de sedimentos, responsáveis pelo transporte de material e, conseqüentemente, pela manutenção e equilíbrio dos ambientes praias.

Kemp & Piinston (1968) caracterizaram o regime de fluxo (*swash climate*) das frentes de ondas na face de praia por meio da relação entre a duração do espraiamento (T_s) e o período da onda (T), obtendo os seguintes intervalos de fase: **Fase Baixa**, com valores da relação de $T_s/T < 0,5$; **Fase Média** ($0,5 < T_s/T < 1,0$) e **Fase Alta**, na qual os valores excedem a 1,0.

Na **Fase Baixa**, o fluxo de espraiamento e o refluxo se completam antes da chegada de uma nova onda. Na **Fase Média**, o refluxo é interrompido pela presença de uma nova onda, o que gera uma turbulência na parte inferior da fase de praia, enquanto na **Fase Alta**, não acontece o refluxo, em função da elevada freqüência das ondas incidentes. Nesse caso, o escoamento das águas acumuladas na face de praia ocorre por percolação e/ou fluxo lateral.

Komar (1983) estimou o volume e direção do transporte de sedimentos nas faces de praia por ação da movimentação das ondas pela seguinte equação:

$$Q_s = 3,4 (EC_n)_b \text{ sen } \alpha_b \text{ cos } \alpha_b \quad (3)$$

Q_s = volume transportado (m^3/dia)

E = energia da onda na rebentação = $1/8 \rho g H^2$

(ρ = densidade da água, g = aceleração da gravidade e H = altura da onda)

C_n = velocidade de um grupo de onda

$n = 1$ (águas rasas)

α_b = ângulo de incidência da arrebentação em relação à linha de praia

A participação das correntes eólicas na dinâmica sedimentar litorânea cearense foi investigada pelas pesquisas realizadas no capítulo 4, que apontaram um maior transporte de sedimentos ao longo da face de praia do município de Aquiraz, litoral leste, nos meses de agosto a dezembro, correspondendo ao período de maiores intensidades dos ventos na região. No outro período do ano, a maior incidência de chuvas, figura 2.8, vem contribuir com o acréscimo do aporte sedimentar da dinâmica litorânea, uma vez que as descargas fluviais tornam-se mais representativas (figura 5.8).

5.3 Características da Face de Praia

A costa leste cearense caracteriza-se por uma paisagem marcada pela presença de escarpas talhadas em sedimentos da Formação Barreiras e por trechos essencialmente arenosos, representados por campos de dunas.

O perfil morfológico dos segmentos litorâneos definidos como do tipo costa alta (Ottmann 1964) exhibe uma face de praia constituída por extensas plataformas de abrasão que evidenciam a contínua ação erosiva das ondas e marés (figura 5.1).

As características sedimentológicas da plataforma de abrasão das praias dos municípios de Beberibe e Fortim destacam-se pela presença de sedimentos areno-argilosos, esverdeados, contendo estruturas de bioturbação e lentes de argila, denominadas pela pesquisa como representantes da Formação Tibau, item 3.4.3.1 (figura 5.2).

As praias de Sabiaguaba, município de Fortaleza, e Barra Nova, município de Cascavel, registram faces de praia formadas por sedimentos quaternários litificados, originados por processos de aglutinação de grãos de quartzo, fragmentos de conchas carbonáticas de gastrópodes e foraminíferos, denominados de arenitos-de-praia (item 2.2), sendo englobadas na categoria das praias rochosas.

Os arenitos-de-praia, muitas vezes, apresentam níveis conglomeráticos, formados por seixos subarredondados de quartzo e granito, dispersos na matriz quartzosa (figura 2.4), sendo comum o desenvolvimento de estruturas cruzadas do tipo espinha-de-peixe, que retratam um ambiente deposicional regido por movimentos de fluxo e refluxo da maré.



Figura 5.1 - Plataforma de abrasão observada em primeiro plano e falésias da Formação Barreiras. Praia do Morro Branco, município de Beberibe.



Figura 5.2 - Detalhe da litologia (Formação Tibau) da plataforma de abrasão, evidenciando a formação de lentes de argilo-minerais. Praia do Morro Branco, município de Beberibe.

O arenito encontra-se seccionado em blocos menores em função da existência de duas direções de fraturamento. O primeiro grupo de fraturas alinha-se segundo o *trend* regional (60°), enquanto as fraturas secundárias posicionam-se paralelamente à atual linha de costa (145°). Esse fato evidencia a influência de esforços recentes na sedimentação quaternária da planície costeira cearense registrando, portanto, a atuação de neotectonismo (figura 2.4).

O segmento litorâneo do município de Aquiraz molda feições típicas de costas do tipo baixa (Ottmann 1964), constituído por faces de praia arenosas, com suave inclinação em direção ao mar, cerca de 3°, continuamente banhadas pelas águas marinhas.

Os ensaios sedimentológicos de amostras coletadas ao longo da face de praia revelam o predomínio de grãos subarredondados de quartzo, raros minerais pesados, oriundos da plataforma interna adjacente e das descargas fluviais existentes nas praias do Presídio, Barro Preto e Batoque, e eventuais fragmentos de carapaças animais, provenientes do retrabalhamento da fácies biogênica.

A uniformidade da célula litorânea de Aquiraz rompe-se com os afloramentos rochosos Pré-Cambrianos da Ponta do Iguape, que funciona como um ponto de discreta inflexão na linha de costa e difração das ondas (figura 5.3 A e B).

As rochas quartzíticas do promontório rochoso do Iguape são consideradas como representantes de eventos geológicos ocorridos no Paleoproterozóico (Brandão 1995) e testemunham a atuação de esforços tectônicos gerados no Ciclo Brasileiro, com fraturas de direção preferencial NE-SE, item 2.5.

A face de praia no trecho litorâneo compreendido entre as praias do Barro Preto e Batoque, em determinados períodos do ano, item 5.4, expõe uma concentração de troncos vegetais em posição de vida (figura 5.4 A e B).

O posicionamento dessas exposições de troncos vegetais induz supor se tratar de um prolongamento do ecossistema da lagoa do Batoque, que nos dias atuais é portadora de uma rica cobertura vegetal em suas margens, com representantes das espécies mono e dicotiledôneas.

Na tentativa de determinar a idade relativa dos “afloramentos vegetais”, foram coletadas amostras e enviadas para o Departamento de Física da Universidade Federal do Ceará, onde deveriam ser datadas pelo método do C¹⁴. Infelizmente, o procedimento não pôde ser concluído em virtude de uma elevada contaminação das amostras por derivados de petróleo, graxas e/ou óleos lubrificantes.



Figura 5.3 - Exposição quartzítica (Paleoproterozóico) na Ponta do Iguape, município de Aquiraz.

A – Vista geral.

B – Detalhe dos quartzitos, direção de fratura – N35W/25NE.



Figura 5.4 - Exposições de troncos vegetais na face de praia entre o Barro Preto e Batoque, município de Aquiraz.

A – Período com exposição do substrato argiloso.

B – Período de assoreamento do substrato argiloso.

5.4 Estudo Morfodinâmico das Praias do Município de Aquiraz – Estado do Ceará - Brasil

Mônica Pimenta de Novaes Castelo Branco
Loreci Gislaine de Oliveira Lehueur
José Elói Guimarães Campos

Resumo

As variações praias de curto período observadas na zona litorânea do município de Aquiraz foram verificadas por meio da realização de oito perfis topográficos, em baixa-mar de sizígia, que se estenderam do pós-praia à antepraia superior, no período de fevereiro de 2002 a fevereiro de 2003. Os dados oceanográficos foram coletados visualmente e com apoio de instrumentos topográficos, sendo observados em cada perfil as alturas, os períodos e os ângulos de incidência das frentes de ondas. As Informações eólicas (frequência percentual dos ventos, na face de praia) foram obtidas por anemômetro digital e biruta. Concomitantemente, foram coletadas amostras sedimentológicas do pós-praia, praia e antepraia. Os dados de onda modais revelaram o predomínio de ondas deslizantes, com altura de rebentação em torno de 1,0 metro e períodos mínimos de 6 segundos e máximos de 10 segundos. A análise dos perfis praias efetuada segundo o conceito de estádios morfodinâmicos de Short & Hesp (1982) e Wright & Short (1984), compartimenta o trecho do litoral nos estádios dissipativos, pontos 1, 2 e 3, dissipativos para intermediários, ponto 4, e os demais perfis marcados pelo predomínio dos estádios intermediário para dissipativo. O balanço sedimentar marcado com pequenas perdas e ganhos de volume ao longo do ano confirma para a região um estado de equilíbrio entre os processos deposicionais e erosionais.

Palavras-Chave: morfodinâmica praias, estádios modal da praia, perfis praias.

Introdução

A área de estudo corresponde às praias do Porto das Dunas, Prainha, Presídio, Iguape, Barro Preto e Batoque, litoral leste do estado do Ceará, com aproximadamente 50 km de praia monitorada (figura 5.5).

A zona litorânea dessa região caracteriza-se pelo desenvolvimento de lagoas, que em períodos chuvosos formam sangradouros, os quais cortam as feições do ambiente de praia. A faixa praias de natureza arenosa destaca-se por apresentar afloramento de rochas quartzíticas de idade pré-cambriana, exercendo influência sobre a dinâmica costeira.

A escolha dessa área para verificar as variações morfológicas do ambiente praias em respostas às condições oceanográficas, por meio da realização de levantamentos topográficos, medições oceanográficas e coleta de sedimentos, deveu-se à necessidade de se conhecer o grau de influência do pontal rochoso e dos sangradouros intermitentes sobre os processos hidrodinâmicos atuantes na região.

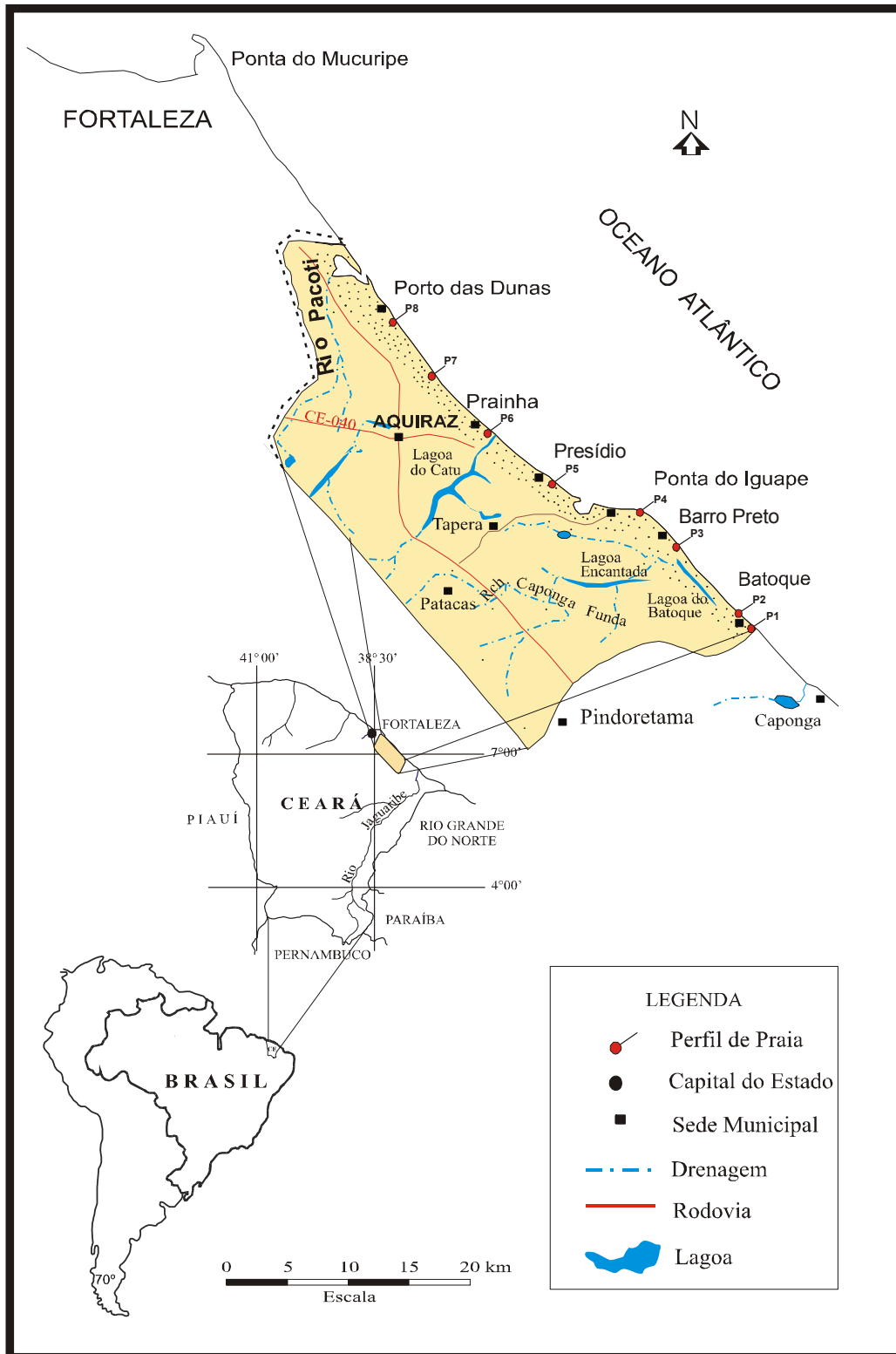


Figura 5.5 - Localização da área de estudo e dos perfis praias.

Síntese Geológica e Geomorfológica Regional

O arcabouço geológico/geomorfológico encontra-se representado por rochas pré-cambrianas, depósitos plio-pleistocênicos e sedimentos holocênicos que compõem a planície litorânea.

As rochas pré-cambrianas pertencentes ao Complexo Gnáissico-Migmatítico (Bandão 1995) afloram na faixa praial em forma de promontório quartzítico, provavelmente, associado às estruturas tectônicas regionais.

Os tabuleiros pré-litorâneos definidos por Souza (1988), sustentados pelos depósitos plio-pleistocênicos da Formação Barreiras, apresentam relevo suavemente ondulado mergulhando em direção ao mar, muitas vezes, atingindo a linha de praia em forma de falésias.

A Formação Barreiras corresponde a um sistema de leques aluviais composto pelas fácies proximal com níveis conglomeráticos, fácies intermediária, de natureza areno-argilosa, e fácies distal essencialmente síltico-argilosa.

Os sedimentos litorâneos compreendem as feições eólicas, que marcam a paisagem do litoral cearense, lagoas e praias.

Os depósitos arenosos de origem eólica encontram-se representados por dunas definidas como barcanas, longitudinais, parabólicas e frontais. De maneira geral, o sistema eólico caracteriza-se por sedimentos bem classificados, constituídos, predominantemente, por grãos de quartzo e minerais pesados.

As lagoas costeiras de formas alongadas, paralelas à linha de costa, são alimentadas pelo lençol freático e riachos de drenagem local. Esse sistema, durante o período chuvoso, forma canais de deságüe, que cortam a face de praia modificando sua morfologia.

Morfologicamente, o perfil da faixa praial está representado por diversas feições, constituídas por areias quartzosas e fragmentos de conchas (figura 5.6). Em determinados locais, a face de praia é marcada por arenitos de praia “beach-rocks”, os quais formam cordões paralelos à linha de costa na zona de estirâncio, próximo à desembocadura dos principais rios.

Metodologia

A localização das oito estações de monitoramento para a realização dos perfis topográficos praias foi determinada em locais previamente estabelecidos ao longo do litoral do município de Aquiraz (figura 5.5), cujas coordenadas geográficas encontram-se na tabela 5.1.

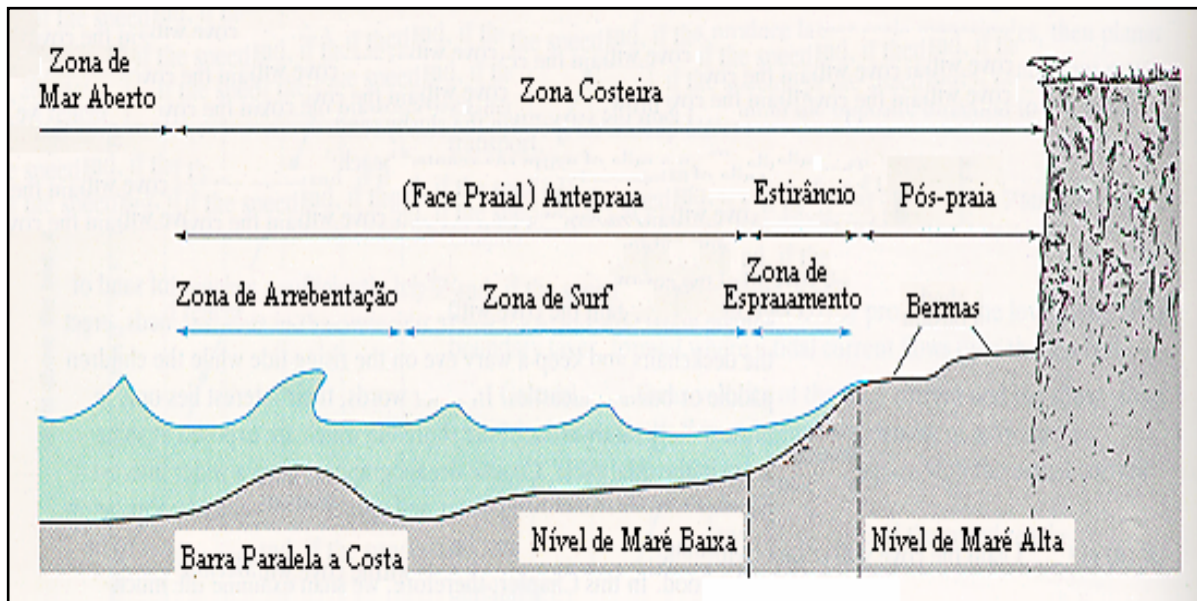


Figura 5.6 - Perfil generalizado de uma praia apresentando suas divisões e os principais elementos morfológicos (Brown *et al.* 1989).

Tabela 5.1 – Localização dos perfis praias do município de Aquiraz.

Ponto	Coordenadas (UTM)	
1	586112	9557201
2	585591	9557785
3	580924	9563683
4	579505	9564409
5	576400	9565522
6	572337	9569134
7	568984	9573464
8	567118	9576316

As variações dos estádios morfodinâmicos, em curto período, foram caracterizadas por meio do levantamento de perfis topográficos transversais à face da praia, estendendo-se do pós-praia à antepraia superior, acompanhado de medições oceanográficas e coleta de sedimentos em baixa-mar de sizígia, no período de fevereiro de 2002 a fevereiro de 2003.

Os dados de frequência percentual dos ventos (velocidade e direção) foram tomados em três alturas 0,50, 1,0 e 2,0 metros, utilizando-se anemômetro digital de sonda tipo molinete (Texto 440) e biruta.

As condições oceanográficas corresponderam a levantamentos referentes às ondas de gravidade, com medições de altura na rebentação (H_b), período (T) e obliquidade de

incidência (α), tendo-se como instrumentos de apoio mira, nível e bússola, de acordo com a metodologia de Bascon (1964) e Lanfredi & Framiñan (1986). O tipo de rebentação de onda foi determinado por intermédio do cálculo do coeficiente de rebentação proposto por Galvin Jr. (1968). A declividade da face de praia foi obtida por meio da relação entre a altura e o comprimento de cada perfil.

A interpretação dos estádios morfodinâmicos dos perfis praias seguiu a metodologia proposta por Short & Hesp (1982) e Wright & Short (1984).

A variação do volume sedimentar (m^3/m) foi determinada atribuindo-se um *datum* para cada perfil, empregando recursos computacionais do programa *Surfer for Windows*.

A coleta dos sedimentos foi realizada trimestralmente ao longo dos perfis praias, sendo analisados segundo a técnica do peneiramento mecânico utilizado no Instituto de Ciências do Mar (LABOMAR/UFC).

Clima Regional

O estado do Ceará sofre influências das movimentações da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), que corresponde a uma região de concentração das correntes de ventos alísios provenientes dos hemisférios norte e sul, verificados ao longo do Equador Térmico da Terra, responsáveis pela pronunciada sazonalidade dos regimes pluviométricos e de ventos (Atlas do Potencial Eólico do Estado do Ceará 2001).

De acordo com a migração da ZCIT, o clima regional cearense caracteriza-se pela presença de períodos marcados por chuvas intensas e relativamente regulares ocasionadas, principalmente, em função do posicionamento da ZCIT no hemisfério sul, ocorrendo nos meses de março e abril. Quando posicionada no hemisfério norte, configura o início da estiagem, com dias ensolarados e quentes.

Regime de Ventos

A região litorânea do Estado encontra-se imersa na contínua circulação atmosférica subequatorial dos ventos alísios, provenientes de uma extensa área oceânica livre de obstáculos, o que lhes confere notável intensidade, constância e baixa-turbulência. Adicionalmente, os gradientes térmicos terra-oceano induzem as brisas marinhas que contribuem para aumentar sua intensidade (Atlas do Potencial Eólico do Estado do Ceará 2001).

Os estudos relacionados com o comportamento da circulação das correntes eólicas, ao longo da zona litorânea do município de Aquiraz, evidenciaram o predomínio de ventos, preferencialmente, direcionados ao quadrante SE ($120^\circ - 150^\circ$), correspondentes à ação contínua dos ventos alísios, responsáveis pela migração de sedimentos por sobre as rochas pré-cambrianas da Ponta do Iguape.

Em relação às velocidades das correntes de vento na região, observa-se que seguem um padrão inverso ao pluviométrico, apresentando velocidades baixas na estação de alta pluviosidade, meses de janeiro a junho, registrado nas alturas de 0,5 metro, valores entre 0,09 e 3,33 m/s; 1,0 metro, velocidades variando de 1,23 a 7,22 m/s; e 2,0 metros, na ordem de 1,34 a 6,96 m/s. Enquanto na estação de estiagem, meses de julho a dezembro, obtendo-se as mais altas velocidades, sendo notado nas alturas de 0,5 metro, valores entre 1,38 e 6,82 m/s, a 1,0 metro, leituras de 2,60 a 10,0 m/s, e a 2,0 metros, 3,39 a 12,4 m/s.

Processos Hidrodinâmicos

Freire & Cavalcanti (1998) afirmam que as correntes longitudinais na plataforma interna cearense apresentam velocidade em torno de 0,27 m/s, sendo responsáveis por parte do transporte sedimentar litorâneo de direção SE-NW (figuras 5.7 e 5.8).

Os processos hidrodinâmicos atuantes na faixa litorânea do estado do Ceará resultam da ação contínua dos ventos alísios, gerando *trens* de ondas oriundos do quadrante NE (45° - 80°), que atingem a linha de costa obliquamente.

O regime de maré é definido como do tipo semi-diurno, com duas preamares e duas baixa-mares, em um dia lunar (24h e 50 min), com amplitude de maré na faixa de 2,0 a 4,0 metros, classificada segundo Davies (1964) como mesomaré.

As observações de campo tomadas, mensalmente, mostraram o predomínio de ondas de altura mínima constante de 1,0 metro no ponto 4, em virtude da presença do promontório de rochas quartzíticas, e de valores em torno de 1,1 e 1,2 metros ao longo de todo o segmento litorâneo durante o período chuvoso, quando se tem a menor velocidade dos ventos. Os meses de julho, agosto e setembro foram marcados pelas maiores alturas das ondas, em torno de 1,5 metros, correspondendo ao início do período de estiagem, conseqüentemente, com maior velocidade dos ventos.

Os períodos das ondas variaram, no geral, de 6,0 a 10 segundos no decorrer do levantamento dos perfis praias, com exceção do ponto 4, onde os períodos oscilaram de 4,61 a 7,5 segundos, em função do substrato rochoso.

Caracterização do Tipo de Rebentação

As ondas, ao se aproximarem da linha de costa, sofrem deformações, tornam-se instáveis e quebram. Wiegel (1964) classifica os tipos de rebentação de ondas em deslizante (*spilling*), mergulhante (*plunging*) e ascendente (*surging*), em dependência com a declividade da praia. Galvin Jr. (1968) acrescenta a essa classificação o tipo frontal (*collapsing*) (figura 5.9).

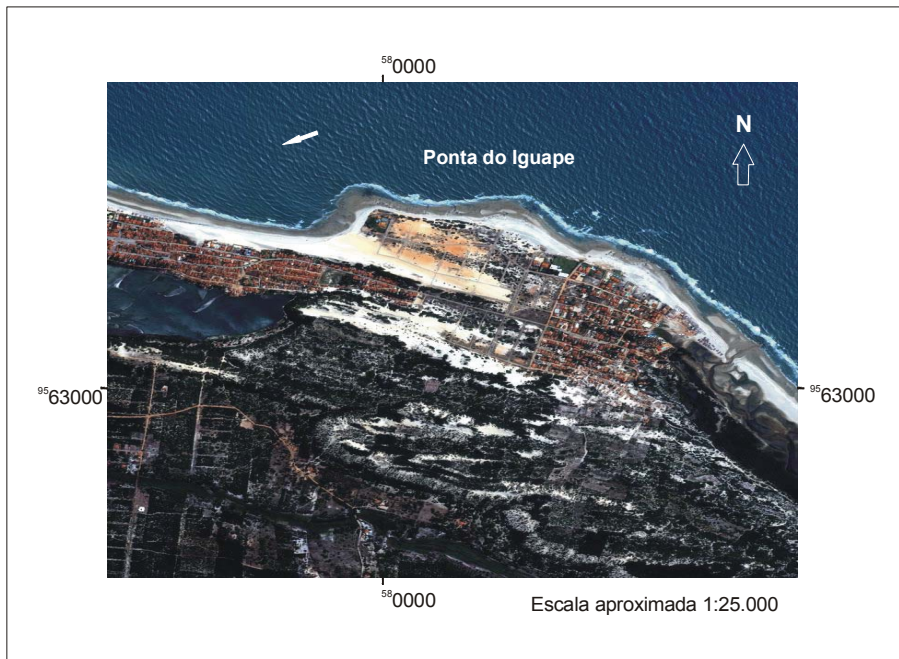



Figura 5.7 - Difração das ondas no Pontal do Iguape

 Sentido de difração

Fonte: Imagem do Satélite Ikonos II, 2000 - composição RGB - 345.

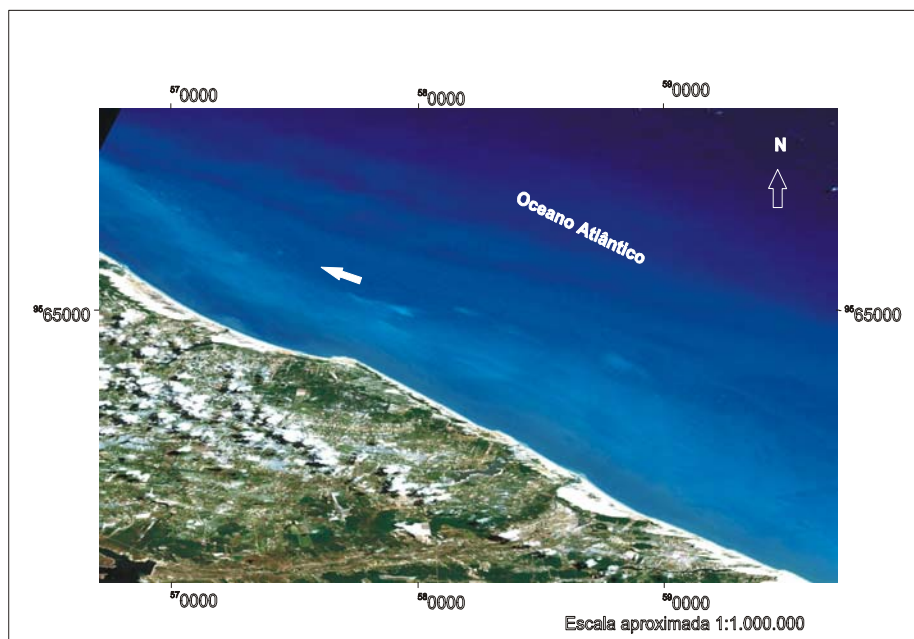



Figura 5.8 - Trânsito sedimentar ao largo da linha de costa do município de Aquiraz.

 Sentido do transporte sedimentar

Fonte: Imagem do Satélite Landsat TM7 – cena: 217-63 – 2000 – composição 321.

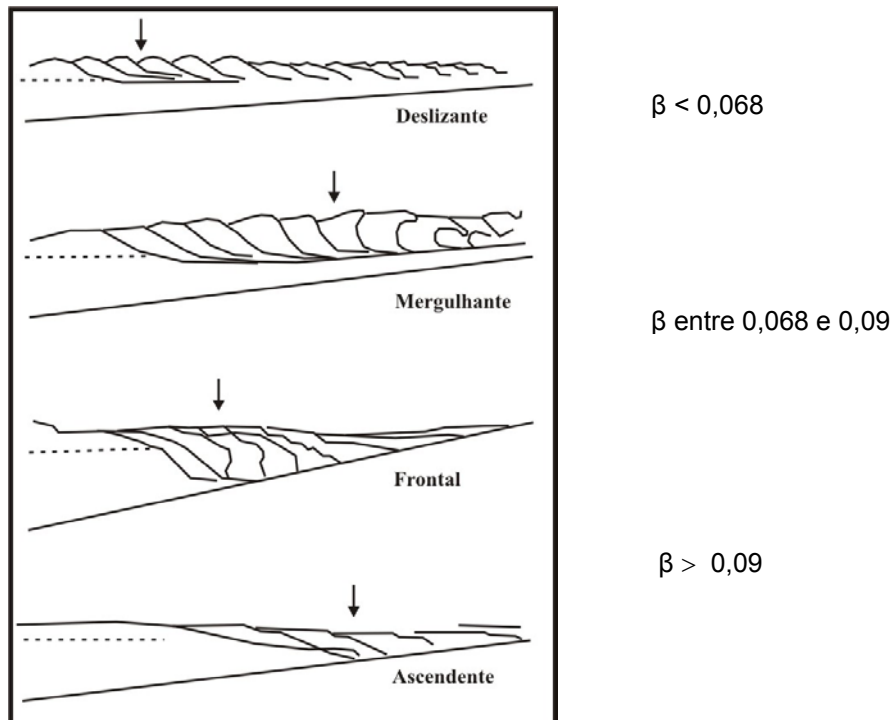


Figura 5.9 - Principais tipos de rebentação, segundo Galvin Jr. (1968). A linha tracejada representa o nível estacionário da água do mar e as setas o ponto de rebentação. β = coeficiente de rebentação.

Galvin Jr. (1968) demonstrou em experimentos de laboratório que, por meio do coeficiente de rebentação, é possível determinar os tipos de rebentação de onda por meio da formulação:

$$\beta = \frac{gmT^2}{H_b}$$

β = coeficiente de rebentação (adimensional)

H_b = altura da onda de rebentação (metros)

g = gravidade (9,81 metros/ segundos²)

m = declividade do perfil praial (adimensional)

T = período (segundos)

A aplicação do coeficiente de rebentação (β) nos perfis praiais dos pontos estudados, tabelas de 5.2 a 5.9, indica o predomínio do tipo de rebentação deslizante ($\beta < 0,068$), concordando com o baixo ângulo de declividade da face de praia, valores inferiores a 5°, que segundo Galvin (1964) correspondem a praias planas. Entretanto, no ponto 4, pode-se observar, durante o período de maio a setembro, o desenvolvimento de ondas

Tabela 5.2 - Parâmetros morfodinâmicos do perfil do Ponto 1

Meses	H _b (m)	g (m/s ²)	m	T ² (s)	β
Fevereiro	1,1	9,81	0,05	100,00	0,02
Março	1,0	9,81	0,05	100,00	0,02
Abril	1,0	9,81	0,05	36,00	0,06
Mai	1,1	9,81	0,05	56,25	0,04
Junho	1,3	9,81	0,05	73,44	0,04
Julho	1,2	9,81	0,05	44,35	0,05
Agosto	1,1	9,81	0,05	44,35	0,05
Setembro	1,2	9,81	0,05	73,44	0,03
Outubro	1,1	9,81	0,05	56,25	0,04
Novembro	1,1	9,81	0,05	56,25	0,04
Dezembro	1,1	9,81	0,05	44,35	0,05
Janeiro	1,0	9,81	0,05	56,25	0,04
Fevereiro	1,0	9,81	0,05	56,25	0,04

Tabela 5.3 - Parâmetros morfodinâmicos do perfil do Ponto 2

Meses	H _b (m)	g (m/s ²)	m	T ² (s)	β
Fevereiro	1,0	9,81	0,05	73,44	0,03
Março	1,0	9,81	0,05	73,44	0,03
Abril	1,2	9,81	0,05	56,25	0,04
Mai	1,0	9,81	0,05	56,25	0,04
Junho	1,2	9,81	0,05	44,35	0,05
Julho	1,1	9,81	0,05	56,25	0,04
Agosto	1,3	9,81	0,05	44,35	0,06
Setembro	1,2	9,81	0,05	73,44	0,03
Outubro	1,1	9,81	0,05	56,25	0,04
Novembro	1,0	9,81	0,05	56,25	0,04
Dezembro	1,0	9,81	0,05	44,35	0,04
Janeiro	1,0	9,81	0,05	56,25	0,04
Fevereiro	1,1	9,81	0,05	56,25	0,04

Tabela 5.4 - Parâmetros morfodinâmicos do perfil do Ponto 3

Meses	H _b (m)	g (m/s ²)	m	T ² (s)	β
Fevereiro	1,1	9,81	0,05	100,00	0,02
Março	1,3	9,81	0,05	100,00	0,03
Abril	1,4	9,81	0,05	56,25	0,05
Mai	1,2	9,81	0,05	56,25	0,04
Junho	1,2	9,81	0,05	73,44	0,03
Julho	1,2	9,81	0,05	44,35	0,05
Agosto	1,1	9,81	0,05	36,00	0,06
Setembro	1,2	9,81	0,05	56,25	0,04
Outubro	1,1	9,81	0,05	100	0,02
Novembro	1,2	9,81	0,05	100	0,02
Dezembro	1,1	9,81	0,05	56,25	0,04
Janeiro	1,0	9,81	0,05	44,35	0,04
Fevereiro	1,1	9,81	0,05	56,25	0,04

Tabela 5.5 - Parâmetros morfodinâmicos do perfil do Ponto 4

Meses	H _b (m)	g (m/s ²)	m	T ² (s)	β
Fevereiro	1,0	9,81	0,05	36,00	0,06
Março	1,0	9,81	0,05	36,00	0,06
Abril	1,1	9,81	0,05	36,00	0,06
Mai	1,0	9,81	0,05	29,70	0,07
Junho	1,0	9,81	0,05	29,70	0,07
Julho	1,2	9,81	0,05	36,00	0,07
Agosto	1,1	9,81	0,05	25,00	0,09
Setembro	1,0	9,81	0,05	21,25	0,09
Outubro	1,0	9,81	0,05	44,35	0,04
Novembro	1,0	9,81	0,05	56,25	0,04
Dezembro	1,0	9,81	0,05	44,35	0,04
Janeiro	1,0	9,81	0,05	56,25	0,04
Fevereiro	1,0	9,81	0,05	44,35	0,04

Tabela 5.6 - Parâmetros morfodinâmicos do perfil do Ponto 5

Meses	H _b (m)	g (m/s ²)	m	T ² (s)	β
Fevereiro	1,2	9,81	0,05	73,44	0,03
Março	1,3	9,81	0,05	73,44	0,04
Abril	1,4	9,81	0,05	56,25	0,05
Mai	1,2	9,81	0,05	56,25	0,04
Junho	1,2	9,81	0,05	100	0,02
Julho	1,3	9,81	0,05	73,44	0,04
Agosto	1,1	9,81	0,05	36,00	0,06
Setembro	1,2	9,81	0,05	56,25	0,04
Outubro	1,1	9,81	0,05	44,35	0,05
Novembro	1,1	9,81	0,05	73,44	0,03
Dezembro	1,0	9,81	0,05	56,3	0,03
Janeiro	1,1	9,81	0,05	44,35	0,05
Fevereiro	1,0	9,81	0,05	73,44	0,03

Tabela 5.7 - Parâmetros morfodinâmicos do perfil do Ponto 6

Meses	H _b (m)	g (m/s ²)	m	T ² (s)	β
Fevereiro	1,3	9,81	0,05	73,44	0,04
Março	1,3	9,81	0,05	73,44	0,04
Abril	1,3	9,81	0,05	56,25	0,05
Mai	1,3	9,81	0,05	56,25	0,05
Junho	1,4	9,81	0,05	56,25	0,05
Julho	1,4	9,81	0,05	44,35	0,06
Agosto	1,2	9,81	0,05	36,00	0,07
Setembro	1,2	9,81	0,05	44,35	0,05
Outubro	1,1	9,81	0,05	56,25	0,04
Novembro	1,2	9,81	0,05	73,44	0,03
Dezembro	1,0	9,81	0,05	100,0	0,02
Janeiro	1,0	9,81	0,05	73,44	0,03
Fevereiro	1,1	9,81	0,05	73,44	0,03

Tabela 5.8 - Parâmetros morfodinâmicos do perfil do Ponto 7

Meses	H_b (m)	g (m/s^2)	m	T^2 (s)	B
Fevereiro	1,2	9,81	0,05	73,45	0,03
Março	1,2	9,81	0,05	100	0,02
Abril	1,2	9,81	0,05	56,25	0,04
Maio	1,2	9,81	0,05	56,25	0,04
Junho	1,4	9,81	0,05	56,25	0,05
Julho	1,6	9,81	0,05	73,45	0,04
Agosto	1,1	9,81	0,05	56,25	0,04
Setembro	1,3	9,81	0,05	56,25	0,05
Outubro	1,2	9,81	0,05	73,45	0,03
Novembro	1,1	9,81	0,05	56,25	0,04
Dezembro	1,1	9,81	0,05	56,25	0,04
Janeiro	1,1	9,81	0,05	73,45	0,03
Fevereiro	1,1	9,81	0,05	73,45	0,03

Tabela 5.9 - Parâmetros morfodinâmicos do perfil do Ponto 8

Meses	H_b (m)	g (m/s^2)	m	T^2 (s)	B
Fevereiro	1,3	9,81	0,05	73,45	0,04
Março	1,3	9,81	0,05	73,45	0,04
Abril	1,2	9,81	0,05	73,45	0,03
Maio	1,2	9,81	0,05	73,45	0,03
Junho	1,2	9,81	0,05	56,25	0,04
Julho	1,2	9,81	0,05	73,45	0,03
Agosto	1,2	9,81	0,05	43,56	0,06
Setembro	1,2	9,81	0,05	43,56	0,06
Outubro	1,1	9,81	0,05	73,45	0,03
Novembro	1,1	9,81	0,05	73,45	0,03
Dezembro	1,1	9,81	0,05	56,25	0,04
Janeiro	1,1	9,81	0,05	100	0,02
Fevereiro	1,1	9,81	0,05	73,45	0,03

H_b = altura da onda de rebentação (adimensional)

g = gravidade (m/s^2)

m = declividade do perfil (adimensional)

T = período das ondas (s)

β = coeficiente de rebentação das ondas (adimensional)

classificadas como mergulhantes, com valores do coeficiente de rebentação no intervalo de 0,068 a 0,09. Esse fato foi associado à redução da cobertura arenosa do substrato rochoso da Ponta do Iguape, imprimindo uma declividade de 10 a 15° no perfil praias.

Segundo Toldo Jr. *et.al.* (1993) “a rebentação mergulhante é caracterizada pela crista de onda que se curva sobre si mesma, envolvendo uma bolsa de ar, na forma de uma espiral, em um movimento bastante violento. A crista de onda ataca como um jato que escava um canal junto ao fundo, gerando ao mesmo tempo uma barra arenosa paralela à costa, em parte pelo sedimento escavado do canal, e em parte pelo sedimento transportado pelas ondulações”.

Classificação Morfodinâmica e Análise Volumétrica dos Perfis Praias

A dinâmica da zona de praia e surfe vem sendo estudada por vários pesquisadores, em especial os da “Sydney University,” da Austrália (ex. Wright *et.al.* 1979, Short & Hesp 1982 e Wright & Short 1984). Esses autores caracterizaram a morfologia dos perfis praias como dissipativa e reflectiva, com variações intermediárias, correspondendo a estádios morfodinâmicos representados por processos deposicionais e hidrodinâmicos associados.

Os perfis praias dissipativos se formam em resposta à condição de ondas de alta energia quebrando há poucas centenas de metros da costa. Morfológicamente, correspondem a praias suaves e extensas.

Os reflectivos correspondem a praias que se formam em resposta à baixa condição

de onda modal. Nessas condições, os sedimentos são armazenados na porção subaérea que é estreita e íngreme, e a zona de surfe deficiente em sedimento é, relativamente, profunda, com declive acentuado. Os estádios intermediários foram denominados de barra e calha longitudinal, barra e praia rítmica (cúspides), barra transversal e terraço de baixa mar (figura 5.10).

A análise dos perfis praias realizadas em 8 pontos distribuídos no segmento litorâneo do município de Aquiraz demonstra uma certa monotonia nas formas das faces de praia durante um ciclo temporal.

Os perfis praias do ponto 1 foram classificados como pertencentes ao extremo morfodinâmico dissipativo (Wright & Short 1984), caracterizados por extenso segmento da face de praia de suave declividade, regido por um sistema contínuo de ataque de ondas deslizantes ($\beta < 0,068$). Os perfis dos meses de fevereiro a junho são marcados por um sutil rebaixamento nos seus traçados, justificado pela implantação intermitente do canal de deságüe da lagoa do Batoque, que se desenvolve cortando a face de praia na forma de calha larga e rasa, durante os meses de maiores precipitações (figura 5.11).

Verifica-se a presença de um substrato argiloso, proveniente da retirada de material arenoso pelo sangradouro da lagoa, com a presença de troncos em posição de vida. Quanto à variação de volume sedimentar, observa-se valores máximos de 346,63 m³/m em novembro e mínimos de 259,08 m³/m em fevereiro/2003. Verifica-se no gráfico de tendência (figura 5.12) uma pequena variação de volume que compõe períodos erosivos e deposicionais, resultando no equilíbrio sedimentar da face de praia.

Pinheiro *et. al.* (2001), no estudo do comportamento morfodinâmico da zona praial do município de Cascavel, limite sudeste da área de estudo, citam a influência de processos erosivos nessa região. Entretanto, esses fenômenos não foram observados na análise da variação dos perfis praias realizados no ponto 1, por serem decorrentes de atividades antrópicas.

Os estádios morfodinâmicos dos perfis praias referentes ao ponto 2 retratam variação de volume entre 411, 28 m³/m, meses de agosto e novembro, e 302, 37 m³/m, no mês de fevereiro/2002. Destaca-se para o restante do período um balanço sedimentar próximo ao equilíbrio (figura 5.13). A morfologia dos perfis praias corresponde ao estágio dissipativo (figura 5.14).

A análise do gráfico de tendência dos perfis do ponto 3, localizado à barlar do promontório rochoso do Iguape, apresenta uma feição erosional nos períodos de março, abril e maio (242,27 m³/m), seguida de uma fase acrescional nos meses de junho, julho e agosto (401, 47 m³/m), retornando nos meses de setembro a dezembro a erosão da face de praia (219,87 m³/m) (figura 5.15).

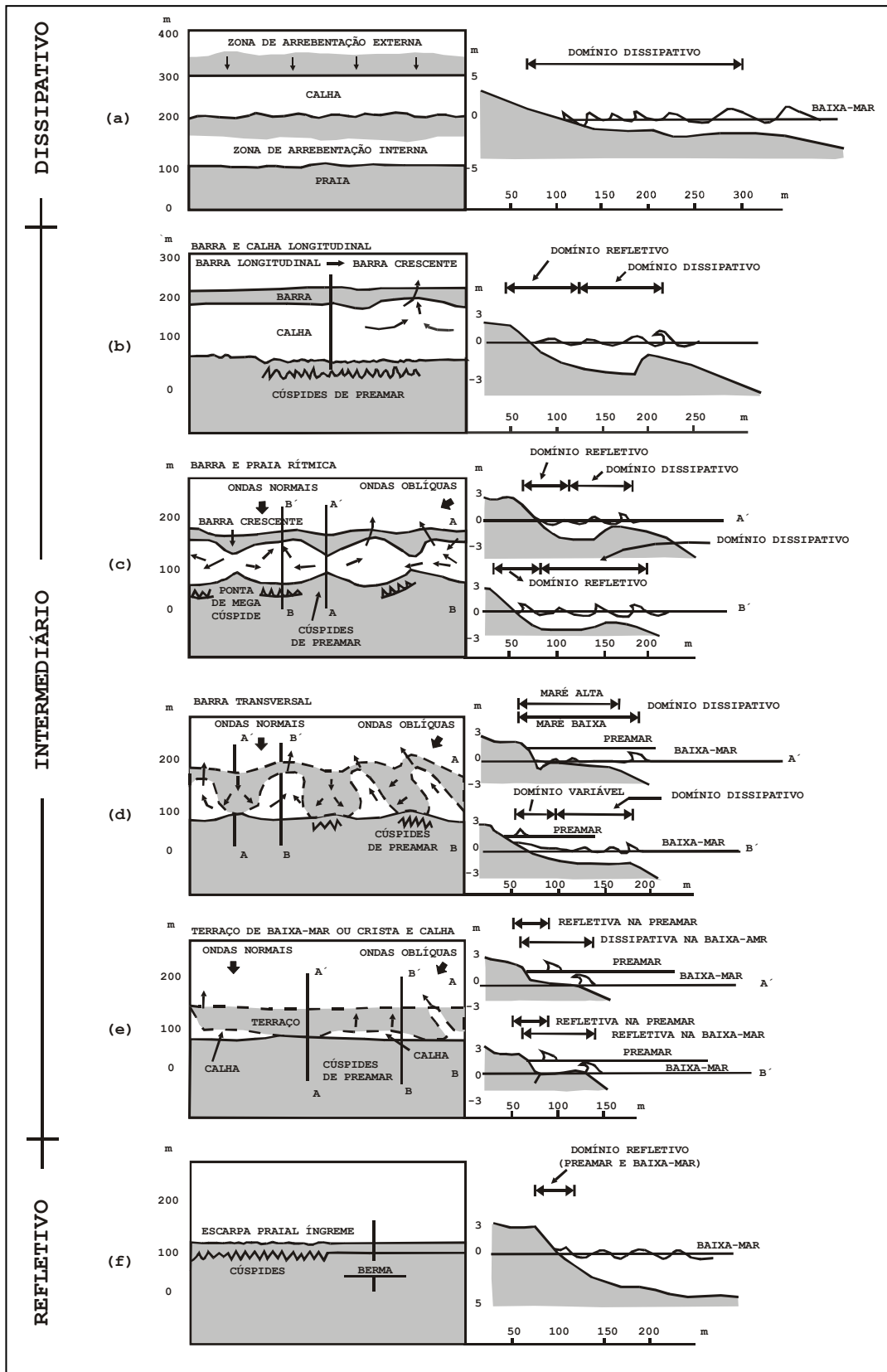


Figura 5.10 - Configurações em perfil e planta dos seis estádios morfológicos de praia (Wright & Short 1984).

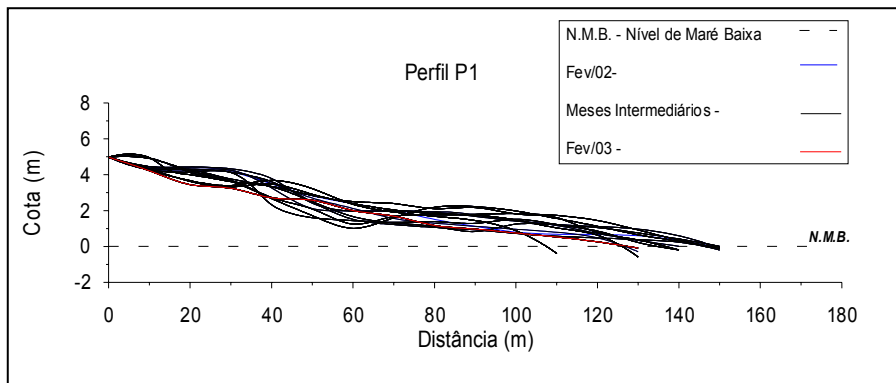


Figura 5.11 – Perfis morfodinâmicos do Ponto 1.

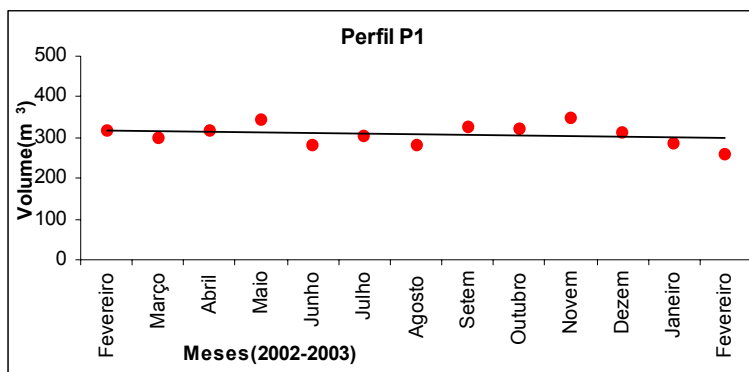


Figura 5.12 – Gráfico de tendência do Perfil 1.

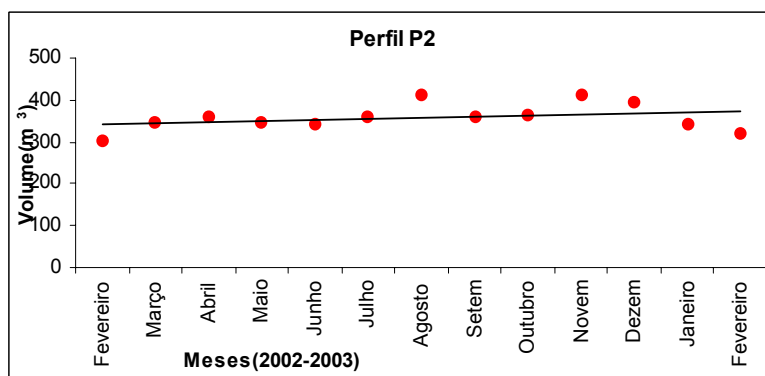


Figura 5.13 – Gráfico de tendência do Ponto 2.

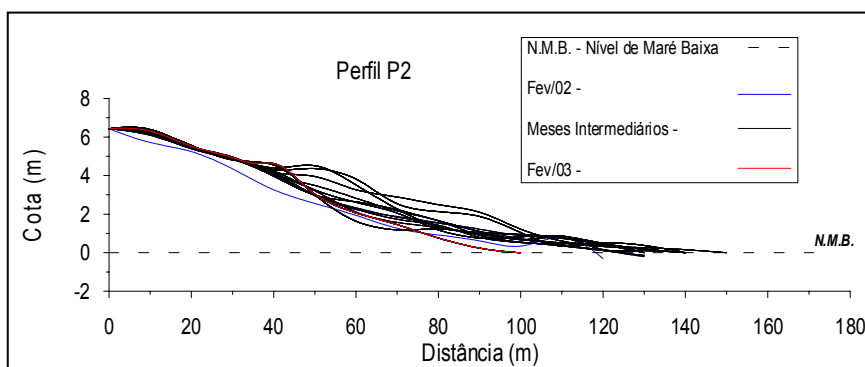


Figura 5.14 – Perfis morfodinâmicos do Ponto 2.

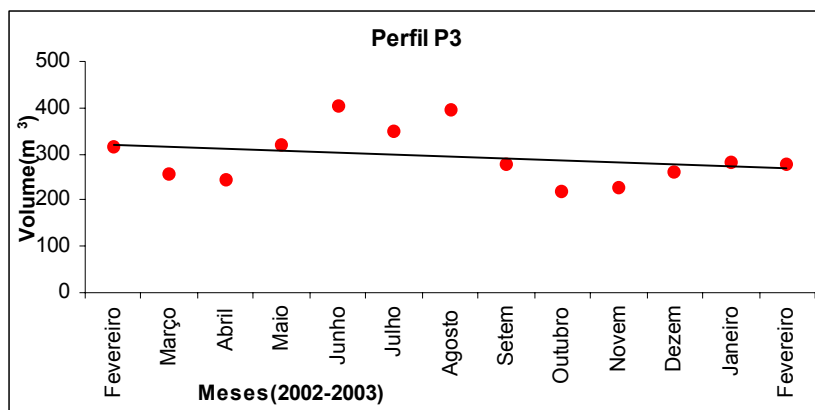


Figura 5.15 – Gráfico de tendência do Ponto 3.

A configuração dos perfis praias mostra o predomínio de morfologias intermediárias para dissipativas (figura 5.16). Os meses de janeiro e fevereiro são caracterizados pela formação de terraço e microfalésia no pós-praia.

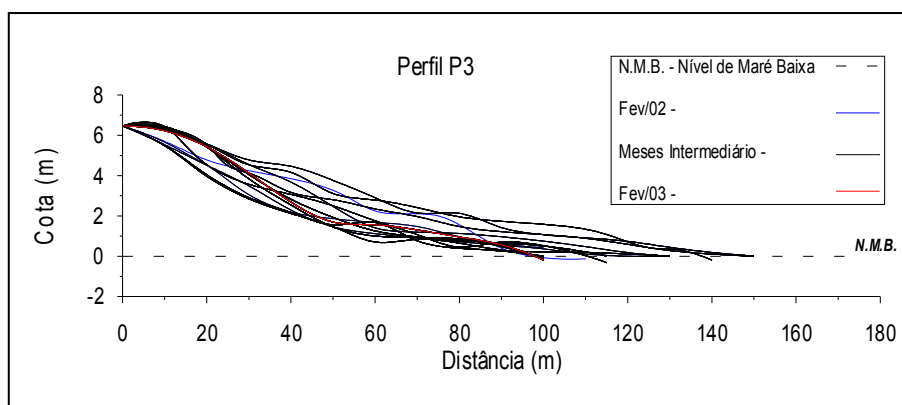


Figura 5.16 – Perfis morfodinâmicos do Ponto 3

Os perfis praias do ponto 4, localizados no pontal rochoso do Iguape que funciona como um local de difração das ondas (figura 5.7), caracterizam-se pelos estádios morfodinâmicos dissipativos e intermediários, com ciclicidade de feições deposicionais e erosionais (figura 5.17). A variação do volume de sedimento apresenta-se máxima no mês de setembro, 432,22 m³/m, quando o substrato rochoso encontra-se recoberto por espessa camada sedimentar, e mínima em fevereiro/2002, 274,96 m³/m (figura 5.18).

Os perfis praias do ponto 5, localizados na área urbanizada da praia do Presídio, posicionado a noroeste do sangradouro do riacho Jacundá, registram no seu monitoramento duas morfologias. O intervalo dos meses de fevereiro a maio caracteriza-se por um relevo suavemente ondulado na zona de pós-praia, com formação de microfalésias vivas e barras e calhas no estirâncio médio, assumindo morfologia intermediária. A morfologia praias moldada durante os meses de junho a janeiro representa o estágio dissipativo (figura 5.19).

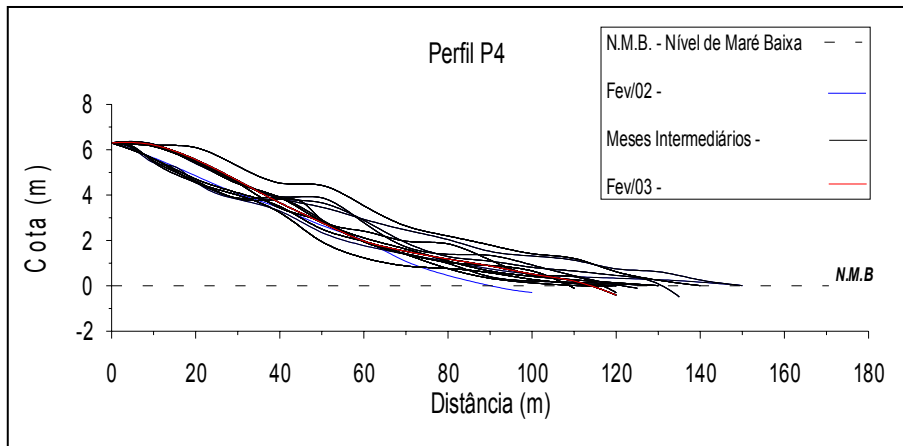


Figura 5.17 – Perfis morfodinâmicos do Ponto 4.

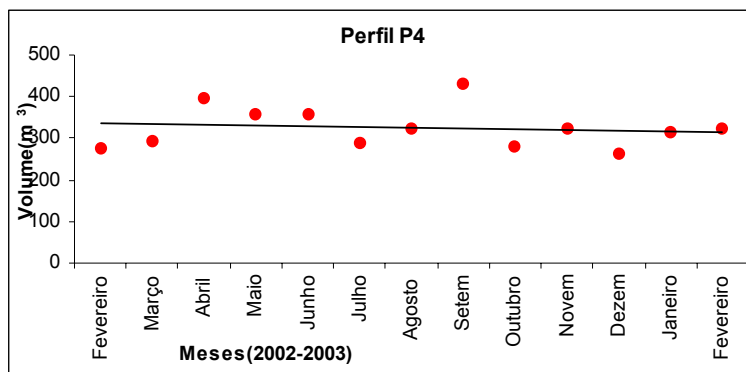


Figura 5.18 – Gráfico de tendência do Ponto 4.

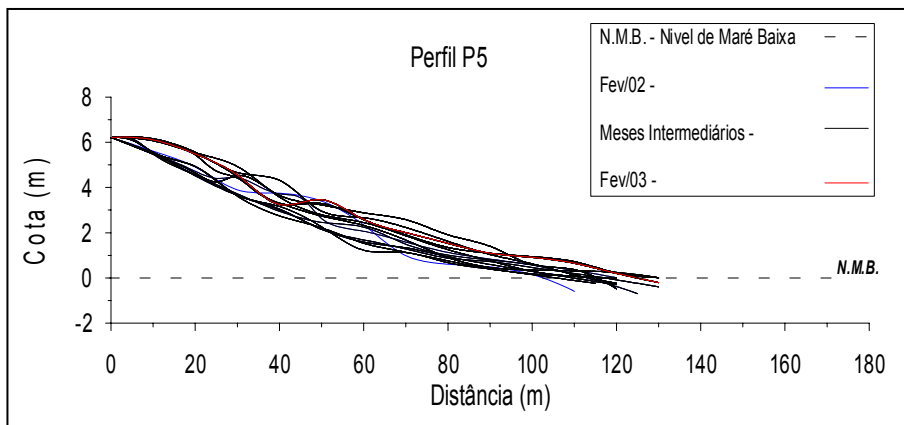


Figura 5.19 - Perfis morfodinâmicos do Ponto 5.

A curva de tendência revela um comportamento estável, somente com uma pequena redução no volume do sedimento no intervalo de maio a agosto. O valor máximo pode ser observado no mês de fevereiro/2003 ($347,50 \text{ m}^3/\text{m}$) e mínimo de $261,86 \text{ m}^3/\text{m}$ no mês de julho (figura 5.20).

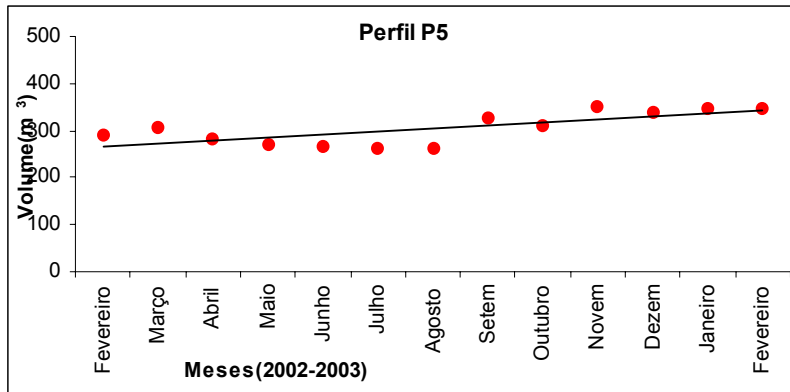


Figura 5.20 - Gráfico de tendência do ponto 5.

O conjunto de informações fornecido na figura 5.21, referente aos perfis praias do ponto 6, retrata o predomínio do estágio intermediário, destacando-se a presença de terraço e microfalésia no pós-praia. Em relação ao balanço sedimentar, foi observado o valor máximo de 229,83 m³/m no mês de agosto e mínimo 153,60 m³/m em outubro (figura 5.22).

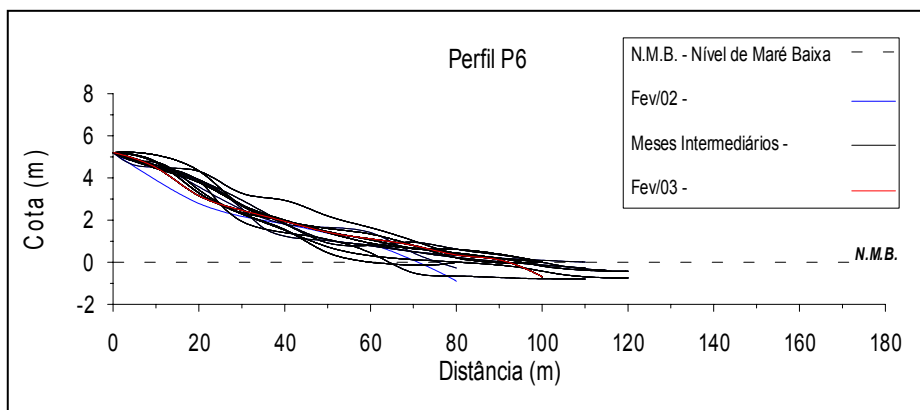


Figura 5.21 – Perfis morfodinâmicos do Ponto 6.

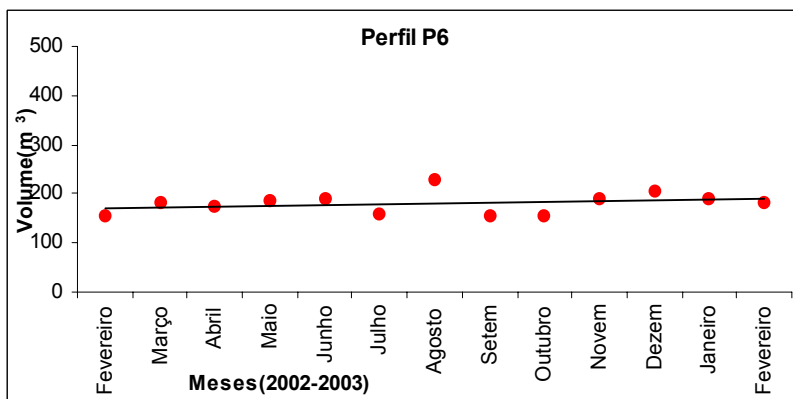


Figura 5.22 – Gráfico de tendência do Ponto 6.

O monitoramento dos perfis praias do ponto 7 revela feições morfológicas que caracterizam os estádios intermediário (outubro a janeiro) e dissipativo para os demais meses (figura 5.23). A variação de volume sedimentar manteve-se, praticamente, constante com valor mínimo de 231,97 m³/m em abril e máximo de 333,06 m³/m em maio (figura 5.24).

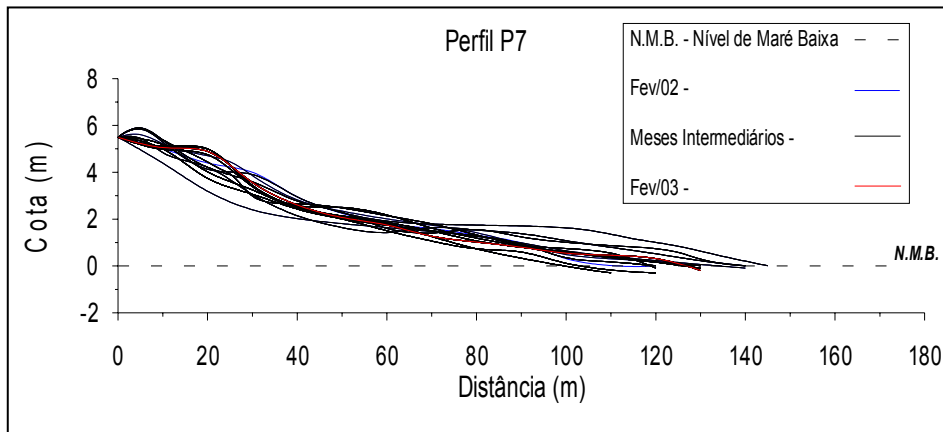


Figura 5.23 – Perfis morfodinâmicos do Ponto 7.

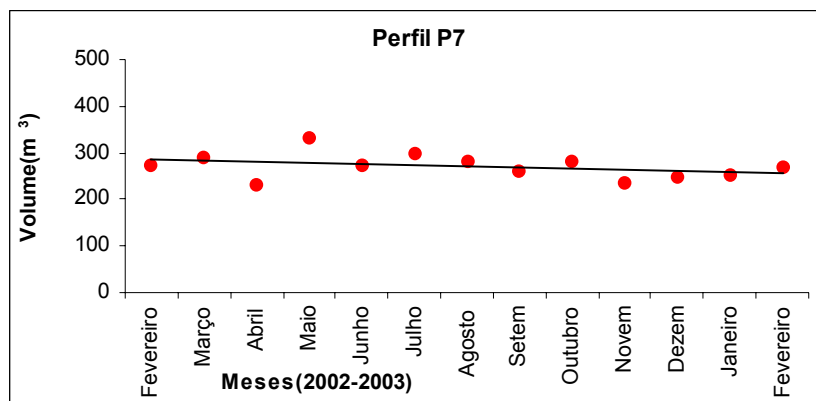


Figura 5.24 – Gráfico de tendência do Ponto 7.

Os perfis morfológicos do ponto 8 apresentam feições características do estágio intermediário (figura 5.25). O balaço sedimentar teve volume máximo de 247,93 m³/m em fevereiro/2003 e mínimo de 140,18 m³/m em fevereiro/2002 (figura 5.26).

Análise Textural e Mineralógica dos Sedimentos

A interpretação dos parâmetros texturais das amostras de sedimento associada à classificação morfodinâmica dos perfis praias revelam a ocorrência de duas situações relacionadas aos estádios dissipativo e intermediário a dissipativo.

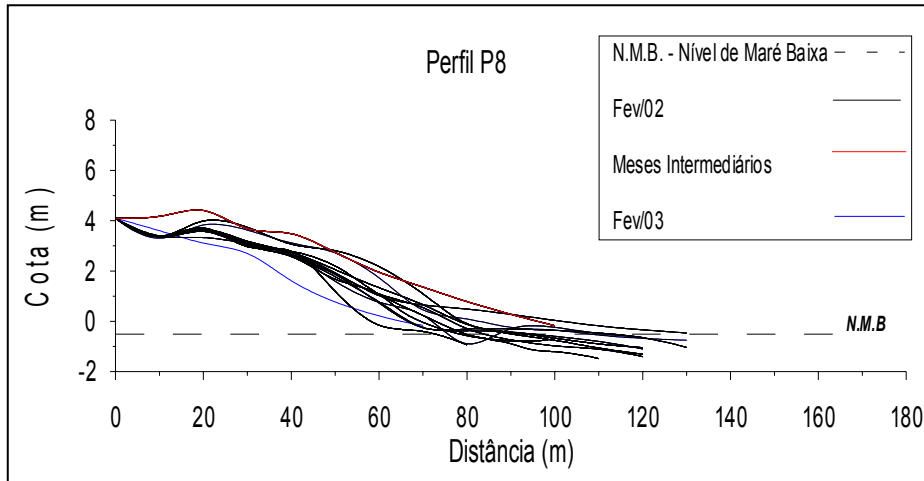


Figura 5. 25 – Perfis morfodinâmicos do Ponto 8.

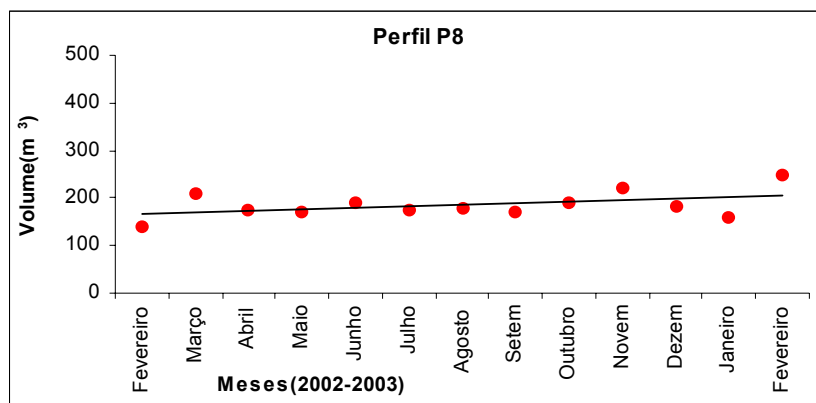


Figura 5. 26 – Gráfico de tendência do Ponto 8.

A análise textural das amostras dos perfis dissipativos mostra a predominância de sedimentos bem selecionados a moderadamente selecionados, com tamanho de grão variando de areia média a fina. Exceção para o perfil 1 que, nos meses de maio e agosto, registra a classe textural areia grossa desde o estirâncio médio até o início da antepraia, devido ao alargamento e à migração do canal de deságüe da lagoa do Batoque.

Os sedimentos presentes nas praias de morfologias intermediárias a dissipativas assumem uma distribuição normal em relação ao tamanho de grão na face de praia, ocorrendo uma gradação de areia média a fina em direção ao antepraia. Destaque para os perfis 7 e 8 que, no mês de novembro, apresentam a classe textural areia grossa no estirâncio, correspondendo a amostras obtidas nas barras arenosas paralelas à linha de costa.

A composição mineralógica das amostras evidencia a presença de sedimentos areno-quartzosos constituídos, predominantemente, por grãos de quartzo polidos, raros feldspatos, palhetas de micas e minerais pesados. A fração biotritica é formada por

fragmentos de conchas de moluscos e testas de foraminíferos.

Discussão e Conclusões

A morfologia da face de praia, em determinado momento, é uma resposta às condições de ondas modais, ao regime de marés e à ação eólica.

Os dados de ondas modais revelaram o predomínio do tipo deslizante, com exceção do ponto 4, que nos meses de maio a setembro apresenta o tipo mergulhante, provavelmente, em função da movimentação dos sedimentos da antepraia inferior para a face de praia.

A altura das ondas modais tomada na rebentação, com valores médios de 1,0 metro, demonstra que a variação de velocidade dos ventos, registrada nos períodos de alta pluviosidade e de estiagem, não exerce influência nesse parâmetro oceanográfico.

Os períodos de ondas observados durante o levantamento assumem, praticamente, valores mínimos de 6,0 segundos e máximos de 10 segundos, com exceção do ponto 4, onde se observam valores menores, uma vez que este é associado ao substrato rochoso. O comportamento do período das ondas não mostrou relação de dependência com a sazonalidade do regime eólico.

A análise dos perfis praias, segundo o conceito de estádios morfodinâmicos, compartimenta o trecho do litoral em estudo em dois setores, tendo como divisor o pontal rochoso do Iguape. O segmento situado à barlar, pontos 1, 2 e 3, caracteriza-se pelo estágio morfodinâmico dissipativo. Os perfis praias do ponto 4, com substrato rochoso, apresentam estádios dissipativos para intermediários. Os demais pontos têm seus perfis praias marcados pelo predomínio dos estádios intermediários para dissipativos.

Os sangradouros intermitentes, que cortam transversalmente a face de praia, mesmo em seus períodos de desenvolvimento, não exercem influência na morfologia dos perfis praias.

Os volumes dos sedimentos envolvidos na dinâmica praial revelam valores maiores para os pontos situados à barlar do pontal rochoso do Iguape e menores para os situados à sotamar. Essa variação de volume é devida à presença do promontório responsável pela diminuição do *by passing* sedimentar, desvio dos sedimentos envolvidos na deriva litorânea para isóbatas mais profundas e pela ação do processo de difração das ondas.

A interpretação do balanço sedimentar, com pequenas perdas e ganhos de volume, confirma para a região um estado de equilíbrio entre os processos deposicionais e erosionais.

Referências

- Atlas do Potencial Eólico do Estado do Ceará 2001- Governo do Estado do Ceará – Secretaria da Infraestrutura. 94p.
- Bascon W. N. 1964. Waves and beaches. Doubleday, New York. 268p.
- Branco M. P. de N. C. 1996. Sistemas deposicionais da região costeira do estado do Ceará – Folha Parajuru e Aracati. Dissertação de Mestrado. Centro de Tecnologia, Universidade Federal de Pernambuco.126p.
- Branco M. P. de N. C. & Freire G. S.S. 1995. Sedimentação superficial da plataforma continental do estado do Ceará. *In: COLACMAR. VI Congresso Latinoamericano de Ciências do Mar* 23p.
- Brandão, R. de L. 1995. Sistema de informações para gestão e administração territorial da Região Metropolitana de Fortaleza - *In: Projeto SINFOR: Mapa Geológico da Região Metropolitana de Fortaleza.* 34p.
- Brown J., Colling A., Park D., Philips J., Rothery D., Wright, J. 1989. Waves, tides and shallow-water processes. Oxford. 187p.
- Davies J. L. 1964. Morphogenic approach to world shorelines. *Ann. Geomorph.* **8**:127-142.
- Freire G.S.S. & Cavalcanti V.M.M. 1998. A cobertura sedimentar quaternária da plataforma continental do estado do Ceará. Fortaleza. DNPM. 10º Distrito. UFC. Departamento de Geologia. Laboratório de Geologia Marinha e Aplicada. 40p.
- Galvin C.J. 1968. Breaker type classification on three laboratory beaches. *Journal of Geophysical Research*, **73**: 3651 – 3659.
- Lanfredi N. W. & Framiñan M. B. 1986. Field study and prediction of lonshore currents, Argentine Coast. *Journal of Coastal Research.* **2**(4): 409 – 417.
- Pinheiro L.S., Morais J. O., Medeiros C. 2001. Mudanças da linha de praia e feições morfológicas no município de Cascavel, estado do Ceará, Brasil. *Arq. de Ciên. do Mar*, **34**: 67 – 75.
- Short A. D. & Hesp P. A. 1982. Wave, beach and dune interactions in southeastern Australia. *Mar. Geol.***48**:259 – 284.
- Souza M.J.N. 1988. Contribuição ao estudo das unidades morfo-estruturais do estado do Ceará. *Revista de Geologia.* 1(1): 73 – 91.
- Toldo Jr. E. E., Dillemburg L. E. S. B., Almeida L. I., Tabajara R. R. M., Cunha L. O. B. P. 1993. Parâmetros morfodinâmicos da Praia de Imbé, RS. *Pesquisas. Porto Alegre*, **20**(1):27 – 32.
- Wiegel R. L. 1964. Oceanographical Engineering. Prentice-Hall. New York. 532 p
- Wright L.D. & Short A. D. 1984. Morphodyn amics variability of surf zones and beaches: A synthesis. *Mar Geol.* (56): 93 – 118.
- Wright L. D. Thom B. G., Chapell J. 1979..Morphodinamics of reflective and dissipative beach and inshore systems, Southeastern Australia. *Mar Geol.* (32):105 – 140.

CAPÍTULO 6

APLICAÇÃO DE TÉCNICAS DE SENSORIAMENTO
REMOTO EM PESQUISAS COSTEIRAS

6.1 Introdução

A zona costeira corresponde a um complexo mosaico de ecossistemas moldados pela interação de inúmeros processos, constantemente alterados em função da evolução natural e das atividades antrópicas.

A compreensão das inter-relações dos fenômenos modificadores desse universo requer uma série de estudos de natureza multidisciplinar, normalmente realizados em macro e micro-escalas, com resultados apresentados em mapas temáticos.

O levantamento das informações acontece por meio de trabalhos de campo e de laboratório, gerando um vasto banco de dados considerados como informes mutáveis, principalmente, em relação ao tempo.

O lançamento de satélites artificiais de sensoriamento remoto girando em órbitas circulares em torno da Terra disponibilizou uma nova ferramenta para a aquisição de informações contínuas da superfície do planeta. O avanço das tecnologias espaciais vem, a cada dia, favorecendo e agilizando os estudos geológicos.

O capítulo tratará do uso de imagens de sensoriamento remoto no reconhecimento dos processos dinâmicos na zona costeira cearense, sendo desenvolvido dentro de uma seqüência constituída pela introdução dos conceitos básicos na aquisição e tratamento de informações orbitais, pela síntese das principais características técnicas do satélite Ikonos e com exemplos de aplicações de imagens de alta resolução em áreas litorâneas do município de Aquiraz, Região Metropolitana de Fortaleza.

6.2 Sensoriamento Remoto

6.2.1 Fundamentos Teóricos

Como foi visto anteriormente, Sensoriamento Remoto corresponde a uma técnica de aquisição de imagens da superfície terrestre, sem que haja contato físico entre o sensor e os objetos, na qual os estudos dos alvos acontece por meio de registros e análises das interações entre as radiações eletromagnéticas e as substâncias componentes do planeta.

As radiações eletromagnéticas (REM) correspondem a oscilações dos campos elétrico (E) e magnético (M), que se propagam segundo um padrão harmônico de ondas, expressas pela seguinte equação:

$$\lambda = \frac{c}{f} \quad (1)$$

λ = corresponde ao comprimento da onda

c = velocidade de luz (3×10^8 m/s)

f = freqüência da onda

De acordo com os princípios de conservação de energia, as ondas eletromagnéticas

interagem com os alvos da superfície terrestre podendo ser refletida, absorvida ou transmitida. A parte absorvida pelos átomos ou moléculas das partículas é transformada em calor ou em outro tipo de energia e a parte refletida se espalha pelo espaço. A soma desses três componentes é igual à intensidade de energia incidente (Meneses 2001).

Os sensores remotos acoplados a bordo de aeronaves ou satélites orbitais captam parte da energia refletida pelos alvos, registrando em seus detectores a variação da intensidade da reflectância em forma de sinais que, após serem processados, resultam em imagens digitais do terreno.

Sausen (2003) classifica os dados de sensoriamento remoto em três níveis de coleta: **terrestre, aéreo e orbital**, diferenciados pelos tipos de sensores e, conseqüentemente, pelas diversas formas de produtos, que refletem em diferentes resoluções espaciais e temporais.

Os registros das informações obtidas a curtas distâncias da superfície terrestre assumem a forma de curvas, que relacionam a quantidade de energia refletida com o comprimento de ondas, denominadas de “curvas espectrais de reflectância” ou assinatura espectral do alvo. O conhecimento do comportamento espectral de alvos acontece por intermédio de medições realizadas em campo ou em laboratório por sensores denominados de espectrorradiômetros (sistema de sensores não-imageadores). Esses estudos têm a finalidade de verificar como os alvos ou objetos refletem a energia incidente, em função das suas características bio-físico-químicas, ao longo de determinadas faixas do espectro eletromagnético, favorecendo suas identificações nas imagens de satélite (Rudorff 2003).

A aquisição de imagens por sensores remotos fotográficos aerotransportados marca o início da história do sensoriamento remoto, com obtenção de fotografias aéreas capazes de levantar valiosas informações da superfície da Terra. Mesmo com o advento dos imageadores orbitais, os registros fotográficos ainda permanecem em constante utilização por diversas áreas das ciências da Terra (cartografia, geologia, geografia, botânica, engenharia, entre outras).

A interpretação das fotografias aéreas baseia-se, principalmente, nas formas dos objetos inseridos nas cenas e é facilitada pela sua alta resolução espacial (Steffen 2003).

Em sensoriamento remoto, **Resolução** “É uma medida da habilidade que um sistema sensor possui de distinguir entre respostas que são semelhantes espectralmente ou próximas espacialmente”, podendo ser classificada em **Resolução Espacial**, que corresponde à capacidade que o sensor possui para discriminar objetos em função do seu tamanho, **Resolução Espectral**, que se relaciona com a largura das faixas espectrais do imageamento e, **Resolução Radiométrica**, que é fornecida pelo número de níveis digitais dos sinais de retorno, representada em níveis de cinza, *digital number* – DN. (Novo 1995, Crosta 1992).

Os sistemas de sensores acoplados aos satélites artificiais de órbita quase-polar registram, em níveis de cinza, a intensidade da radiação solar refletida pelos objetos, em forma de imagens da superfície observada. Esses registros contêm informações sobre a variação espacial da resposta espectral da superfície (sistema de sensores imageadores).

Os produtos de imageadores orbitais multiespectrais, em função da abrangência de dados em várias regiões do espectro eletromagnético, necessitam de tratamentos específicos com o objetivo de torná-los passíveis de interpretação.

Meneses & Corrêa Rosa (2002) esquematizam as etapas de tratamentos das imagens digitais, discriminando as de pré-processamento, as técnicas de realce das imagens e as técnicas de classificação (figura 6.1).

A etapa do **Pré-Processamento** envolve as correções de distorções associadas ao sistema operacional das plataformas de sensoriamento remoto, entre as quais destacam-se as interferências atmosféricas (correções atmosféricas); a descalibração dos sensores, que refletem na continuidade e na qualidade dos sinais recebidos durante o imageamento (correções radiométricas); os desvios nos pixels das imagens por efeito da rotação da Terra e/ou da instabilidade da plataforma que, normalmente, alteram a velocidade e altitude dos satélites e pela magnitude dos campos de visadas de determinados sensores (correções geométricas).

Em geral, as imagens multiespectrais são adquiridas com um representativo índice de correção geométrica, entretanto, em algumas situações faz-se necessária a correção relacionada com as variações do tamanho do pixel medido fora da vertical (nadir – N).

Segundo Meneses & Corrêa Rosa (2002), as correções geométricas “consistem no estabelecimento de relações matemáticas entre as posições dos pixels na imagem e as correspondentes coordenadas destes pixels no terreno, por intermédio de cartas topográficas”, definidos como de Pontos de Controle no Terreno (GCP's), resultando em um novo produto digital. Esse processo baseia-se na re-amostragem ou interpolação de pixels da imagem original, com aplicação de transformações de mapeamento espacial (polinômios), calculadas pelos métodos dos vizinhos mais próximos, bilinear ou convolução, denominado de sensoriamento remoto de georreferenciamento de imagens.

A margem de erro (*roots mean square* - RMS) permitida nos ajuste das posições de todos os pixels das imagens com as coordenadas das cartas topográficas varia de acordo com o tamanho dos pixels nas imagens (ex. Landsat TM com pixel de 30 m – erro RMS \leq 0,5 correspondendo a $\frac{1}{2}$ pixel) e é calculada pela equação:

$$\text{RMS} = \sqrt{(x_r - x_i)^2 + (y_r - y_i)^2} \quad (2)$$

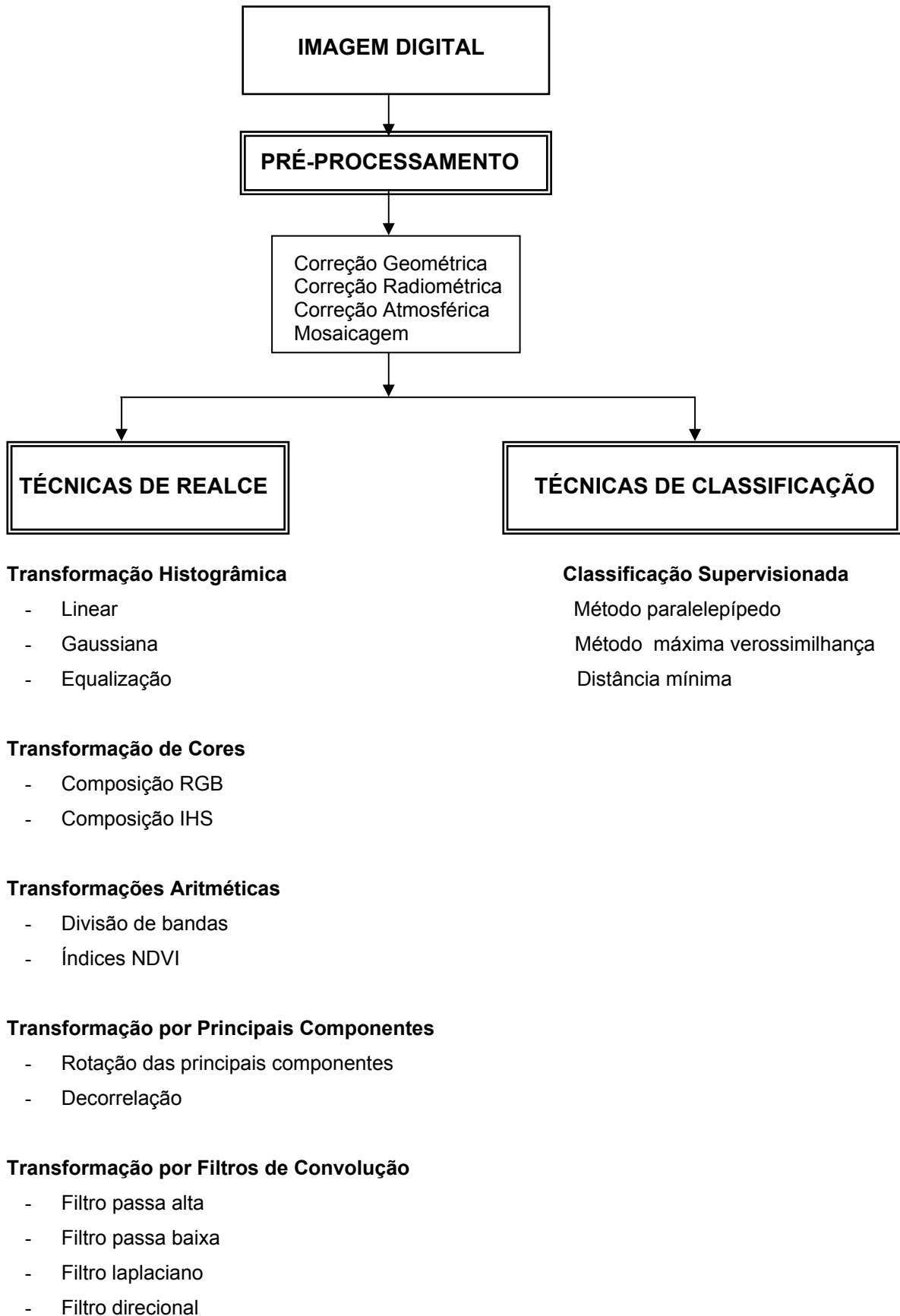


Figura 6.1 - Fluxo de processamento de imagens digitais de sensoriamento remoto (Meneses & Corrêa Rosa 2002).

x_i e y_i = coordenadas de entrada
 x_r e y_r = coordenadas transformadas

As **Correções Radiométricas** relacionam-se com eventuais problemas nos sistemas sensores dos satélites, resultando em frequências anômalas, denominadas de ruídos, apresentados em formas isoladas, em linhas e em faixas (*stripping*). Os pixels considerados anômalos distribuídos aleatoriamente na cena de uma imagem podem ser substituídos pelas médias dos vizinhos mais próximos. A alteração de pixels ao longo de uma linha de uma determinada banda de uma imagem pode ser corrigida por meio de interpolação dos valores médios dos pixels das linhas anteriores e posteriores. Os ruídos em faixas necessitam de procedimentos mais complexos para sua correção, iniciado por normalização dos ruídos baseada em operações estatísticas aplicadas em toda a cena da imagem, calculada pela equação:

$$DNS = DNe \times Si/Sd + (Mi - Md \times Si/Sd)$$

(3)

DNs = valor do nível de cinza do pixel na imagem de saída
 DNe = valor do nível de cinza do pixel na imagem de entrada
 Si = desvio padrão de toda imagem
 Sd = desvio padrão do detector individual
 Mi = valor médio do nível de cinza de toda a imagem
 Md = valor médio do nível de cinza do detector individual

A eliminação dos ruídos residuais presentes na imagem após o procedimento de normalização pode ser realizada por uma normalização do histograma, que consiste no ajuste das médias dos locais onde o problema persiste.

Os efeitos da atmosfera na aquisição de dados da superfície terrestre ocorrem em virtude da presença de aerossóis e gases atmosféricos, que ocasionam a absorção ou o espalhamento da energia refletida. Segundo a teoria de espalhamento de Rayleigh, a intensidade da interferência atmosférica no imageamento orbital varia de acordo com o comprimento de onda das bandas espectrais, regida pela equação:

$$R = 1/\lambda^4$$

(4)

λ = comprimento de onda

A correção dos efeitos do espalhamento da radiação baseia-se na subtração de valores de reflectância das áreas escuras, que correspondem a alvos de reflectância igual a zero (ex. espelho de águas límpidas, sombras topográficas). A eventual diferença dos valores da reflectância desse alvo corresponderá ao valor da interferência atmosférica na imagem, que deverá ser subtraída de todos os pixels da imagem.

As imagens multiespectrais, de acordo com a sua utilização nas diversas áreas do conhecimento, necessitam de tratamentos (ex. transformações de histogramas, de cores, aritméticas, dentre outras) com o objetivo de melhorar a visualização, extração e interpretação de informações dos alvos que as constituem.

O histograma corresponde à forma mais comum de representar as variações dos *Digital Number* de uma imagem. As transformações histográficas de uma imagem podem ser realizadas por aumentos lineares e não-lineares. Os lineares assumem processamentos simples, fundamentados na aplicação de funções de transferência do tipo linear, com intervalo de valores de níveis de cinza compreendido entre 0 e 255, expressa pela equação:

$$y = ax + b$$

(5)

A imagem resultante terá os valores dos pixels calculados por:

$$Vb_s = \frac{255}{\text{Max} - \text{Min}} (Vb_e - \text{Min})$$

(6)

Vb_s = valor do nível de cinza dos pixels de saída
 Vb_e = valor do nível de cinza dos pixels de entrada
 Max = valor do nível de cinza máximo da imagem
 Min = valor do nível de cinza mínimo da imagem

As transformações não-lineares acontecem por processamentos denominados por aumento Gaussiano de contraste (Normalização de Histograma) e por achatamento de histograma (Equalização). Os contrastes Gaussianos obedecem a leis estatísticas produzindo histogramas com valores extremos realçados, enquanto a equalização reduz o contraste nesta região (Meneses & Córrea Rosa 2002).

As composições coloridas das imagens multiespectrais são norteadas pela Teoria Básica das Cores, por intermédio da combinação de bandas espectrais, com respostas coloridas no espaço RGB. A transformação IHS é uma forma alternativa ao espaço RGB de

representações de cores, associada aos atributos de intensidade (*Intensity*), matiz (*Hue*) e saturação (*saturation*).

As operações aritméticas empregadas no processamento de imagens digitais têm o objetivo de aprimorar a extração das informações das cenas imageadas. Essas operações são realizadas pela aplicação de algoritmos capazes de agrupar os dados relevantes ou excluir grupos de dados considerados redundantes. Os procedimentos são baseados em regras matemáticas do tipo adição e multiplicação, que realçam as similaridades espectrais, subtração e divisão (razão de bandas), que realçam as diferenças espectrais, realizadas pixel-a-pixel.

O Índice NDVI (*normalized difference vegetation index*) realça os alvos correspondentes à cobertura vegetal, estabelecidos pela divisão modulada para as bandas do infravermelho próximo e vermelho:

$$\text{NDVI} = \frac{\text{NIR} - \text{RED}}{\text{NIR} + \text{RED}} \quad (7)$$

A rotação de imagens multispectrais por Análise das Principais Componentes exige a execução de uma série de etapas de processamento, visando à redução do volume de informações contidas nas bandas espectrais gerando, dessa maneira, nova imagem isenta de dados excessivos.

A filtragem de freqüências espaciais “consiste em realçar seletivamente as feições de alta, média e baixa freqüências que compõem as imagens de sensoriamento remoto”. O processo pode ser realizado pelos processos de “Convolução, que opera no domínio espacial de uma imagem, ou por Análise de Fourier atuando no domínio das freqüências que compõem a imagem” (Novo 1992).

As técnicas de classificação digital de imagens multiespectrais de sensoriamento remoto consistem na identificação dos alvos nas diversas bandas espectrais, a partir de análises quantitativas dos níveis de cinza (*Digital number – DN*), sendo classificadas como supervisionadas e não-supervisionadas, resultando na geração de cartas temáticas.

As classificações supervisionadas adotam o conhecimento prévio do terreno como pontos ou grupos de treinamento, responsáveis pela classificação final da cena. As técnicas utilizadas podem interpolar valores dos pixels por meio de metodologias denominadas por distâncias mínimas, máximas verossimilhanças e paralelepípedos. A identificação de objetos da superfície terrestre pode, também, ser obtida com base nas suas características espectrais. Entretanto, a análise dos espectros para a extração de informações relacionadas com as respostas dos diferentes alvos torna-se um procedimento muito complexo, uma vez

que os padrões das curvas espectrais se confundem no exame visual.

A Análise por Principais Componentes (ACP) tem sido utilizada nos estudos comparativos de curvas espectrais. O método baseia-se na interpretação do espectro com o objetivo de eliminar dados redundantes reduzindo, portanto, o volume dos dados originais.

A tendência do comportamento das curvas espectrais de alvos terrestres está diretamente relacionada com a variação dos constituintes mineralógicos das rochas. A análise das curvas espectrais fundamenta-se na diferenciação dos valores do albedo, declividade dos espectros e posicionamento das bandas de absorção (Galvão 2001).

Os espectros de rochas argilosas caracterizam-se por valores baixos de albedo, inferiores a 10% ao longo do intervalo de 400 e 2400 μ m, os arenitos registram valores de albedo intermediários, em torno de 40%, enquanto as rochas carbonáticas assumem valores elevados de albedo, cerca de 70%.

Segundo Galvão (2001), “As variações da declividade dos espectros de rochas e solos estão normalmente associadas às variações relativas da distribuição de seus constituintes, especialmente óxidos de ferro, carbono orgânico e argilominerais”.

6.2.2 Satélite Ikonos

O Programa Ikonos foi introduzido em 1999 pela *Space Imaging*, com o objetivo de fornecer informações da superfície da Terra com maior qualidade e rapidez. Inicialmente, as imagens eram privilégio das instituições militares, com aplicações em estratégias de defesas territoriais.

O lançamento do satélite Ikonos revolucionou os padrões do mercado de dados orbitais, por se tratar de um imageador capaz de fornecer imagens com resoluções espaciais de 1 metro (banda pancromática) e 4 metros nas bandas multiespectrais.

Dentre as principais características técnicas das imagens e do satélite Ikonos II, destacam-se as apresentadas na tabela 6.1.

6.3 Aplicação de Imagens de Sensoriamento Remoto em Pesquisas Costeiras

A utilização de imagens de sensoriamento remoto como fonte primária de dados contínuos, em pesquisas relacionadas com os processos dinâmicos da região compreendida entre os domínios marinho e continental, passou a ser considerada como um fator de importância a partir da evolução dos sensores colocados a bordo dos satélites artificiais (ex. satélite Ikonos, com resolução espacial de 1 metro na banda pancromática e 4 metros nas bandas multiespectrais).

Tabela 6.1 – Características técnicas do satélite IKONOS (EngeSat 2003).

CARACTERÍSTICAS	
Data de Lançamento do Satélite	24 de setembro de 1999
Foguete	Athena II
Local de Lançamento	Vandenberg Air Force Base, Califórnia (USA)
Altitude Média	681 km
Inclinação	98,1°
Velocidade	7 km/s
Sentido da Órbita	Descendente
Duração da Órbita	98 minutos
Tipo de Órbita	Sol-síncrona
Ângulo de Visada	Rápida alternância entre diferentes ângulos
Resolução Espacial	Pancromática: 1m (considerando posição nominal de 26° fora do nadir) Multiespectral: 4 m (considerando posição nominal de 26° fora do nadir)
Bandas Espectrais	Pan (0,45 – 0,09 μ) Azul (0,45 – 0,52 μ) Verde (0,52 – 0,60 μ) Vermelho (0,63 – 0,69 μ) Infravermelho próximo (0,76 – 0,90 μ)
Resolução Radiométrica	11 bits (2048 níveis de cinza)
Imageamento	13 km no nadir (cenas de 13 km X 13 km)
Capacidade de Aquisição de Imagens	Faixas de 11 km X 100 km até 11 km X 1000 km Mosaicos de até 12.000 km ² 20.000 km ² de área contínua imageada numa passagem
Acurácia Métrica	Horizontal: 12 m Vertical: 10 m (correção de sistema, sem pontos de controle cartográficos) Precisão relativa de pelo menos 90% da cena Horizontal: 2 m Vertical: 3 m (com pontos de controle) Precisão relativa em pelo menos 90% da cena
Frequência de Revista	2.9 dias no modo Pancromático 1.5 dia no modo Multiespectral Esses valores valem para latitude de $\pm 40^\circ$. A frequência de revista para latitudes maiores será menor, e maior para latitudes perto do Equador

As imagens orbitais da série Landsat, por intermédio de técnicas de processamento digital dos dados, muito têm contribuído na resolução de problemas litorâneos (ex. participação como ferramenta auxiliar na confecção de mapas temáticos, por meio da aplicação de técnicas de classificação digital da imagem).

As inovações nos sistemas de imageamento dos sensores alocados a bordo do satélite francês da série SPOT acrescentaram a possibilidade de extração de informações relacionadas com a variação topográfica do terreno, em função da aquisição de pares estereoscópicos.

A presente pesquisa, que tem como objetivo principal avaliar o grau da participação efetiva das imagens de sensoriamento remoto na caracterização dos ambientes litorâneos, vem sendo desenvolvida por uma linha de raciocínio gerada com a finalidade de determinar os “pontos de sobreposição de informações” obtidas pelos levantamentos tradicionais de campo e pelas interpretações das imagens.

No item 2.5, a utilização de imagens digitais é apresentada dentro de uma escala regional, favorecendo a localização de pontas que avançam em direção ao mar e suas correlações com estruturas tectônicas regionais. A extração de informações subaquosas foi averiguada na cena 216-063 da imagem do satélite Landsat TM7, especificamente na banda espectral 3 (0,6 – 0,7 μ), que permitiu definir áreas de progradação de linha de costa, com exemplos de sistema deltaico (desembocadura do rio Jaguaribe) e de formação de planícies costeiras (município de Icapuí).

Nos capítulos 4 e 5, as imagens digitais foram exploradas na intenção de funcionar como ferramenta de identificação das formas das feições eólicas e no conhecimento de processos oceanográficos (ex. mudança de direção do transporte litorâneo).

Em função da disponibilização de imagens de alta resolução do satélite Ikonos, por parte do Curso de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Estadual do Ceará (UECE), a presente pesquisa pode ter o propósito de avaliar com maior intensidade a participação do uso de produtos de sensoriamento remoto na quantificação de determinados problemas ambientais inerentes à zona costeira cearense, município de Aquiraz. Dessa maneira, buscou-se validar técnicas de processamento digital para uso contínuo de fontes primárias de dados costeiros e por consequência agilizar o desenvolvimento das pesquisas.

6.3.1 Exploração de Imagens de Alta Resolução em Pesquisas na Zona Costeira do Município de Aquiraz, Região Metropolitana de Fortaleza, Estado do Ceará.

Mônica Pimenta de Novaes Castelo Branco
Maria Carolina Stellfeld

Resumo

O artigo trata da utilização de imagens de alta resolução espectral, satélite Ikonos II, na extração de informações relacionadas com a taxa de migração de dunas ativas presentes nas margens da lagoa do Catú e com a determinação da variação da linha de costa no segmento litorâneo compreendido entre as cidades de veraneio da Prainha e Presídio, município de Aquiraz, Região Metropolitana de Fortaleza. A metodologia adotada, inicialmente, envolveu a digitalização e o georreferenciamento de fotografias aéreas obtidas na década de 60, por Pontos de Controle no Terreno (CGP's), tendo como base a composição colorida de imagem no sistema RGB (123) das bandas espectrais do satélite

Ikonos II. As imagens resultantes foram submetidas a processamentos digitais, sendo o primeiro realizado no ambiente do *software* ER MAPPER 6.0, com aplicação de “falsa cor”, cujo produto final de sobreposição permitiu realizar uma avaliação das áreas que se mantiveram estáveis e instáveis ao longo do tempo. O segundo procedimento foi executado no Arc View 3.2 por meio da digitalização nas duas imagens, dos contornos dos campo de dunas ativas e das linhas de preamar, posteriormente, sobrepostos em uma única base gerando, dessa maneira, mapas das alterações sofridas pelo depósito eólico e pela linha de costa, no decorrer de 36 anos. Os resultados dos dois procedimentos revelaram pontos de interpretação semelhantes, sendo apontadas áreas estáveis (porção central do campo dunar) e instáveis (adjacências do campo de dunas), assim como a evidência de uma sutil variação na linha de costa na região. As áreas instáveis foram avaliadas com uma pontuação negativa (perda de sedimento) e positiva (mobilidade dos sedimentos). A validação da metodologia para a quantificação da variação da linha de costa cearense por meio do uso de imagens de sensoriamento remoto multitemporais está condicionada ao aprimoramento das técnicas de tratamento das imagens, com o objetivo de minimizar a margem de erro.

Palavras-Chave: Feições eólicas, variação da linha de costa, imagens de alta resolução.

Abstract

The paper refers to the use of images of high spectral resolution, satellite Ikonos II, in the extraction of information related with the range of migration of active dune fields present in the margins of the Catú Lake, in the attempt of determination of the variation of the coast line in the coastal segment represented among the cities of Prainha and Presídio, district of Aquiraz, State of Ceará, Brazil. The adopted methodology involved the digitalization and referring for Control Ground Points (CGPs) of aerial photography (of 1964) and the colored composition image (RGB -123) of the spectral bands of the Ikonos II satellite. These imagery set is the basis for the application of techniques of over crossing of different time acquisition images. The first treatment was done by using the ER MAPPER 6.0 software with application of "false color" for the images, whose final product of overlapping allowed the evaluation of the areas of stable dunes and the area of dune migration along the time. The second procedure was executed in Arc View 3.2 through the digitalization of the outline of the field of active dunes and the high tide line. The images were put upon the same base, generating the map of the dune migration and the high tide line for the last 36 years. The results of the two procedures revealed points of similar interpretation, where can identified stable areas (central portion of the dune field) and mobile areas (in the edge of the dune field) and a small elevation of the relative level of the sea in the area. The mobile dune field portion were defined with a negative punctuation (sediment loss) and with a positive punctuation (mobility

of the sediments). The validation of the methodology for the quantification of the variation of the line of coast from Ceará through the use of images of remote sensing is conditioned to the improvement of the techniques of images treatment, with the objective of minimizing the error.

Key word: Aeolin features, variation of the coast line ,high resolution images.

Introdução

A utilização de produtos de sensoriamento remoto em pesquisas de monitoramento da zona costeira tem início com as interpretações de fotografias aéreas, sendo, posteriormente, introduzida a extração de informações de imagens de satélite.

O aprimoramento dos sensores remotos e das técnicas de processamento das imagens multiespectrais tem ampliado os limites do conhecimento dos processos naturais responsáveis pela modelagem da paisagem litorânea.

Amaro *et al.* (2002), por intermédio do processamento de imagens dos satélites Landsat 5 – TM, 7 – ETM⁺, Spot – HRVIR e Radarsat – I, confirmam a importância da integração de técnicas de sensoriamento remoto e SIG na análise morfodinâmica da zona costeira do estado do Rio Grande do Norte.

A zona costeira do município de Aquiraz, em função da sua proximidade da capital do Estado, representa um trecho litorâneo em crescente descaracterização ambiental, ocasionada, principalmente, pelo incremento de residências de veraneio e áreas destinadas à exploração mineral. Essas atividades vem, lentamente, alterando o equilíbrio entre os geossistemas naturais.

O artigo tem como objetivo primordial avaliar a utilização de imagens de satélite de alta resolução espacial, satélite Ikonos II, na quantificação das modificações impostas na região litorânea compreendida entre a Prainha e a praia do Presídio, município de Aquiraz, ao longo de um período histórico de 36 anos (figura 6.2).

Situações Investigadas

As situações investigadas pelo presente artigo relacionam-se com a quantificação do processo migratório das feições eólicas ativas situadas à margem direita do canal de deságua da lagoa do Catú, a avaliação da descaracterização ambiental gerada pela expansão das cidades de veraneio e o conhecimento da variação da linha de costa situada entre o segmento litorâneo da Prainha e do Presídio, ao longo de 36 anos.

Origem dos Dados e Métodos

O processo migratório das dunas ativas e a variação da linha de costa foram avaliados por interpretações de imagens de sensoriamento remoto datadas em 1964, fotografias aéreas, e 2000, imagens do satélite Ikonos II (figuras 6.3 e 6.4).

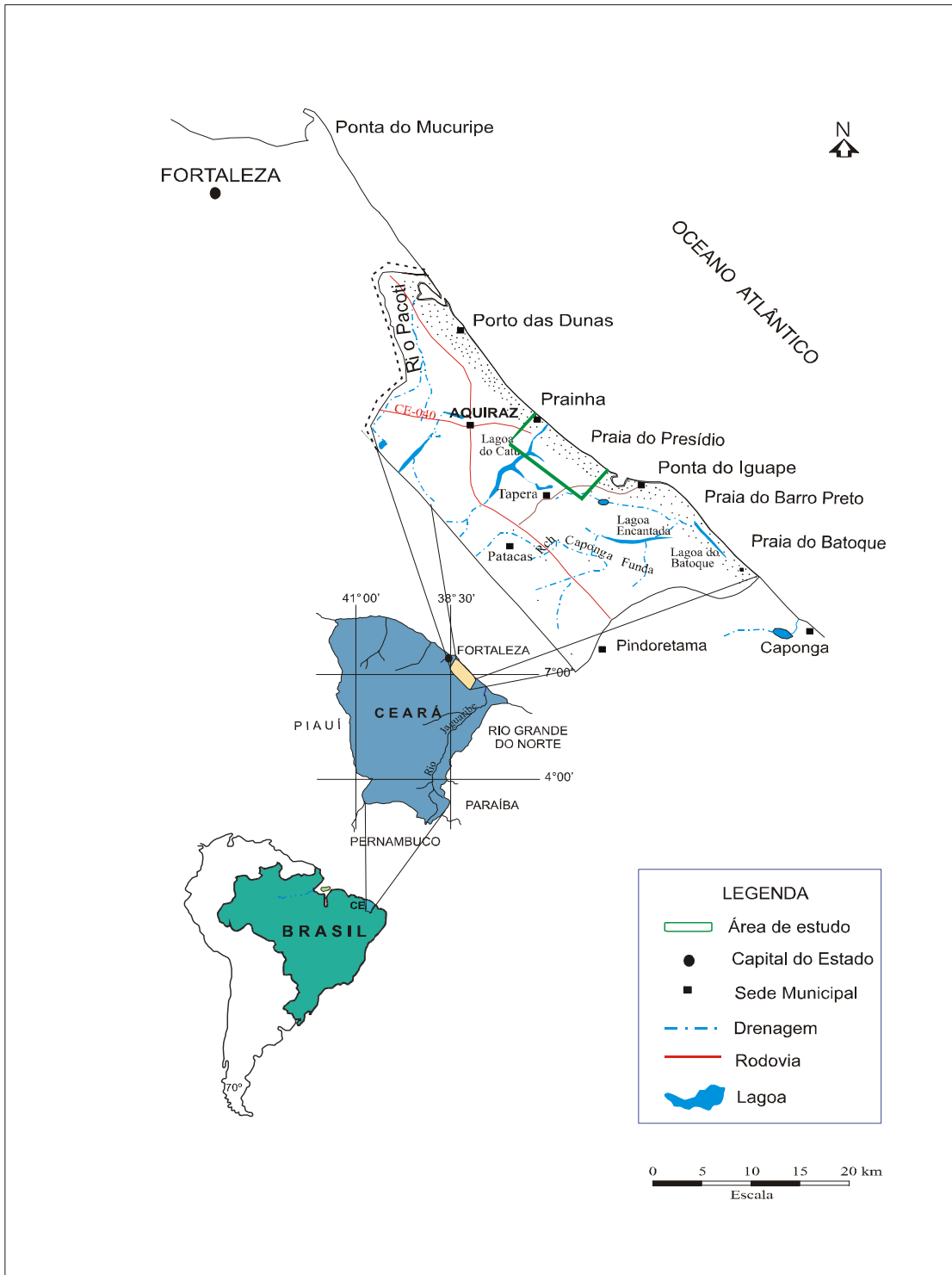


Figura 6.2 – Localização da área de estudo.



Figura 6.3 – Fotografia aérea (1964) das dunas móveis situadas na margem da lagoa do Catú, município de Aquiraz.

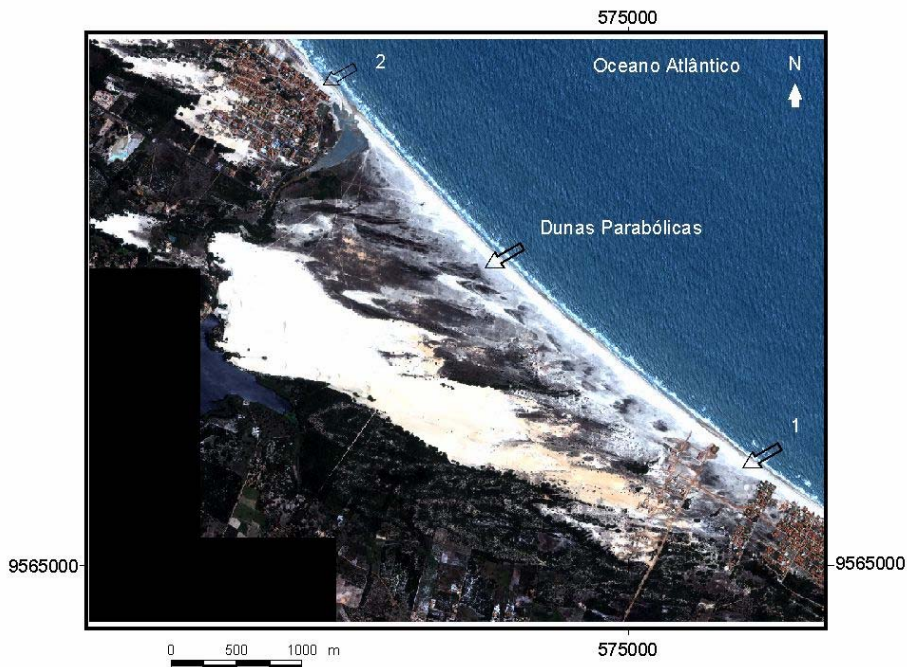


Figura 6.4 – Imagem do satélite Ikonos – II, composição colorida RGB (123), obtida no ano de 2000, do campo de dunas móveis situado na margem da lagoa do Catú. As setas 1 (Presídio) e 2 (Prainha) indicam as áreas de expansão urbana.

O mosaico de fotografias aéreas foi digitalizado pela técnica convencional de escanização, posteriormente interpretado no ambiente dos programas ER MAPPER 6.0 e Arc View 3.2. O processo de georreferenciamento da cena digitalizada aconteceu no ENVI 3.4 por determinação de Pontos de Controle do Terreno (CGP's) reconhecidos na imagem do satélite Ikonos – II, com a aplicação da ferramenta “Registrar” – *select* CGP's imagem x imagem. A re-amostragem dos pixels da imagem resultante foi obtida pelo algoritmo dos vizinhos mais próximos (Yue-Hong 1997).

As imagens do satélite Ikonos – II foram adquiridas em quatro bandas espectrais, constituídas pelas **Banda 1** (azul) de intervalo de frequência entre 0,45 a 0,53 μ , **Banda 2** (verde) compreendendo o intervalo de 0,52 a 0,61 μ , **Banda 3** (vermelho) com faixa espectral de 0,64 a 0,72 μ e **Banda 4** (infravermelho próximo) contendo informações da região espectral compreendida entre 0,77 a 0,88 μ .

As principais características operacionais do satélite Ikonos - II encontram-se listadas na tabela 6. 2.

Tabela 6.2 – Características de imageamento do Ikonos II.

Hora de Imageamento	12h46m
Ângulo de Elevação Solar (graus)	64.84580
Valor Nominal da Elevação Solar (graus)	74.20011
Ângulo Azimutal Solar (graus)	73.91320
Valor Nominal do Azimute Solar (graus)	98.5028

O cálculo do erro quadrático obtido para a correção geométrica da imagem pancromática foi de 0,59 m e para a imagem multiespectral de 1,95 m, erros inferiores à metade do pixel (tabela 6.3)

Tabela 6.3 – Precisão da correção geométrica das imagens do satélite Ikonos II.

Data	Imagem	Resolução Espacial	Nº de Pontos de Controle	Resíduo (m)
09/2000	Pancromática	1 metro	62	0,49
09/2000	Multiespectral	4 metros	45	1,95

A quantificação dos processos migratórios naturais dos depósitos eólicos e da linha de costa, assim como a determinação do grau de influência da implantação de núcleos residenciais de veraneio na orla do município de Aquiraz, foram realizadas por técnicas de sobreposição e adição de imagens multitemporais (figura 6.5).

O primeiro procedimento aconteceu no ambiente do *software* ER MAPPER 6.0 com

aplicação de “falsa-cor” para as imagens, sendo atribuída a cor verde para a imagem de 1964 e cor vermelha para a imagem de 2000. O produto final da sobreposição das imagens permitiu avaliar as áreas que se mantiveram estáveis e instáveis ao longo do tempo.

A segunda metodologia, que contempla tanto a quantificação da taxa de migração do campo de dunas como a variação do posicionamento da linha de costa, foi aplicada no ambiente do ArcView, com a digitalização dos contornos das feições eólicas e da linha de preamar, na duas imagens. A soma dos polígonos ressaltou as principais modificações ocorridas ao longo dos anos.

Como dados cartográficos auxiliares foram utilizadas as Folhas SA.24–Z–C–V (Aquiraz) e SB.24–X–A–II (Beberibe), escala 1:100.000, da Diretoria do Serviço Geográfico Brasileiro – Ministério do Exército.

Caracterização Geológica e Evidências da Variação da Linha de Costa no Município de Aquiraz

O segmento litorâneo do município de Aquiraz caracteriza-se pela associação de ambientes praias predominantemente arenosos e feições eólicas de formas variadas, o que o enquadra na categoria de Costa Baixa (Ottmann 1964).

Os ensaios sedimentológicos realizados em amostras coletadas ao longo da face de praia mostraram o predomínio de grãos subarredondados de quartzo, fragmentos de carapaças de organismos marinhos e raros minerais pesados, cuja fonte foi atribuída à sedimentação terrígena da plataforma interna adjacente e às descargas fluviais existentes nas praias do Presídio, Barro Preto e Batoque.

A uniformidade da célula litorânea de Aquiraz rompe-se com os afloramentos rochosos Pré-Cambrianos da Ponta do Iguape, que funcionam como um ponto de discreta inflexão na linha de costa e difração das ondas (figura 6.6).

As rochas quartzíticas do promontório rochoso do Iguape são datadas do Paleoproterozóico (Brandão 1995) e testemunham a atuação de esforços tectônicos gerados no Ciclo Brasileiro, com fraturas de direções preferenciais N60E e NW-SE (figura 6.6 B).

A célula de barlamar do Pontal do Iguape caracteriza-se pela presença de extenso campo de dunas inativas do tipo parabólica, que segundo Branco *et al.* (no prelo) representa uma evidência de oscilação da linha de costa (figura 6.6 A).

Com o objetivo de comprovar essa afirmação, amostras das cristas dunares foram enviadas para o Laboratório de Vidros e Datação da Faculdade de Tecnologia de São Paulo para serem analisadas pelas técnicas de Termoluminescência, LOE (Quartzo) e LOE (Feldspato). Entretanto, em função do intervalo temporal investigado pelos métodos, as

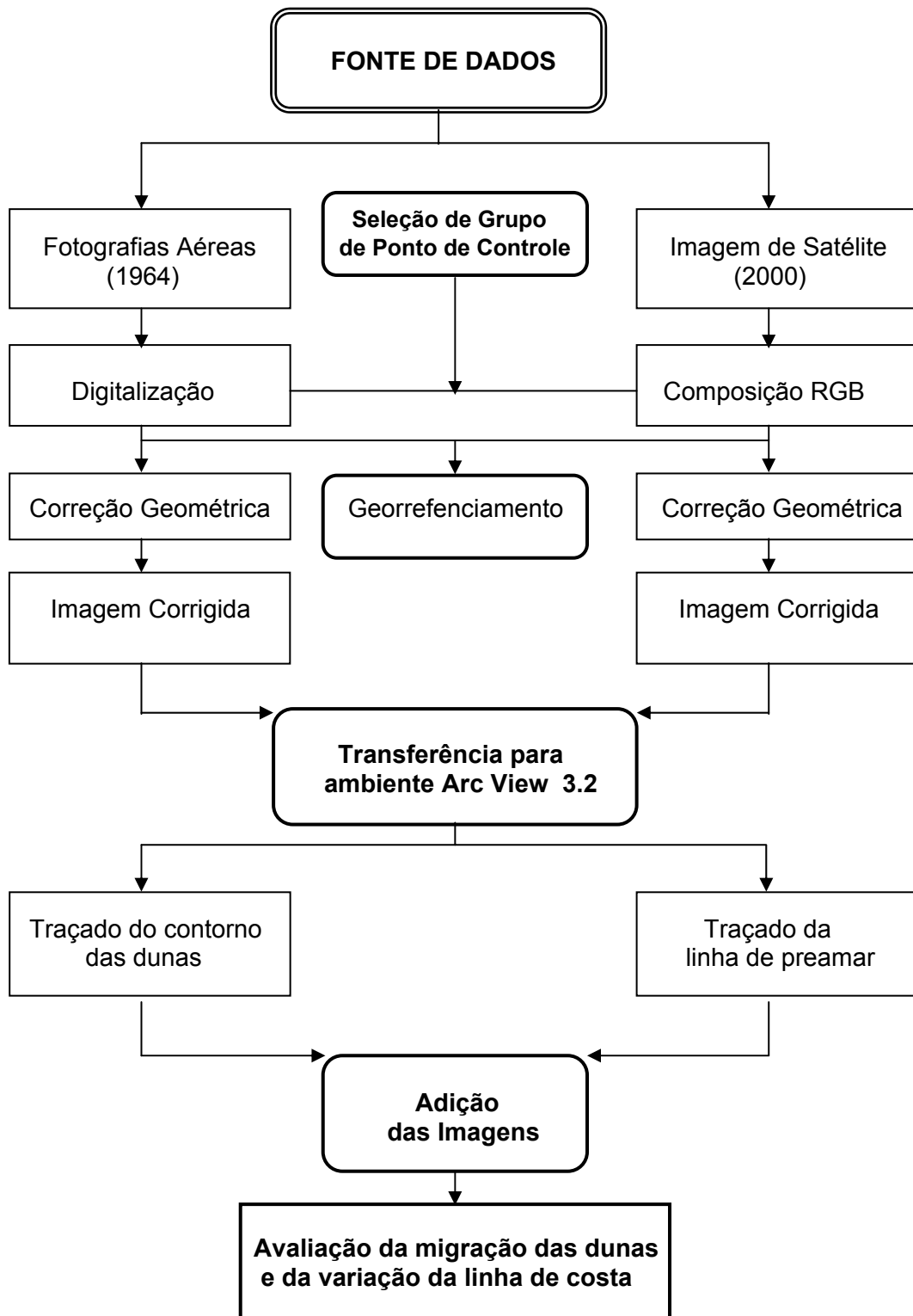


Figura 6.5 – Fluxograma mostrando as etapas metodológicas aplicadas na pesquisa.

amostras não responderam aos ensaios. Apenas uma amostra forneceu dose acumulada de 3,42 Gy, dose anual de 612 +/- 12 a 10 Gy/ano, correspondendo a uma idade em torno de 5580 anos, com erro na ordem de +/- 660 anos, tornando-a uma fonte não fidedigna na reconstituição da história da planície costeira do município de Aquiraz.

Em determinados períodos do ano, a face-de-praia compreendida entre as praias do Barro Preto e Batoque expõe uma concentração de troncos vegetais em posição de vida. Esse fato evidencia o desenvolvimento de um ambiente continental, em períodos pretéritos, com vegetação típica de terra firme e, conseqüentemente, uma variação da posição da linha de costa (figura 6.7 A e B).

O posicionamento dessas exposições de troncos vegetais pode indicar um prolongamento do ecossistema da lagoa do Batoque, em tempos pretéritos, que nos dias atuais é portadora de uma rica cobertura vegetal em suas margens, com representantes das espécies mono e dicotiledôneas.

Na tentativa de determinar a idade relativa dos “aflorentos vegetais” foram coletadas amostras e enviadas para o Departamento de Física da Universidade Federal do Ceará, onde deveriam ser datadas pelo método do C¹⁴. Infelizmente, o procedimento não pôde ser concluído em virtude de uma elevada contaminação das amostras por derivados de petróleo, graxas e/ou óleos lubrificantes.

Resultados

As interpretações das imagens resultantes dos processamentos realizados no ER MAPPER 6.0 e ArcView 3.2 permitiram avaliar as modificações do campo de dunas ativas localizadas nas margens da lagoa do Catú, evidenciando áreas que permaneceram estáveis e móveis ao longo de 36 anos.

Na década de 60, o corpo dunar ocupava uma área de aproximadamente 465,54 ha, que em função das alterações na distribuição e fornecimento de sedimentos, teve sua área reduzida para 210,58 ha, correspondendo ao somatório das áreas estáveis e de avanço do campo de dunas (figuras 6.8 e 6.9).

O corpo dunar permaneceu estável em sua porção central, com perdas da sedimentação eólica na face de barlavento (denominadas pela presente pesquisa de área negativa), na qual pode-se observar a fixação do substrato e a formação de pequenas dunas parabólicas (figuras 6.4, 6.8 e 6.9).

Esse fato, por intermédio de observações de campo e informações extraídas das imagens, pode ser atribuído ao processo de expansão territorial urbana desenvolvido a sudeste da área, seta 1 da figura 6.4 e setas 1 e 2 da figura 6.6. Essas cidades vêm, ao longo dos anos, funcionando como área de fixação e anteparo ao transporte sedimentar



Figura 6.6 - Exposição quartzítica (Paleoproterozóico) na Ponta do Iguape, município de Aquiraz.

A – Difração das ondas no Pontal do Iguape, Imagem do Satélite Ikonos II, composição 123. As setas 1 e 2 indicam a localização das cidades de veraneio do Barro Preto e Iguape, respectivamente.

B – Detalhe do afloramento rochoso do Iguape, com fraturas de direção N60E e NW-SE.

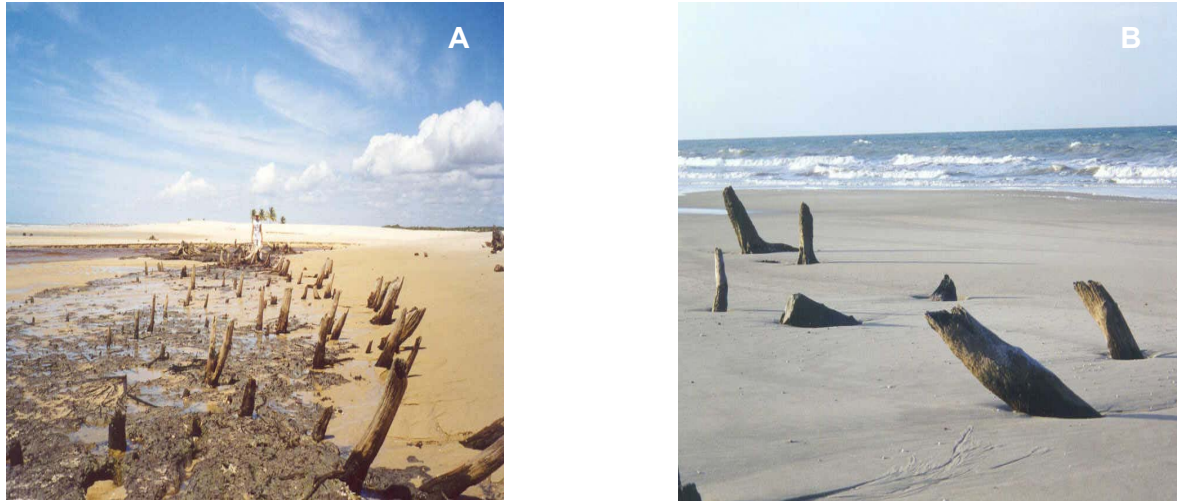


Figura 6.7 - Exposições de troncos vegetais na face-de-praia entre o Barro Preto e Batoque, município de Aquiraz.

A – Período com exposição do substrato argiloso (período de estiagem).

B – Período de assoreamento do substrato argiloso (período de inverno).

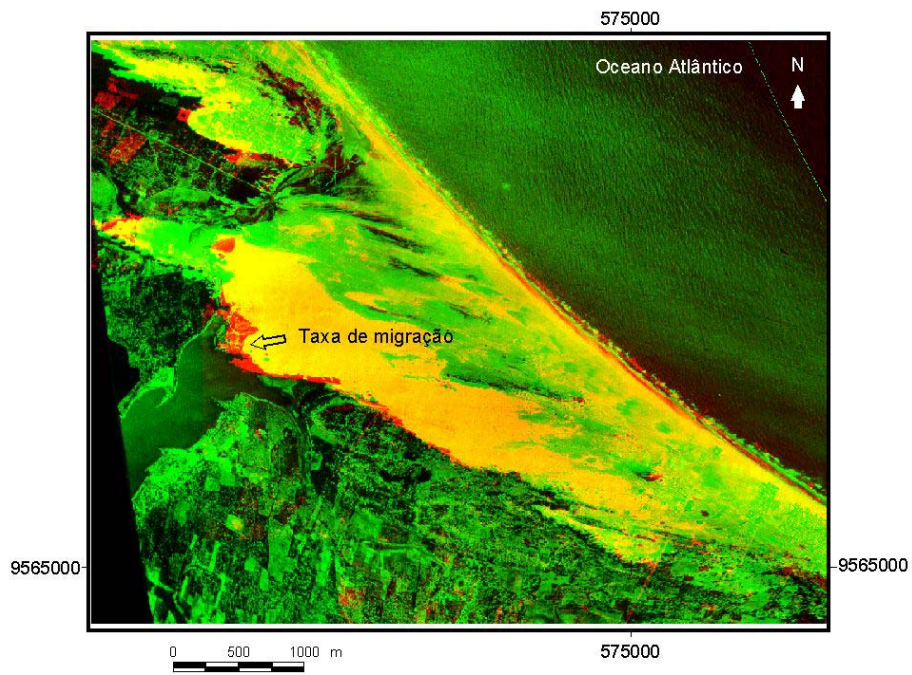


Figura 6.8 – Resultado do processo de sobreposição no ambiente ER MAPPER.

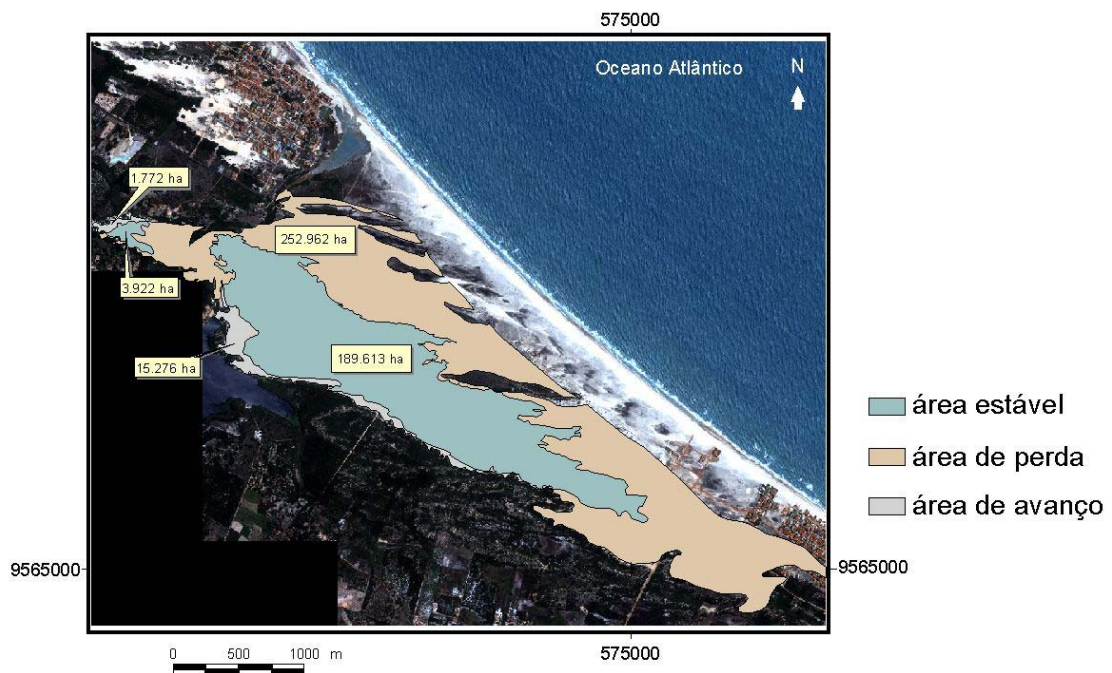


Figura 6.9 – Resultado do processo de sobreposição no ambiente ARC VIEW 3.2.

eólico de direção SE-NW.

A figura 6.9 mostra que o campo de dunas migrou cerca de 15,27 ha (241m/36anos – 6,7 metros em 1 ano) ao longo do período estudado, ocasionando, dessa maneira, um assoreamento do ambiente aquático.

Nas imagens de satélite multiespectrais (ex. imagens de satélite da série Landsat), os corpos dunares são reconhecidos por “manchas brancas”, correspondendo a áreas de alta reflectância, o que impossibilita a extração de informações ao nível de detalhes das características morfológicas dessas feições. Entretanto, as imagens do satélite Ikonos II, em função da alta resolução espacial (tabela 6.3), permitiu reconhecer as formas das cristas das dunas ativas situadas nas margens da lagoa do Catú (figura 6.10).

Dessa maneira, o complexo dunar em estudo constitui-se de uma associação de dunas ativas caracterizadas por uma única superfície de deslizamento, com forma de meia lua, onde a face convexa encontra-se voltada para barlavento e a côncava para sotavento (figura 6.10).

O segmento litorâneo compreendido entre a desembocadura da lagoa do Catú e o início da cidade de veraneio do Presídio registra uma sutil variação da linha de costa, enquanto o trecho correspondente à praia do Presídio retrata um discreto recuo na posição da linha de preamar (figura 6.11). Esse fato pode ser associado à proximidade da praia do Presídio ao Pontal do Iguape que, conseqüentemente, a torna uma região protegida dos processos oceanográficos (figura 6.6 A).

Considerações Finais

Para efeito da validação das metodologias adotadas no presente artigo, as imagens multitemporais foram sobrepostas e interpretadas em relação à margem de erro quadrático da correção geométrica (tabela 6.3).

A avaliação dos resultados da quantificação do transporte sedimentar eólico do campo de dunas ativas em relação ao erro médio quadrático encontrado para a imagem multiespectral do satélite Ikonos II (resolução espacial de 4 metros) indica a necessidade de correção equivalente a menos que a metade do pixel, correspondendo a um índice de erro aceitável.

Dessa maneira, a metodologia adotada na presente pesquisa demonstra uma real possibilidade da utilização de imagens de alta resolução espectral na quantificação do transporte sedimentar eólico do campo de dunas da zona litorânea do município de Aquiraz, embora sua total validação esteja vinculada a informações de campo, levantadas por meio da aplicação de metodologias desenvolvidas especificamente para o monitoramento dos processos de migração das dunas ativas (medições seqüenciais do afastamento de uma eição dunar em relação a um ponto fixo), em um determinado período de tempo.

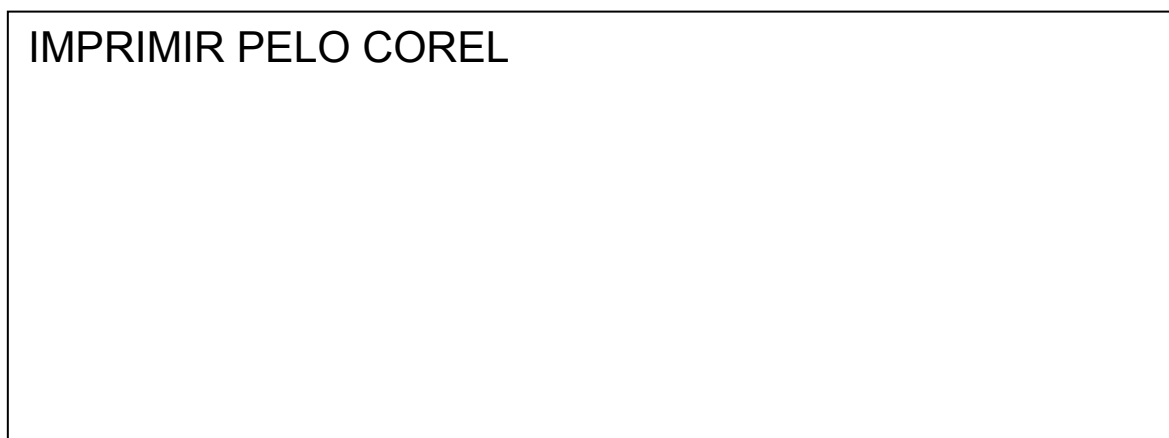


Figura 6.10 – Imagem do satélite Ikonos II, visualização das características morfológicas das feições eólicas ativas. Margens da lagoa do Catú, município de Aquiraz.

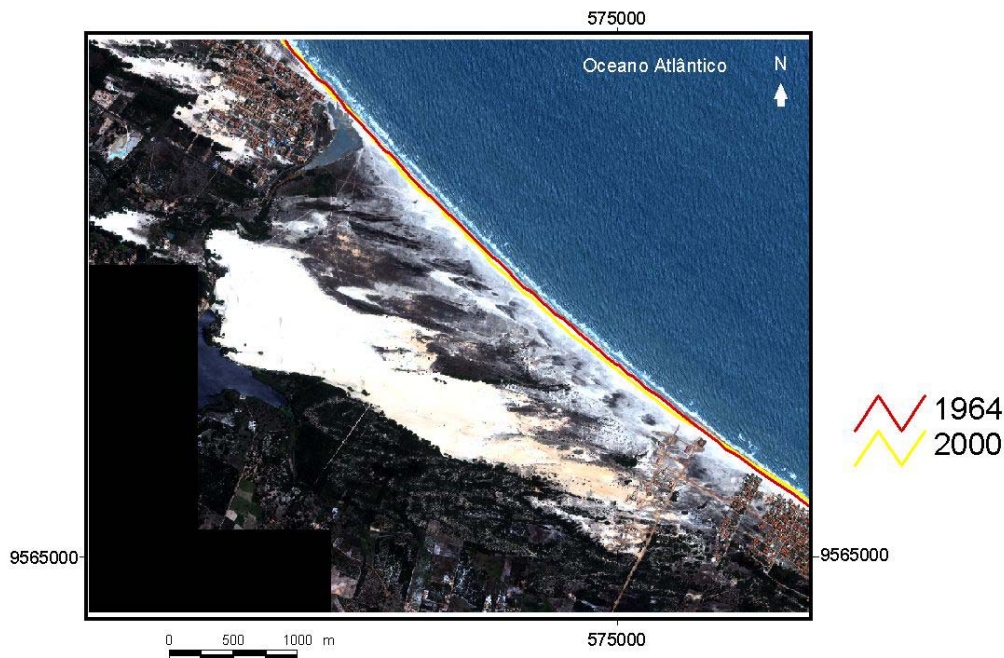


Figura 6.11 – Imagem resultante do processo de sobreposição das linhas de preamar (1964 na cor verde e 2000 na cor vermelha).

O uso de imagens de alta resolução espacial, satélite Ikonos II, na definição das formas das feições eólicas, demonstrou ser eficaz, permitindo visualizar as cristas das dunas ativas dos tipos barcana e cadeia de barcanóides situadas nas margens da lagoa do Catú. Esse fato deve-se à resolução espacial das imagens e às características de imageamento do satélite (tabela 6.2).

A avaliação do deslocamento da linha de costa do município de Aquiraz, por meio de interpretação de imagens de sensoriamento remoto multitemporais, revela que a área, ao longo do período estudado, vem sendo submetida a um discreto processo de transgressão.

Esse conjunto de informação é confirmado por meio da intensificação dos processos erosivos nas bases das escarpas da Formação Barreiras, principalmente nas praias dos municípios de Beberibe e Fortim, e pela exposição dos “afloramentos vegetais” na face de praia do segmento litorâneo compreendido entre as praias do Barro Preto e Batoque, município de Aquiraz (figura 6.7).

A validação da metodologia nas pesquisas relacionadas com a variação da linha de costa ao longo do tempo necessita do aprimoramento das técnicas de tratamento de imagens e da realização de campanhas ininterruptas de campo.

Outro fator que deve ser levado em consideração na avaliação do deslocamento da variação da linha de costa é o conhecimento da amplitude de maré nas épocas pesquisadas, cujos valores deverão ser aferidos com a finalidade de reduzir o erro.

Agradecimentos

Os autores agradecem ao curso de pós-graduação da Geografia em Universidade Estadual do Ceará (UECE) pelo fornecimento das imagens do satélite Ikonos II.

Referências

- Amaro V.E., Vital H. Silveira I.M.da, Lima Z.M.C., Alves A. de L., Tabosa W.F., Caldas, L.H. de O., Souto M.V.S., Grigio A. M. 2002. Aplicação de sensoriamento remoto multiespectral/multisensor e banco de dados em SIG no monitoramento das modificações morfológicas da zona costeira setentrional do estado do Rio Grande do Norte, Nordeste do Brasil. *In*: SBG, XLI Congresso Brasileiro de Geologia. Anais. p:79.
- Branco M. P. de N. C.; Lehueur L. G. O; Campos J. E. G. (no prelo). Sistema de classificação das feições eólicas da planície costeira do município de Aquiraz – Ceará - Brasil (Artigo submetido à Revista Geociências).
- Brandão R de L. 1995. Sistema de informações para gestão e administração territorial da Região Metropolitana de Fortaleza – *In*: Projeto SINFOR. Mapa geológico da Região Metropolitana de Fortaleza. Texto Explicativo. 34p.
- Ottmann F. C. 1964. Introducción a la geologia marina y litoranea. Editorial Universidade de Buenos Aires: EUDEBA, Buenos Aires. 287p.
- Yue-Hong C. 1997. Exploring spatial analysis in geographic information systems. OnWord Press. 474p.

CAPÍTULO 7

DISCUSSÕES

As informações geradas com o desenvolvimento dos capítulos relacionados com a caracterização da planície costeira do município de Aquiraz – Região Metropolitana de Fortaleza, com enfoque nos processos envolvidos na deposição dos sistemas de leque aluvial, eólico e praias, permitiram estabelecer um pensamento integrado quanto às etapas evolutivas da paisagem litorânea.

Os depósitos areno-argilosos de idade plio-plestocênica da Formação Barreiras, que corresponde a um sistema de leque aluvial, em função das características sedimentológicas e da natureza de contato, foram divididos em três unidades de sedimentação.

A primeira unidade de sedimentação caracteriza-se pela exposição subaérea de rochas rudáceas. O afloramento encontra-se marcado pela abundância de seixos de quartzo inseridos em uma matriz areno-argilosa, com a presença de estruturas sedimentares do tipo corte/preenchimento e repousa discordantemente sobre as rochas do embasamento cristalino (Complexo Gnássico-Migmatítico, Brandão 1995). Essa unidade foi interpretada como uma sedimentação típica do segmento proximal dos leques aluviais (Bull 1962).

A segunda unidade de sedimentação abrange as fácies areno-argilosas caracterizadas por conter grânulos de quartzo dispersos na matriz, interpretada como uma sedimentação do segmento mediano dos leques aluviais.

A terceira unidade de sedimentação corresponde ao grupo litológico composto por depósitos areno-argilosos de aspecto maciço, coloração variando entre alaranjada e avermelhada, que aflora no topo das seqüências pesquisadas, interpretada como uma sedimentação típica do segmento distal dos leques aluviais.

As descrições das características sedimentológicas e morfoscópicas dos depósitos de leques aluviais aflorantes ao longo da faixa costeira do município de Aquiraz permitiram individualizar fácies, essencialmente, constituída por grãos de quartzo bem arredondados e com superfícies foscas (PA4).

As interpretações dos ambientes de sedimentação apontaram para um processo de retrabalhamento pela ação das correntes eólicas nas superfícies dos bancos arenosos, comumente, desenvolvidos por entre os subsistemas fluviais, feições típicas do segmento distal dos leques. A presença da fácies PA4 comprova, portanto, a influência eólica na sedimentação Barreiras no estado do Ceará.

A influência marinha na deposição distal dos leques aluviais do estado do Pará, evidenciada por Rossette *et al.* (1990), não foi observada nos perfis descritos na costa leste cearense.

As pesquisas relacionadas com a investigação das estruturas tectônicas que compõem o arcabouço tectono-estrutural do Estado (ex. Neves 1975, Torquato 1992, Saadi & Torquato 1992, Torquato 1995, Ribeiro 2001) mostram a existência de sistemas de falhas originadas no Ciclo Brasileiro, caracterizadas por direções preferenciais SE – NW e N60W.

Os registros litológicos preservados na faixa costeira cearense indicam que o início da deposição dos sedimentos de leque aluvial foi controlado pela reativação de falhas normais plio-plestocênicas, ocasionando o escalonamento de blocos crustais.

O evento tectônico imprimiu na região um relevo constituído por significativos gradientes topográficos, responsáveis pelo fornecimento de grandes quantidades de sedimentos transportados pelo fluxo de correntes subaéreas e subaquosas (figura 3.8).

Novos eventos de reativação tectônica foram evidenciados na zona costeira cearense.

O litoral do município de Aquiraz registra a subsidência de blocos crustais, pós-deposicionais à sedimentação da Formação Barreiras, por meio da comprovação da irregularidade do embasamento cristalino e pela variação da cota altimétrica dos contatos entre os sedimentos plio-plestocênicos e quaternários.

Os testemunhos da sedimentação de leques aluviais na região costeira de Aquiraz encontram-se submersos e recobertos por uma sedimentação quaternária, normalmente, de espessura média da ordem de 35 metros. Em situações excepcionais, os registros da sedimentação plio-pleistocênica afloram em função da movimentação dos blocos falhados. Essa situação pode ser verificada ao longo da CE – 025, nas proximidades da praia do Porto das Dunas, e na margem esquerda do canal de deságua da lagoa do Catú.

A partir de então, a evolução da planície costeira passou a ser atribuída a eventos quaternários associados à formação de campos de dunas, lagoas, estuários e praias.

Com base na análise dos condicionantes ambientais, estudo de formas e monitoramento de campo, foi elaborado um modelo de evolução para a sedimentação quaternária da planície costeira do município de Aquiraz (figura 7.1).

Os depósitos eólicos preservados na zona costeira de Aquiraz evidenciam oscilações tanto no posicionamento da linha de costa quanto no fornecimento de sedimentos.

A variação de posicionamento da linha de costa tem registros no segmento litorâneo posicionado na célula à barlar do Pontal do Iguape, trecho compreendido entre as praias do Barro Preto e Batoque, com a presença dos campos de dunas inativas do tipo cadeia de parabólicas e as evidências de alteração de volume da lagoa do Batoque.

Segundo McKee (1979) “as dunas parabólicas resultam das variações de velocidade de migração entre os braços das dunas que, normalmente, se encontram semifixados pela vegetação ou umidade, e a parte central totalmente móvel migra mais rapidamente. Sendo, portanto, essas feições eólicas representantes de uma classe de dunas em que o desenvolvimento da forma é controlado, aparentemente, mais pela presença de vegetação e umidade do que pela força e direção do vento”.

Tinley (1985) enfatiza que em função da migração mais lenta, os braços tendem a se prolongarem, deixando ao lado do seu percurso topos paralelos de dunas, os quais resultam

em um tipo de duna que é denominado de “deflação de duna parabólica”, de formas semelhantes a um grampo de cabelo (*hairpin*).

As observações extraídas das imagens do satélite Ikonos - II destacaram, na célula de barlamar, expressiva ocorrência de corpos dunares parabólicos edafizados, constantemente, intercalados com resíduos de depósitos eólicos em forma de grampo de cabelo.

As conceituações apresentadas por McKee (1979) e Tinley (1985) reforçam a suposição da variação no posicionamento da linha de costa no município de Aquiraz, assim como a variação do tamanho do corpo lagunar do Batoque que, em épocas passadas, funcionava como bloco tectonicamente rebaixado.

Nos dias atuais, o sistema lagunar do Batoque abriga peculiaridades relacionadas a processos de soterramento progressivo de suas margens. A exposição na face de praia de troncos vegetais, em posição de vida, sustentados por um substrato areno-argiloso, figura 5.4 A e B, sugere a ocorrência de variação da linha de costa.

Em função dos fatos expostos, o modelo evolutivo da sedimentação quaternária da planície costeira do município de Aquiraz inicia-se com uma paisagem constituída pelas acumulações eólicas das dunas parabólicas e a presença do sistema lagunar do Batoque. A morfologia arqueada da linha de costa contribuía na alimentação de sedimentos para a célula de sotamar, com o desenvolvimento de dunas longitudinais atualmente inativas. (figura 7.1 A).

Eventos de reativação das estruturas tectônicas pretéritas interferiram na continuidade dessa sedimentação quaternária, imprimindo na região relevos escalonados em diversas direções (figura 7.1 B).

As evidências morfológicas preservadas na planície costeira de Aquiraz sugerem o soerguimento da região de domínio das dunas parabólicas e da região posicionada na retaguarda da cidade de veraneio do Porto das Dunas. Esse processo ocorreu em função da reativação das falhas de direção N-S e E-S. (figuras 3.7 C e 7.1 C).

O processo de subsidência crustal foi notado na região periférica da planície costeira. As evidências ambientais do sistema de afogamento das lagoas do Jacundá e Batoque indicam um afundamento do bloco com a conseqüente variação do posicionamento da linha de costa (figura 7.1 C).

A comprovação dessa teoria seria obtida pela realização de datações por C^{14} dos testemunhos vegetais e dos sedimentos das dunas parabólicas pelo método de termoluminescência, LOE (Quartzo) e LOE (Feldspato). Infelizmente, por motivos de contaminação dos troncos vegetais e pelas limitações das metodologias, as análises não tiveram sucesso.

Apenas uma amostra de sedimento dunar, com coordenadas de 577111E e

9564197N, respondeu aos ensaios por LOE de feldspato com idade estimada em 5580 ± 660 anos. Entretanto, em virtude do insucesso das outras seis amostras, essa estimativa torna-se pouco confiável.

A paisagem resultante passou a ser constituída pelo processo inicial de edafização das dunas de barlamar (parabólicas) e de sotamar (longitudinais) e redução do sistema lagunar Jacundá e Batoque (figura 7.1 C).

Em épocas posteriores, em função da provável estabilidade tectônica vigente na região, a célula de sotamar retomou o processo de formação dos depósitos eólicos (dunas parcialmente ativas e ativas, dos tipos longitudinal e transversal, respectivamente), por *by passing* de sedimentos (figura 7.1 C).

A sedimentação recente da planície costeira de Aquiraz foi averiguada por intermédio de análises multitemporais de imagens de sensoriamento remoto associadas a observações de campo relacionadas com as variações dos condicionantes ambientais e das feições geomorfológicas.

A interpretação individual das imagens permitiu verificar nos anos sessenta uma paisagem marcada pelo desenvolvimento de extensos campos de dunas ativas do tipo barcana e cadeia de barcanóides na célula de sotamar. A presença desse campo de dunas evidencia, portanto, a continuidade do processo de alimentação da célula pelo *by passing* de sedimentos.

As informações referentes às feições morfológicas preservadas e originadas até o ano 2000 foram obtidas a partir de interpretações das imagens do satélite Ikonos – II. A interpretação visual destacou a redução no volume sedimentar eólico da célula de sotamar, principalmente, no campo de dunas ativas do tipo barcana e o desenvolvimento incipiente de dunas ativas do tipo parabólica no início do pós-praia (figuras 6.4 e 7.1 D).

A sobreposição das imagens permitiu calcular a taxa de migração desse corpo dunar, em torno de 15,27 ha em um período histórico de 36 anos. Esse fato foi atribuído à instalação das cidades de veraneio do Barro Preto, Iguape e Presídio em áreas de fluxo dos sedimentos da célula de barlamar em direção à célula de sotamar. Esta atividade ocasionou o bloqueio do transporte sedimentar pelo *by passing*. A formação de pequenas dunas ativas parabólicas, na zona de pós-praia, está relacionada com a redução do aporte sedimentar para a célula de sotamar.

Outro fator apontado como evidência da redução do processo de *by passing* da célula de barlamar para a célula de sotamar do Pontal do Iguape corresponde à visível redução, ao longo dos últimos anos, do volume da duna ativa do tipo transversal situada na região de pós-praia da enseada do Iguape.

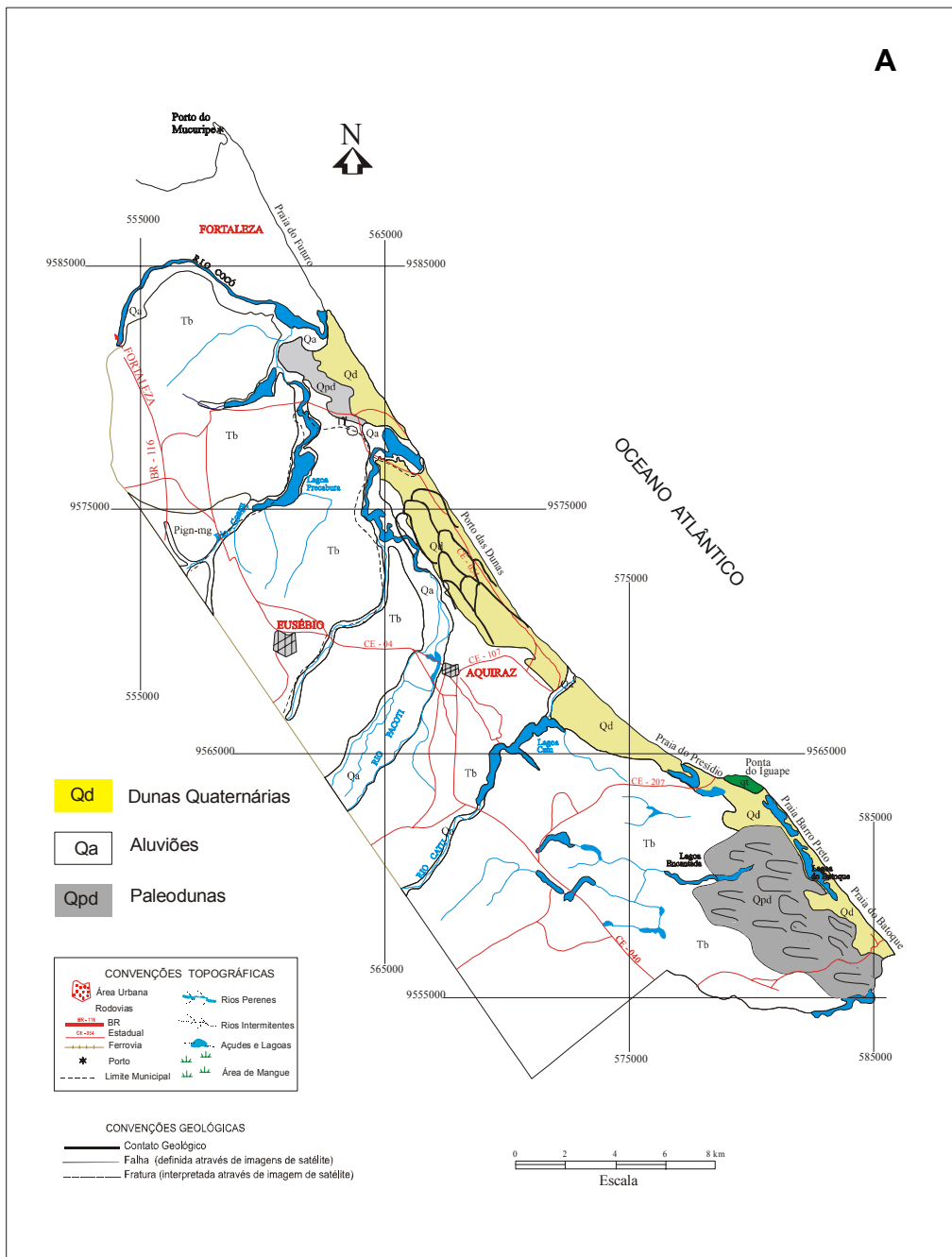


Figura 7.1 A – Modelo evolutivo para a sedimentação holocênica da planície costeira do município de Aquiraz. Fase de desenvolvimento dos depósitos eólicos, principalmente, no segmento litorâneo das praias do Botoque, Barro Preto, Iguape (dunas parabólicas) e Porto das Dunas (dunas longitudinais).

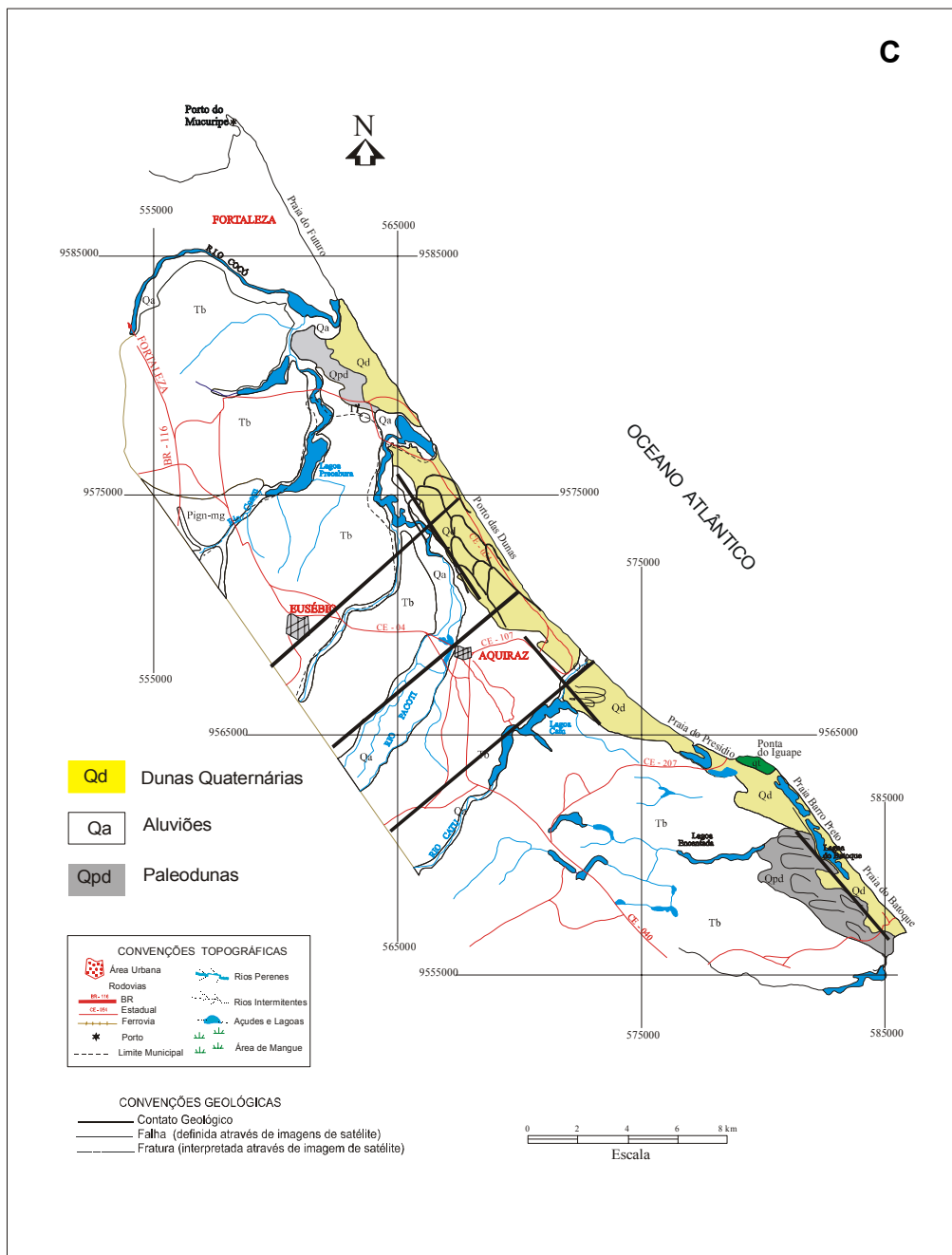


Figura 7.1 C – Modelo evolutivo para a sedimentação holocênica da planície costeira do município de Aquiraz. Fase de modificações na dinâmica costeira, redução e estabilização das feições eólicas até o momento desenvolvidas e surgimento de novas formas de dunas, principalmente no segmento litorâneo da Prainha.

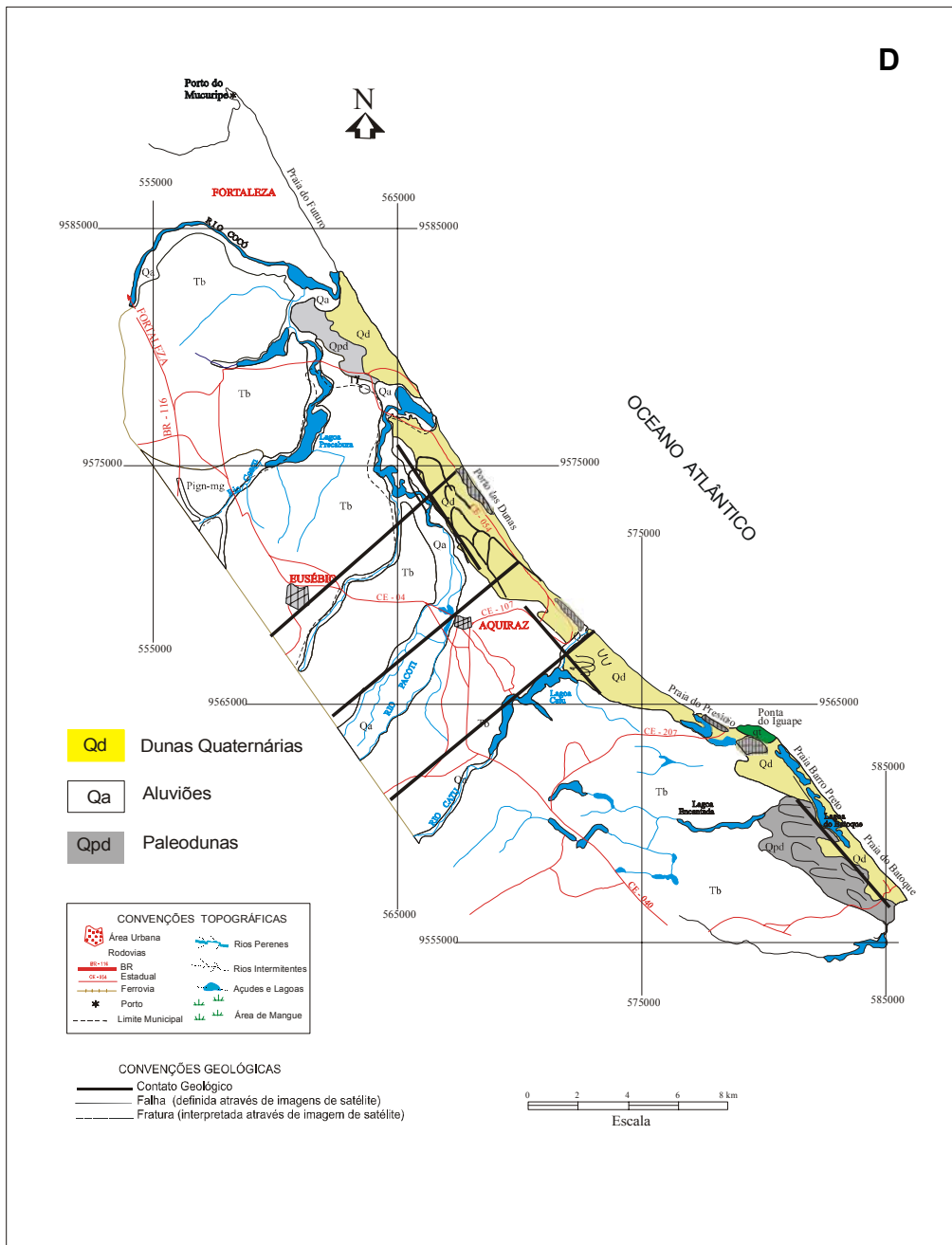


Figura 7.1 D – Modelo evolutivo para a sedimentação holocênica da planície costeira do município de Aquiraz. Fase de modificações na dinâmica costeira, implantação de núcleos residenciais de veraneio (Barro Preto, Iguape, Presídio e Porto das Dunas) e, conseqüentemente, bloqueio do aporte sedimentar e redução das dunas ativas.

A caracterização morfodinâmica da face de praia nos dias atuais indica um maior volume de sedimentos envolvidos na dinâmica praial na célula à barlar do Pontal do Iguape contracenando com volumes menores na célula à sotamar. Essa variação de volume reforça a diminuição do *by passing* por sobre o Pontal do Iguape ao longo dos últimos anos.

A resposta a esse balanço sedimentar tem repercussão na morfologia dos depósitos eólicos desenvolvidos nas duas células do litoral do município de Aquiraz.

Na célula de barlar, em função de um maior volume sedimentar envolvido na dinâmica costeira, observa-se extensos trechos caracterizados pelo desenvolvimento de dunas frontais. A célula de sotamar caracteriza-se por uma zona de pós-praia relativamente plana, marcada pela presença de pequenas acumulações eólicas que migram suavemente em função da escassa cobertura vegetal. Estas feições foram classificadas, pela presente pesquisa, como dunas parcialmente ativas do tipo dômicas e de sombras.

A tentativa de avaliação da variação da linha de costa por interpretações multitemporais de imagens de sensoriamento remoto revelou uma discreta variação na linha de costa ao longo dos 36 anos submetidos ao estudo (figura 6.11).

As observações de campo mostram a intensificação de processos erosivos em áreas residenciais da praia do Presídio, corroborando, portanto, com os resultados obtidos pela sobreposição das imagens. A quantificação da variação na posição da linha de costa não foi permitida.

A presente pesquisa, também, avaliou o uso dos produtos de sensoriamento remoto em estudos relacionados com o desenvolvimento de feições subaquáticas, capítulo 2.

A banda espectral 3 do satélite Landsat TM revelou a presença de depósitos sedimentares na desembocadura do rio Jaguaribe, litoral leste do Estado. As feições visualizadas levaram à definição de um sistema deltáico, com desenvolvimento de barras marginais recortadas por canais ativos e abandonados. De acordo com a classificação proposta por Fisher (1969) trata-se de um delta destrutivo dominado por ondas (figura 2.14).

O litoral do município de Icapuí tornou-se alvo de realização de estudos a partir da detecção do processo de progradação da linha de costa pela interpretação de imagens de sensoriamento remoto. A banda espectral 3 do satélite Landsat TM indicou a existência de feições rochosas na plataforma interna, que de acordo com as direções da linha de costa e da deriva litorânea, funcionam como obstáculo aos processos oceanográficos. Este processo gera áreas de baixa energia, que funcionam como ambientes de retenção de sedimentos envolvidos na deriva litorânea, favorecendo o desenvolvimento de cristais praias e, conseqüentemente, a progradação da linha de costa (figura 2.15).

Em um outro momento da presente pesquisa, a interpretação da composição colorida das bandas 1, 2 e 3 de imagens do satélite Ikonos – II passou a ser uma ferramenta valiosa na verificação de processos oceanográficos.

Os procedimentos introduzidos ao longo do desenvolvimento da pesquisa comprovaram a possibilidade de integração de dados geológicos obtidos em campo e as informações extraídas de interpretações de imagens de sensoriamento remoto. Os resultados permitiram avaliar os produtos de sensoriamento remoto como uma importante ferramenta a ser utilizada nos estudos relacionados à caracterização dos processos e das feições da zona costeira.

7.1 Registros de Movimentação Neotectônica no Litoral Leste do Estado do Ceará.

(Artigo submetido à Revista Brasileira de Geociências – novembro de 2003)

Mônica Pimenta de Novaes Castelo Branco¹
José Elói Guimarães Campos²
Loreci Gislaíne de Oliveira Lehugeur³

Resumo

A movimentação neotectônica na costa leste cearense exerce intenso controle na geologia, geomorfologia, hidrogeologia e na sedimentação quaternária da região. Os processos neotectônicos se iniciaram no Mesoterciário com a deposição dos leques aluviais da Formação Barreiras ao longo das escarpas de falhas normais de direção geral NW-SE. A reativação de lineamentos de direção N50E (presentes no interior do continente), marcou os estágios sucessivos de atividade tectônica distensiva. Os inúmeros estágios da movimentação dos blocos resultaram na conformação da linha de costa atual, com trechos elevados em falésias vivas e com porções de relevo plano associados à sedimentação fluvial recente e às lagoas. Esses processos também controlam o potencial dos aquíferos costeiros, pois nas situações de calhas tectônicas há a preservação de maiores espessuras dos sedimentos Barreiras, enquanto nos blocos elevados ocorrem o retrabalhamento e a erosão de parte da seção terciária, o que diminui a transmissividade dos reservatórios subterrâneos. A presença de cordões litorâneos em cotas elevadas, ou abaixo do nível médio do mar, indica reativação recente de falhas paralelas à linha de costa, onde as dunas elevadas são relacionadas a blocos elevados e as dunas “afogadas”, a blocos rebaixados.

Palavras-chave: Neotectônica, Formação Barreiras, geologia costeira.

¹ Pesquisadora do Instituto de Ciências do Mar (LABOMAR/UFC) e doutoranda do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília.

² Professor do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília

³ Professora do Departamento de Geologia e Pesquisadora do Instituto de Ciências do Mar, Universidade Federal do Ceará

Abstract

The neotectonic movement in the east coast of Ceará State, Brazil, prints intense control in the geology, geomorphology, hidrogeology and in the Quaternary sedimentation of the area. The neotectonic processes initiate in the Middle Tertiary with the deposition of the alluvial fans (Barreiras Formation) along the scarps of normal faults of general direction NW-SE. The reactivation of lineaments of N50E general direction (also present inside the continent) marked the successive activity of distensive tectonic. The successive movement of blocks resulted in the installation of the recent coast environment, with high coast pattern, and portions of low coast (associated to lake, and recent fluvial sedimentation). These processes also control the potential of the coastal aquifers, once in situations of low tectonic blocks there is the preservation of major thickness of the Barreiras Formation sediments, while in the high blocks the erosion of part of the Tertiary section is responsible for the reduction of the transmissivity of the groundwater reservoirs. The presence of coastal aeolian deposits in high plateaus or below the mean sea level indicates recent reactivation of faults parallel to the coast line, where the high dunes are related to high blocks and the buried dunes are associated to tectonic valleys.

Keywords: Neotectonic, Barreiras Formation, coastal geology.

Introdução

O conceito de neotectônica é vinculado aos eventos de movimentação tectônica considerados recentes quando comparados aos últimos registros de eventos crustais de grande amplitude. Hasui (1990) propõe que os estágios neotectônicos no território brasileiro sejam considerados como a movimentação de blocos recorrentes a partir do Mesoterciário. Mörner (1993), por sua vez, considera para a região do Mediterrâneo, que os processos neotectônicos são aqueles que se iniciaram nos últimos 3 milhões de anos. O aparente diacronismo entre essas duas propostas é explicado pelas condições tectônicas regionais, que apresentam diferenças marcantes. No primeiro caso, o último evento que afetou todo o território é representado pela separação sul-atlântica iniciada no Eocretáceo e com a evolução até o limite Cretáceo-Terciário. Por outro lado, a atividade tectônica na região do Mediterrâneo sofreu efeitos de orogênese mesozóica e evolução distensiva ativa até o Quaternário. Isto é, a definição dos processos neotectônicos deve levar em consideração o intervalo de tempo entre o último grande evento regional (orogênético ou tafrogenético) e o intervalo de quiescência.

No litoral leste do estado do Ceará, vários registros geológicos indicam a presença de estágios recorrentes de reativações neotectônicas. Os principais registros estão vinculados à reativação de lineamentos presentes no continente até a zona costeira e o magmatismo alcalino recente.

O objetivo do presente trabalho é mostrar e discutir os registros da evolução neotectônica no controle da sedimentação, preservação e na dinâmica costeira no litoral leste do estado do Ceará. Os dados foram obtidos a partir de trabalhos de campo na região, além de informações secundárias relativas a estudos geofísicos, geologia estrutural da porção interior do continente e feições geomorfológicas da zona de costa.

Evidências da Movimentação Neotectônicas

Na região do litoral leste do estado do Ceará, os registros da movimentação neotectônica podem ser definidos por argumentos geomorfológicos, estruturais, sedimentológicos e magmáticos.

Os principais registros são caracterizados pela continuidade dos lineamentos observados na zona costeira para o interior do continente; pela exposição de rochas do embasamento proterozóico nas praias, formando promontórios rochosos; pela presença de falésias e costas baixas; pelas variações de espessuras das rochas da Formação Barreiras; pela preservação local de campos de dunas e pela presença de rochas alcalinas na forma de plugs.

O conjunto de estruturas e evidências apresenta controles de diversos estágios de reativações neotectônicas, o que indica que este processo é recorrente e se desenvolve desde a deposição dos sedimentos Barreiras até o Recente.

Os principais lineamentos presentes no interior da região nordeste se prolongam em direção a leste / nordeste e em geral são recobertos por rochas fanerozóicas e seu traço fica interrompido na zona costeira (figura 7.2). A maioria dos registros neotectônicos mais recentes é observada na zona costeira ao longo do prolongamento dos grandes lineamentos.

Os lineamentos representam antigas suturas vinculadas à tectônica Brasileira ou pré-Brasileira, são materializados por zonas de cisalhamento e amplas falhas transcorrentes e compõem zonas de fraqueza que facilitam o desenvolvimento da movimentação recente de blocos.

O escalonamento dos blocos resulta na implantação, na zona de praia, de promontórios rochosos denominados localmente de pontas, que expõem em áreas isoladas rochas proterozóicas e pré-Terciárias intensamente fraturadas. A partir de Fortaleza em direção ao estado de Rio Grande do Norte, identificam-se quatro destas estruturas, denominadas de Ponta do Mucuripe, Ponta do Iguape, Ponta de Maceió e Ponta Grossa. Nas pontas do Mucuripe e Iguape, afloram rochas proterozóicas (Brandão 1995 e Torquato 1992), enquanto a Ponta de Maceió e a Ponta Grossa expõem rochas Mesozóicas (Branco 1996).

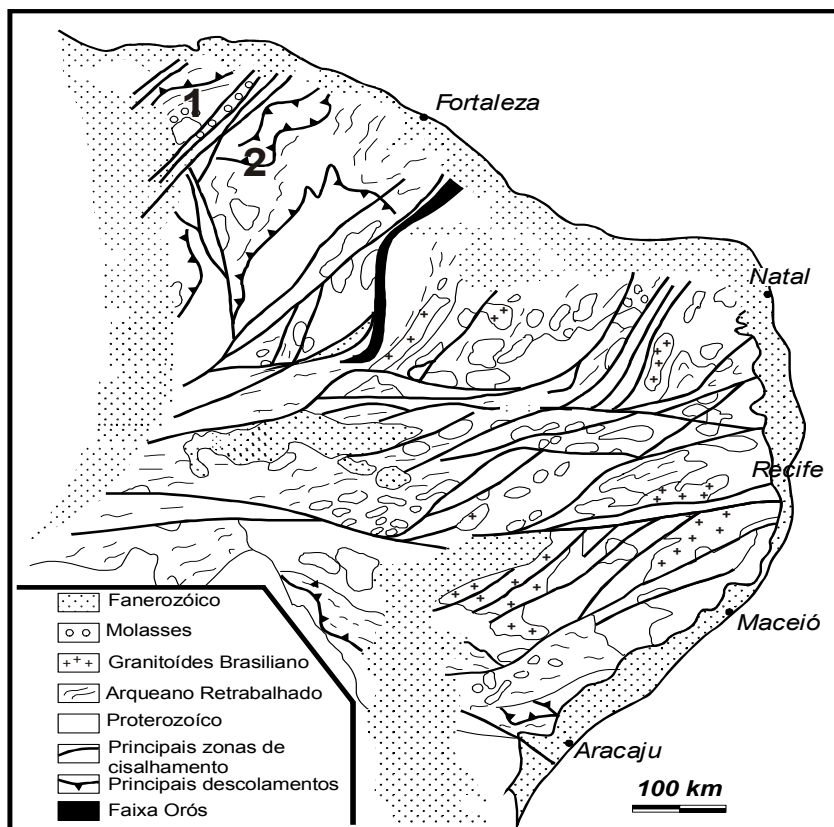


Figura 7.2 – Mapa geológico simplificado da Província Borborema (Caby *et al.* 1991).
(1) Domínio NW do Ceará. (2) Domínio Ceará Central.

Fato marcante é a coincidência entre a presença das pontas e cursos fluviais, cujos traços em escala regional marcam os próprios planos das falhas reativadas.

A exposição de rochas pré-Barreiras indica a borda do bloco elevado em falhas normais. O condicionamento dos blocos elevados permite afirmar que o processo neotectônico se deu a partir de um modelo de basculamento em dominó, onde os sucessivos blocos rebaixados e elevados mantêm-se respectivamente na capa e lapa das falhas com mergulhos para o mesmo quadrante.

A morfologia da zona costeira leste do estado do Ceará é outro argumento que comprova a ação dos movimentos neotectônicos. A zona costeira é composta por zonas com falésias vivas que, em seu conjunto, caracterizam as denominadas costas altas e zonas rebaixadas, que são chamadas de costa baixa (Ottmann 1964). Esta configuração geomorfológica é resposta direta das reativações neotectônicas, sendo que as falésias representam blocos elevados em sistemas de falhas normais.

Informações de perfis de poços tubulares profundos e estudos geofísicos localizados indicam que há variações significativas das espessuras das unidades atribuídas aos sedimentos Barreiras ao longo do litoral leste cearense. As variações observadas podem registrar desde de alguns metros até mais de cem metros. Essas variações, também, são observadas transversalmente à linha de costa, onde as menores espessuras são observadas em direção ao interior do continente.

O comportamento das espessuras é variável, sendo que pode haver regiões de costa baixa e costa alta com pequenas ou grandes espessuras. Este fato é indicativo de que o basculamento dos blocos se deu em diferentes estágios e não foi um único evento, de forma que blocos hoje elevados estiveram protegidos da erosão por grande parte do Quaternário. Por outro lado, regiões de costa baixa com pequenas espessuras indicam que a elevação foi precoce e os processos erosivos retrabalharam parte da seção da Formação Barreiras.

O mesmo raciocínio utilizado com relação às espessuras da Formação Barreiras pode ser aplicado à presença dos cordões de areias eólicas distribuídas ao longo da zona costeira. As observações de campo mostram que as ocorrências dos campos de dunas são descontínuas e que há dunas consideradas inativas e dunas ativas.

As áreas onde há depósitos de dunas em cotas elevadas são consideradas blocos recentemente elevados, por reativações tardias dos planos de falha, de forma que os processos erosivos (eólicos e aquosos) ainda não removeram os cordões de dunas. As áreas onde os depósitos dunares estão ausentes são consideradas blocos de falha elevados precocemente, sendo que os processos erosivos eliminaram a seção Quaternária.

Os dados construtivos de poços tubulares ainda indicam que em certas áreas associadas à costa baixa há depósitos eólicos soterrados, sendo responsáveis pela preservação de maiores espessuras de areias eólicas (as areias eólicas são facilmente diferenciadas dos arenitos Terciários em função de sua cor, textura e granulometria).

O escalonamento de blocos por falhas ainda é responsável pela disponibilização de material para o transporte e deposição por ação dos ventos.

Branco *et al.* (2003) afirmam que as areias de praias representam a principal área fonte para a deposição eólica. Assim, a deposição das dunas será favorecida a partir dos blocos elevados precocemente, de forma que para alcançar o equilíbrio do nível de base há grande volume de material disponível para o transporte e acumulação pela ação dos ventos.

Por fim, o magmatismo alcalino presente no litoral leste, que pode ser exemplificado pelo serrote Caruru (plug de rocha alcalina situado no município de Aquiraz – Região Metropolitana de Fortaleza), também é indicativo dos efeitos dos processos neotectônicos. Neste caso, a extensão crustal relacionada ao desenvolvimento das falhas normais formou zonas preferenciais para a subida e colocação dos plútons. No caso específico do serrote Caruru, Nascimento *et al.* (1981), por intermédio de datações (Rb/Sr e K/Ar), indicaram uma

idade de 34 M.a. para os eventos vulcânicos existentes na Região Metropolitana de Fortaleza, o que indica um evento neotectônico precoce no âmbito da definição de Hasui (1990).

O magmatismo alcalino e basáltico está presente em vários pontos da costa brasileira e em ilhas vulcânicas do Atlântico sul, e os estudos geocronológicos apontam para idades distintas em vários pulsos, o que pode estar associado aos vários estágios neotectônicos recorrentes observados na zona costeira.

Controle Tectônico da Formação Barreiras

A deposição e preservação dos sedimentos atribuídos à Formação Barreiras por sua idade e condições deposicionais são perfeitamente enquadrados no contexto dos processos neotectônicos.

A origem e a evolução tectônica da Formação Barreiras no litoral leste do estado do Ceará podem ser consideradas como vinculadas a processos tectônicos ressurgentes, sendo que a deposição foi associada a estágios neotectônicos mais precoces e o retrabalhamento tectônico dos depósitos foi resultado de sucessivos processos de falhamentos de pequenos rejeitos (neotectônica tardia). Ou seja, tanto a deposição dos sedimentos Barreiras, quanto sua atual preservação e distribuição regional, foram controladas por processos tectônicos pós-separação gondwânica. As estruturas reativadas são consideradas como suturas da abertura sul atlântica e os esforços decorrentes do “stress” alimentado ao longo de falhas transformantes.

A tectônica formadora é representada por falhas normais de direção geral NW/SE grosseiramente paralelas à linha de costa. Nesta fase precoce admite-se, em função das espessuras máximas dos sedimentos Barreiras, rejeitos de dezenas de metros e escalonamento de blocos com abatimento em direção ao oceano. A paleogeografia resultante gerou as condições para a deposição de leques aluviais de clima árido com associação mais restrita de fácies de rios entrelaçados.

Em um estágio tardio, possivelmente plio-pleistocênico, ocorreu a tectônica modificadora. Neste caso, as falhas apresentam direção geral N45E e aparentemente apresentam padrões em dominó e em tesoura (Billings 1972). Este conjunto de estruturas foi desenvolvido pela reativação de estruturas presentes no interior do continente. Em função das espessuras atuais dos sedimentos, estima-se que os rejeitos máximos destas falhas não foram superiores a 30-40 metros.

A figura 7.3 apresenta a evolução esquemática da sedimentação e das sucessivas reativações tectônicas vinculadas à deposição da Formação Barreiras. O bloco diagrama A representa o estágio Miocênico (?) de evolução, com o desenvolvimento de falhas normais

paralelas à linha de costa com escalonamento de blocos em direção ao mar aberto. A discordância da base da Formação Barreiras se dá com o embasamento cristalino.

O bloco diagrama B apresenta o estágio de sedimentação dos leques aluviais associados a fácies de rios entrelaçados, provavelmente de clima árido. As fácies mais grossas são preservadas no sopé das escarpas de falhas. De forma geral, as fácies de leques intermediários e distais são mais comumente preservadas. Neste estágio foi configurada a paleolinha de costa do final do Terciário.

No bloco diagrama C, ocorrem reativações dos lineamentos de direção geral N45-50 E, presentes para o interior do continente. Este estágio foi responsável pela formação de segmentos de costa alta (com falésias vivas) e porções de costa baixa.

O bloco diagrama D mostra o cenário atual, com novos rearranjos de blocos, formados por distribuição de tensões. Os promontórios rochosos correspondem às porções de exposição de rochas mais resistentes à abrasão marinha, que afloram em função do soerguimento do embasamento. Neste estágio também se verifica a deposição de cordões de dunas litorâneas que recobrem os arenitos e quartzos wackes da Formação Barreiras.

Importância dos estudos Neotectônicos

As sucessivas movimentações neotectônicas têm implicações diretas em uma série de parâmetros geológicos e paisagísticos da região, dentre os quais se destacam:

- controle da sedimentação costeira, incluindo o condicionamento da sedimentação marinha e transicional. Neste caso, toda a zona de sedimentação costeira que inclui os sistemas de leques aluviais, sedimentação de praia e sistema eólico é fortemente controlada pela tectônica ressurgente. Os blocos elevados passam a representar áreas-fonte para a deposição eólica quaternária. A deposição de plataformas de abrasão e formação dos arenitos-de-praia também é controlada pela posição relativa dos blocos de falha com relação ao nível do mar. Em geral estas rochas são formadas sobre os blocos elevados em zonas de descarga fluvial.
- a presença dos promontórios rochosos, como resposta ao movimento de blocos, também controla a deposição costeira no sentido de modificar a forma da linha de costa, o que resulta em situações de maior acumulação de areias, maior disponibilização de material para o transporte eólico e inflexão das correntes tangenciais.
- controle da espessura atual dos sedimentos da Formação Barreiras com implicações diretas no potencial dos aquíferos intergranulares costeiros. A transmissividade dos aquíferos, bem como seu potencial para abastecimento humano, é diretamente proporcional a sua espessura. Assim, a neotectônica imprime controle direto sobre o Sistema Aquífero Barreiras, pois uma última análise controla a espessura saturada da unidade hidroestratigráfica. A título de exemplo, pode-se referenciar as variações de espessuras da

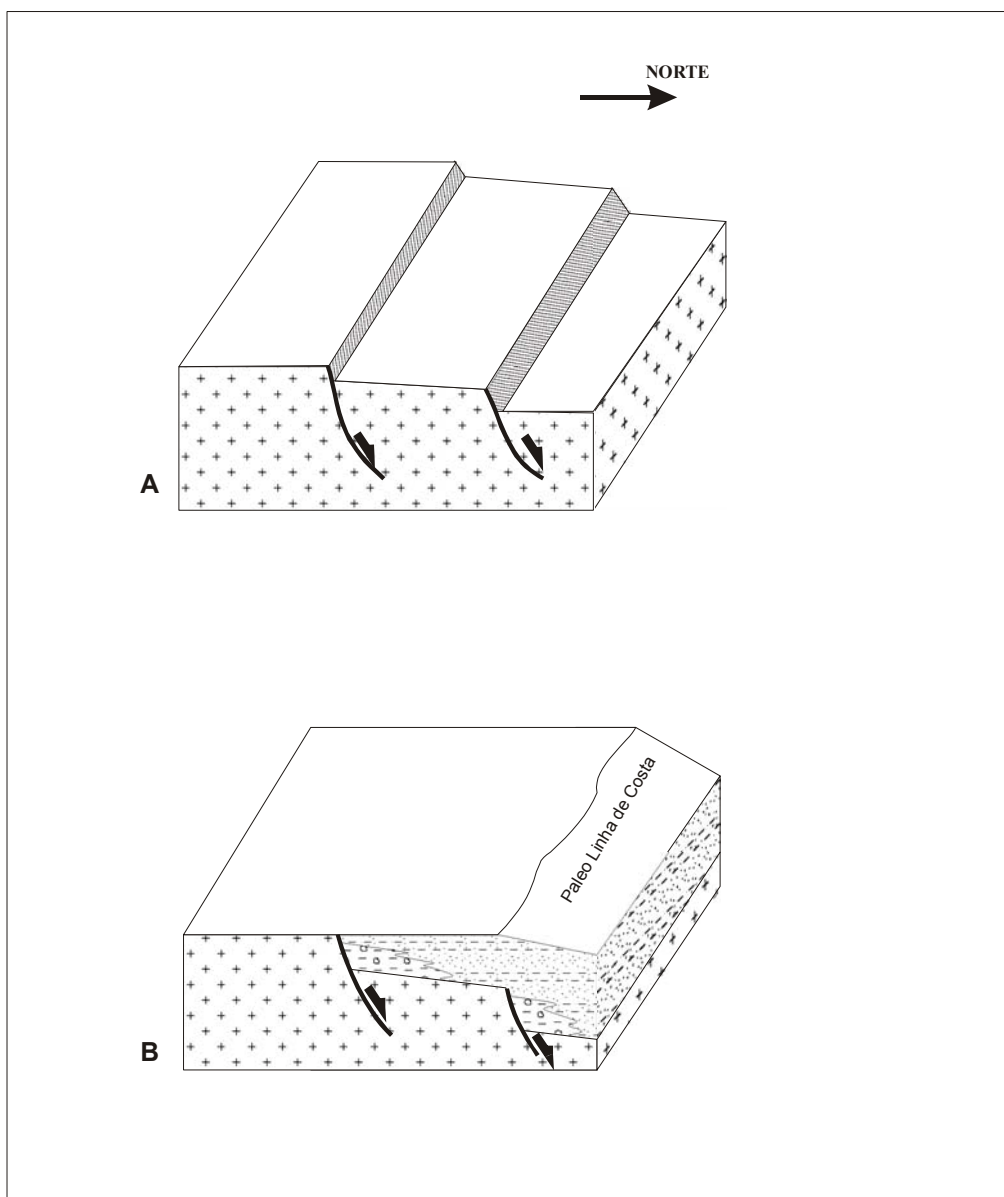


Figura 7.3 – Blocos diagramas mostrando de forma esquemática a evolução tectono-sedimentar para o município de Aquiraz, litoral leste cearense.

A – Estágio de reativação de estruturas tectônicas de direção SSE-NNW – Mioceno (?).

B – Estágio de deposição dos leques aluviais, associados a fácies de rio entrelaçado, provavelmente em clima árido – Plio-Pleistoceno.

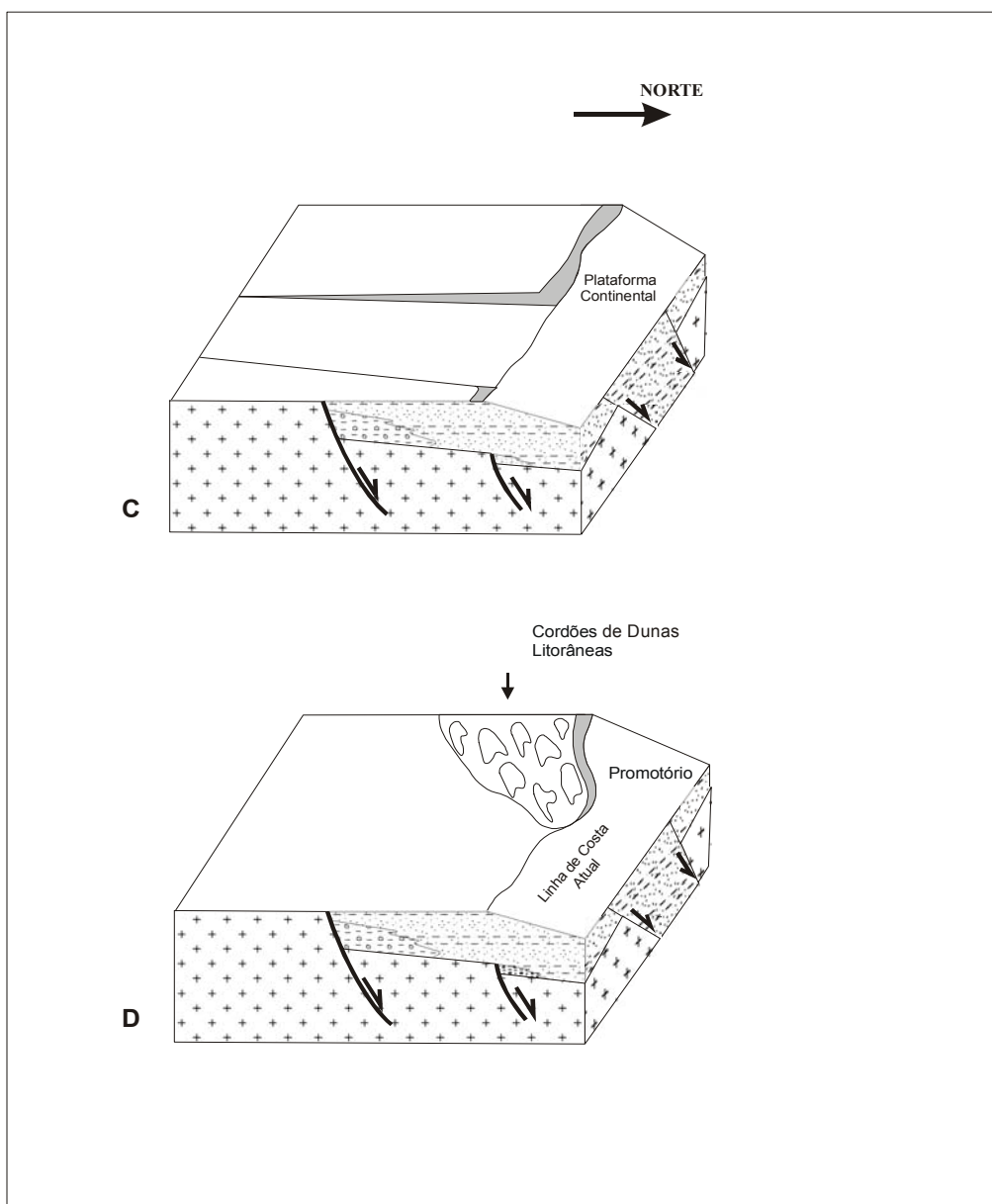


Figura 7.3 – Blocos diagramas mostrando de forma esquemática a evolução tectono-sedimentar para o município de Aquiraz, litoral leste cearense.

C – Estágio de reativação de estruturas tectônicas de direção N45-50°S e formação de costas dos tipos alta (falésias) e baixa (dunas).

D – Estágio atual, com exposição de rochas paleoproterozóicas (promontório do Iguape) e formação de dunas ativas.

Formação Barreiras na zona costeira observadas na região da Prainha (município de Aquiraz) da ordem de 30 metros, e, na região de Canoa Quebrada, alguns poços tubulares alcançam o embasamento a mais de 60 metros de profundidade.

- controle da compartimentação geomorfológica costeira. A presença de costa alta e baixa é diretamente controlada pelos diversos estágios da neotectônica. Regiões com falésias vivas representam blocos elevados em falhas que sofreram movimentação recente. As zonas representadas por planícies rebaixadas representam blocos rebaixados de falhas normais ou até blocos elevados, condicionados por falhas que sofreram movimentação antiga.

- a forma de relevo da zona costeira é produzida por um balanço entre posição relativa do bloco da falha (se alto ou baixo), rejeito ao longo do plano de falha e idade da movimentação tectônica.

- preservação de campos de dunas costeiras e controle de sua deposição recente. A deposição dos cordões de dunas costeiras é principalmente controlada pela velocidade e constância dos ventos, entretanto os processos de falhamento recentes são responsáveis pelo condicionamento das áreas-fonte e potencial de preservação dos depósitos. O controle é estabelecido a partir do escalonamento dos blocos, mantendo maiores espessuras de depósitos quaternários em calhas tectônicas e exposição de campos de dunas ativas nos compartimentos elevados.

- a presença atual de dunas ativas em cotas elevadas (~ 40 a 50 metros) é indicativo de movimentação tectônica recente. O caso do Porto das Dunas (município de Aquiraz) exemplifica um estágio recente de escalonamento de blocos, onde as dunas foram seccionadas mantendo um conjunto elevado (área da usina eólica) e outro compartimento rebaixado próximo à linha de costa. A presença dos depósitos eólicos em subsuperfície é constatada pela amostragem e descrição de amostras durante a perfuração de poços tubulares, onde o topo da Formação Barreiras está situado na cota -12 metros. Na área da usina eólica, o contato ocorre na cota aproximada de 30 metros, o que pode sugerir rejeito de cerca de 40 metros.

- controle no afogamento e exumação de paleo-linhas de costa. Como a linha de costa localmente é condicionada pela variação do nível de base (ao contrário do controle eustático), o escalonamento dos blocos é fundamental para definir os processos de progradação e retrogradação da sedimentação transicional.

Um exemplo ilustrativo é a região da praia do Batoque onde atualmente ocorre um processo de exumação de antigos depósitos estuarinos. Na área são expostos sedimentos finos, ricos em matéria orgânica, com restos vegetais em posição de vida (figura 7.4). Este fato mostra que a área corresponde a um bloco elevado por estágio neotectônico recente, que anteriormente apresentava uma posição relativa inversa (região de costa baixa).



Figura 7.4 - Exposições de troncos vegetais na face de praia entre as praias do Barro Preto e Batoque, município de Aquiraz.
A – Período com exposição do substrato argiloso.
B – Período de assoreamento do substrato argiloso.

O exemplo é corroborado pela presença de exposições locais de rochas proterozóicas e de dunas elevadas em áreas adjacentes.

Conclusões

Os processos neotectônicos imprimem intenso controle na geologia do segmento da costa leste do estado do Ceará.

Na região, a neotectônica é materializada por reativação de antigas falhas e zonas de fraqueza de direções gerais NNW-SSE e N45E. No primeiro grupo, as falhas são subparalelas à linha de costa e no segundo são coincidentes com os grandes lineamentos que se prolongam para o interior do continente.

As sucessivas reativações controlam a sedimentação costeira atual, o potencial dos aquíferos, a forma da linha de costa, a presença de promontórios e a presença de costas altas (com falésias vivas) e costas rebaixadas (com lagoas e acumulação de areias quaternárias).

A Formação Barreiras tem sedimentação e controle de espessuras diretamente vinculadas a sucessivos estágios neotectônicos. A fase mais precoce foi responsável pela deposição dos leques aluviais e as fases tardias pelo condicionamento da topografia do embasamento como atualmente preservado.

Referências

- Billings, M.P. 1972. Structural Geology. Prentice Hall, New Jersey. Third Edition. 606p.
- Branco M. P. de N. C. 1996. Sistemas deposicionais da região costeira do estado do Ceará – Folhas Parajuru e Aracati. Dissertação de Mestrado. Centro de Tecnologia, Universidade de Pernambuco. 126p.
- Branco M. P. de N. C., Lehugeur L. G. O; Campos J. E. G. (2003). Sistema de classificação das feições eólicas da planície costeira do município de Aquiraz – Ceará - Brasil (Artigo submetido à revista Geociências).
- Brandão R de L. 1995. Sistema de informações para gestão e administração territorial da Região Metropolitana de Fortaleza – *In*: Projeto SINFOR. Mapa geológico da Região Metropolitana de Fortaleza. Texto Explicativo. 34p.
- Caby R.; Sial A.; Arthaud M. H.; Vauchez A. 1991. Crustal evolution and Brasiliano orogeny in Northeast Brazil. *In*: Dallmeyer, R. D. & Lecorchè, J. P. (ed.) The West African Orogens and Circum Atlantic Correlatives, Springer-Verlag, 373-397.
- Hasui, Y. 1990. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. *In*: 1 Workshop sobre Neotectônica e sedimentação Cenozóica continental no sudeste brasileiro, Belo Horizonte. Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia – Núcleo Minas Gerais, (11): 1-31.
- Mabesoone J. M., Campos e Silva A., Beurlen K. 1972. Estratigrafia e origem do Grupo Barreiras em Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte. Revista Brasileira de Geociências. 2:173-188.
- Mörner, N.A. 1993. Neotectonics, the new global tectonic regime during the last 3 Ma and the initiation of ice ages. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 65(2):295-301.
- Nascimento D. A. do, Gava A., Pires J. de L., Teixeira W. 1981. Geologia mapeamento regional. DNPM. Projeto Radambrasil. Folha As-24 – Fortaleza. (21):173-1201.
- Ottmann F. C. 1964. Introducción a la geologia marina y litoranea. Editorial Universidade de Buenos Aires: Eudeba, Buenos Aires. 287p.
- Torquato J. R. 1992. Contribuição à neotectônica do estado do Ceará. Revista de Geologia. 5:5-38.

CAPÍTULO 8

CONCLUSÕES

O conjunto de dados apresentados e interpretados pela presente pesquisa leva às seguintes conclusões:

- 1) A sedimentação plio-pleistocênica da Planície Costeira Leste do estado do Ceará está diretamente relacionada a eventos de reativação de estruturas tectônicas pretéritas, compondo um claro quadro de atividade neotectônica.
- 2) Os registros da deposição de leques aluviais, com base na conceituação de fácies sedimentares, definem a sedimentação das porções proximais, intermediárias e distais, com processos de fluxos de detritos e de fluxos subaquosos.
- 3) A fácies rudácea, caracterizada pela abundância de clastos de quartzo inseridos em uma matriz areno-argilosa, contendo estruturas do tipo corte/preenchimento de canais (PA8), e repousando discordantemente sobre o embasamento cristalino foi interpretada como uma sedimentação típica do segmento proximal dos leques aluviais.
- 4) A sedimentação interpretada como produto deposicional do segmento médio dos leques aluviais encontra-se caracterizada pela dispersão aleatória de grânulos de quartzo em uma matriz areno-argilosa.
- 5) O topo da seqüência plio-pleistocênica é marcado pela deposição areno-argilosa de aspecto maciço definida como representante do segmento distal dos leques aluviais. Nesse contexto faciológico, foi evidenciado depósito modelado pela ação do vento (fácies PA4), sendo interpretado como influência da ação eólica na sedimentação Barreiras do estado do Ceará.
- 6) Nos sedimentos plio-pleistocênicos da costa leste cearense, não foi verificada qualquer evidência ou registro relacionado à influência marinha na Formação Barreiras.
- 7) A evolução dos depósitos eólicos ao longo da planície costeira do município de Aquiraz encontra-se essencialmente associada às reativações de estruturas pretéritas e às variações na quantidade de sedimentos disponível na face de praia.
- 8) Os depósitos eólicos, em função do índice de cobertura vegetal e mobilidade dos sedimentos, foram classificados em ativos, parcialmente ativos e inativos, com formas variadas.
- 9) O litoral de Aquiraz, de acordo com os processos envolvidos na sedimentação eólica, apresenta formas dunares diferenciadas nas células de barlar e sotamar.
- 10) A célula de barlar é marcada pelo expressivo campo de dunas inativas de formas parabólicas e pelo cordão de dunas parcialmente ativas do tipo frontal.
- 11) A célula de sotamar apresenta uma maior variação nas formas dunares, com representantes de uma sedimentação considerada mais antiga (dunas longitudinais inativas), intermediária (dunas longitudinais parcialmente ativas) e dunas atuais (dunas

- barcanas).
- 12) O monitoramento dos estádios morfodinâmicos da face de praia mostrou maior volume de sedimentos envolvidos na dinâmica praial da célula de barlar e menores volumes para a célula de sotamar.
 - 13) A interpretação do balanço sedimentar, com pequenas perdas e ganhos de volume, confirma para a região um estado de equilíbrio entre os processos deposicionais e erosionais.
 - 14) O fator determinante na variação do volume sedimentar na dinâmica litorânea encontra-se relacionado com a instalação das cidades de veraneio do Barro Preto, Iguape e Presídio. Portanto, estas ocupações funcionam como alterações ambientais impostas pelo homem, principal responsável pela redução da alimentação da célula de sotamar.
 - 15) A utilização de imagem de sensoriamento remoto, com ferramenta de levantamento de dados primários, em pesquisas relacionadas com os processos costeiros, teve sua validação integral, quando utilizada na avaliação da taxa de migração das dunas ativas e, parcial, quando aplicada na determinação da taxa de variação da linha de costa.
 - 16) A banda espectral 3 do satélite Landsat TM7, em função do seu comprimento de onda, destacou-se na identificação de feições submersas.
 - 17) A integração de dados geológicos, obtidos em campo, com as informações extraídas por interpretações de imagens de sensoriamento remoto, compõe um vasto banco de dados, capaz de elucidar inúmeros pontos ainda considerados enigmáticos nos estudos da zona costeira.

REFERÊNCIAS

- A Zona Costeira do Ceará – Diagnóstico para a gestão integrada. 2003. Associação de Pesquisa e Preservação de Ecossistemas Aquáticos – AQUASIS. 248p.
- Alheiros M. M., Lima Filho M. F., Monteiro F. A. J., Oliveira Filho J. S. 1988. Sistemas deposicionais da Formação Barreiras no nordeste oriental. *In*: SBG. XXXV Cong. Bras. Geol. Belém. Anais 2: 753 - 760.
- Allen J. R. L. 1970. Physical processes of sedimentation. London. 180p.
- Allen J.R.L. 1975. Physical geology *In*: J. A. G. Thomas (Org.), *Introducing Geology*. 141p.
- Almeida F. G. 2001. Paisagens morfodinâmicas do sistema praia-duna na porção central da costa gaúcha. *In*: ABEQUA. VII Cong Assoc. Bras. Est. Quaternário. Anais. 43 - 44.
- Amaro V.E., Vital H. Silveira I.M.da, Lima Z.M.C., Alves A. de L., Tabosa W.F., Caldas, L.H. de O., Souto M.V.S., Grigio A. M. 2002. Aplicação de sensoriamento remoto multiespectral/multisensor e banco de dados em SIG no monitoramento das modificações morfológicas da zona costeira setentrional do estado do Rio Grande do Norte, Nordeste do Brasil. *In*: SBG, XLI Congresso Brasileiro de Geologia. Anais. p:79.
- Andrade E.1986. Geologia sedimentar da costa de Aracati-Icapuí, no estado do Ceará – Brasil. Dissertação de Mestrado, C.T., Universidade de Pernambuco. 127p.
- Andrade G. O. de. 1955. Contribuição para o estudo geomorfológico da costa pernambucana. Imprensa. Oficial. Recife. 84p.
- Arai M. 1994. Novos dados sobre a estratigrafia e ambiente deposicional dos sedimentos Barreiras, nordeste do Pará. *In*: SBG. IV Simp. de Geol. da Amazônia. Boletim de resumos expandidos. pp: 185 – 187.
- Araripe P. de T. & Feijó F. J. 1994. Bacia Potiguar. Rio de Janeiro. PETROBRÁS. Boletim Geociências 8(1): 127 – 141.
- Arens S. M., Slings Q., Yries C. N. de. 2004. Mobility of a remobilised parabolic dune in Kennemerland, the netherlands. *Geomorphology*, **59** : 175-188.
- Arthaud M. H.; Vasconcelos A. M.; Nogueira Neto J. A.; Oliveira F. V. C.; Parente C. V.; Monié P.; Liégeois J. P.; Caby R.; Fetter A. H. 1998. Main Structural Features of Precambrian Domains From Ceará (NE Brazil). *In*: DEGEO/UFOP – IBTA, International Conference on Basement Tectonics, 14th, Ouro Preto, Abstracts, 84-85.
- Asmus H. E. & Baisch P. R. 1983. Geological evolution of the brazilian continental margin. episodes, pp: 3 – 9.
- Asmus H. E. & Porto R. 1972. Classificação das bacias sedimentares brasileiras segundo a tectônica das placas. *In*: SBG. XXVI Congr. Bras. Geol. Belém. Anais, 2: 67 - 90.
- Asmus H. E. 1984. Geologia da margem continental Brasileira. *In*: Geologia do Brasil; explanatory text of geological map of Brasil and adjoining ocean floor including mineral deposits, coordinated by C. Schobbenhaus, C.G.R. Derze and H. E. Asmus. DNPM. pp: 443 – 472.
- Asmus H. E. 1991. Uma visão critica da metodologia para o levantamento ambiental costeiro do Brasil.*In*: III Encontro Nacional de Estudos sobre o Meio Ambiente. Anais(1):207-229.

- Atlas do Potencial Eólico do Estado do Ceará. 2001. Governo do estado do Ceará – Secretaria da Infraestrutura. 94p.
- Bacoccoli G. 1971. Os deltas marinhos holocênicos brasileiros – uma tentativa de classificação. Rio de Janeiro. PETROBRÁS. Boletim Técnico **14** (1/2): 5 - 38.
- Bagnold R. A. 1941. The physics of blown sand and desert dunes. London: 265p.
- Baptista M. B., Braun O. P. G., Campo D. de A. 1984. Léxico Estratigráfico do Brasil. Brasília: DNPM. 560p.
- Batista Neto J. A. & Silva C.G. 2003. Morfologia do fundo oceânico. *IN*: Batista Neto J. A., Ponzi V. R. A. & Sichel S. E. (coordenadores). Introdução à geologia marinha. 279p.
- Bascon W. N. 1964. Waves and beaches. Doubleday, New York. 268p.
- Bauer B. O., Houser C. A., Nickiling W. G. 2004. Analysis of velocity profile measurements from wind tunnel experiments with saltation. *Geomorphology*, **59**: 81-98.
- Bertani R. T., Costa I. G. da; Matos R. M. D. de. 1990. Evolução tectono-sedimentar, estilo estrutural e habitat do petróleo na bacia Potiguar. *IN*: Raja Gabaglia G. P. E., Milani E.J. (Coordenadores). Origem e evolução de bacias sedimentares. PETROBRÁS. 291 -310.
- Bertrand G. 1972. Paisagem e geografia física global. *IN*: Caderno de Ciências do Terra. Universidade de São Paulo, Instituto de Geografia, São Paulo, n. 13, p. 1-27.
- Bigarella J. J. & Andrade G. O. de 1964. Considerações sobre a estratigrafia dos sedimentos cenozóicos em Pernambuco (Grupo Barreiras). *Arq. Ciên. da Terra*, **2**: 2 -14.
- Bigarella J. J. 1946. Contribuição ao estudo da planície litorânea do estado do Paraná. *Arquivos de Biologia e Tecnologia*, (1): 75 – 111.
- Bigarella J. J. 1954. Os sambaquis na evolução da paisagem litorânea sul-brasileira. *Arquivos de Biologia e Tecnologia*, (9-10): 199 – 221.
- Bigarella J. J. 1975. The Barreiras Group in northeastern Brazil. *An. Acad. Bras. de Ciênc.*, Rio de Janeiro, 47:365-393. Suplemento.
- Billings, M.P. 1972. Structural Geology. Prentice Hall, New Jersey. Third Edition. 606p.
- Blissenbach E. 1954. Geology of alluvial fans in semiarid regions. *Geological Society of America Bulletin*. 65: 176-190.
- Borges V. P. & Moraes Filho J. C. 2002. Grupo Barreiras e estruturas neotectônicas na região de Teixeira de Freitas, Bahia. *In*: SBG. XI Congr. Bras. de Geol. Anais 352p.
- Branco M. P. de N. C. & Freire G. S. S. 1995. Sedimentação superficial da plataforma continental do estado do Ceará. *In*: COLACMAR. VI Congresso Latinoamericano de Ciências do Mar. p: 23.
- Branco M. P. de N. C. 1996. Sistemas deposicionais da região costeira do estado do Ceará – Folhas Parajuru e Aracati. Dissertação de Mestrado. Centro de Tecnologia, Universidade de Pernambuco. 126p.
- Branco M. P. de N. C., Lehugeur L. G. O; Campos J. E. G. (no prelo). Sistema de

- classificação das feições eólicas da planície costeira do município de Aquiraz – Ceará - Brasil (Artigo submetido à revista Geociências).
- Branco M.P. de N. C., Lehugeur L. G. O; Campos J. E. G. (em preparação): Estudo morfodinâmico das praias do município de Aquiraz – estado do Ceará – Brasil.
- Brandão R de L. 1995. Sistema de informações para gestão e administração territorial da Região Metropolitana de Fortaleza – *In*: Projeto SINFOR. Mapa geológico da Região Metropolitana de Fortaleza. Texto Explicativo. 34p.
- Branner J. C. 1902. Geology of the northeastern coast of Brasil. *Soc. Geol. América*(13):41-98.
- Brasil/Sudene. 1967. Estudo geral de base do vale do rio Jaguaribe. *Hidrogeologia*. 245p.
- Breed C. S. & Grow T. 1979. Morphology and distribution of dunes and sand seas observed by remote sensing. *In*: A study of global sand seas. Geological Survey Professional Paper. **559**: 253 - 429.
- Bretani R. T., Costa I. G., Matos R. M. D. 1990. Evolução tecto-sedimentar, estilo estrutural e habitat do petróleo na bacia potiguar. *In*: Raja Gabaglia G. P. E., Milani E.J. (Coordenadores). Origem e evolução de bacias sedimentares. *PETROBRÁS*. 291 - 310.
- Brown J., Colling A., Park D., Philips J., Rothery D., Wrigth J. 1989. Waves, tides and shallow-water processes. Oxford: 187p.
- Brookes I. A. 2001. Aeolian erosional lineations in the Libyan Desert. *Geomorphology*, **39**: 189-203.
- Bull W. B. 1962. Relations of alluvial fan size and slope to drained basin size and lithology. *Geology Survey Professional Paper*. **450**: 51-53.
- Bull W. B. 1963. Alluvial fan deposits. *Journal of Geology*. **11**: 243 - 251.
- Bull W. B. 1964a. History and causes of channel trenching. *American Journal Science* **262**(249 – 258).
- Bull W. B. 1964b. Geomorfology of segmented alluvial fans. *Geological Survey Professional Paper* **352**(89-129).
- Bull W. B. 1964c. Alluvial fans and near-surface subsidence. *Geological Survey Professional Paper*. **437**(91-121).
- Bull W. B. 1968. Alluvial fan. *Encyclopedia of Geomorph.* .Reinhold Book Corporation. 23 – 41.
- Butterfield G. R. 1998. Transitional behaviour of saltation: wind tunnel observations of unsteady winds. *J. Arid Environ.* **33**: 377-394.
- Caby R.; Sial A.; Arthaud M. H.; Vauchez A. 1991. Crustal evolution and Brasiliano orogeny in Northeast Brazil. *In*: Dallmeyer, R. D. & Lecorchè, J. P. (ed.) *The West African Orogens and Circum Atlantic Correlatives*, Springer-Verlag, 373-397.
- Campos E. & Silva L. M. 1965. O Grupo Barreiras na região de Natal. Instituto de Antropologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte. *Geologia* 1:4.
- Campos M. de, 1976. Projeto Rio Jaguaribe. Relatório Final. DNPM/CPRM.

- Carling P. A. & Shvidchenko A. B. 2002. A consideration of the dune: antidune transition in fine gravel. *Sedimentary Geology*, **49**:1269-1282.
- Carter R. W. G. 1988. Coastal environments. London. Academic press. 617p.
- Carvalho V. C. A. 1994. Zona costeira brasileira – subsídios para uma avaliação ambiental. Ministério do Meio Ambiente, dos Recursos Hídricos e Amazônia Legal (MMA). 211p.
- Celso Ponte F. 1991. Implantação tectônica das bacias sedimentares mesozóicas do interior do nordeste brasileiro. PETROBRÁS. Boletim interno 2:4-15.
- Chang H.K., Koswmann R. O., Figueiredo A. M. F. 1988. New concepts on the development of East Brazilian marginal basins. *Episodes*, 11(3):194-202.
- Chaves J. M. 2002. Discriminação de litotipos com base em dados de radar de abertura sintética e sinergismo radar/sistema óptico. Tese de Doutorado. Instituto de Geologia, Universidade de Brasília. 219p.
- Claudino Sales V. & Peulvast J. P. 2001. Geomorfologia dos campos de dunas do Estado do Ceará. *In: ABEQUA. VII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário. Anais*. 141-143p.
- Collinson A. D. 1981. Aluvial sediments. *In: Reading H. G. Sedimentary environments and facies*. Boston, Blackwell Scientific Publications.
- Comissão Especial de Nomenclatura Estratigráfica da Sociedade Brasileira de Geologia. Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica - Guia de Nomenclatura Estratigráfica. *Revista Brasileira de Geologia*, **16**(4):370-416.
- Conceição J. C. J., Zalán P. V., Wolf S. 1988. Mecanismo, evolução e cronologia do rift Sul-Americano. PETROBRÁS. Boletim de Geociências 2(24):255-265.
- Cornelis W. H. & Gabriels D. 2003. The effect of surface moisture on the entrainment of dune sand by wind: na evolution of selected models. *Sedimentology*, **50**: 771-790.
- Costa I. G., Bertrami C. V., Alves L. E. M. 1990. A evolução tectono-sedimentar e o *habitat* do óleo da bacia do Ceará. PETROBRÁS. Boletim 4(1): 65-74.
- Costa M. J. 1973. Projeto Jaibaras: DNPM/CPRM. 178p.
- Coutinho P. N. 1976. Geologia marinha da plataforma continental Alagoas-Sergipe. Tese de Livre Docente. Centro de Tecnologia, Universidade de Pernambuco. 112p.
- Coutinho P.N. & Farias C. C. 1979. Contribuição à origem dos recifes do nordeste. *In: SBG. IX Simpósio de Geologia do Nordeste. Anais*. p.243.
- Crosta A. P. 1993. Processamento digital de imagens de sensoriamento remoto. IG/UNICAMP. 170p
- Darros de Matos R. M. 1992. The Northeast Brazilian rift system. *Tectonics*. **11**: 766 –791.
- Darros de Matos R. M. 1999. From oblique rifting to a margin: the opening of the equatorial atlantic. *IN: SBG. XI Congress of the Brazilian of Geophysical Society. Anais*.
- Davies J. L. 1964. Morphogenic approach to world shorelines. *Geomorph*. **8**:127-142.

- Davies J. L. 1980. Geographical variation coastal development, 2^a Ed., London. 212p.
- DHN – Departamento de hidrografia e navegação. 2001. Tábuas de marés para 2001. costa do Brasil e alguns portos estrangeiros. Rio de Janeiro. 54p.
- Diik V. & Law J. 1995. Sublimation and aeolian sand moviment from a frozen surface experimental results from Presquile Beach, Ontario. *Geomorph.* **11**: 177-187.
- DNPM– Departamento Nacional de Produção Mineral. 1983. Mapa geológico do estado do Ceará.
- Dominguez J. M. L. 1981. Evolução quaternária da planície costeira associada à foz do rio Jequitinhonha (BA): influência das variações do nível do mar e da deriva litorânea de sedimentos. Salvador. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal da Bahia. 73p
- Eckis R. 1928. Alluvial fans of the Cucamonga District, southern California. *Journal of Geology.* **36**:224-247.
- Farias F. F. de, Bittencourt A. C.S., Zanini Jr. A., Dominguez, J. M. L. 1985. Variações temporais e espaciais na dinâmica de sedimentação da Praia de Armação – Salvador/BA. *Rev. Bras. de Geol.*, **15** (1): 48 –54.
- Fisher W. I. 1969. Facies characterization of gulf coast basin delta systems, with some holocene analogues. *transactions of g.c. a.g.s.* 19.
- Fisher W. L. & Brown Jr. L. F. 1972. Classic depositional systems: a genetic approach to facies analysis. Bureau of Economic Geology the University of Texas. 211p.
- Folk R. L. 1961. Stages of textural maturity in sedimentary rocks. *Journal Sed. Petrol.*(**21**): 127-130.
- Fonseca R. C. S. 1992. Análise estratigráfica e sedimentológica dos reservatórios profundos da seção pescada, Bacia Potiguar, Brasil. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geologia, Universidade Federal do Ouro Preto. 104p.
- Forman S. L. & Pierson J. 2003. Formation of linear and parabolic dunes on the eastern Snake River Plain, Idaho in the nineteenth Century. *Geomorphology*, **56** : 189-200.
- Forte E. P. 1987. Mapa geológico da Bacia Potiguar. A origem da bacia mesozóica do Apodi como decorrência do ciclo tecto-orogênico brasileiro. PETROBRÁS/Debar/Dinter. Relatório Interno. 79p.
- Freire G. S. S. & Cavalcanti V. M. M. 1998. A cobertura sedimentar quaternária da plataforma continental do estado do Ceará. Fortaleza. DNPM. 10º Distrito/UFC. Departamento de Geologia. Laboratório de Geologia Marinha e Aplicada. 40p.
- Freire G. S. S. 1985. Geologia marinha da plataforma continental do estado do Ceará. Tese de Mestrado. Centro de Tecnologia, Universidade Federal do Pernambuco. 135p.
- Fryberger S. G. & Schenk C. 1981. Wind sedimentation tunnel experiments on the origins of aeolien strato. *Sedimentology* **28**: 805-821.
- Fryberger S.G. 1979. Dune forms and wind regime. *In: A study of global sand seas.* Geological Survey Professional Paper. **559**:138-169.

- Galvão L. S. 2001. Métodos para análise de espectros de reflectância. *In: Sensoriamento Remoto – reflectância de alvo*. Organizadores Paulo Roberto Meneses, José da Silva Madeira Netto – Brasília, DF: UnB; Planaltina: Embrapa Cerrado. P: 225 – 247.
- Galvin C. Jr. 1968. Breaker type classification on three laboratory beaches. *Journal of Geophysical Research* **73**: 3651 – 3659.
- Giannini, P. C. F., Riccomini, C. 2003. Sedimentos e processos sedimentares. *In: Teixeira, W., Toledo, M. C. M. de, Fairchild, T. R. , Taioli, F. (Org.)*, Decifrando a Terra. São Paulo. Oficina de Textos, 2000. 2º reimpressão. 568p.
- Góes A. M., Rossetti D. de F., Nogueira A. C. R., Toledo P. M. de. 1989. Modelo deposicional preliminar da Formação Pirabas no nordeste do estado do Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Ciências da Terra*. **2**: 3 – 15.
- Gomes J. R. de C., Medeiros M. de F., Cavalcante J. C. 1997. Geologia. *In: Atlas do Ceará*. Fortaleza. Secretaria de Planejamento e Instituto de Planejamento do Ceará. pp:16-17.
- Gonçalves R. A., Lehugeur L. G. de O., Castro J. W. de A., Pedroto A. E. S. 2003. Classificação das feições eólicas dos lençóis maranhenses. *Mercator (UFC)*. Ano 2, n. 3 . pp: 99-112.
- Greeley R. & Iversen J. D. 1985. Wind as a geological process. Cambridge University. 333p.
- Gulliver F. P. 1899. Shoreline topography. *American Academy of Arts and Sciences Proceedings*, 34:151–258.
- Gurgel Jr. J. B., Meireles A. J. A., Gurgel G. A. S. 1991. Avaliação dos condicionantes de degradação ambiental por avanço do mar na Praia do Pecém, litoral norte do estado do Ceará. Uma proposta de estudo. *In: ENESMA. III Encontro Nacional de Estudos sobre o Meio Ambiente* 2:238-241.
- Guza R. T. & Bowen A. J. 1977. Resonant interations from waves breaking on a beach. *In: XV Int. Conf. Coastal Eng.* pp: 560-579.
- Guza R. T. & Inman D. L. 1975. Edge waves and beach cusps. *J. Geophys.* **80**:2997–3012.
- Hasui, Y. 1990. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. *In: 1 Workshop sobre Neotectônica e sedimentação Cenozóica continental no sudeste brasileiro*, Belo Horizonte. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia – Núcleo Minas Gerais*, (11): 1-31.
- Hesp P. A. 1981. The formation of shadow dunes. *Journal of Sed. Petrology*. **51**(1):101–112.
- Hesp P. A., Hyde R., Hesp V., Zhengyu O. 1989. Longitudinal dunes cam move sideways. *Earth Surf. Process. Landf.* **14**: 447-451.
- Hesp P. A. 2002. Foredunes and *Blowouts*: initiation, geomorphology and dynamics. *Geomorphology*, **48**: 245-268.
- Hooke R. L. B. 1967. Process on arid-region alluvial fan. *Journal of Geology*.**75**: 438-460.
- Hunter R. E.1977.Basic types of stratification in small eolian dunes. *Sedimentology*. **24**(3): 361–387.

- Johnson D. W. 1919. Shore processes and shoreline development. Nova York. 584p.
- Kearey P. & Vine F. 1996. Global tectonics. 2nd Ed. Blackwell Science. 333p.
- Kegel W. 1957. Contribuição ao estudo da bacia costeira do Rio Grande do Norte. Coleção Mossoroense. (167):55-104.
- Kemp P. H. & Plinston D. T. 1968. Beaches produced by waves of low phase difference. J. Hydraul. Div., 94(4): 1183 – 1195.
- Knight J., Orford J. D., Peter W., Braley S. H. 2002. Assessment of temporal changes in coastal sand dune environments using the log-hyperbolic grain-size method. Sedimentary Geology, **49**: 1229-1252.
- Komar P. D. 1983. Beach processes and erosion – a introduction. *In*: Komar, P. D. & Moore, J. R. Handbook of coastal processes and erosion. pp:1 –20.
- Lancaster N. 1982. Linear dunes. Prog. Phys. Geogr. **6**: 457-504.
- Lancaster N. 1989. Star dunes. Prog. Phys. Geogr. **13**: 67-91.
- Lancaster N. 1994. Dunes morphology and dynamics. *IN*: A. D. Abrahams and A. J. Parsons Editors, Geomorphology of desert environments, Chapman & Hall. London. pp: 474-505.
- Lancaster N. 1995. Geomorphology of desert dunes. Routledge. London. 290p.
- Lancaster M. V., Nickling G. , Neuman C. M. 2002. Particle size and sorting characteristics of sand in transport on the storm slope of a small resersing dune. Geomorp. **43**: 233-242.
- Landredi N. W. & Framiñan M. B. 1986. Field study and prediction of lonshore currentes, argentine coast. Journal of Coastal Research. **2**(4): 409 – 417.
- Lehuteur L. G. de O. 1992. Caracterização sedimentar de parte do sistema deposicional dos leques aluviais da província costeira do Rio Grande do Sul. Porto Alegre: Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 187p.
- Lehuteur L. G. O., Gonçalves R. A., Branco, M. P. de N. C. 2001. Eolianitos da região costeira do estado do Piauí *In*: ABEQUA. VIII Congresso Brasileiro de Estudos do Quaternário. Boletim de Resumos. pp: 140-141.
- Leite C. E. S., Bezerra E. C., Francelino F. das C. P., Morais J. S. D. de. 1997. Recursos hídricos. *In*: Atlas do Ceará. Secretaria de Planejamento e Coordenação. pp: 26-27.
- Lessa G., Angulo R. J., Giannini P. C. F., Araújo A. D. 2000. Stratigraphy and holocene evolution of a regressive barrier in south Brazil. Marine Geology, (165): 87-108.
- Lima Neto F. F. 1985. Carta estratigráfica da Bacia Potiguar. PETROBRÁS. 64p.
- Mabbutt J. A . 1977. Desert landforms. The Mit Press, Cambridge, Massachusetts. 340p.
- Mabesoone J. M. 1964. Origin of sandstone recife of Pernambuco (North Eastern Brasil). Journ. Sedim. Petrol. **34**(4): 715-726.
- Mabesoone J. M. 1974. Microfácies de sedimentos clásticos. Revista Brasileira de Geociências. **4**(4): 207 – 214.

- Mabesoone J. M. 1986. Uma nova aproximação na análise faciológica de depósitos fluviais. *In*: SBG. XII Simpósio de Geologia do Nordeste. Atas. pp: 15 –19.
- Mabesoone J. M., Campos e Silva A., Beurlen K. 1972. Estratigrafia e origem do Grupo Barreiras em Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte. *Revista Brasileira de Geociências*. **2**:173-188.
- Macrozoneamento da zona costeira do Brasil na escala da união. 1996. Ministério do Meio Ambiente, dos Recursos Hídricos e da Amazônia Legal. Programa Nacional do Meio Ambiente. Brasília. 208p.
- Madeira Netto J. de S. 2001 Comportamento espectral dos solos. *In*: Sensoriamento Remoto – reflectância de alvo. Organizadores Paulo Roberto Meneses, José da Silva Madeira Netto – Brasília, DF: UnB; Planaltina: Embrapa Cerrado. P: 127 – 154.
- Maia L. P. 1993. Controle tectônico e evolução geológica e sedimentológica da região da desembocadura do rio Jaguaribe – Ceará. Dissertação de Mestrado. Centro de Tecnologia, Universidade Federal de Pernambuco. 144p.
- Maia L. P., Morais J. O. de, Raventos J. S., Freire G. S. S. 1997. Características texturais e variação temporal dos sedimentos da face de praia da região de Fortaleza – Ce. *In*: SBG. XVII Simpósio de Geologia do Nordeste. Resumos Expandidos. Boletim 15:188-192.
- Marinho J. M. L., Vasconcelos S. M. S., Castelo Branco R. M. G., Maia L. P. 1990. Reconhecimento geofísico da região costeira entre Aracati e Beberibe - Ce. Relatório do Projeto de Reconhecimento Global dos Sistemas Depositionais Costeiros (Ce). 36p.
- Matos R. M. D. de. 1991. Crustal structure and tectonic evolution of the Potiguar Basin – Ne Brazil. *Ass. Prof. Geoph. Bull.* 75(3): 630.
- Mastronuzzi G. & Sampo P. 2002. Holocene coastal dune development and environmental changes in Apulia (Souther Italy). *Sedimentary Geology*, **150** : 135-152.
- Mayer E. 1974. Estratificação preliminar na plataforma continental da Bacia Potiguar, Rio Grande do Norte. PETROBRÁS. Relatório Interno. 36p.
- Mckee E. D. 1979. Sedimentary structures in dunes. A study of global sand seas. *Geological Survey Professional Paper*. **559**: 83 – 134.
- Medeiros R. A. 1980. Sistemas deposicionais. *In*: SBG. XXXI Congr. Bras. Geol. Anais. 53-63.
- Meireles A. J. A. 1991. Mapeamento geológico-geomorfológico do quaternário costeiro de Icapui - extremo leste do estado do Ceará. Dissertação de Mestrado. Centro de Tecnologia, Universidade Federal de Pernambuco. 133p.
- Meneses P. R. & Corrêa Rosa J. W. 2002. Processamento de imagens de satélite de sensoriamento remoto. Texto Universitário. Laboratório de Sensoriamento Remoto e Análise Espacial. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília. 94p.
- Meneses P. R. & Madeira Netto J. da S. 2001. Sensoriamento remoto: reflectância dos alvos naturais. Ed. da Universidade de Brasília. 262p.
- Meneses P. R. M. 2001. Fundamentos de radiometria óptica espectral. *In*: Sensoriamento Remoto – reflectância de alvo. Organizadores Paulo Roberto Meneses, José da Silva

- Madeira Netto – Brasília, DF: UnB; Planaltina: Embrapa Cerrado. P: 15 – 40.
- Miall A. D. 1985. Architectural-element analysis: a new method of fácies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Science Reviews*, 22(4):261 – 308.
- Milliman J. D. & Barreto H. T. 1975. Upper continental margin sedimentation of Brasil. Part 1. *Contr. Sed. Stuttgart*, 4: 1-10.
- Monijji H., Bishop S. R. 2002. Estimating the windward slope profile of a barcan dune. *Sedimentology*, **49**: 467-482.
- Mörner, N.A. 1993. Neotectonics, the new global tectonic regime during the last 3 Ma and the initiation of ice ages. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 65(2):295-301.
- Morais J. O. de 1968. Contribuição ao estudo dos *beach-rocks* do nordeste do Brasil. *Trabs. Oceanogr* (6):79 -94.
- Morais J. O. de 1980. Aspectos do transporte de sedimentos no litoral do município de Fortaleza, estado do Ceará. *Arq. Ciên. Mar*, **20**:71-100.
- Morais J. O. de, Souza M. J. N. de, Coutinho P. N. 1975. Contribuição ao estudo geomorfológico-sedimentológico do litoral de Beberibe (Ceará – Brasil). *Arq. Ciên. Mar*, **15** (2): 71-78.
- Moreira M. M. M. A. & Gato L. C. S. 1981. Geomorfologia: DNPM. Projeto RadamBrasil. Folha As-24 Fortaleza. 21:146-172.
- Namikas S. & Sherman D.J. 1995. A review of the effects of surface moisture content on aeolian sand transport. *IN: Desert aeolian processes*. Ed. Tahackerian. pp: 269-292. Chapman & Hell. London.
- Nascimento D. A. do, Gava A., Pires J. de L., Teixeira W. 1981. Geologia mapeamento regional. DNPM. Projeto RadamBrasil. Folha As-24 – Fortaleza. 21:173-1201.
- Neuman C. M. 2004. Effects of temperature and humidity upon the transport of sedimentary particules by wind. *Sedimentology*, **51**: 1-18.
- Neves B. B. de B. 1975. Regionalização geotectônica do pré-cambriano nordestino. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 198p.
- Nickling W. G. 1994. Aeolian sediment transport and deposition. Oxford: Blackweel Scientific Publications. 379p.
- Nickling W. G. & McKenna-Neuman C. 1999. Recent investigations of airflow and sediment transport over desert dunes. *IN: A. S. Goudle et al. Aeolian Environments. Sediments and landforms*. Wiley, Chichester. pp: 15-47.
- Nilsen T. H. 1982. Alluvial fan deposits. *In: Sholle, P. A. & Spearing, D. Sandstone deposital environment*. 49-86.
- Noda E. K. 1971. State-of-art of litoral drift measurements. *Shore and Beach*, **39**: 35-41.
- Nogueira Neto J. de A. 2000. Evolução geodinâmica das faixas granulíticas de Granja e Cariré, extremo noroeste da província Borborema. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista. 171p.

- Normais Climatológicos 1992. Ministério da Agricultura e Reforma Agrária – Secretaria Nacional de Irrigação. Departamento Nacional de Meteorologia. Brasília. 84p.
- Novo E. M. L. M. 1995. Sensoriamento remoto – princípios e aplicações. Ed. Edgard Blücher. São Paulo. 308p.
- Ojeda H. & Rebelo E. S. 1982. Bacia Potiguar (Parte Emersa). Integração geológica regional de dados exploratórios. PETROBRÁS, Debar/Dotec. 71p.
- Oliveira P. E. & Ramos J. R. A. 1956. Geologia das quadrículas de Recife e Pontas de Pedra. DNPM, Div. Geol. Min., Boletim 151: 60p.
- Ottmann F. C. 1964. Introducción a la geologia marina y litoranea. Editorial Universidade de Buenos Aires: Eudeba, Buenos Aires. 287p.
- Pethick J. 1984. Introduction to coastal geomorphology. London: Edward Arnold. 260p.
- Pettijhon F. J., Potter P. E., Siever R. 1987. Sand and sandstone. 2ª Ed. New York: Springer – Verlag. 553p.
- Pinheiro L.S., Morais J. O., Medeiros C. 2001. Mudanças da linha de praia e feições morfológicas no município de Cascavel, estado do Ceará, Brasil. Arq. Ciên. do Mar, **34**:67 – 75.
- Ponte F. C. 1971. Evolução paleogeográfica do Brasil oriental e Africa ocidental. PETROBRÁS. 71p.
- Pye K. & Tsoar H. 1990. Aeolian sand and sand dunes. Unwin Hyaman. London. 360p.
- Pye K. 1983. Coastal dunes. Prog. Phy Geogr. 7:531–557.
- Rachocki A. 1981. Alluvial fans. New York. 218p.
- RADAMBRASIL. 1981. Levantamento dos recursos naturais. Folha Jaguaribe SB 24/25. Geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso do potencial de terra. Rio de Janeiro. 23il.
- Rasmussen K.R. & Sorensen M. 1999. Aeolian mass transport near the saltation threshold. Earth surf. Proc. Land. **24**: 413-422.
- Reading H. G. 1981. Sedimentary environments and facies. Blackwell Scientific Publications. 313p.
- Reineck H. E. & Singh J. B. 1975. Depositional sedimentary environments. Berlin: Springer – Verlag. 439p.
- Reynould H. & Louboutin R. 2002. Variability of sediment transport in beach and coastal dune environments Brittany, France. Sedimentary Geology, **150** : 17-29.
- Ribeiro J. A. P. 2001. Características hidrogeológicas e hidroquímicas da faixa costeira leste da Região Metropolitana de Fortaleza – Ceará. Dissertação de Mestrado. Departamento de Geologia, Universidade Federal do Ceará. 112p.

- Riccomini, C., Giannini, P. C. F., Mancini, F. 2003. Rios e processos aluviais. *In*: Teixeira, W., Toledo, M. C. M. de, Fairchild, T. R. , Taioli, F. (Org.), Decifrando a Terra. São Paulo. Oficina de Textos, 2000. 2º reimpressão. 568p.
- Rodrigues A. C. B., Maia L. P., Freire G. S. S., Bezerra R. G., Melo R. R. 2001. *In*: ABEQUA. VIII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário. Anais.pp:71-73.
- Rossetti D. F.; Góes A. M., Truckenbrodt W. 1990. A influência marinha nos sedimentos Barreiras. *Bol. Ciên. Terra*, (2): 17-29.
- Rudorff B. F. T. 2003. Produtos de sensoriamento remoto.5p. (www. herbário.com.br - agosto/2003)
- Saadi A. & Torquato J. R. 1992. Contribuição à neotectônica do estado do Ceará. *Revista de Geologia*, 5:5-38.
- Salgado-Labouriau M. L. 1998. História ecológica da terra. Edgard Blücher. 2º Edição. 307p.
- Sano E. E. 1997. Sensitivity analysis of c- and ku-band synthetic aperture radar data to soil moisture content. Dissertation of Docto. University of Arizona.222p.
- Sarre R. D. 1988. Evaluation of eolian sand transport equations using intertidal zone measurements, saunton sands, England. *Sedimentology*, **35**(4):671–821.
- Sauermann G., Rognon P., Poliakov A., Hermann H. J. 2000. The shape of the barcan dunes of southern Morocco. *Geomorphology*, **36**: 47-62.
- Sauermann G., Andrade J. S., Maia L. P., Costa U. M. S., Hermann H. J. 2003. Wind velocity and sand transport on a barcan dune. *Geomorphology*, **54**, 245-255.
- Sausen T. M. 2003. Sensoriamento remoto e suas aplicações para os recursos naturais. 9p. (www. herbário.com.br - agosto/2003)
- Selley, R. C. 1976. Ancient sedimentary environments. A brief survey. Londres: Chapman& Hail.
- Shao Y. 2000. Physics and modelling of qind erosion. Kluwer academic publishers, Dordrecht, 339p.
- Shepard F. P. 1963. Submarin geology, 2º Edição. Tokyo. Harper International. 557p.
- Shermen D. & Hotta S. 1990. Aeolian sediment transport theory and measurement. *IN*: Costal dunes: from and processes. Eds. K.F. Nordstrom, N. P. Psuty and R. W. G. Carter. pp: 17-37.
- Short A. D.& Hesp P. A. 1982. Wave,beach and dune interatctions in souteastern Austrália. *Mar. Geol.***48**. 259-284.
- Silva C.G., Patchineelam, S. M., Baptista Neto J. A. & Ponzi V. R. A. 2004. Ambientes de sedimentação costeira e processos morfodinâmicos atuantes na linha de costa. *IN*: Baptista Neto J. A. , Ponzi V. R. A .& Sichel S. E. (organizadores). Introdução à geologia marinha.279p.

- Silva E. V. 1993. Dinâmica da paisagem: estudo integrado de ecossistemas litorâneos em Hueva (Espanha) e Ceará (Brasil). Tese de Doutorado. Universidade Estadual de São Paulo. 437p.
- Silva Filho W. F. da, Pinheiro R. D., Corrêa I. C. S., Freire G. S. S., Maia L. P. 2001. Fácies sedimentares da plataforma continental interna do estado do Ceará. *In: ABEQUA. VIII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário. Anais. pp:129-130.*
- Silveira J. D. 1964. Morfologia do litoral. *In: Azevedo, A. de. A Terra e o Homem. 253-305.*
- Silver R. 1962. Silica solubility, 0° – 200° c, and the diagenesis of siliceous sediments. *The Journal of Geology, 70(2): 127 – 150.*
- Sorensen M. 2004. On the rate of aeolian sand transport. *Geomorphology, 59 : 53-62.*
- Souza Filho P. W. M. 2002. Avaliação e aplicação de dados de sensores remotos no estudo de ambientes costeiros tropicais úmidos, Bragança, norte do Brasil. Tese de Doutorado. Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará. 219p.
- Souza M. J. N. 1988. Contribuição ao estudo das unidades morfo-estruturais do estado do Ceará. *Revista de Geologia. 1(1): 73 – 91.*
- Souza M. J. N. 1997. Geomorfologia. *In: Atlas do Ceará. Séc. de Planejamento (Ce). 14 –15.*
- Souza S. M. 1982. Atualização da litoestratigrafia da Bacia Potiguar. *In: SBG. XXXII Cong. Bras. Geol, Anais 5: 2393 – 2406.*
- Steffen C. A. 2003. Introdução ao sensoriamento remoto 13p. (www.herbário.com.br – 08/03)
- Sudene – Asmic. 1967. Estudo geral de base do vale do Jaguaribe. *Hidrogeologia. 245p.*
- Suguio K. & Bigarella J. J. 1990. Ambientes fluviais. 2 Ed. Florianópolis: Editora da Universidade Federal de Santa Catarina. 183p.
- Suguio K. & Martin L. 1976 a. Brazilian coastline quaternary formations the States of São Paulo and Bahia litoral zone evolutive schemes. *Anais da Academia Brasileira de Ciências (48): 325-334.*
- Suguio K. & Martin L. 1976 b. Mecanismo de gênese das planícies sedimentares quaternárias do litoral do estado de São Paulo. *In: SBG. XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia. Anais (I): 295-305.*
- Suguio K. & Martin L. 1978. Formações quaternárias marinhas do litoral paulista e sul fluminense. *In: SBG. International Simposyum on Coastal Evolution in the Quaternary. Special publication (I): 1-55.*
- Suguio K. & Nogueira A.C.R. 1999. Revisão crítica dos conhecimentos geológicos sobre a Formação (Grupo ?) Barreiras do neógeno e seu possível significado como testemunho de alguns eventos geológicos mundiais. *Geociências. 18 (2): 461-479.*
- Suguio K. 1980. Rochas sedimentares: propriedades, gênese, importância econômica. São Paulo. Ed. Edgard Blücher. 500p.

- Suguio K., Martin L., Flexor J. M. 1993. As flutuações de nível do mar durante o quaternário superior e a evolução geológica de “deltas” brasileiros. *Boletim Ig-Usp (Publicação Especial)*, 5:186.
- Suguio K. 2003. *Geologia sedimentar*. São Paulo. Ed. Edgard Blücher. 400p.
- Szatmari P., Françolin J. B. de L., Zanotto O., Wolff S. 1987. Evolução tectônica da margem equatorial brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*, **17**(2), 180-188.
- Teixeira F. J. & Paiva M. H. A. 1993. Estudo hidrogeológico e hidroquímico da região costeira do município de Icapuí-Ce. Fortaleza. Relatório de Graduação. Departamento de Geologia, Universidade Federal do Ceará. 144p.
- Tessler M. G. & Mahiques M. M. 2003. Processos oceânicos e a fisiografia dos fundos marinhos. *IN: Teixeira W., Toledo M. C. M. de, Fairchild T. R. & Taiolo F. (organizadores). Decifrando a Terra*. 558p.
- Tinley K. L. 1985. Coastal dunes of south Africa. *South African National Scientific Programmes Report*. 109: 300.
- Toldo Jr. E. E., Dillemburg L. E. S. B., Almeida L. I., Tabajara R. R. M., Cunha L. O. B. P. 1993. Parâmetros morfodinâmicos da Praia de Imbé. *Pesquisas*. 20(1) 27 – 32.
- Tomas D. G. S. 1992. Desert dune activity: concept and significance. *J. Arid. Environ.* **22**: 31-38.
- Tomazelli L. J. 1990. Contribuição ao estudo dos sistemas deposicionais holocênicos do nordeste da província costeira do Rio Grande do Sul – com ênfase no sistema eólico. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, UFRGS. 270p.
- Torquato J. R. 1992. Contribuição à neotectônica do estado do Ceará. *Revista Geologia*. 5:5-38.
- Torquato J. R. 1995. A geologia do noroeste do Ceará (uma visão histórica). *Revista Geologia*. 8:7-184.
- Torquato J. R. F. & Nogueira Neto J. A. 1996. Historiografia da região de dobramentos do médio Coreau. *Revista Brasileira de Geociências*, **26** (4): 303-314.
- Torquato J. R., Torquato A. M. P., Moraes R.M. de. 1996. Alguns aspectos neotectônicos da região litorânea compreendida entre o Sítio do Retirinho e Ponta Grossa (Ceará). *In: SBG. XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia. Anais* 5: 470-473.
- Tsoar H., Blumberg D. G., Stoler Y. 2004. Elongation and migration of sand dune. *Geomorphology*, **57**: 293-302.
- Villwock J. A., Tomazelli L. J., Loss E. L., Dehnhardi E. A., Horn P. N. O., Bachi F. A., Dehnhardi B. A., 1986. *Geology of Rio Grande Coastal Province. Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*.(4): 78-97.
- Walker I. J. & Nickiling W. G. 2002. Dynamic of secondary airflow and sediment transport over and in the lee transverse dunes. *Prog. Phys. Geogr.* **26**: 47-75.
- Walther, J. 1893 – 1894. *Einleitung in die geologie als historische Wissenschaft* Jena: Gustas Fisher.

- Wang X., Dong Z., Zhang J., Qu J., Zhao A.. 2002. Grain size characterist of dune sands in the central Tatlimadam dand-sea. *Sediment. Geol.* **161**: 1-14.
- Wang X., Dong Z., Zhang J., Chen G. 2003. Geomorphology and sand dune in the northeast Taklimakan desert. *Geomorph.* **42**: 183-195.
- Wiegel R. L. 1964. *Oceanographical engineering*. Prentice-Hall. New. York. 532p.
- Wing G. F. S., Braid A. J., Atherton R. J. 2003. The dynamic effects of moisture on the entrainment and transport of sand by wind. *Geomorphology*, **59**: 13-30.
- Wing G. F. S. Atherton A. J., Braid A. J. 2004. Thresholds of aeolian sand transport: establishing suitable values. *Sedimentology*, **51** : 95-109.
- Wright L. D. & Short A. D. 1984. Morphodynamics variability of surf zones and beaches: A synthesis. *Mar Geol.* (56):93–118.
- Wright L. D., May S. K., Short A. D., Green M. O. 1984. Beach and surf zone equilibria and response times. *In: XVIII International Coastal Engineering Conference. Proceedings* 2150 – 2164.
- Wright L. D., Thom B. G., Chapell J. 1979. Morphodynamics of reflective and dissipative beach and inshore systems, southeastern Australia. *Mar Geol.* (32):105–140.
- www. engesat .com.br (Imagens de Satélites) 2003. Ficha Técnica Resumida – IKONOS.
- Yue-Hong C. 1997. *Exploring spatial analysis in geographic information systems*. OnWord Press. 474p.
- Zalán P. V. 1984. Tectonics and sedimentation of the Piauí-Camocim sub-basin, Ceará Basin, offshore northeastern, Brazil. Tese de Doutorado. Colorado Scholl of Mines. 133p.