

UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO CENTRO DE TECNOLOGIA E
GEOCIÊNCIAS PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

José Reginaldo Lima Verde Leal

**ESTUDO DA EVOLUÇÃO DO RIO COCÓ PARA DETERMINAÇÃO DE SUA
CAPACIDADE DE SUPORTE E PROPOSTA DE RECUPERAÇÃO**

**Tese de doutorado
2009**

JOSÉ REGINALDO LIMA VERDE LEAL

Engenheiro Geólogo, Universidade Federal de Ouro Preto, 1969.
Mestre em Geologia, Universidade Federal do Ceará, 2003

**ESTUDO DA EVOLUÇÃO DO RIO COCÓ PARA DETERMINAÇÃO DE SUA
CAPACIDADE DE SUPORTE E PROPOSTA DE RECUPERAÇÃO**

Tese que apresentou ao Programa de Pós-Graduação em Geociências do Centro de Tecnologia e Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, orientada pelo Prof. Dr. Valdir do Amaral Vaz Manso e co-orientada pelo Prof. Dr. Luís Parente Maia, em preenchimento parcial para obter o grau de Doutor em Geociências, área de concentração em Geologia Sedimentar e Ambiental, defendida e aprovada em 20 de Novembro de 2009.

RECIFE, PE
2009

F383m Leal, José Reginaldo Lima Verde.
Estudo da evolução do rio Cocó para determinação de sua capacidade de suporte e proposta de recuperação / José Reginaldo Lima Verde Leal. - Recife: O Autor, 2009.
xvi, 221 folhas, il : 79 figs, 32 tabs, 68 fotos.

Tese (Doutorado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG.
Programa de Pós-Graduação em Geociências, 2009.

Inclui Bibliografia .

1. Rios. 2. Ambientes Naturais. 3.Unidades Geoambientais. 4.
Capacidade de Suporte. 5. Corredores Fluviais I. Título.

UFPE

551

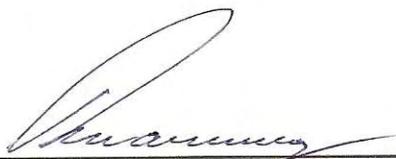
CDD (22. ed.)

BCTG/2009-xxx

"ESTUDO DA EVOLUÇÃO DO RIO COCÓ PARA DETERMINAÇÃO DE SUA CAPACIDADE DE SUPORTE E PROPOSTA DE RECUPERAÇÃO".

José Reginaldo Lima Verde Leal

Aprovado:



Prof. Dr. Valdir do Amaral Vaz Manso

20/11/2009



**Prof. Dr. Virgínio Henrique de Miranda Lopes
Neumann**

20/11/2009



Prof. Dr. Almany Costa Santos

20/11/2009



Prof. Dr. Luiz Parente Maia

20/11/2009



Prof. Dr. George Satander Sá Freire

20/11/2009

DEDICATÓRIA

Que Deus me dê serenidade para aceitar as coisas que não posso mudar, coragem para mudar as que posso mudar, e sabedoria para distinguir entre elas (Reinhold Niebuhr, 1892-1971, teólogo americano)

Ao meu pai no meu último resgate da parcela da herança que me deixou: “Somente o que coubesse entre as orelhas”.

À minha mãe que foi se orgulhando pelo casal a cada êxito, na quitação daquelas parcelas legadas por meu saudoso pai.

À tias Maria Celso, Neusa e Léa três mães que não precisaram sentir a dor do parto para dar o amor materno aos sobrinhos.

Aos irmãos por uma harmonia e amizade, que são do tamanho do universo, mas que guardo dentro do coração.

Aos amigos sinceros que têm me acompanhado na longa caminhada, inclusive àqueles que já estão no Oriente Eterno.

Aos filhos de quem tenho me furtado da presença, para mostrar que a vida de esforços continua até mesmo na velhice.

Aos netos que tanto demoraram a chegar, e preciso amar e conviver com intensidade, para aproveitar ao máximo o tempo que ainda resta.

À Wanda que no quase meio século de convivência me fez acreditar na veracidade das palavras do escritor francês André Maurois: “Para um casal verdadeiramente unido, a perda da juventude não é uma desgraça. A doçura de envelhecer juntos faz esquecer a pena de envelhecer”.

AGRADECIMENTOS

“Quando o coração pode falar, não há necessidade de preparar discurso” (Gotthold Ephain Lessin, 1729-1781, escritor alemão).

Ao Professor Doutor Valdir do Amaral Vaz Manso que conheci como estagiário, colega, professor e orientador, sem deixar nunca de ser o amigo prestativo, competente e humano.

Ao parceiro de longas caminhadas, o jovem Professor Doutor Luís Parente Maia que tem me levado com a sabedoria dos mais velhos, pelos caminhos da geologia ambiental, primeiro como orientador do mestrado e agora como co-orientador.

Ao Professor Doutor Jean-Pierre Peulvast que aquiesceu em receber este doutorando na Sorbonne, para a “tese sanduíche”, como orientador, cicerone, conselheiro e anfitrião, além de sugerir alterações importantes nesta tese.

Ao Professor Paulo Coutinho que, mesmo na aposentadoria compulsória continua a levar os mais jovens, e outros nem tanto, como eu, a conhecer os mistérios da geologia, através de seus sábios conselhos.

Ao amigo Professor Doutor George Satander Sá Freire que tem me incentivado, desde o mestrado, a continuar na luta.

Ao Professor Doutor Virgínio Henrique Neumann pela amizade e fraternidade como professor e sugestões importantes como membro da banca examinadora

Ao Professor Doutor Almany Costa Santos que participou tanto da banca examinadora para o curso de doutorado, quanto como membro da banca examinadora da tese, sempre com a mesma preocupação da sanidade de nossos rios.

Ao professores do curso de doutorado que abriram a mente deste aluno com os ensinamentos ministrados.

Aos colegas Leonardo Hislei Uchôa Monteiro e Maria Valberlândia Nascimento que ajudaram a passar melhor aquele tempo distante de casa e da família, através das discussões acadêmicas, convivência, prestatividade e coleguismo.

Ao geólogo e mestrando Francisco Gleidson da Costa Gastão que coordenou todos os trabalhos de geoprocessamento para digitalização dos mapas e das figuras da tese.

Ao geólogo e mestre Luiz José “Buda” Cruz Bezerra que formatou esta presente tese e ajudou na correção do texto.

Aos geólogos Kátia de Julio e Geraldo José de Aquino Cabral que digitalizaram os mapas de foto-interpretção e imagens de satélite.

Ao acadêmico de geologia Cecílio Aguiar Rosa Junior que digitalizou mapas, preparou figuras e finalizou a formatação da tese.

Aos geólogos da CPRM José Alberto Ribeiro e Jader Parente Filho que, gentilmente, disponibilizaram o dossiê dos furos de sondagem para água e as fotografias aéreas da bacia do rio Cocó.

A geógrafa e mestre Rosa Alice Rodrigues pela cessão dos dados estatísticos sobre a população de Região Metropolitana de Fortaleza.

RESUMO

O objetivo deste trabalho é analisar a evolução temporal e espacial do rio Cocó, incluindo a ocupação das margens, desde suas nascentes, até a foz, caracterizar as feições de seu curso, suas fontes de poluição e contaminação, estudando a capacidade de suporte, para avaliação de suas águas e propor sua recuperação, como corredor fluvial. No estudo foram utilizadas fotografias aéreas e imagens de satélite associadas com verificação de campo para o mapeamento das unidades geoambientais e evolução da ocupação urbana, que teve ainda apoio de dados do IBGE, ao longo de meio século. Para delimitação mais precisa da bacia hidrografia, determinação da declividade e seções de trechos e elaboração de imagem tridimensional, dos cursos do rio Cocó, usou-se imagem de radar. A interpretação dos perfis de poços perfurados para água na área da bacia foi fundamental para mapear o topo da Formação Barreiras, do Embasamento Cristalino e horizonte carbonático. O levantamento bibliográfico de teses, dissertações e trabalhos técnicos no âmbito da bacia, principalmente quanto à qualidade da água do rio Cocó forneceu informações sobre a sanidade do rio e sua capacidade de suporte. A datação de paleodunas e dunas vegetadas permitiu determinar a idade da mudança de curso do rio Cocó e caracterizar os eventos eólicos relacionados à oscilação do nível do mar. Três ambientes foram individualizados, com suas unidades geoambientais: a Frente Marinha (depósitos submersos, recifes de arenito, *beachrocks*, praias, cordões litorâneos, terraços marinhos, planície de deflação, paleodunas e campos de dunas vegetadas e móveis); Corredores Fluviais (planícies fluviais e flúvio-marinhas, com seus manguezais, salgados e apicuns); e Terras Altas (maciços residuais, tabuleiros pré-litorâneos e depressão Sertaneja). A análise multi-temporal destas unidades mostrou que, nos quase 50 anos de registros, as dunas vegetadas dobraram de área, a superfície ocupada pelo manguezal quadruplicou e a ocupação urbana, na bacia, aumentou dez vezes. A paleosuperfície do Arenito Barreiras mostra, nitidamente, um vale que, partindo da penúltima curva do Cocó, saía na enseada do Mucuripe. A grande mudança do trajeto Cocó foi há 40.000 A.P., quando os sedimentos eólicos, representados pelas paleodunas da Cidade 2.000, barraram o curso do rio, fazendo com que ele capturasse um afluente do rio Coaçu, transformando este último em afluente da margem direita, quando originalmente, eram dois rios independentes. O mapa do topo do embasamento mostra um gráben a leste da estruturação brasileira N20° E, onde está encaixada a maior parte do curso do rio. O Cocó, cujo estuário é verticalmente misturado, já esgotou sua capacidade de suporte, e, se não houver

um controle dos efluentes e detritos lançados no seu leito, fixação das dunas móveis da margem direita, e retirada de sedimentos do fundo, para que as marés penetrem no estuário em maior volume, será muito difícil recuperá-lo. Em paralelo, um levantamento geofísico da área compreendida entre o vale do rio Cocó e o litoral englobando dunas, praia do Futuro até o Mucuripe, poderia fornecer informações mais precisas da potencialidade hidrogeológica do gráben que seria a continuação do Gráben Mecejana.

PALAVRAS-CHAVE: ambientes naturais, unidades geoambientais, capacidade de suporte, corredores fluviais.

ABSTRACT

The objective of this work is to analyze the evolution of the Coco river in time and space, including the shore occupation, from its headwaters to its mouth, characterize the features of its course, its pollution and contamination sources, studying the capacity of support to evaluate the waters and propose its recovery as a water way. Interpretation of aerial photographs and satellite images, associated with field verification, have been used for the mapping of the geoenvironmental units and study the evolution of human occupation that had the support of IBGE data, in the time span of half a century. To establish more precise boundaries of the river basin, determination of the slope and cross section morphology, in each reach and production of three dimensional images, of the Coco river courses, radar image has been used. The interpretation of the profiles of water from the sampling wells in basin area was very important to the mapping of the top of the Barreiras Formation, basement and carbonatic horizon. The literature survey of theses, dissertations and technical works related to the basin, specially with respect to the Coco river water quality, provided its sanity and export potential susceptibility. The determination of age of paleodunes and vegetated dune permitted the determination of the age of the river course change and characterize the wind events related to the sea level oscillations. Three environments have been characterized with their geoenvironmental units: the Marine Front (submersed deposits, sandstone reefs, beachrocks, beaches, sand spits, marine terraces, deflation plains, paleodunes, vegetated and active dunes; Stream Corridors (fluvial plains and fluvio-marine plains, with their mangroves, *salgados* and *apicuns*) and High Lands (residual massifs, pre-costal *tabuleiros* and Sertaneja surface). The multitemporal analysis of these units from aerial photos and satellite images brought the realization that, in the almost 50 years of records, the vegetated dunes doubled in area, the area occupied by the mangrove increased four times and the urban occupation, in the hydrographic basin area, increased ten folds. The great course change took place 40 000 years ago B.P., when aeolian sands, represented now by the Cidade 2.000 paleodunes, obstructed Cocó course, that ended at the Mucuripe bay, causing the capture of a Coaçu river tributary that became a Cocó affluent of the right bank, while in the past the two rivers were independent. The Cocó river, whose estuary is vertically mixed, has already exhausted its export potential susceptibility and, if there is no control of the effluents and aeolian sands dumped in its waters, stabilization of the moving dunes in its right bank to prevent the wind blown sand to collapse into its channel, and action be taken to remove these sediments from the bottom by dredging, in order to allow that the tides, responsible for the dilution and removal of pollutants, enter the basin in a larger volume, it would be very difficult to recover the river as a stream corridor. In parallel, a geophysical survey in the area between the Coco river valley and sea shore, encompassing dunes, Future Beach up to Mucuripe, could provide more

informations about the groundwater potential of graben that would be the continuation of the Mecejana Graben.

Keywords: natural environments, estuary, geoenvironmental units, export potential susceptibility.

SUMÁRIO

Devemos estudar a Natureza não com o
intuito de explicar o mundo, mas para assimilar a
Sabedoria da Natureza como guia de vida.
(Diógenes de Sínope, o Cínico, 412-323 a.C.,
filósofo grego)

DEDICATÓRIA.....	iii
AGRADECIMENTOS	iv
RESUMO.....	vi
ABSTRACT	viii
SUMÁRIO.....	x
ÍNDICE DE FIGURAS	xiv
ÍNDICE DE FOTOS.....	xvii
ÍNDICE DE TABELAS	xx
1. INTRODUÇÃO.....	1
1.1. CONSIDERAÇÕES INICIAIS	1
1.2. OBJETIVOS.....	4
1.3. LOCALIZAÇÃO E ACESSO	4
2. ESTRUTURA E IMPORTÂNCIA DA TESE E GUIA DE LEITURA	6
2.1. ESTRUTURA DA TESE	6
2.2. HIPÓTESE DE TRABALHO	6
2.3. IMPORTÂNCIA DA TESE	8
3. CARACTERIZAÇÃO GERAL DA ÁREA.....	10
3.1. FISIOGRAFIA	10
3.2. ARCABOUÇO ESTRUTURAL	12
3.2.1. Província Borborema.....	12
3.2.2. Formação da Margem Continental Atlântica.....	14
3.3. GEOLOGIA.....	22
3.4. GEOMORFOLOGIA	26
3.5. CLIMA	29
3.5.1. Regime Pluvial	29
3.5.2. Ventos e Dinâmica Eólica	32
3.6. DINÂMICA MARINHA.....	38
3.7. COBERTURA VEGETAL.....	40
3.8. FORTALEZA E PRIMEIROS COLONIZADORES DO CEARÁ	43
4. MATERIAL E MÉTODOS	51
4.1. PESQUISA BIBLIOGRÁFICA	51
4.2. MAPEAMENTO DAS UNIDADES GEOAMBIENTAIS.....	51
4.2.1. Interpretação de Fotografias Aéreas e Imagens de Satélite.....	53
4.2.2. Verificação de Campo e Confecção de Mapas Geoambientais Multi-temporais... 54	
4.3. TRAÇADO DO PALEOCURSO DO RIO COCÓ	54
4.4. MAPEAMENTO DAS SUPERFÍCIES DE TOPO DO CALCÁRIO E DO EMBASAMENTO CRISTALINO.....	54
4.5. COLETA DE AMOSTRAS DE AREIA DE DUNAS E DATAÇÃO DOS EVENTOS.	55
4.6. COMPARAÇÃO DOS MAPAS DE USO E OCUPAÇÃO MULTITEMPORAIS COM OS DADOS DO IBGE	55
4.7. LEVANTAMENTO DE PARÂMETROS FÍSICOS, FÍSICO-QUÍMICOS, QUÍMICOS E BIOLÓGICOS DO RIO COCÓ.....	55
4.8. SÍNTESE DOS DADOS DE AMOSTRAGEM DE ÁGUAS DO RIO COCÓ.....	59
4.9. INTERPRETAÇÃO DE DADOS	59

4.10. REDAÇÃO DA TESE.....	59
5. MAPEAMENTO DAS UNIDADES GEOAMBIENTAIS.....	60
5.1. COMENTÁRIOS GERAIS.....	60
5.2. AMBIENTES E UNIDADES GEOAMBIENTAIS.....	62
5.2.1. Frente Marinha.....	62
5.2.1.1. Depósitos Submersos.....	62
5.2.1.2. Recifes de Arenito.....	64
5.2.1.3. Beachrocks.....	65
5.2.1.4. Praias.....	69
5.2.1.5. Cordões Litorâneos.....	75
5.2.1.6. Terraços Marinhos.....	77
5.2.1.7. Planícies de Deflação.....	79
5.2.1.8. Dunas Costeiras.....	84
5.2.1.8.1. Paleodunas.....	85
5.2.1.8.2. Dunas Fixas.....	86
5.2.1.8.3. Campos de Dunas Móveis.....	87
5.2.2. Corredores Fluviais.....	90
5.2.2.1. Planícies Flúvio-Marinhas.....	92
5.2.2.2. Planícies Fluviais.....	99
5.2.3. Terras Altas.....	104
5.2.3.1. Tabuleiros Pré-litorâneos.....	104
5.2.3.2. Maciços Residuais.....	106
5.2.3.3. Depressão Sertaneja.....	108
6. EVOLUÇÃO DO RIO COCÓ.....	115
6.1. HISTÓRIA DA EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DA ÁREA DA BACIA DO RIO COCÓ.....	115
6.2. ORIGEM E EVOLUÇÃO DAS FEIÇÕES GEOAMBIENTAIS DA BACIA DO RIO COCÓ.....	118
6.3. MUDANÇA DE CURSO DO RIO COCÓ.....	130
7. USO E OCUPAÇÃO DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO COCÓ.....	142
7.1. EVOLUÇÃO DA OCUPAÇÃO NA BACIA DO RIO COCÓ.....	142
8. CAPACIDADE DE SUPORTE DO RIO COCÓ.....	152
8.1. CONCEITOS E CLASSIFICAÇÃO DE ESTUÁRIOS.....	152
8.2. DETERMINAÇÃO DE SUSCETIBILIDADE DOS ESTUÁRIOS.....	159
8.2.1. Considerações Gerais.....	159
8.2.2. Eutrofização.....	161
8.3. DETERMINAÇÃO DA CAPACIDADE DE SUPORTE.....	163
8.3.1. Princípios Gerais.....	163
8.3.2. Cálculo de Vazões.....	163
8.3.3. Determinação do prisma de marés e volumes de estuários.....	164
8.3.4. Cálculo de Fatores de Emissão e Quantificação de Cargas de Poluentes.....	166
8.3.5. Medidas dos Parâmetros Químicos, Físico-Químicos e Biológicos ao longo do Tempo e Espaço.....	167
8.3.6. Avaliação do Estado Trófico.....	181
9. ANÁLISE DO RIO COCÓ E PROJETO DE RECUPERAÇÃO.....	183
9.1. ESTUDOS DO RIO COCÓ POR TRECHOS.....	183
9.2. ESTUDOS DE PRÉ-OPERAÇÃO.....	196
9.3. MONITORAMENTO.....	199

9.4. ABERTURA DE ACESSOS PARA ÁGUA DO MAR NA AVENIDA MURILO BORGES.	200
9.5. FIXAÇÃO SEDIMENTOS EÓLICOS DA MARGEM DIREITA EM SABIAGUABA	200
9.6. DRAGAGEM DO RIO COCÓ	207
10. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	209
11. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	211

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1 - Mapa de Localização	5
Figura 2 - Imagem LANDSAT 7 mostrando as bacias dos rios Pacoti e Cocó e o sistema Pacoti-Riachão-Gavião.	11
Figura 3 - Grandes domínios tectônicos da Província Borborema. Cartografia baseada em Bizzi <i>et al</i> (2003), <i>apud</i> Oliveira (2008).	13
Figura 4 - Placa Sul-Americana no contexto global (modificado de Condie, 1989) – Fonte: Schobbenhaus & Brito Neves (2003).	14
Figura 5 - Episódios magmáticos da Província Borborema e margem continental, entre o Cretáceo e o Cenozóico. Fonte: Oliveira (2008).	15
Figura 6 - Províncias, bacias e zonas de fraturas da Margem Continental Equatorial. Fonte: Oliveira (2008).	16
Figura 7 - Mapa Geológico da Folha de Fortaleza SA 24 (DNPM-CPRM, 2004).	17
Figura 8 - Reconstrução da evolução morfotectônica da planície Jaguaribe-Piranhas, desde a fase Pré-rifte. Fonte Peulvast <i>et al.</i> (2008).	19
Figura 9 - Esboço Geológico da RMF. Adaptado de Brandão (1998)	24
Figura 10 - Esboço Geomorfológico da RMF. Adaptado de Brandão (1998)	27
Figura 11 - Relação da média mensal da potência do vento (DP), precipitação pluviométrica e diferenças no SST (SST(N-S), entre o Atlântico Norte e o Sul. Fonte: Tsoar <i>et al.</i> (2009). ...	33
Figura 12 - Rosa de areia de Aranaú, na costa oeste do Ceará, mostrando que a maioria dos ventos provém do leste. Fonte: Tsoar <i>et al.</i> (2009).	34
Figura 13 - Correlação entre a velocidade média do vento ou potência do vento (DP) e a precipitação pluviométrica. Fonte: Tsoar <i>et al.</i> (2009).	37
Figura 14 - Esboço Fito-ecológico da RMF. Adaptado de Brandão (1998).	41
Figura 15 - Imagem de satélite de 07/06/2007 mostrando os depósitos submersos na enseada do Mucuripe.	64
Figura 16 - Terminologia de Perfis de Praias (modificado de U.S.A.C.E, 1992). Fonte: Leal (2003).	70
Figura 17 - Perfis de Praia de Verão e Inverno, no Ceará (Modificado de U.S.A.C.E, 1992). 70	
Figura 18 - Estágios extremos de Praias (Modificado de U.S.A.C.E, 1992). Fonte: Leal (2003)	71
Figura 19 - Principais modos de formação de corredores preferenciais de deflação (<i>blowout</i>) (Modificado de Hesp, 2000). Fonte: Leal (2003).	81
Figura 20 - Evolução de uma duna parabólica a partir de um corredor preferencial de deflação (Modificado de Hesp, 2000). Fonte: (Leal, 2003).	84
Figura 21 - Classificação de Dunas Simples (Modificada de Pye e Tsoar, 1990). Fonte: Maia <i>et al.</i> (2005).	85
Figura 22 - Estrutura Física e Tempo em Escalas Múltiplas. (Modificado de Federal Interagency Stream Restoration Working Group, 2000). Fonte: Leal (2003).	91
Figura 23 - Mosaico de fotografias aéreas mostrando todo o estuário do rio Cocó, desde a foz até a BR 116. Fonte: SEMACE	93
Figura 24 - Morfologia e depósitos de uma Planície de Inundação. Modificado de Federal Interagency Stream Restoration Working Group, 2000). Fonte: Leal (2003).	100
Figura 25 - Mapa de Unidades Geoambientais a partir de fotos aéreas de 1958	110
Figura 26 - Mapa de Unidades Geoambientais a partir de fotos aéreas de 1968	112
Figura 27 - Mapa de Unidades Geoambientais a partir de fotos aéreas de 1972	113

Figura 28 - Mapa de Unidades Geoambientais a partir de imagens de satélite SPOT de 2005	114
Figura 29 - Estágios de evolução do Gondwana. Fonte: Oliveira (2008).	116
Figura 30 - Interpretação e representação de correlação hipotética das superfícies de erosão do nordeste do Brasil e regiões vizinhas. Fonte Peulvast <i>et al.</i> (2008).	118
Figura 31 - Imagem de radar 3D, mostrando em destaque os maciços residuais, com topos nivelados, incluindo a serra da Aratanha.	119
Figura 32 - Mapa morfológico da bacia da imagem de radar sem adoçamento dos contornos, mostrando os maciços residuais (vermelho), transição para depressão Sertaneja, tabuleiros (verde) e vales (azul).	120
Figura 33 – Bloco diagrama, a partir das cotas de imagem de radar, mostrando o curso antigo e atual do rio Cocó.	131
Figura 34 - Mapa de localização dos furos de sondagem catalogados pela CPRM.	132
Figura 35 - Curso do rio Cocó antes e depois da mudança sobre a superfície do topo da Formação Barreiras.	133
Figura 36 - Mapa do topo da Formação Barreira na época da mudança de curso do rio Cocó, sobre uma imagem de satélite, mostrando o paleovale com o curso antigo (azul mais escuro).	134
Figura 37 - Mapa de localização da área de dragagem do Porto do Mucuripe. Fonte: PETCON-DOCAS DO CEARÁ (2000)	136
Figura 38 - Mapa de Distribuição do tamanho médio dos sedimentos na enseada do Mucuripe. Fonte: PETCON-DOCAS DO CEARÁ (2000)	137
Figura 39 - Mapa de distribuição textural da enseada do Mucuripe. Fonte: PETCON-DOCAS DO CEARÁ (2000).	137
Figura 40 - Mapa da distribuição dos teores de material em suspensão (mg/L) ao longo da área de estudo. Fonte: PETCON-DOCAS DO CEARÁ (2000)	138
Figura 41 - Mapa com as direções de deslocamento das manchas de Rodamina em todos os pontos lançados durante os dias 29, 30/10 e 05/11/1999. Fonte: PETCON-DOCAS DO CEARÁ (2000).	138
Figura 42 - Mapa de poços para água que atingiram o embasamento cristalino.	140
Figura 43 - Mapa de curvas de nível da superfície do topo do horizonte carbonático sobre a imagem de satélite	141
Figura 44 - Bairros de Fortaleza	146
Figura 45 - Gráfico de variação da população dos bairros, da região do rio Cocó, em Fortaleza, ao longo dos anos Fonte: IBGE.	150
Figura 46 - Esquema de variação de corrente e salinidade ao longo de um ciclo de maré no período T. Fonte: Tomczak, 2000. Acima: Perfis de velocidade e salinidade na maré enchente máxima e vazante e calculada a média no período T. Abaixo: Relação entre volume da maré (prisma de maré) V e volume de água doce R.	157
Figura 47 - Salinidade num estuário inverso. Fonte: Tomczak (2000).	159
Figura 48 - Definição da Vulnerabilidade através dos potenciais de Diluição e Exportação. Fonte: LABOMAR-SEMACE (2006)	161
Figura 49 - Definição de capacidade de Suporte através da Vulnerabilidade e a Entrada de Nutrientes no Sistema. Fonte: LABOMAR-SEMACE (2006).	162
Figura 50 - Ecobatimetria realizada no rio Cocó. Fonte: LABOMAR (2005).	165
Figura 51 – Pontos de amostragens de água do rio Cocó pelos diversos pesquisadores.	169
Figura 52 - Imagem com localização dos pontos de amostragem do rio Cocó. Fonte: AGROPOLOS (2008).	177

Figura 53 - Imagem com locais de amostragem e contaminação química. Fonte: AGROPOLOS (2008).....	180
Figura 54 - Imagem com locais de amostragem e toxicidade. Fonte: AGROPOLOS (2008). .	181
Figura 55 - Tipos principais de riachos vistos na longitudinal, em corte, e no plano.	185
Figura 56 - Imagem SRTM da Bacia do rio Cocó com os trechos estudados.....	186
Figura 57 - Perfil do trecho 2 com a declividade	187
Figura 58 - Perfil do trecho 4 com a declividade	187
Figura 59 - Secção do trecho 4	187
Figura 60 - Perfil do trecho 5 com a declividade	188
Figura 61 - Secção do trecho 5	188
Figura 62 - Perfil do trecho 6 com a declividade	188
Figura 63 - Secção do trecho 6	189
Figura 64 - Perfil do trecho 7 com a declividade	189
Figura 65 - Secção do trecho 7	189
Figura 66 - Perfil do trecho 8 com a declividade	190
Figura 67 - Secção I do trecho 8.....	190
Figura 68 - Secção II do trecho 8	190
Figura 69 - Perfil do trecho 9 com a declividade	191
Figura 70 - Secção do trecho 9	191
Figura 71 - Perfil do trecho 10 com a declividade	191
Figura 72 - Secção do trecho 10	192
Figura 73 - Perfil do trecho 11 com a declividade	192
Figura 74 - Secção do trecho 11	192
Figura 75 - Perfil do trecho 12 com a declividade	193
Figura 76 - Secção do trecho 12	193
Figura 77 - Variação diurna da salinidade da água (‰) de superfície e fundo, em função do nível de maré, durante o período seco (agosto/1991) e chuvoso (abril/1992) em três estações. Fonte: Moreira (1994)	194
Figura 78 - Mapa com indicação das dunas de Sabiaguaba a serem estabilizadas	202
Figura 79 - Esquema de plantio de mudas para fixação de dunas (medidas em metro). Fonte Castro & Leal (1998).....	206

ÍNDICE DE FOTOS

Foto 1 - Recifes de arenito ferruginoso da Formação Barreiras na Volta da Jurema - Foto: Haim Tsoar, 2005.	65
Foto 2 - Ondas quebrando no nível mais a norte, dentro do mar, em frente à foz. No primeiro plano, a ponta do <i>beachrock</i> da boca do rio.	68
Foto 3 - Nível de <i>beachrock</i> da boca do Cocó. Ao fundo outro nível no mar, mais à norte, somente aflorando nas marés vazantes de sizígia equinocial (25/03/2008).	68
Foto 4 - Terceiro nível de <i>beachrock</i> , a montante da boca do rio Cocó, em Sabiaguaba.	68
Foto 5 - Praia intermediária com barras e cavidades longitudinais, no início da Praia do Futuro	72
Foto 6 - <i>Blowout</i> recortando a berma e uma duna frontal vegetada, na praia do Futuro.....	72
Foto 7 - Seixos de quartzo e conchas no sopé da berma, típicos de praia reflectiva, em Sabiaguaba, próximo ao limite leste da bacia.....	72
Foto 8 - Praia intermediária inclinada, com pequeno terraço à esquerda (areia mais clara), e recife de arenito Barreiras, na enseada do Mucuripe.....	73
Foto 9 - Quebra na morfologia, mostrando a oscilação da linha de berma ao longo do ano, e o limite superior da praia na crista da berma vegetada e as dunas frontais, em Sabiaguaba.....	73
Foto 10 - Praia do Futuro com dunas vegetadas capeando falésia morta no centro da foto.....	75
Foto 11 - Detalhe da foto anterior vista da praia mostra falésia morta recoberta por duna vegetada na praia do Futuro. No primeiro plano o terraço marinho erodido deixando aparecer uma coloração mais avermelhada de paleoduna ou arenito Barreiras.	75
Foto 12 - Cordões litorâneos (areia mais clara) formados em ambas as margens do rio Cocó, na praia entre os <i>beachrocks</i> e a planície de deflação, na foz, entre a Praia do Futuro e Sabiaguaba. Foto aérea (1994).	77
Foto 13 - Terraço marinho, na praia do Futuro, ao lado da Avenida Padre Antônio Tomaz, na praia do Futuro.....	78
Foto 14 - Formação de dunas parabólicas a partir de <i>blowouts</i> entre o campo de dunas móveis e a planície de deflação, em Sabiaguaba, segundo o modelo de Hesp (2000). Foto aérea inclinada (2008).	82
Foto 15 - Detalhe do <i>blowout</i> que inicia na duna frontal em Sabiaguaba, no limite leste da bacia do rio Cocó.....	83
Foto 16 - Planície de deflação no primeiro plano e, ao fundo, campo de dunas, em Sabiaguaba, no limite leste da bacia do rio Cocó.	83
Foto 17 - Paleoduna sobre o arenito Barreiras, com topo plano e recoberta por dunas vegetadas, ao fundo, na Cidade do Fortal.....	86
Foto 18 - Dunas parabólicas em Sabiaguaba. Foto aérea inclinada (2008).	87
Foto 19 - Foto aérea de 1958 mostrando dunas parabólicas, onde hoje está a Cidade 2.000, até a Avenida Santos Dumont. Na porção SW, aparecem as planícies fluvial e flúvio-marinha do rio Cocó, onde está hoje o Shopping Center Iguatemi.	88
Foto 20 - Duna fixa com vegetação fechada, sobre as paleodunas da Cidade do Fortal.....	88
Foto 21 - Detalhe da duna fixa sobre a paleoduna a sul da Cidade 2.000.	89
Foto 22 - Dunas avançando sobre a margem direita e o último manguezal da margem direita do rio Cocó, na ponte de Sabiaguaba.	89
Foto 23 - Fotografia aérea de 1968 mostrando o campo de dunas contínuo, desde a Praia do Futuro, até a enseada do Mucuripe, e limitado a sudoeste, pelas dunas vegetadas, e o vale do riacho Maceió, com a lagoa do Papicu, e o vale do rio Cocó, a sul.	90
Foto 24 - Lagamar, no limite sul do estuário do rio Cocó. Foto aérea inclinada (2008).....	94
Foto 25 - Manguezal da região média do estuário do rio Cocó. Foto aérea inclinada (2008)..	94

Foto 26 - Manguezal da foz do rio Cocó. Foto aérea inclinada (2008).....	94
Foto 27 - Exumação do mangue soterrado situado entre as marés alta e baixa de sizígia, na margem direita do rio Cocó, em Sabiaguaba, e avanço das dunas sobre o canal do rio.	95
Foto 28 - Detalhe do mangue soterrado e exumado na margem direita do Cocó, em Sabiaguaba, com crescimento mangues.	95
Foto 29 - Depósitos de areias das dunas, no leito do rio Cocó sendo colonizados pelos mangues ampliando as áreas de manguezal em Sabiaguaba. Fotografia aérea inclinada (2008).	96
Fotos 30 - Cinco estratos de mangues, na margem direita, entre a confluência com rio Coaçú, e a última curva do rio Cocó.....	97
Foto 31 - Salgado em nível mais elevado cercado pelo manguezal na margem direita do rio Cocó antes da confluência com o Coaçú.	97
Foto 32 - Fotografia aérea de 1958 mostrando as antigas salinas sobre os salgados. A porção central da foto é a área que foi, posteriormente, aterrada, para construção do Shopping Center Iguatemi.	98
Foto 33 - No primeiro plano os salgados, com antigas salinas, no meio do manguezal, na margem direita do canal retificado do rio Cocó. No fundo, a cidade do Fortal. Foto aérea inclinada (2008).....	98
Foto 34 - Salgados (áreas sem vegetação no centro da foto) entre os rios Cocó e o Coaçú (Lagoa Redonda-Sabiaguaba). Foto aérea inclinada (2008).	99
Foto 35 - Nascentes do rio Pacatuba/Cocó, no topo da serra da Aratanha, entre os municípios de Maranguape e Pacatuba.	101
Foto 36 - Rio Pacatuba/Cocó na parte mais alta do balneário Bica das Andréias, em Pacatuba.	101
Foto 37 - Talvegue do riacho Gavião em nível mais baixo, que a planície fluvial e depressão Sertaneja, ao lado da CE – 060, em Pacatuba.	102
Foto 38 - Planície fluvial do rio Gavião/Cocó depois de receber as águas do riacho Pacatuba, à direita e a depressão sertaneja à esquerda, na CE – 060, em frente ao Posto Fiscal de Pacatuba.....	102
Foto 39 - Rio Cocó, logo depois de cruzar a ponte do 4º Anel Viário.	102
Foto 40 - Fotografia aérea de 1972 do rio Cocó, com sua planície fluvial e lagoas, no entorno do Castelão.	103
Foto 41 - Planície fluvial da margem esquerda do rio Cocó, com mangue no primeiro plano, à direita. Ao fundo, à esquerda, os tabuleiros de paleodunas e arenito Barreiras e, à direita, as dunas vegetadas da Praia do Futuro.	104
Foto 42 - Sedimento retirado do leito do rio Cocó e lançado sobre a planície fluvial da margem direita, quando a retificação de seu curso.....	104
Foto 43 - Formação Barreiras sobre o embasamento alterado na avenida Sebastião Abreu 50 metros a sul da avenida Padre Antônio Tomaz.	105
Foto 44 - Escarpa do arenito Barreiras, cujo tabuleiro pré-litorâneo é capeado por paleodunas e dunas vegetadas. No primeiro plano, mangue e planície fluvial da margem esquerda do rio Cocó, a sul da Cidade do Fortal.....	106
Foto 45 - Depressão Sertaneja em primeiro plano, e o maciço residual (serra da Aratanha/Pacatuba) à margem da CE – 060, em Pacatuba.....	107
Foto 46 - Morro do Ancuri. Dique de rocha vulcânica alcalina e topo plano.	107
Foto 47 - Morro do Gararú (pedreira), entre as bacias do Pacoti (direita) e Cocó (esquerda). Foto aérea inclinada (2008).	108
Foto 48 - Afloramento de quartzito do Complexo Migmatítico na Ponta do Mucuripe, entre os dois espigões. Foto Fortaleza Guia Digital (2001)	108

Foto 49 - Depressão Sertaneja ondulada, com um maciço residual ao fundo na margem da CE – 060, entre Pacatuba e Monguba.....	109
Foto 50 - Fotografia inclinada mostrando as dunas sobre os tabuleiros pré-litorâneo da Cidade do Fortal, a confluência como Coaçu e a foz do Cocó entre a praia do Futuro e Sabiaguaba. Fortaleza-Guia Digital (2001). Fonte: Pessoa (2002).....	121
Foto 51 - Aterro do rio na Avenida Murilo Borges reduz o fluxo de água salgada para sul. Foto aérea inclinada (2009). Foto: Jean-Pierre Peulvast	122
Foto 52 - Dunas móveis avançando sobre a planície flúvio-marinha do rio Cocó em Sabiaguaba. Foto aérea escala original de 1:8.000 (1972).	123
Foto 53 - Fotografia aérea de 1958 mostrando as dunas do Seminário da Prainha.....	124
Foto 54 - Detalhe da foto aérea de 1968 mostrando o campo de dunas móveis no topo de falésia, marcando a antiga linha de falésias da praia do Futuro até o Mucuripe. Entre as dunas e a praia a planície de deflação, com lagoas, recobrimdo o antigo terraço marinho	125
Foto 55 - Fotografia aérea de 1972 mostrando o avanço do campo de dunas sobre o tabuleiro pré-litorâneo, a estrada e a planície flúvio-marinha do rio Cocó, em Sabiaguaba.	125
Foto 56 - Falésia morta do arenito Barreiras recoberta de dunas, em Porto das Dunas.	126
Foto 57 - Lagoas da planície de deflação/terraço marinho, no sopé das dunas, da praia do Futuro. Fotografia aérea de 1972.....	127
Foto 58 - Fotografia aérea de 1972, mostrando o sedimento eólico transportado das dunas do Mucuripe para o fundo da enseada, na altura do porto. Parte da areia foi retirada para construção do estacionamento do porto e acesso para a Praia do Futuro.	127
Foto 59 - Quebra-mar de pedra para proteção das casas da antiga Avenida dos Jangadeiros (Getúlio Vargas) entre o Ideal e a Praia de Iracema (1950). Foto: Ana Nayde Lima Verde Leal.	128
Foto 60 - Estaleiro e antigos cais (Ponte Metálica e Ponte dos Ingleses) na praia de Iracema, que mostra avanços do mar. Foto Fortaleza-Guia Digital (2001)	129
Foto 61 - Recife de arenito Barreiras na Praia dos Diários. Foto Fortaleza-Guia Digital (2001)	129
Foto 62 - Recifes de arenito ferruginoso Barreiras, na Volta da Jurema e foz do riacho Maceió Foto Fortaleza-Guia Digital (2001).	130
Foto 63 - Detalhe da fotografia aérea de 1958, mostrando ainda os meandros do rio Cocó, e suas salinas, nas duas margens, com mangue destruído e a cidade de Fortaleza crescendo para leste, rumo ao rio.	144
Foto 64 - Fotografia aérea de 1968, mostrando a expansão de Fortaleza, para margem esquerda do rio Cocó e o seu trecho dragado e retificado.	144
Foto 65 - Detalhe de fotografia aérea de 1972 mostrando as áreas de antigas salinas sem ocupação e Cidade 2.000.	145
Foto 66 - Fotografia aérea de 1972, mostrando o rio Cocó retificado, com suas salinas e as avenidas Eng. Santana Júnior e Washington Soares, que envolvem o terreno, onde foi construído o Shopping Iguatermi.	147
Foto 67 - Fotografia mostrando o Shopping Center Iguatermi, na planície flúvio-marinha do rio Cocó, entre as avenidas Eng. Santana Júnior, Washington Soares e Sebastião de Abreu. Ao fundo manguezal e antigas salinas. Foto Fortaleza Guia Digital (2001). Fonte: Pessoa (2002).	147
Foto 68 - Transporte eólico de areias de Sabiaguaba para o canal do rio Cocó. Ortofoto (1994)	200

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1 - Resultados de Datação de Dunas.....	22
Tabela 2 - Regime Pluviométrico.....	31
Tabela 3 - Dados de potência do vento de três locais no Ceará.	35
Tabela 4 - Distribuição direcional da percentagem de registros e dos valores médios de altura significativa e período.	38
Tabela 5 - Valores extremos para 4 anos de observação de ondas.....	39
Tabela 6 - Área das unidades mapeadas nas diversas imagens	109
Tabela 7 - Evolução da população dos municípios da bacia hidrográfica do rio Cocó.....	148
Tabela 8 - Variação da população dos bairros de Fortaleza, dentro da bacia do rio Cocó.....	149
Tabela 9 - Tomada de decisão para o Potencial de Diluição.....	160
Tabela 10 - Tomada de Decisão para Potencial de Exportação (<i>Flushing potencial</i>).....	160
Tabela 11 - Estado trófico e características associadas nos lagos.	163
Tabela 12 - Estado trófico e características associadas nos riachos dominados por perifiton, que têm baixa velocidade de água.	163
Tabela 13 - Estado trófico e características associadas nos estuários.	163
Tabela 14 - Sumário dos dados meteorológicos e hídricos utilizados para a estimativa da vazão fluvial nos períodos de chuva / seca para o estuário do rio Cocó.	164
Tabela 15 - Volumes e prismas de maré para os estuários do Estado do Ceará.....	166
Tabela 16 - Síntese dos pontos de amostragem das águas do rio Cocó e seus afluentes.....	168
Tabela 17 - Teores de Oxigênio dissolvido no rio Cocó.	170
Tabela 18 - Teores de Oxigênio dissolvido no rio Cocó.	170
Tabela 19 – Teores de Oxigênio dissolvido no rio Cocó.	171
Tabela 20 - Teores de Oxigênio dissolvido no rio Cocó	171
Tabela 21 - Teores de Oxigênio dissolvido no rio Cocó.	172
Tabela 22 - Teores de Nitrogênio Amoniacal no rio Cocó.....	172
Tabela 23 – Teores de Nitrogênio Amoniacal no rio Cocó.....	173
Tabela 24 - Teores de Nitrogênio Amoniacal no rio Cocó.....	173
Tabela 25 - Teores de Fósforo no rio Cocó.	174
Tabela 26 - Teores de Fósforo no rio Cocó	174
Tabela 27 - Teores de Fósforo no rio Cocó	174
Tabela 28 - Teores de Coliformes Fecais, no rio Cocó	175
Tabela 29 - Teores de Coliformes Fecais no rio Cocó.	176
Tabela 30 - – Estações de coleta no rio Cocó, com suas respectivas posições geográficas, bem como seus pontos aproximados de referência local.....	178
Tabela 31 - Teores de oxigênio dissolvido, pH e salinidade na água intersticial dos sedimentos do fundo, do rio Cocó.....	179
Tabela 32 - Hierarquia dos inventários dos rios.	184

1. INTRODUÇÃO

“Na natureza não há recompensas nem punições:
há conseqüências” (Horace Annesley Vachell, 1861 – 1955,
escritor inglês)

1.1. CONSIDERAÇÕES INICIAIS

Desde a antiguidade os rios têm sido objeto de preocupação dos povos por ser o canal de transporte do único bem, juntamente com o oxigênio, necessário à vida humana, que não tem sucedâneo. Heródoto, o Pai da História, lembra a respeito dos persas: “Não urinam nem escarram nos rios; ali não lavam nem mesmo as mãos e nem permitem que alguém o faça, pois adotam o culto dos rios” (História, Livro I, CXXXVIII). Entre os rios Tigres e Eufrates na Suméria existiam não somente canais de irrigação, mas também coletores de esgoto, desde 3750 a. C. (Azevedo Neto, 1973, *apud* Setti, 2000).

No nordeste brasileiro, esta preocupação com os rios não é só pela escassez do precioso líquido, mas pela crescente poluição e contaminação de suas águas, pelos processos naturais ou atividades antrópicas, agravado pelo regime temporário destes cursos de água.

A evidência da degradação ambiental das bacias hidrográficas é patente, porém sua quantificação não tem sido objeto de preocupação das autoridades responsáveis, exceto, talvez na faixa litorânea, onde se concentra a maior parte da população do Estado. Os rios, como um todo, não têm sido estudados do ponto de vista ambiental, determinando-lhes a capacidade de suporte, para auxiliar nos planos de gerenciamento de suas bacias hidrográficas.

É preciso lembrar, no entanto, que, pelo menos em termos do rio Cocó, foram feitos inúmeros estudos, quer de caráter científico, em forma de dissertações e teses, quer para intervenção em seu curso, como no caso das dragagens. Quanto a sua capacidade de suporte, ela foi estudada, juntamente com todos os estuários do Estado do Ceará, durante a execução do Zoneamento Ecológico Econômico da Zona Costeira do Estado do Ceará, realizado pelo Instituto de Ciências do Mar-LABOMAR, para Superintendência Estadual de Meio Ambiente do Estado do Ceará-SEMACE.

Há, porém, uma necessidade premente de se sistematizar estes dados dispersos, complementando com estudos que permitam entender a história da evolução deste rio e seus afluentes, as mudanças de seu percurso, as transformações sofridas pela ocupação desordenada de suas margens, os danos resultantes desta atividade antrópica e os critérios técnicos para remediar a agressão aos seus ecossistemas. Sem isso, o monitoramento, mesmo sistemático, vai apenas confirmar que o Cocó é um rio altamente poluído, coisa que todos percebem, ao primeiro lance de vista.

Muitos dos antigos percursos do rio Cocó já foram aterrados, recobertos com construções, sofreram serviços de terraplenagem e dragagem, sem que se disponha de registros fotográficos anteriores à estas intervenções. Noutros, os antigos documentos permitem uma reconstituição da trajetória pretérita do rio.

As grandes transformações morfológicas do rio, no entanto, tiveram principalmente causas naturais devido à dinâmica costeira, marinha e eólica e o posicionamento do curso do estuário com relação às principais direções de transporte. Determinadas as direções e intensidades de correntes marinhas e ventos, é possível vislumbrar a dinâmica que fez avançar o mar e as dunas sobre o estuário e, ainda, prever a tendências destas transformações.

A interpretação das imagens e fotografias aéreas de diversas épocas permite esboçar o antigo traçado do rio e o atual. Muitas das marcas deixadas por ele quando mudava de trajeto ainda estão nítidas no terreno e nas imagens. A existência de sedimentos argilosos em abundância na enseada do Mucuripe, leva o geólogo a imaginar que o riacho Maceió é por demais efêmero para transportar tanto sedimento, suspeitando que a antiga foz do rio Cocó poderia estar situada nas proximidades de onde hoje está a estátua de Iracema. Era preciso encontrar evidências nas imagens, nos furos de sondagem, e na coleta e tratamento de amostras na bacia do Porto do Mucuripe.

Conhecida a história da evolução natural do rio Cocó e das diversas intervenções praticadas pelo homem ter-se-á preparado o cenário para estudar a capacidade de suporte do estuário do rio Cocó, prever as tendências de evolução, sugerir medidas mitigadoras aos danos impostos ao seu ecossistema pela atividade antrópica e propor um planejamento de uso e ocupação na área da bacia, em consonância com a preservação do meio ambiente e os anseios sócio-econômicos da população.

A capacidade de suporte de um estuário é a medida da quantidade de poluentes e contaminantes, gerados por processos naturais e antrópicos, que chegam aos estuários, sem mudar o seu estado trófico, devido ao seu potencial de diluição e exportação. Ela está diretamente relacionada ao uso e ocupação do solo no âmbito da bacia hidrográfica.

Uma água é considerada poluída quando apresenta uma alteração qualquer na sua qualidade, por influência antrópica, e, contaminada, quando os teores de substâncias introduzidas ficam acima dos valores máximos permitidos pelos padrões de qualidade, para consumo humano, industrial ou agrícola (Mestrinho, notas de aula).

Enquanto as faixas ribeirinhas nos grandes centros urbanos foram ocupadas pelas populações de baixa renda, ela foi tolerada mesmo pelas Organizações Não Governamentais (ONG) ligadas ao meio ambiente e, as autoridades somente lembravam-se destas ocupações irregulares nos períodos de cheias destes rios. Algumas vezes, por pressão da própria população, era elaborada uma legislação específica de proteção de nichos ecológicos, como foi o caso do Parque do Cocó.

Na época em que foi implantado o referido parque, havia inúmeras casas e casebres dentro do manguezal, embaixo e nas proximidades da antiga ponte da Avenida Engenheiro Santana Junior e os mangues serviam de fonte de madeira para os barracos e lenha dos pescadores. Deste modo, as árvores

não conseguiam ultrapassar a altura de poucos metros. Retiradas casas e transferida a população ribeirinha para áreas mais afastadas, associada a uma fiscalização mais intensiva, o manguezal começou a se recuperar, ocupando mesmo áreas de antigas salinas. Hoje o bosque de *Laguncularia racemosa*, entre as avenidas Engenheiro Santana Junior e Sebastião de Abreu, tem árvores que alcançam mais de uma dezena de metros de altura

Mas, em termos de estudos de capacidade de suporte de estuário, pelo menos no Nordeste brasileiro, nunca houve maiores preocupações das autoridades e ONGs com os rios que cruzavam os grandes centros urbanos.

Todos os estudos eram pontuais, e os efeitos visuais da poluição eram mais importantes que a quantificação das cargas de poluentes e contaminantes, que chegavam aos cursos d'água. As reais preocupações com a capacidade de suporte dos estuários estavam relacionadas com o *boom* da carcinicultura.

As grandes mudanças na civilização se deram por motivos econômicos, e todas elas geraram conflitos de interesses. A carcinicultura não foi exceção. A criação em larga escala de camarão marinho, em cativeiro, é que levou o Ministério Público Federal – MPF a exigir das autoridades governamentais estudos científicos, que permitissem criar uma legislação e, a par do desenvolvimento econômico, coibisse os danos ao meio ambiente.

Nestas pesquisas teria de se levar em conta o efeito de sinergia, que aparece quando se pratica monocultura intensiva, onde os efeitos danosos vão se potencializando em áreas restritas. O Instituto de Ciências do Mar – LABOMAR estudou os primeiros casos nos estuários do Rio Grande do Norte.

O questionamento do MPF era saber quantos hectares de tanques de carcinicultura poderiam ser instalados em cada estuário, sem que o meio ambiente sofresse danos irreversíveis.

Os estudos foram realizados através do Zoneamento Ecológico e Econômico dos Estuários do Rio Grande do Norte e determinação da capacidade de suporte de cada um deles.

Por ser um estudo pioneiro num país em que não havia padrões e sistemáticas de trabalho, foi necessário estabelecer os parâmetros que pudessem dar um diagnóstico preciso do estado de sanidade de um estuário.

O padrão então utilizado no estudo foi aquele desenvolvido pela Environmental Protection Agency - EPA dos Estados Unidos: *Nutrient Criteria Technical Guidance Manual – Estuarine and Coastal Marine Waters* (EPA-822-B01-003, October 2001).

Outro texto utilizado como padrão foi *Clean Coastal Waters* (2003) do Committee on Causes and Management of Coastal Eutrophication – Ocean Studies Board and Waters Science and Technology, Commission on Geosciences, Environment and Resources, National Research Council.

Porém, mais do que nas regiões temperadas, o clima é um fator preponderante no semi-árido nordestino, onde as taxas de evaporação são quase quatro vezes maiores, do que as de precipitação pluviométrica. Associado a isso, há uma má distribuição das chuvas, períodos de seca de até cinco

anos e um embasamento impermeável, que não permite a infiltração e armazenamento apreciável das águas da chuva no subsolo.

Por isso, os rios, principalmente no Ceará, somente escoam no período das chuvas, que corresponde a, no máximo, três meses por ano. Possuem estuários com inúmeras peculiaridades locais, normalmente não abordadas nas classificações gerais, nem estudadas do ponto de vista ambiental. Os barramentos para abastecimento de água no semi-árido têm agravado a agressão aos estuários.

Os estudos destas peculiaridades, levando-se em conta todas as fontes de poluição naturais e antrópicas dos estuários, além de suas capacidades de diluição e exportação, permitiram a determinação da Capacidade de Suporte dos Estuários.

Em 2004, a Superintendência de Meio Ambiente do Estado do Ceará contratou o LABOMAR para realização do Zoneamento Ecológico e Econômico da Zona Costeira do Estado do Ceará, na escala 1:25.000, que incluiu também o estudo da capacidade de suporte de todos os estuários do Ceará.

Concluídos os estudos do Zoneamento Ecológico e Econômico dos Estuários do Rio Grande do Norte e Ceará, os resultados foram levados ao Conselho Nacional de Meio Ambiente do Ministério do Meio Ambiente e Amazônia Legal, que os utilizou nas resoluções CONAMA, para regulamentação da atividade de carcinicultura e, mais recentemente, a Resolução CONAMA 357, de 17 de março de 2005, dispõe sobre a classificação dos corpos d'água e diretrizes ambientais para seu enquadramento e estabelece condições e padrões de lançamento de efluentes.

Já alertava Titus Lucretius Carus, quase um século antes do início de nossa era que, “O mundo onde nós vivemos nasceu, se desenvolveu e morrerá, em virtudes das leis imutáveis da Natureza” (Lucrece, 1954). Não se podendo mudar as leis da Natureza, é necessário convencer os homens a não se anteciparem a elas, na destruição da Terra.

1.2. OBJETIVOS

1. Analisar a evolução temporal e espacial do rio Cocó, incluindo a ocupação das margens, desde suas nascentes, até a foz.
2. Caracterizar as feições de seu curso, suas fontes de poluição e contaminação, estudando a capacidade de suporte, para avaliação de suas águas e sua recuperação, como corredor fluvial.

1.3. LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A área da bacia do rio Cocó situa-se na porção centro-norte do Estado do Ceará, dentro da Região Metropolitana de Fortaleza (Figura 1). Ela é cortada, no seu comprimento pelas rodovias estaduais CE – 065 e CE – 040, além da BR - 116. Abrange parte dos municípios de Guaiúba, Pacatuba, Maranguape, Maracanú, Itaitinga, Euzébio, Aquiraz e Fortaleza.

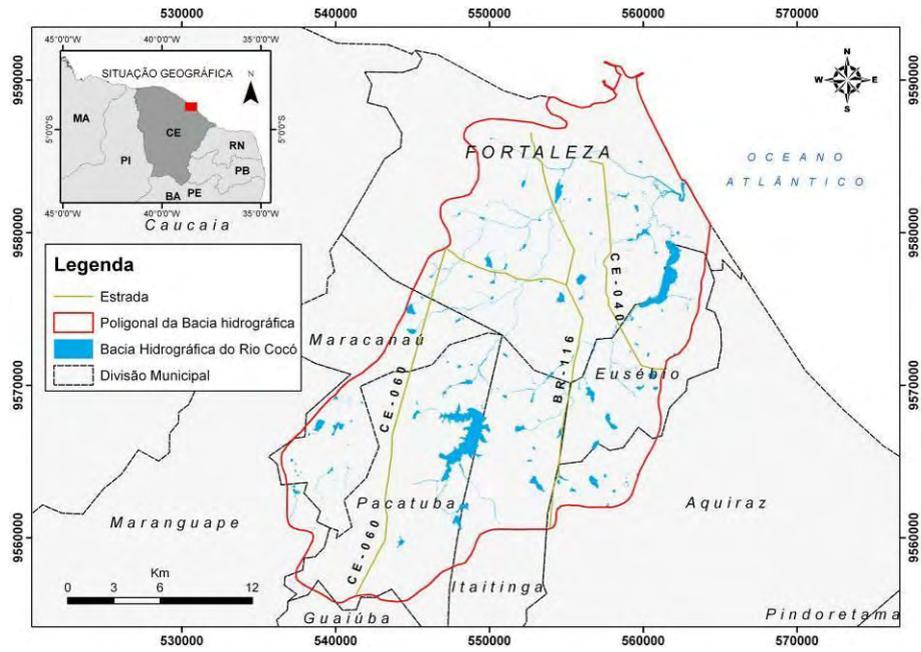


Figura 1 - Mapa de Localização

2. ESTRUTURA E IMPORTÂNCIA DA TESE E GUIA DE LEITURA

Quem não consegue explicar o que faz em 15 minutos, é porque não sabe o que está fazendo. (Robert Gallo, cientista americano)

2.1. ESTRUTURA DA TESE

A tese foi estruturada em onze capítulos para melhor compreensão da sistemática adotada no estudo, bem como das bases deste trabalho, interpretações e conclusões. Ela, em si, pouco difere do que seria um trabalho técnico, que começa com as considerações gerais, em forma de intróito, os trabalhos anteriores e os realizados nesta pesquisa, os resultados obtidos, incluindo as informações conclusivas e apresentando sugestões, que se baseiam apenas nos resultados técnicos, sem os “achismos”.

2.2. HIPÓTESE DE TRABALHO

Na Introdução, o leitor vai tomar conhecimento da problemática da água, e como ela se agrava quando se trata de região do semi-árido, como o Nordeste brasileiro, onde a evaporação é muito superior à precipitação pluviométrica e os habitantes do litoral constituem mais da metade da população do Estado, ocupando as áreas inundáveis do rio, que drena a maior parte do município de Fortaleza, lançando dejetos e efluentes em seu leito. Neste capítulo já é definida a capacidade de suporte, objeto da tese, juntamente com sua recuperação, as justificativas e os objetivos. No final, é mostrada a localização e acesso da área da bacia, com o respectivo mapa, contendo os limites da bacia hidrográfica do rio, os municípios englobados e as estradas de a corta.

Neste capítulo é explicada a estrutura da tese e ajuda o leitor a selecionar, mais facilmente, a parte do texto que mais lhe interessa, bem como a mostrar onde podem ser encontradas as informações, que foram usadas para defesa da tese.

Na Caracterização da Área é feito um apanhado da fisiografia, arcabouço estrutural, geologia, geomorfologia, clima, relação entre clima e dinâmica eólica e marinha, solos e cobertura vegetal, a partir de trabalhos anteriores de diversos autores, para que o leitor tivesse um quadro do ambiente e dos condicionantes, na área da bacia do rio Cocó.

Dentro da Metodologia foi explicada a sistemática da pesquisa bibliográfica, desde o levantamento do material disponível, até sua seleção, para ser inserida na tese. Foram utilizadas fotos aéreas e imagens de satélite para o mapeamento das unidades geoambientais e estudo da evolução do uso e ocupação. Os perfis litológicos de poços para água e os mapas topográficos de detalhe,

permitiram esboçar a superfície do topo da Formação Barreiras e o possível paleocurso do rio Cocó. A datação das amostras de sedimentos eólicos por termo luminescência, que poderiam ter barrado o antigo curso, forneceu informação sobre a época dos eventos. Por último, a síntese de todos os dados de parâmetros levantados, das águas do rio, por pesquisadores ao longo dos anos, permitiu uma interpretação mais abrangente, sumarizada na redação da tese.

O Mapeamento das Unidades Geoambientais, realizado pelo autor, foi baseado na interpretação de fotografias aéreas multi-temporais e imagens de satélites e de radar, checagem de pontos no campo e a comparação entre os diversos métodos e mapas. Isso permitiu, não somente estabelecer os limites entre as unidades geoambientais, numa época que a ocupação dos terrenos não era tão cerrada, que impedisse o estudo de sua evolução, mas também acompanhar a variação das superfícies destas áreas recobertas por vegetação, como os manguezais e dunas vegetadas, através dos tempos, e delinear os limites da bacia hidrográfica do rio Cocó, suas sub-bacias e o traçado de seus afluentes.

No estudo da Evolução Temporal do Rio Cocó, a primeira preocupação foi com o passado, onde foi possível alinhar uma série de evidências, que permitiram aventar a possibilidade deste rio ter tido um curso anterior, que desaguava na enseada do Mucuripe, onde hoje é a foz do rio Maceió, passando pela Cidade 2.000 e Hospital Geral. Antes, porém, foi feito um estudo com descrição das interrelações do rio Cocó, com cada uma das unidades geoambientais e a história recente da mobilidade destas unidades, que puderam ser identificadas, antes de ocupação antrópica.

O presente está representado no Uso e Ocupação da Bacia Hidrográfica, pela integração das imagens de satélite mais recentes, com os mapas geoambientais, gerados a partir das fotos aéreas multi-temporais, que mostram como foi a evolução das áreas da bacia do rio Cocó, nos últimos 50 anos, principalmente se comparados aos dados do IBGE. Usou-se ainda informações de historiadores que falavam da “prainha” que se estendia até o sopé do outeiro, formado por dunas, onde foi construído o seminário arquidiocesano, e dos recifes que poderiam servir base para o ancoradouro em frente ao Forte Schooneborch.

O futuro, que poderia ser uma preocupação mais longínqua, já se fez presente, como mostram os levantamentos de dados físico-químicos, químicos e biológicos nas águas do rio Cocó, comprovando a deterioração do seu estado trófico e seus pontos críticos de poluição neste estudo da Capacidade de Suporte.

Levando-se em conta que um simples monitoramento não iria resolver o problema de auto-depuração do rio, que já ultrapassou os limites de sua capacidade de suporte, foi feito um estudo da trajetória do rio Cocó, trecho por trecho a fim de prever o comportamento do rio, estabelecer as relações entre a hidráulica e o transporte de sedimentos, que pudessem ajudar a classificá-los permitindo a previsão de intervenções no seu curso, para recuperação deste corredor fluvial.

Nas Conclusões e Recomendações são mostradas as intervenções maléficas devido à ocupação antrópica, apontando as causas da degradação ambiental, e sugerindo as intervenções, que poderiam

reduzir o nível de poluição e contaminação, a ponto do próprio rio ser capaz de manter a capacidade de suporte, em níveis aceitáveis, dentro da legislação.

Nas Referências Bibliográficas estão relacionados todos os trabalhos consultados e mencionados no texto da tese. As fotografias, quadros, tabelas, gráficos e mapas que não têm referências das fontes são da lavra do autor da tese.

2.3. IMPORTÂNCIA DA TESE

Esta tese, que poderia ser apenas uma pesquisa de caráter científico, foi um pouco além, mostrando também sua aplicação prática. Na evolução do rio Cocó, do ponto de vista geológico, procurou-se demonstrar a mudança do seu curso, o que muitos profissionais das ciências da Terra já imaginavam, sem, contudo, procurar provas convincentes, ou, pelo menos, tentar enfileirar uma série de evidências, que pudessem sustentar a hipótese e traçar seu antigo curso. Nesta pesquisa foram relacionados vários estudos e trabalhos com este intuito, e, mesmo sem conseguir provar cabalmente, que, em ciência, na maioria das vezes, é impossível fazê-lo, chegou-se mais longe, na comprovação, do que qualquer outro que tenha, pelo menos, tentado.

A consequência prática deste estudo foi conseguir identificar, através da análise dos furos de sondagens, um gráben a norte do curso atual, e que limitava a oeste, o antigo curso, com um pacote de sedimentos de mais de uma centena de metros de espessura, acima do embasamento cristalino, que poderia ser caracterizado, se pesquisado com mais demora, como um reservatório apreciável de água subterrânea, por ser esta estrutura, possivelmente, a continuação, para oeste, do gráben de Mecejana.

Na evolução da bacia do rio Cocó, do ponto de vista de uso e ocupação, as fotografias aéreas e imagens de satélite e de radar, todas georreferenciadas, cobrindo um espaço de tempo superior a meio século, permitiram ao autor individualizar as unidades geoambientais e locais que hoje estão totalmente encobertos pela ocupação urbana, e medir com precisão, a variação da superfície de algumas destas unidades, nestes 50 anos, algumas, como as Áreas de Preservação Permanente (APP), que são protegidas por lei (manguezais, dunas fixadas por vegetação, etc.). A multiplicidade de imagens permitiu, também, visualizar a evolução da ocupação, de início, lentamente, depois, de forma mais acelerada, principalmente depois de grandes secas, que aumentavam sensivelmente o fluxo migratório, para a capital do Estado.

A lembrança do autor que nasceu há 65 anos, em Fortaleza, e testemunhou uma grande parte das transformações sofridas pela capital, neste período, ajudou também a montar o quadro desta evolução.

O estudo da poluição do rio Cocó e de seu futuro foi feito através de um apanhado de dados de mais de uma centena de amostras e medidas de parâmetros das águas do rio Cocó, relativos aos trabalhos técnico-científicos realizados, como teses, dissertações, estudos de impactos ambientais, convênios do Governo do Estado e prefeitura com órgãos de pesquisa, como o Instituto de Ciência do

Mar – LABOMAR, ao longo de algumas dezenas de anos, que, de uma forma, ou outra, ficaram dispersos, e foram reunidos e sistematizados nesta tese, confrontados com dados mais recentes, alguns mesmos sobre produção e disposição de lixo, por setor censitário, para se compreender de uma maneira mais abrangente, as causas da poluição.

Na análise do rio por trechos, tentando uma classificação dentro do critério de Rosgen (1994), com apoio das imagens de radar, modelo digital do terreno e mapas geoambientais multi-temporais, houve dificuldade de caracterização de trechos mais curtos, por causa da escala das imagens disponíveis, e também teve trechos barrados por represas e meandros alterados por dragagem do canal, que tornaram difícil o enquadramento nos modelos de Rosgen (1994), que é ideal para rios naturais.

A experiência do autor, que tem trabalhado ininterruptamente, há mais de 20 anos em geologia ambiental, principalmente na Região Metropolitana de Fortaleza, participando inclusive do Grupo de Trabalho encarregado da delimitação e implantação do Parque do Cocó, permitiu uma familiaridade com o problema deste rio, que facilitou a abordagem sobre as causas e conseqüências da poluição do seu estuário.

Enfim, foi uma tese idealizada e preparada numa fase de maturidade mental e profissional, na esperança de que o rio Cocó, com ajuda de pesquisas de forma continuada e sistemática, e com apoio dos órgãos ligados ao meio ambiente, consiga achar o seu caminho, apenas “contornando os obstáculos”. Porém, a certeza maior é que ela, apesar das tentativas, ainda está longe do que preconizou o escritor francês André Gide: “As mais belas coisas são as que a loucura sopra e que a razão escreve”.

3. CARACTERIZAÇÃO GERAL DA ÁREA

A dificuldade reside não nas novas idéias, mas em escapar das velhas idéias (John Maynard Keynes, 1883 – 1946, economista inglês).

3.1. FISIOGRAFIA

As nascentes do rio Cocó se situam na encosta leste da serra da Pacatuba/Aratanha, quando os pequenos riachos se encontram e, tem o nome de Pacatuba. Ao descer a serra, ele se junta ao Gavião, e, dele, leva o nome. Já na planície da depressão sertaneja, depois de receber as águas do riacho Alegrete, da bacia do sistema Pacoti-Riachão, e da barragem do Gavião, ele passa a ser denominado rio Cocó. Deste ponto, em que suas águas a montante são controladas pelo açude Gavião, ele percorre mais 45,6 quilômetros até atingir o mar, entre Sabiaguaba e a Praia do Futuro. Neste trajeto, ele recebe água de 29 afluentes na margem direita, inclusive o seu principal, que é o rio Coaçu, e 16 outros, na margem esquerda. É barrado em 15 locais, além de possuir 36 lagoas (Figura 2).

É um rio cuja bacia está restrita à Região Metropolitana de Fortaleza e recorta os municípios de Guiaúba, Pacatuba, Maranguape, Maracanaú, Itaitinga, Eusébio e Aquiraz, antes de desaguar em Fortaleza, onde drena 2/3 da área do município (215 km²). Ocupa uma área de 517 km². Tem direção dominante SW-NE, na planície, onde o relevo é arrasado, até desviar-se para NW-SE. Desde sua parte média, o rio recorta terrenos de cota média inferior a quatro metros. Em Sabiaguaba, ao contornar as dunas, ele muda o curso para norte, até desaguar no mar.

Na área do Parque Ecológico do Cocó (BR 116-Foz), antigas salinas foram abandonadas, e onde os terrenos mais baixos não foram aterrados, houve expansão dos mangues até os limites com os salgados e o canal do rio. As dunas bordejam as duas margens principalmente nas proximidades da foz. Porém, na margem esquerda, um alinhamento de paleodunas e dunas fixadas pela vegetação se destacam na morfologia, nas proximidades da Cidade 2.000.

A planície flúvio-marinha é mais larga, quando o rio Cocó se junta ao seu afluente Coaçu. Daí em diante, o avanço das dunas sobre a margem direita recobre a planície de flúvio-marinha e estrangula o canal. O único testemunho deste mangue é visto em Sabiaguaba à norte do local onde estão os pilares da ponte que ligará a Praia do Futuro a Sabiaguaba.

O estudo do transporte hidráulico do estuário do rio Cocó (AUMEF/SDU/GOVERNO DO ESTADO DO CEARÁ, 1988) revelou uma vazão mínima de 10 m³/seg e uma amplitude de maré média de 1,6 metros com período de 12 horas. A profundidade mínima do estuário é de 0,60 m (baixa

mar/período seco) e máxima de 2,7 m (preamar/período chuvoso), de acordo com o “Atlas do Ceará” (1976, *apud* LABOMAR, 1983).

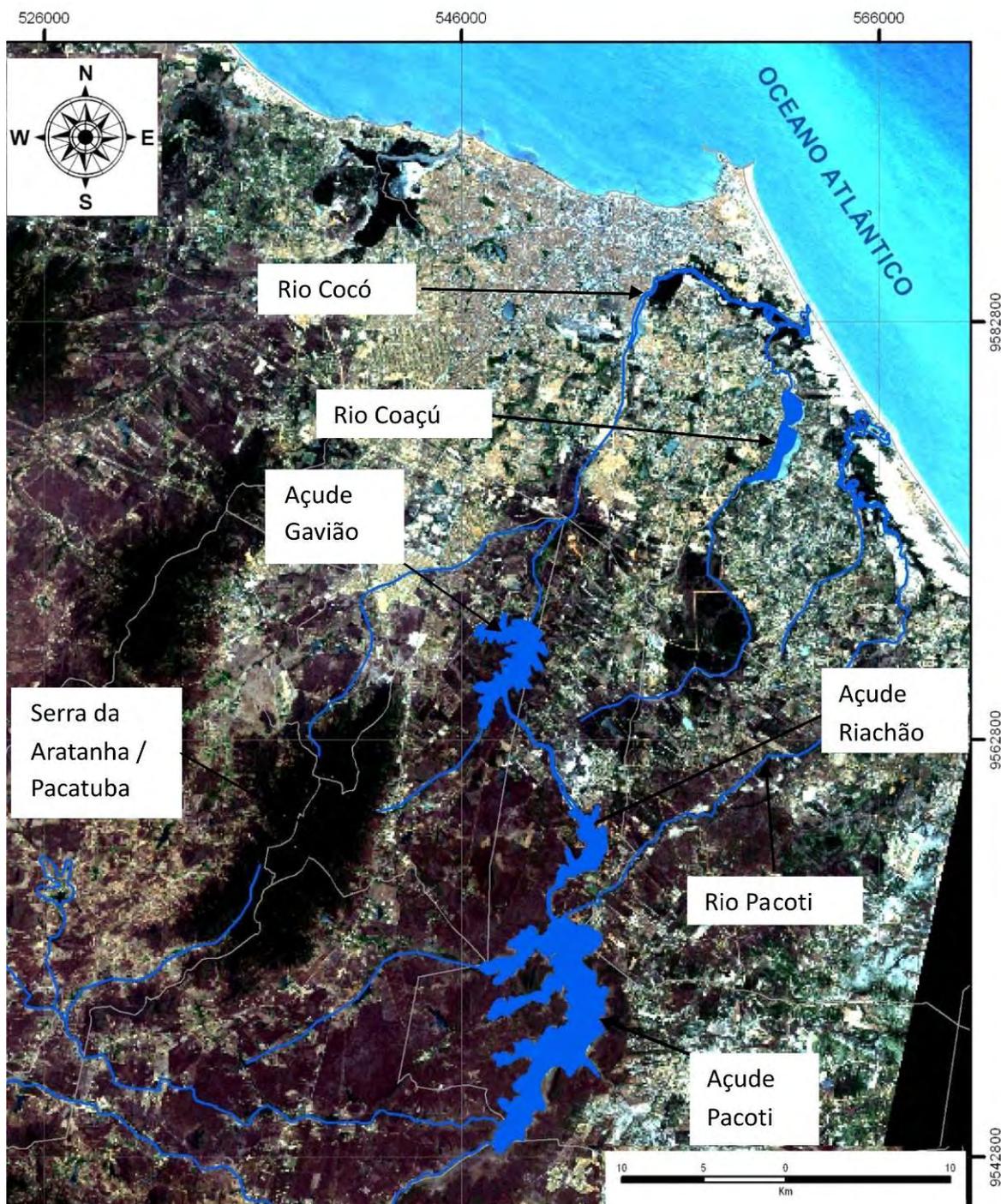


Figura 2 - Imagem LANDSAT 7 mostrando as bacias dos rios Pacoti e Cocó e o sistema Pacoti-Riachão-Gavião.

De acordo com o Plano Diretor de Drenagem da Região Metropolitana de Fortaleza (AUMEF/SPC/GOVERNO DO ESTADO DO CEARÁ, 1978), tomando por base a produção de deflúvios, a bacia do rio Cocó pode ser dividida em 3 sub bacias. A primeira, das nascentes até a barragem do Gavião, que controla o fluxo do rio, com área de aproximadamente 94,3 km²; a segunda,

a jusante do açude, drenada pelo próprio rio Cocó e Riacho Lameirão, com aproximadamente 230,2 km², nos limites de Pacatuba e Maracanaú com Fortaleza e a terceira, que engloba a sub-bacia do rio Coaçu, com aproximadamente 195,7 km².

O rio Cocó tem uma reserva potencial de 128 milhões de metros cúbicos de água por ano. Embora o rio tenha sido barrado para formar 16 açudes e possuir 36 lagoas, na sua bacia hidrográfica, seu grande potencial hídrico está concentrado no terço superior, quando ele é barrado no Açude Gavião, com capacidade de armazenamento de 54 milhões de metros cúbicos (Brandão, 1998).

No cristalino, onde o rio Cocó recorta rochas pré-cambrianas, as vazões dos poços construídos para água, são baixas (2,0 m³/h). Os sedimentos da Formação Barreiras cortados pelo rio Cocó embora tenham baixa vazão (37 m³/h em média nos poços), devido sua grande extensão seus aquíferos têm uma reserva explorável, anualmente, de 342 milhões de metros cúbicos. As maiores vazões são encontradas nos poços construídos nas dunas, com até 15 m³/h (Bianchi *et al.*, 1984, *apud* Brandão, 1998).

3.2. ARCABOUÇO ESTRUTURAL

3.2.1. Província Borborema

A Província Borborema, a que pertence à bacia do rio Cocó, é o principal domínio geológico-estrutural do nordeste brasileiro. É limitado ao sul pelo Cráton São Francisco, a oeste, pela Bacia do Parnaíba e, a norte e leste, pelas bacias costeiras (Almeida *et al.*, 1977). Ela se desenvolveu desde o Arqueano até o Fanerozóico, e está relacionada à formação do Continente Gondwana, no final do Neoproterozóico e início do Paleozóico, à separação do Supercontinente Pangea, no Mesozóico e, ao magmatismo e à epirogênese do Cenozóico (Oliveira, 2008).

Independente de sua evolução, segundo Oliveira (2008), há um consenso da maioria dos autores, quanto à divisão da Província Borborema, em cinco grandes domínios (Figura 3):

1. Domínio Médio Coreaú;
2. Domínio Ceará;
3. Domínio Rio Grande do Norte;
4. Domínio da Zona Transversal ou Central;
5. Domínio Sul ou Externo.

O Domínio Rio Grande do Norte e o Domínio da Zona Transversal, ou Central, estão limitados pela Zona de Cisalhamento (Lineamento) Patos, enquanto que a Zona de Cisalhamento (Lineamento) de Pernambuco separa o Domínio da Zona transversal, do Domínio Sul, ou extremo. O

limite entre o Domínio Sul, ou Extremo, da Província Borborema, com o Cráton do São Francisco, é marcado pela frente de empurrões das *nappes* Brasilianas (Oliveira, 2008).

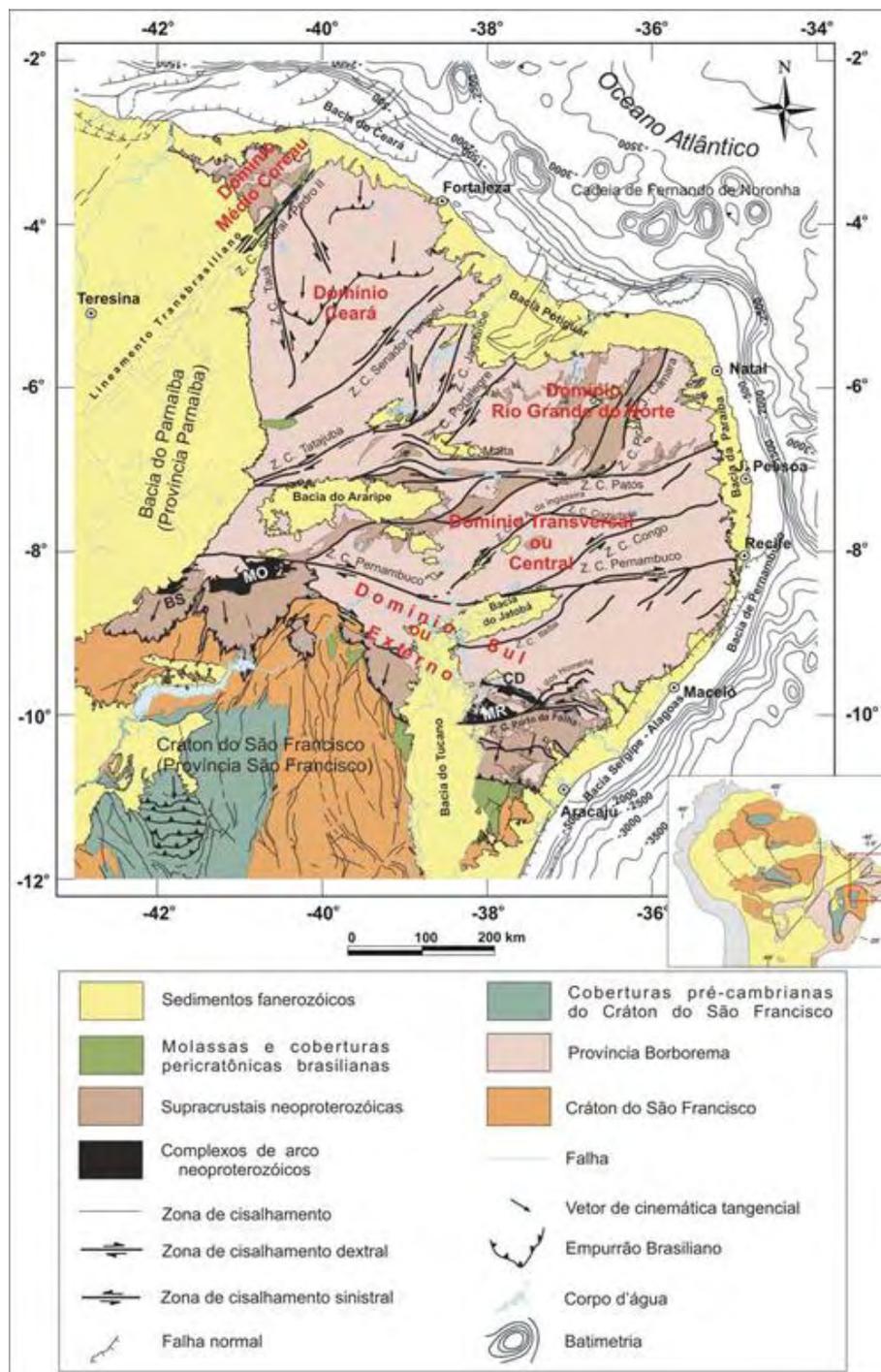


Figura 3 - Grandes domínios tectônicos da Província Borborema. Cartografia baseada em Bizzi *et al* (2003), *apud* Oliveira (2008).

Do ponto de vista do arcabouço estrutural interno, Oliveira (2008) sumariza a evolução da Província Borborema:

A aglutinação do supercontinente Gondwana, separação do Supercontinente Pangea e Deriva Continental. Houve também a consolidação durante a Orogênese Brasiliana, com forte reativação no

Mesozóico, pelo rifteamento e deriva continental, com a formação da margem continental e, no Cenozóico, magmatismo e soerguimento (epirogênese). A descontinuidade pré-cambriana, que corresponde à Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II, foi reativada durante o Cretáceo, dando origem à formação da Margem Equatorial e à segmentação da margem da Bacia do Ceará, nas sub-bacias de Mundaú a Icarai, a leste, e Acaraú a Camocim- Piauí, a oeste.

A Zona de Cisalhamento Senador Pompeu, que divide o Domínio Ceará em dois subdomínios, do lado leste, corresponde a uma faixa de 60 km de largura, e direção NE-SW, constituída pelos metassedimentos da Faixa Orós-Jaguaribe, porção a oeste da Falha de Senador Pompeu, que corresponde ao Domínio Ceará e Subdomínio Ceará Central, onde está inserida a bacia do rio Cocó. O Domínio Ceará é separado do Domínio do Rio Grande do Norte (leste), pela zona de cisalhamento Jaguaribe-Tatajuba e, do Domínio Médio Acaraú (oeste), pelo lineamento Transbrasilano Sobral-Pedro II

3.2.2. Formação da Margem Continental Atlântica

A Plataforma Sul-Americana é complexa devido a sua história marcada por vários ciclos do embasamento, desde o Paleoarqueano (ca. 3,5 Ga), até o Eo-Ordoviciano (ca. 500-480 Ma). Ela é considerada a fração continental da placa de mesmo nome, que funcionou como antepaís, por permanecer estável, quando as faixas móveis do Caribe e Andina começaram sua evolução, e ocorreu a separação América do Sul-África, e desenvolvimento do Atlântico Sul. Isto se deu no meso-Cenozóico (180 M.a) (Figura 4).

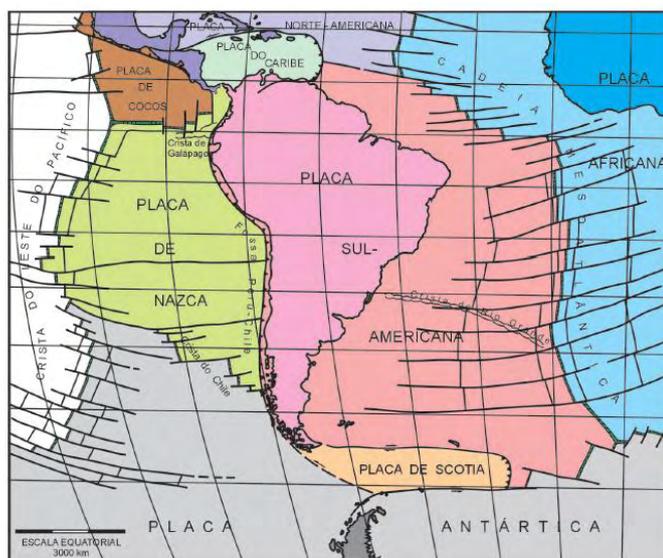


Figura 4 - Placa Sul-Americana no contexto global (modificado de Condie, 1989) – Fonte: Schobbenhaus & Brito Neves (2003).

As fases regressivas prevalentes são o resultado do soerguimento, no Paleógeno, mas o rebaixamento generalizado de todo o litoral do Brasil foi ocorrer no Eo-Mioceno e, localmente, no Neo-Oligoceno (Petri & Fúlvaro, 1983, *apud* Schobbenhaus & Brito Neves, 2003).

Almeida *et al.* (1988) sugerem três episódios magmáticos na separação América do Sul-África: Ceará-Mirim (diques de basalto toleítico do Juro-Cretácico da bacia Potiguar, e na base da bacia do Ceará); Vulcanismo Cabo (riolitos, traquitos e basaltos alcalino a alcalino-cálcicos do Aptiano-Albiano); Vulcanismos Macau (*plugs*, necks, diques e derrames basálticos do Neocretáceo Superior-Neogeno) e Mecejana (*necks* e diques alcalinos de Fernando de Noronha)(Figura 5).

A fase Mecejana está relacionada ao vulcanismo de Fernando de Noronha, com ele alinhado na direção E-W, que foi interpretado por Almeida *et al.* (1988) e Mizizaki *et al.* (2002) como resultado da translação da Placa da América do Sul sobre um *hot spot*. Foi durante o Cenozóico, já em plena deriva continental, que, tanto as áreas continentais, quanto as marinhas, sofreram efeitos térmicos do vulcanismo Fernando de Noronha entre 2 e 12 Ma (Almeida *et al.*, 1988; Mizusaki *et al.*, 2002).

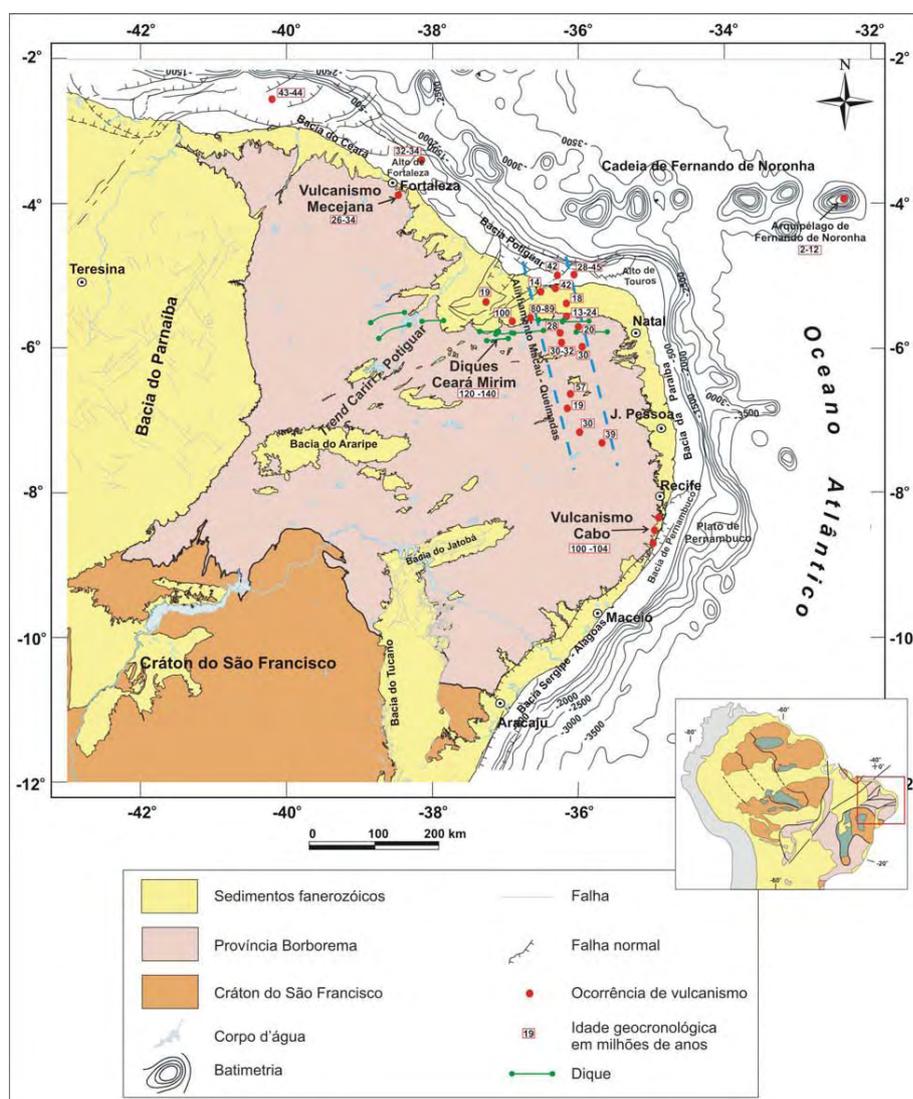


Figura 5 - Episódios magmáticos da Província Borborema e margem continental, entre o Cretáceo e o Cenozóico. Fonte: Oliveira (2008).

A Bacia do Ceará é limitada pelo lado do oceano (norte) pela Zona de Fratura Romanche, que também controla e limita os montes vulcânicos submarinos (Figura 6).

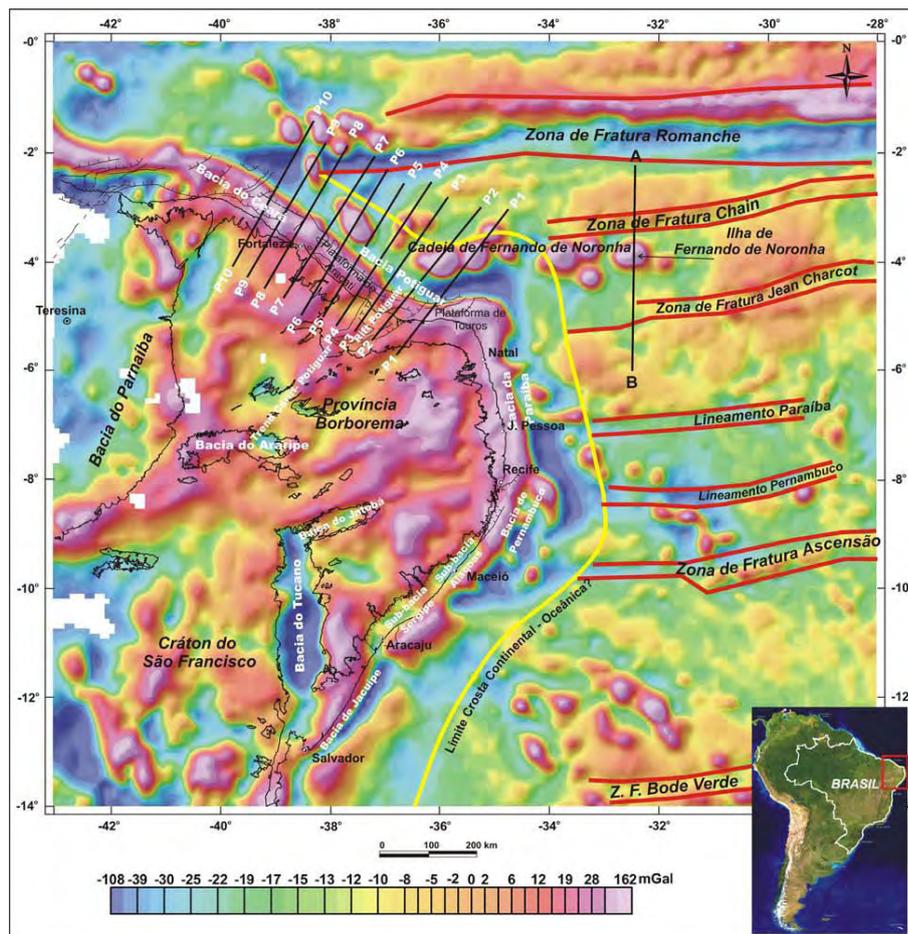


Figura 6 - Províncias, bacias e zonas de fraturas da Margem Continental Equatorial. Fonte: Oliveira (2008).

Na altura de Paracuru, os perfis gravimétricos interpretados por Oliveira (2008) mostram a convergência dos alinhamentos dos montes submarinos para a margem, com direção NW-SE, atravessando mesmo a Zona de Fratura Romanche (Figura 6) revelando na margem da bacia do Ceará, não só a influência da Zona de Fratura Romanche, mas também do magmatismo cenozóico na área oceânica.

Na Folha SA 24 – Fortaleza, da Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo CPRM (2004), além da estruturação do ciclo Brasiliano, marcadamente nordeste, na Região Metropolitana de Fortaleza, é conspícua a presença do Gráben Mecejana, alongado segundo a direção EW, e o Gráben Fortaleza, de estrutura mais complexa, mas também, *grosso modo*, estendido de leste para oeste. Uma estruturação NO de falhas de gravidade parece ter uma relação com a borda litorânea de Fortaleza, por seu paralelismo, que, por sua vez, é também paralela às curvas de nível da plataforma continental (Figura 7).

Todo este sistema de falhas de gravidade é recortado por um outro de direção NE, que guarda ainda um paralelismo com a estruturação Brasileira, podendo ser uma reativação destas antigas estruturas.

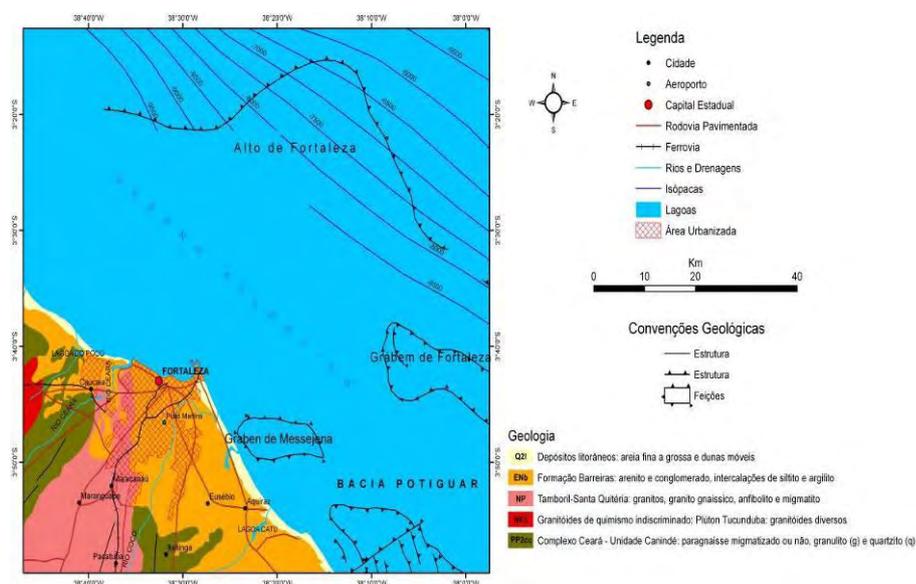


Figura 7 - Mapa Geológico da Folha de Fortaleza SA 24 (DNPM-CPRM, 2004).

Morfologicamente, o Planalto da Borborema, que é constituído por batólitos de granito envolvidos por complexos de rochas gnáissicas e migmatíticas englobando rochas supracrustais metassedimentares.

As maiores altitudes (1000 a 1200 m) estão na porção central e no flanco oeste, onde o limite com a depressão Sertaneja é bem marcado pelas linhas de cumeada. Para leste, o gradiente topográfico é mais suave e o planalto transiciona para os tabuleiros litorâneos (Oliveira, 2008).

A depressão Sertaneja é uma ampla planície, de cotas inferiores a 200 metros, normalmente envolvida por uma cadeia de serras, geralmente de topos nivelados, formando um espécie de teatro grego com eixo de direção NE-SW com a parte aberta voltada para o litoral.

As idéias mais antigas eram que a morfologia atual começou a ser esculpida no final do Cretáceo, quando o continente Sul-Americano se soergueu (Braun, 1971, *apud* Schobbenhaus & Brito Neves, 2003), com longo período erosivo, que deu origem à Superfície Sul-Americana de King (1956), durante o Eoceno, com manto espesso de sedimento rico em óxidos de ferro e alumínio.

O novo soerguimento que ocorreu no Neógeno deu origem a uma nova superfície de erosão (Superfície Velhas), do Plio-Pleistoceno (King, 1956), com geração de nova cobertura laterítica.

Dresch (1957, *apud* Bétard, 2007) sugere a formação de três superfícies de erosão no Nordeste: uma superior, de idade cretácica; uma superfície intermediária do Eoceno, recoberta pelos sedimentos da Formação Serra do Martins e, uma terceira, mais baixa, do Plioceno, correspondente à superfície de deposição do Barreiras. A primeira, pela idade, corresponderia à Superfície Sul-Americana de King (1956). As demais diferem da Superfície Velhas de King (1956), devido a idade.

É evidente que depois da deposição da Formação barreiras outros ciclos erosivos se instalaram na região, devido à oscilação do nível do mar.

Peulvast & Claudino Sales (2004) advogam que os alinhamentos residuais de terras altas (maciços residuais), Ibiapaba-Baturité e Pereiro-Santana formam um limite topográfico, entre a região mais elevada interna, e o *piedmont* costeiro.

O alinhamento Ibiapaba-Baturité corresponderia aos remanescentes erodidos da borda de um rifte mais novo, relacionado à abertura Aptiana-Albiana do Oceano Atlântico Equatorial (Matos, 2000).

A planície Sertaneja se desenvolveu no pós-Cenomaniano, através da erosão do lado voltado para o litoral, de um amplo soerguimento crustal, que, efetivamente, inverteu o relevo da Chapada do Araripe, e de outras bacias do Cretáceo.

Mais recentemente, alguns autores (Peulvast *et al.*, 2008) preferiram relacionar estas superfícies a uma erosão diferencial, em que se destacam os platôs sedimentares, com cobertura arenosa (Araripe, Ibiapaba e Apodi), maciços residuais de substrato cristalino (Baturité, Aratanha, Uruburetama, Meruoca, Machado, das Matas e Pereiro), cujos topos nivelados seriam constituídos de rochas mais resistentes, como granitos e quartzitos, e, nos terrenos de rochas menos resistentes, desenvolveu-se a depressão Sertaneja (Figura 8).

Peulvast *et al.* (2008) consideram que a denudação pós-Cenomaniana, no Nordeste do Brasil, está relacionada às flutuações do nível do mar, mudanças climáticas e processos epirogênicos, que começaram no Cretáceo Superior, alertando que as estruturas geomórficas do rifteamento do mesozóico foram obliteradas pelos eventos mais recentes, independentes da geodinâmica e eustasia, que ocorreram durante o Cenozóico.

Para Peulvast *et al.* (2008), a paisagem do Nordeste do Brasil é o resultado de um nível de base episodicamente flutuante, mas que foi baixando desde o Cretáceo Médio, e de um soerguimento crustal entre o interior da bacia do Araripe e a região costeira da bacia Potiguar.

A Formação Barreiras, predominantemente clástica, é testemunho dos últimos estágios de erosão no interior, e que coincide com um clima mais árido há 13 Ma, ou mesmo antes.

O arqueamento flexural é função da carga de sedimentos e da distribuição lateral da deformação, no sentido do continente. O soerguimento poderia, neste caso, ter sido contínuo desde o Cretáceo Superior.

Por outro lado, o soerguimento crustal poderia ser o resultado de um evento dinâmico mais discreto, relacionado ao magmatismo do Oligoceno da região, ou compressões em escala continental, oriundas da convergência dos Andes (Peulvast *et al.*, 2008) (Figura 8).

Na região litorânea, as oscilações do nível do mar fizeram variar sensivelmente a linha de costa, durante as transgressões e regressões, geralmente afetando morfolgicamente os sedimentos da Formação Barreiras.

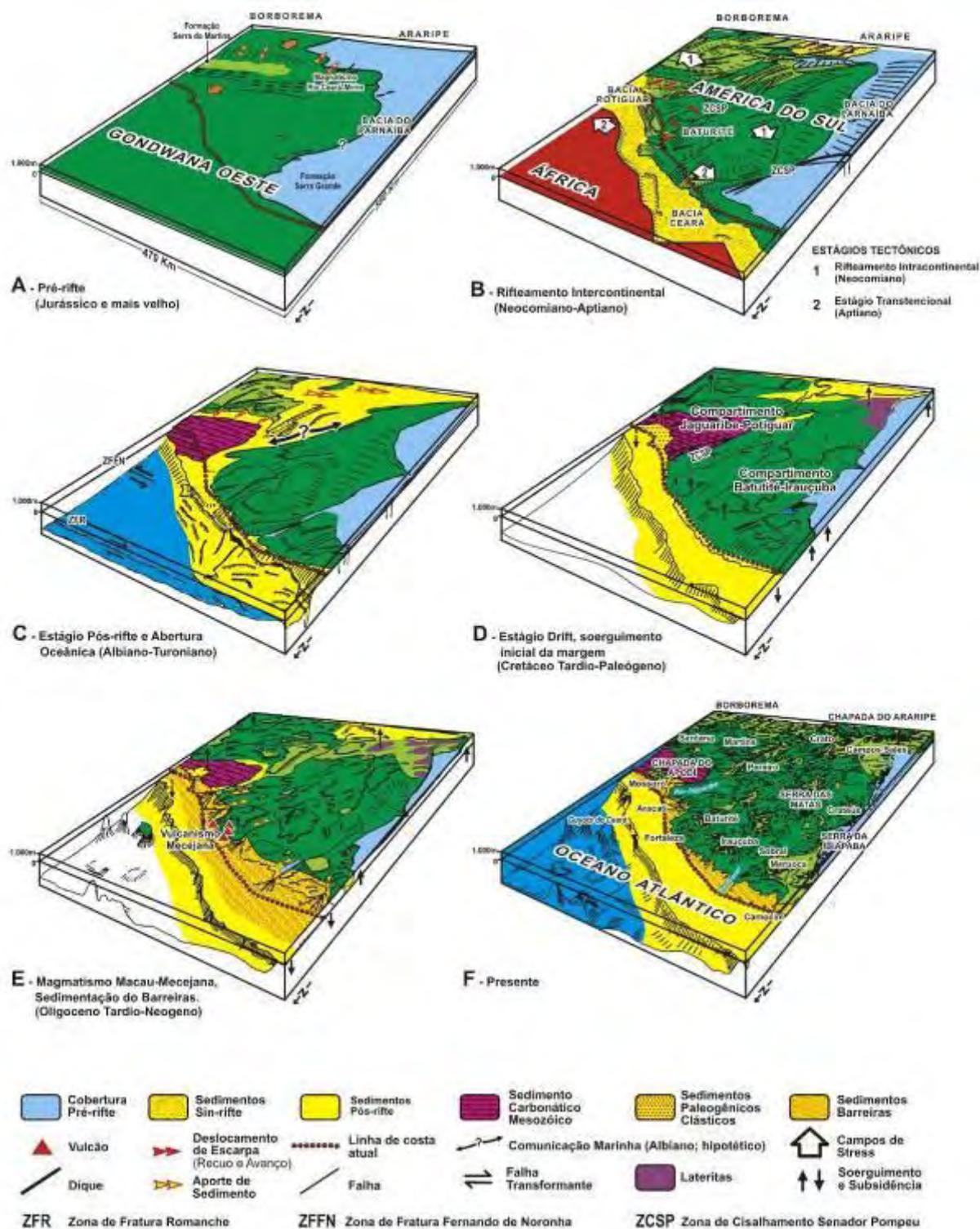


Figura 8 - Reconstrução da evolução morfotectônica da planície Jaguaribe-Piranhas, desde a fase Pré-rifte. Fonte Peulvast *et al.* (2008).

No entanto, as feições mais conspícuas desta unidade eram as falésias. Segundo Dominguez *et al.* (1987), a linha de falésias do Pleistoceno, escavada nos sedimentos da Formação Barreiras, marca o limite continental das planícies Quaternárias.

De acordo com Martin (1988), a evolução paleogeográfica das planícies costeiras entre Macaé (RJ) e Maceió (AL) se deu em oito episódios ou estádios:

1º - Deposição dos sedimentos da Formação Barreiras, provavelmente durante o Plioceno, quando o clima era semi-árido, com chuvas esporádicas e violentas, com formação de leques aluviais coalescentes, no sopé das encostas mais íngremes, recobrimdo o que é hoje a plataforma continental, devido a regressão e rebaixamento do nível do mar (Bigarella & Andrade, 1964).

2º - Interrupção da deposição da Formação Barreiras, quando o clima tornou-se semi-úmido (Vilas Boas *et al.*, 1979, *apud* Martin, 1988), seguido da Transgressão Antiga (>120.000 anos), provavelmente pleistocênica, quando os sedimentos da Formação Barreiras, voltados para o mar, foram erodidos, com formação de falésias.

3º - Deposição de sedimentos continentais pós-Barreiras durante a regressão que se seguiu após a Antepenúltima Transgressão cujo clima voltou a ser semi-árido. Formaram-se os leques aluviais coalescentes no sopé das falésias da Formação Barreiras.

4º - A Penúltima Transgressão atinge seu máximo (120.000 anos A.P.) com erosão quase total dos sedimentos pós-Barreiras, com afogamento dos vales nos baixos cursos dos rios, formando estuários e lagunas e o nível do mar atingindo 8 ± 2 metros acima do que é no nível do mar atual (Martin *et al.*, 1982).

5º - Formação dos Terraços Pleistocênicos, com cristas de praias progradantes, devido à regressão que sucedeu à Penúltima Transgressão.

6º - No máximo da Última Transgressão, o mar dissecou os terraços pleistocênicos e invadiu os sedimentos da Formação Barreiras, afogando a planície costeira com formação de ilhas-barreiras, que separavam o mar aberto do restante dos terraços pleistocênicos, com instalação de lagunas em algumas regiões, por trás das ilhas-barreiras, cuja idade de datação por rádio-carbono, de conchas de moluscos e fragmentos de madeira, nelas encontrados, forneceram uma idade de 7.000 anos A.P., mostrando que estas ilhas-barreiras já estavam instaladas antes do máximo da Última Transgressão (5.100 anos A.P.), quando o nível do mar ultrapassou em 5 metros o nível atual (Martin *et al.*, 1980).

7º - Formação de Deltas Intralagunares nas desembocaduras dos principais rios, com seus canais distributários dispostos segundo o padrão pé-de-pássaro.

8º - Formação de terraços marinhos Holocênicos, com a regressão que se seguiu à Última Transgressão (5.100 anos A.P.), a partir das ilhas-barreiras originais, à medida que linha de costa ia progradando. Este rebaixamento do nível do mar foi transformando as lagunas, primeiramente em lagoas, depois, em pântanos.

A regressão que ocorreu entre estas duas últimas transgressões coincide com o pico da última glaciação (18.000 anos A.P.) fez com que o nível mar baixasse 110 metros (Meiros & Maia, 1998).

Acreditam estes autores, que nos últimos 7.000 anos, em geral, as evidências encontradas no Ceará mostram similaridade com a evolução proposta para o litoral leste do Brasil.

As evidências de oscilação do nível do mar ao longo da zona litorânea do estado do Ceará, abordadas em trabalhos anteriores (Meireles, 1991; e Meireles & Maia, 1998) foram verificadas nos trabalhos de campo do Zoneamento Ecológico-Econômico do Ceará da Zona Costeira do Estado do Ceará (Maia *et al.*, 2005), principalmente no litoral Extremo Oeste, município de Jijoca de Jericoacoara, praia de Jericoacoara.

As exposições quartzíticas, situadas no limite superior da face de praia, encontram-se marcadas pelo desenvolvimento de uma série de cavernas, atualmente, posicionadas em cotas altimétricas, 3 metros mais elevadas, do que o nível médio das marés. Estas cavernas apresentam em suas superfícies registros de processo de abrasão marinha. Porém, este nível coincide também com o nível do mar do último período interglacial, entre 130.000 e 110.000 anos A.P. (J.P. Peulvast, comunicação verbal, 2009).

Na mesma frente de quartzito da Jericoacoara, voltada para o mar, é ainda possível observar, em cotas mais baixas estas marcas de abrasão. A formação de *beachrocks* em níveis mais elevados que o mar atual mostra também as oscilações do nível do mar ao longo dos tempos. Nestes trabalhos de campo do ZEE foram encontrados outros tipos de evidências de oscilação do nível do mar, com exumação de paleomangues ao longo de todo o litoral cearense, cordões litorâneos soldados ao continente em Icapuí, Almofala e Acaraú e Bitupitá e *paleobeachrocks* imersos nas dunas da Volta do Rio em Itarema.

Os dados de termoluminescência de 12 amostras de areia de duna coletadas e estudadas por Tsoar *et al.* (2009) revelam que a estabilização das dunas costeiras do Ceará já existia desde o fim do penúltimo período glacial (cerca 130.000 anos A.P.). Segundo eles, muitas das dunas foram estabilizadas durante o último período glacial, mas a termoluminescência fornece a idade do início da estabilização (Tabela 1).

Estas idades correspondem a períodos com profundos deslocamentos para sul da ZCIT, que resultou no decréscimo da velocidade dos ventos alísios. Como as determinações de $\delta^{18}\text{O}$ do GISP2, em testemunhos de gelo, são de alta resolução, nem sempre é possível atribuir o tempo de estabilização de uma duna, a um registro de período mais frio no testemunho de gelo (Chiang *et al.*, 2003; Rahmstorf, 2003, *apud* Tsoar *et al.*, 2009). Os erros de variação das idades do SAR são em alguns casos maiores que o ciclo de 1470 anos. (Tsoar *et al.*, 2009).

As idades mais antigas de 132 ± 11 mil anos podem estar relacionadas ao período glacial conhecido como estágio 6 do isótopo de oxigênio (OIS6). Outras seis amostras foram relacionadas aos eventos Henrich e Younger Dryas. Duas amostras têm idades recentes, que podem ser o resultado de remobilização recente de dunas fixas ou estabilização artificial de dunas ativas. Duas amostras

fornecem idades do Holoceno Médio, uma delas pode indicar um período de avanço glacial (Ellwood *et al.*, 1977).

Tabela 1 - Resultados de Datação de Dunas.

Número da amostra do laboratório	Número de campo da amostra	Localização	Obs	Prof. (m)	No. de discos	SAR De (Ga)	Sobre-dispersão (%)	Dose Cósmica ($\mu\text{Ga/a}$)	Dose Beta ($\mu\text{Ga/a}$)	Dose Gamma ($\mu\text{Ga/a}$)	Dose Total ($\mu\text{Ga/a}$)	Idade SAR (ka)	Eventos Climáticos*
1731	CE-2	Barra Nova	Sondagem	3.1	4/7	0.13 \pm 0.03	0	111	181	227	523 \pm 21	0.25\pm0.05	Recente
1733	CE-4	Iguape	Sondagem	3.25	13/19	73 \pm 5	23	107	200	242	553 \pm 27	132\pm11	OIS-6
1735	CE-6	Porto do Dunas	Sondagem	3.25	7/7	1.9 \pm 0.2	26	107	609	386	1107 \pm 65	1.75\pm0.2	
1741	CE-12	Lagoinha	Minerais pesados	2	6/7	0.25 \pm 0.05	51	142	1617	1309	3085 \pm 138	0.08\pm0.02	Recente
1742	CE-13	Lagoinha	Barreiro, areia vermelha	2	7/7	81 \pm 8	24	142	1109	731	1992 \pm 111	40.8\pm4.6	H-4
1743	CE-14	Lagoinha	Areia vermelha	1.5	6/7	11.8 \pm 1.0	19	156	387	413	963 \pm 33	12.3\pm1.2	Ho (YD)
1744	CE-15	Lagoinha	Areia vermelha	1	7/7	55 \pm 4	16	170	1287	918	2387 \pm 128	22.9\pm2.0	H2
1748	CE-19	Pecém	Corte de estrada, areia branca	1	17/19	8.9 \pm 0.5	21	170	841	521	1537 \pm 94	5.8\pm0.5	Holoceno glacial avançado
1750	CE-21	Pecém	Corte de estrada, areia vermelha	2	15/19	7.5 \pm 0.3	15	142	549	427	1125 \pm 47	6.7\pm0.4	Holoceno glacial Avançado?
1751	CE-22	Pecém	Barreiro, areia vermelha	3	6/7	22.4 \pm 0.8	8	114	1159	691	1973 \pm 126	11.4\pm0.8	Ho (YD)
1753	CE-24	Coité-Pecém	Barreiro, areia vermelha	3	6/7	24.9 \pm 2.8	26	114	289	256	663 \pm 34	37.6\pm4.7	H-4
1754	CE-25	Coité-Pecém	Barreiro, areia branca	4	17/19	69 \pm 3	19	86	1206	529	1823 \pm 169	37.7\pm3.9	H-4

Fonte: Tsoar *et al.*(2008).

3.3. GEOLOGIA

Na área da bacia hidrográfica do rio Cocó afloram rochas do Embasamento Cristalino e da Cobertura Sedimentar Cenozóica (Figura 9). As rochas precambrianas do Embasamento Cristalino foram subdivididas por Brandão (1995) em dois complexos: Granítico Migmatítico e Migmatítico. O primeiro é mais antigo, possivelmente de idade arqueana e ortoderivado. Suas maiores expressões

morfológicas são as serras de Maranguape e Pacatuba/Aratanha, cujo núcleo é constituído por granitóides, circundados por rochas foliadas, tais como, migmatitos homogêneos (diatexitos) e heterogêneos (metatexitos) e gnaisses.

O Complexo Migmatítico foi posicionado por Brandão (1995) no Paleo-Proterozóico. São predominantemente biotita-gnaisses com intercalações de rochas de menor grau de metamorfismo como os muscovitas-gnaisses ou de mais alto grau (sillimanita-granada-gnaisses), chegando, em alguns casos, à fusão parcial, com migmatização. Os quartzitos e mármore de pequenas espessuras ocorrem mais raramente e, em forma de intercalações, porém, é freqüente a presença de leuco-ortognaisses, muitas vezes com “olhos” e pegmatitos homogêneos. Os anfibolitos e calcio-silicáticas além de raros não se destacam na morfologia.

A Seqüência Magmática Precambriana tem sua maior expressão no Serrote Manoel Gonçalves, que é uma rocha ultrabásica, formada por um piroxenito maciço verde escuro de 1.800 M.a., provavelmente, (Braga *et al* 1977) que se posicionaria no topo do Paleoproterozóico. As rochas graníticas são de idade mais nova, talvez do Neoproterozóico, e formam pequenos plutons tardi e pós-tectônicos, evidenciados pelas deformações e foliações, mas de ocorrência tão restrita, que tornam difícil a diferenciação, em mapeamentos de escala regional. Ocorrem principalmente na porção sul da Região Metropolitana de Fortaleza, onde formam três corpos isolados. O mais característico é o de Itaitinga, que tem cor cinza clara, textura granular média e exibindo foliação nos bordos.

No entorno da bacia do rio Cocó, principalmente a sudoeste, foram mapeados (Brandão, 1995) leucogranitos rosados, muscovíticos e pegmatóides isotrópicos, formando corpos circulares provavelmente pós-tectônicos. Os testemunhos do vulcanismo alcalino terciário formam necks e diques de fonolitos e traquitos, cinza esverdeados, com pórfiros de feldspatóides imersos numa matriz afanítica.

Suas expressões morfológicas são os serrotes Pão de Açúcar, Japarara, Salgadinho, Cararu e Ancuri. Apenas este último ocorre totalmente dentro da área da bacia hidrográfica do rio Cocó. Já o Cararu, serve de divisor de águas entre as bacias dos rios Cocó e Pacoti.

Bordejando o litoral, com largura variável, chegando a atingir mais de 100 km em Boqueirão de Cesário, a Formação Barreiras repousa sobre o embasamento cristalino, com contato irregular e discordância angular. Entre o embasamento cristalino e os sedimentos da Formação Barreiras desenvolveu-se manto de regolito de decomposição do cristalino, cimentado por uma laterita altamente ferruginosa.

A Formação Barreiras, que se distribui na costa desde a foz do Amazonas, no Pará, até o Rio de Janeiro, se originou devido a um basculamento regional, que elevou interior do continente e abaixou a região costeira, onde se deu deposição dos sedimentos. Tem mais de 4000 quilômetros de extensão, largura média variando de 10 a 80 quilômetros, e espessura geralmente inferior a 80 metros, servindo de sub-estrato aos tabuleiros pré-litorâneos. Sua altitude varia, no país, de 10 a 170 metros e

representa a porção emersa do *biseau* sedimentar detrítico, neógena, que se estende mar a dentro (parte superior da Formação Tibau, segundo Pessoa Neto, 2003).

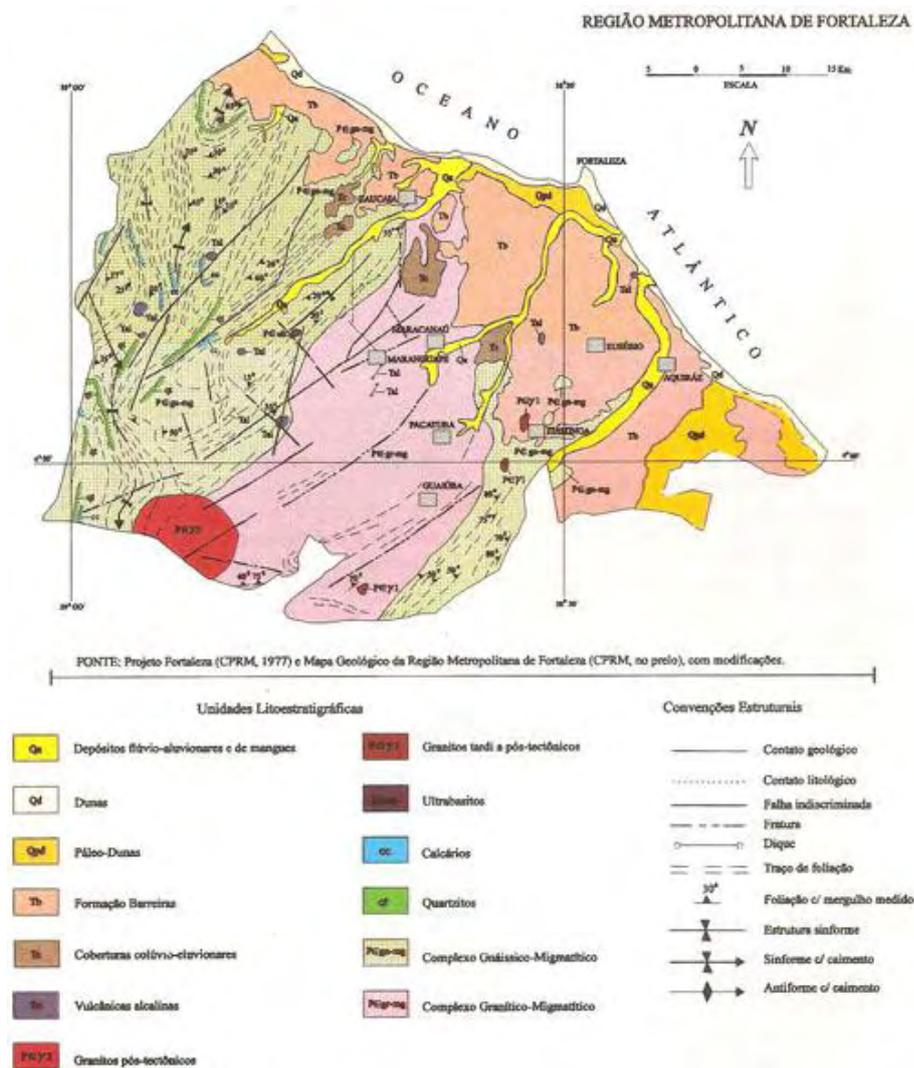


Figura 9 - Esboço Geológico da RMF. Adaptado de Brandão (1998)

É constituída de sedimentos clásticos continentais, afossilíferos, com cores variegadas, friáveis, predominantemente arenosos, mas marcados pela alternância de depósitos pelíticos e psamopelíticos (Schobbenhaus & Brito Neves, 2003). Formam um grande número de camadas, com descontinuidades verticais e laterais, principalmente quando ocorrem os níveis conglomeráticos. Sua coloração varia de vermelho, amarelo até esbranquiçada, constituído predominantemente de grãos de quartzo, com raro feldspato, matriz argilo-caulínica e cimento argilo-ferruginoso, localmente até silicoso. (Brandão, 1995).

Mabesoone *et al.* (1972 e Bigarella, 1975, *apud* Bétard, 2007) consideram que os sedimentos Barreiras são produtos de ablação de antigas lateritas continentais, formados em clima úmidos, transportados e depositados pelos rios, sob forma de cones de dejeção coalescentes, em clima semi-

árido. Mais recentemente, alguns autores (Menezes *et al.*, 1998 e Claudino Sales, 2002, *apud* Béthard, 2007) sugerem a influência litorânea e marinha, na formação de depósitos, pelo menos na parte mais distal.

No Pará, os estudos sedimentológicos e paleontológicos mostram a influência marinha nestes sedimentos (Arai, 2006), enquanto que, na região de Natal, as datações palinológicas e paleomagnéticas sugerem uma idade Miocênica a Pliocênica para Formação Barreiras.

Shimabukuro & Araí (2001) e Araí (2006) chamam a atenção para a regressão tortoninana e abaixamento eustático, a mais importante registrada ao curso do Neógeno, na época da formação da calota glacial da Antártica, que marcaria um limite entre a seqüência pré-tortoniana, de idade Aquitaniana a Serravaliana, datada por palinologia, diferente da seqüência pós-totoniana do Mioceno Superior ao Plioceno, separadas por uma nítida discordância.

Tem espessura variável, na Região Metropolitana de Fortaleza, de poucos centímetros até dezenas de metros. A Formação Barreiras é formada predominantemente de arenitos finos a médios, de matriz argilosa, com níveis francamente silto-argilosos, pouco litificados, com coloração variando de vermelho a creme. Horizontes conglomeráticos são raros, mas níveis lateríticos são muito freqüentes, denotando uma sedimentação continental em condições de clima semi-árido, onde as chuvas são pouco freqüentes e algumas vezes torrenciais.

Claudino Sales (2002) considera que a fácies conglomerática, com seixos de quartzo e quartzito, da Região Metropolitana de Fortaleza, está mais associada à proximidade das bocas dos rios e dos maciços montanhosos. No contato com o embasamento cristalino é comum um horizonte laterítico, muitas vezes bem desenvolvido servindo de base da Formação Barreiras (CPRM, 2003).

Brandão (1995) individualizou as coberturas colúvio-aluviais, que recobrem o embasamento como pequenas manchas locais devido ao fraco intemperismo. Segundo o referido autor, são horizontes areno-argilosos, com fragmentos de rochas subjacentes e do entorno, com laterização incipiente, devido a pouca quantidade de água percolada. Nas zonas montanhosas, onde a topografia é mais acidentada, ele individualizou três zonas de depósito colúviais: “A área de clásticos grossos; zona de tálus que se deposita à meia encosta, em meio a grande instabilidade e com granulometria muito heterogênea; e zonas de transição do sopé, onde além dos depósitos de *piemonte*, chegam a formar cones de dejeção. Por ocuparem as partes mais planas da região acidentada, estas últimas zonas são os depósitos mais estáveis.”

As unidades mais recentes, individualizadas pelo citado autor são as que ele chamou de Dunas Edafizadas e as Dunas Móveis. As primeiras são constituídas por areias bem selecionadas finas a médias, às vezes sílticas, predominantemente quartzosas, porém podendo conter, também, feldspatos de cor cinza a amarelada ou alaranjada. São dunas fixadas pela vegetação e, mais raramente, pelo cimento ferruginoso e silicoso. Na linha de costa podem chegar a 15 metros de altura e vão desaparecendo em direção ao interior. Ocorrem principalmente sobre os sedimentos da Formação Barreiras.

Dunas Móveis são depósitos eólicos, de sedimentos inconsolidados retirados da praia, na Região Metropolitana de Fortaleza, segundo Brandão (1995), situam-se quase continuamente ao longo do litoral, com uma largura de 2 a 3 km, e espessura média de 20 metros, atingindo 40 metros nas cristas. São recortadas pelas planícies fluviais, ou flúvio-marinhas, dos rios Cocó e Ceará, ou devido à deflação, que exuma os sedimentos da Formação Barreiras, as cangas lateríticas, ou mesmo rochas do embasamento.

Na maioria das vezes, capeiam as dunas vegetadas e paleodunas. Seus sedimentos são areias brancas, puras, quartzosas finas a médias, constituídas de grãos foscos pelo impacto entre eles, no transporte pelo vento. Contêm ainda minerais pesados, principalmente ilmenita, oriundos dos granitóides do embasamento e que foram depositados com os sedimentos da Formação Barreiras e depois concentrados nos cordões de areia do estirâncio.

Nas embocaduras dos rios da Região Metropolitana de Fortaleza formaram-se os *beachrocks*, ao longo das praias recentes, e que se estendem, desde a zona de baixa-mar, até o limite das dunas (Brandão, 1995).

As lagoas, que são comuns em toda Região Metropolitana de Fortaleza são ricas em sedimento pelítico, matéria orgânica e, às vezes, mesmo carapaças de diatomáceas (Brandão, 1995).

3.4. GEOMORFOLOGIA

Moreira & Gatto (1981) e Souza (1988), dividem a região Metropolitana de Fortaleza em quatro domínios Geomorfológicos: Planície Litorânea; *Glacis* Pré-Litorâneos, depressão Sertaneja e Maciços Residuais (Figura 10).

Planície Litorânea

Abrangendo campos de dunas, praias e as planícies flúvio-marinhas. As dunas móveis já descritas têm como característica visual, a ausência de vegetação. Têm forma de barcanas (meia lua) sendo íngremes à sotavento e mais suave à barlavento. Mais distantes do litoral, as dunas móveis dão lugar às dunas fixas, com cobertura vegetal mais intensa. Como foram formadas por ventos predominantemente do leste mostram a forma de parábola, com eixo de direção E-W. Ao se estenderem para o sul, vão perdendo a altitude, e se confundem com os sedimentos do Barreiras.

Onde existem rochas mais resistentes, formando promontórios, como o quartzito da Ponta do Mucuripe, os campos de dunas migram para alimentar a deriva litorânea, reduzindo a erosão do litoral. Nas praias, que acompanham toda a costa, constituindo um depósito contínuo entre a preamar e as dunas móveis, são comuns corpos alongados, que afloram na zona de estirâncio (região entre as marés alta e baixa) e na zona de rebentação. São os “*beachrocks*”, que por sua grande coesão, formam barreiras naturais de proteção às praias da ação erosiva do mar.

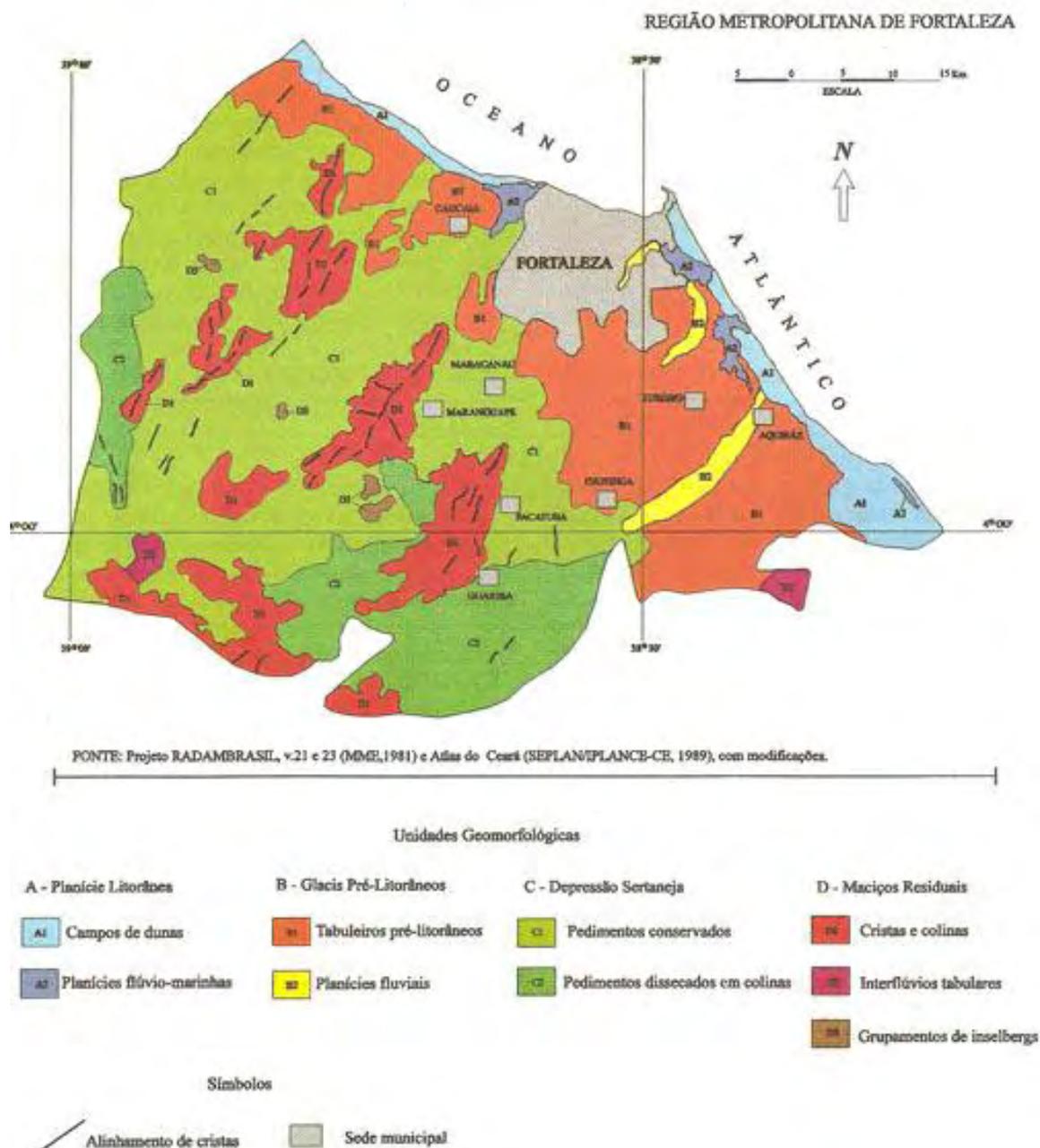


Figura 10 - Esboço Geomorfológico da RMF. Adaptado de Brandão (1998)

As planícies flúvio-marinhas, com seus sedimentos predominantemente pelíticos, associados à matéria orgânica abundante, têm influência de processos tanto continentais, quanto marinhos, onde se dá a mesclagem da água do mar. É neste ambiente que são gerados os manguezais como os dos estuários dos rios Cocó, Ceará e Pacoti. As lagoas costeiras com influência temporária das águas marinhas recebem a denominação de “lagamar”.

Glacis Pré-Litorâneos

Compreende os tabuleiros propriamente ditos e os rios responsáveis pela dissecação, formando as planícies fluviais. Paralelos à linha de costa, porém na retaguarda das dunas móveis e fixas, os

glacis (tabuleiros) pré-litorâneos se formam a partir dos sedimentos do arenito Barreiras. Constituem tabuleiros retalhados por vales alongados, dos rios que deságuam no litoral, e de fundo largo, constituindo *cuestas* pouco elevadas e declividade suave, com caimento no sentido do mar. Os solos são podzólicos vermelhos e amarelos, e argilas quartzosas, recobertas de vegetação, desde arbórea até arbustiva.

Embora originalmente constituíssem uma unidade contínua, hoje com o retalhamento pelos cursos d'água formam testemunhos isolados, já que estes *glacis*, formados pela coalescência de cones de deposição colúvio-aluvionares, com a oscilação do nível do mar, podem sofrer acresção ou retrabalhamento pelos mesmos cursos d'água.

Já as planícies fluviais, que recobrem os sedimentos da Formação Barreiras, têm um solo mais abundante, amplo, permeável e poroso, que lhe dá um volume maior de recursos hídricos, comparada às aluviões estreitas da depressão Sertaneja, que se sotopõem às rochas cristalinas. As mais importantes são as do Rio Cocó, Ceará e Pacoti, na Região Metropolitana de Fortaleza.

Depressão Sertaneja

Trata-se de uma superfície de erosão que recortou principalmente as rochas do embasamento cristalino e, geomorfologicamente, abrange quase dois terços da Região Metropolitana de Fortaleza.

Partindo do sopé dos Maciços Residuais, estendem-se em declividade muito suave para o litoral e, localmente, os fundos dos vales, com topografia predominantemente plana com leves ondulações. Quando é recortada por alguns cursos d'água formam-se interflúvios, porém isolados com pequenas colinas, englobada como superfície peneplanizada, mas, localmente, com pequenas elevações, que sobressaem na paisagem. Os solos são geralmente rasos, mas algumas vezes podem ser localmente profundos. São comuns afloramentos de rochas do embasamento e a vegetação quase nada difere daquela do semi-árido do sertão.

Maciços Residuais.

A planície da Região Metropolitana de Fortaleza só tem sua homogeneidade quebrada nas serras de Maranguape e de Aratanha que atingem cota de até 700 - 800 metros e pelos cones vulcânicos alcalinos do Terciário. São rochas que resistiram à erosão, devido a sua maior resistência ao intemperismo químico e físico, constituindo topos agudos, morfologia dos tabuleiros e corpos isolados como típicos “*inselbergs*”. São regiões úmidas, com intenso intemperismo químico, que as tornam instáveis, com solos espessos podzólicos vermelho-amarelos, eutróficos, com vegetação de mata tropical de grande porte. Nas vertentes mais secas a vegetação varia do tipo caatinga a floresta plúvio-nebular.

As nascentes do rio Cocó se originam entre as cristas e colinas do maciço residual de Pacatuba/Aratanha. A seguir, já como riacho Pacatuba e, depois, Gavião, recorta os pedimentos conservados (pediplanos com topografia plana ou levemente ondulada) da depressão Sertaneja até

entrar nos tabuleiros pré-litorâneos formados pelos sedimentos mio-pleistocênicos do Barreiras, com seus relevos tabulares, recortando-o, segundo um vale alongado de fundo chato, declividade de 2 a 5% e boa absorção.

Somente no limite sul de Fortaleza com o Eusébio, o rio Cocó começa a formar planícies aluviais com maior disponibilidade hídrica e baixa taxa de absorção e declividade de 0 a 1%. As planícies aluviais do rio Cocó atingem 1,3 km de largura e espessura variando de 5 a 15 metros. Dominam areias grossas com intercalações de argila. Na região de meandro os sedimentos tornam-se mais finos (areia e silte).

3.5. CLIMA

3.5.1. Regime Pluvial

O regime pluvial no Ceará depende de três frentes geradoras: As frentes frias provenientes do Polo Sul; a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), que atua entre os trópicos e um Centro de Vorticidade Ciclônica. Associadas a estas três frentes principais pode-se relacionar as linhas de instabilidade que se formam ao longo da costa, e as brisas marítima e terrestre, que são sopradas na faixa litorânea à medida e vão variando as temperaturas, devido às diferenças de capacidade calorífica e de condutividade térmica do mar e da terra.

A principal responsável pelo inverno no Ceará é a Zona de Convergência Intertropical, que atinge seu fastígio, na porção meridional da Terra, por volta da passagem do equinócio de outono (23 de março). O período invernososo começa a declinar em maio, quando a Zona de Convergência Intertropical volta ao Hemisfério Boreal.

Embora seja homogêneo o clima da Região Metropolitana de Fortaleza, um zoneamento pluviométrico em três regiões foi adaptado por Brandão (1995):

1. Uma zona em que o índice pluviométrico médio situa-se entre 1.200 e 1.400mm com temperaturas mais amenas na orla marítima.
2. Climas localizados em áreas de altitudes elevadas (Serras de Maranguape, Aratanha/Pacatuba), com pluviometria anual de 1.400 a 1.600 mm, com as mais baixas temperaturas.
3. Clima de condições mais secas na região oeste, com precipitação média de 900 a 1.200 mm, e as temperaturas mais amenas, no litoral, crescendo em direção ao sertão.

Recentemente, Béthard (2007) estudando o Maciço de Baturité, vizinho à Serra da Aratanha/Pacatuba, verificou que a pluviosidade era repartida em três zonas topoclimáticas:

1. Uma zona francamente única, correspondente à parte culminante do maciço de Baturité (1.300 mm/ ano).
2. Uma zona semi-árida no *piemonte* do maciço e uma boa parte da encosta oeste, onde a pluviometria anual é inferior à 900 mm/ano;

3. Entre estas duas zonas, uma intermediária de transição climática que se destaca por sua pluviosidade entre, 900 e 1.300 mm, classificada como sub-úmida, formada pela encosta leste e seu *piedmonte*, a barlavento dos ventos alísios ESE

Na tabela 2 pode-se verificar que o regime pluviométrico é variável, mas 90% das precipitações ocorrem no primeiro semestre, principalmente de março a maio. Quando as chuvas são abundantes, num curto intervalo de tempo, as enchentes, com os problemas a elas inerentes, nas margens dos rios, são inevitáveis.

Na classificação de Köppen enquadra-se no tipo AW (tropical chuvoso), e na de Gaussen, tropical quente de seca atenuada (4c th.). Na classificação de Gaussen (Nimer, 1977), um mês é considerado seco quando as precipitações são inferiores ou iguais ao dobro das precipitações do mês considerado.

A duração das estações secas serviria, segundo os autores, para caracterizar os climas: úmido (estação seca de 1 a 3 meses); sub-úmido (estação seca de 4 a 5 meses); e semi-árido (estação seca de 6 a 10 meses).

Barroso (2004) relata que o primeiro registro de seca no Ceará foi em 1605, durante a colonização de Pero Coelho de Sousa. A segunda foi ocorrer dez anos depois (1614), seguida das de 1692, 1711 e 1712. A seca mais prolongada que se tem notícia vai de 1723 a 1727.

Porém novas notícias de grande período de estio só foram relatadas de 1736 a 1737, de 1745 a 1746 e de 1754 a 1755, além de 1760. Depois de um longo período de chuvas, o Ceará sofreu uma das mais terríveis secas de sua história: 1777-1778, sendo ultrapassada pela Grande Seca (1790 a 1793), quando o Nordeste do Brasil ficou três anos receber uma gota d'água.

Ela ocorreu no mesmo período de terror da Revolução Francesa, e morreu mais gente de fome aqui do que na guilhotina naquele país. Intervalos próximos de 10 anos voltam a acontecer nas secas de 1803 a 1804, de 1816 a 1817, 1824 a 1825, 1830, 1845 e 1865.

De 1877 a 1879 ocorreu a pior seca do século XIX. A última deste século foi a de 1888. Mas o século XX começou com seca (1900, 1905 e 1908). Retornaram os bons invernos até 1919, que juntamente com 1925 foram anos de pouca chuva e, 1932, de seca. Em 1951, 1953 e 1958 foram anos de grandes secas.

Na tabela 2 está registrado o regime pluviométrico entre 1983 e 2007, em Fortaleza, mensalmente com a média anual. Neste período, a maior média anual foi de 2836 mm em 1985, época das grandes cheias dos rios.

Por outro lado, o ano mais seco foi de 1983, com 955,20 mm de precipitação pluviométrica. Pode-se ainda observar que foi, juntamente com 1990, os dois únicos anos do período, em que choveu menos de 1000 mm, na Capital.

Tabela 2 - Regime Pluviométrico

ANO	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ	MÉDIA ANUAL
1983	22.00	158.80	280.90	131.70	61.40	155.00	54.90	35.00	4.00	19.30	0.60	31.60	955.20
1984	105.30	266.70	325.30	439.60	318.10	306.90	157.50	38.20	12.90	47.80	4.70	6.30	2029.30
1985	232.20	463.40	546.10	634.10	301.80	216.80	157.70	30.80	27.80	0.20	15.00	210.10	2836.00
1986	115.00	296.90	765.10	577.60	157.50	323.20	32.90	43.70	39.10	6.80	39.70	59.20	2456.70
1987	91.20	130.30	416.10	202.60	54.90	210.40	103.90	25.50	13.30	7.10	0.60	3.80	1259.70
1988	182.10	201.90	333.70	424.10	200.20	162.20	126.60	11.20	22.70	11.50	16.50	169.40	1862.10
1989	256.40	65.20	324.60	420.70	193.40	277.10	129.30	85.60	21.10	15.30	10.60	63.20	1862.50
1990	40.30	130.00	104.40	244.70	205.60	53.30	89.60	13.80	34.70	25.50	19.60	16.60	978.10
1991	16.50	252.40	449.40	461.30	216.10	69.50	8.70	14.90	2.20	50.00	2.70	5.00	1548.70
1992	48.10	305.90	235.20	217.50	90.40	121.60	10.40	30.50	17.60	6.70	3.00	1.90	1088.80
1993	43.20	107.80	198.60	231.30	131.80	70.90	180.30	31.50	12.10	5.90	12.70	16.60	1042.70
1994	116.20	252.30	405.00	458.10	326.30	593.60	128.20	15.40	16.00	9.50	4.30	54.70	2379.60
1995	114.80	246.80	477.50	652.60	349.80	156.80	86.60	0.00	1.10	16.70	36.80	4.00	2143.50
1996	98.20	219.40	518.20	449.10	240.90	45.40	27.60	65.90	7.20	12.00	6.40	17.90	1708.20
1997	7.60	48.80	189.60	540.20	241.30	12.40	15.20	16.50	0.00	0.00	37.60	34.10	1143.30
1998	183.30	84.20	342.30	151.10	103.40	66.60	14.70	20.10	5.40	12.80	3.80	24.70	1012.40
1999	47.60	156.60	248.50	323.70	403.60	34.50	4.80	7.10	48.80	9.50	2.10	59.80	1346.60
2000	188.90	115.90	274.10	351.80	152.20	77.50	204.20	130.00	165.70	0.00	6.20	6.70	1673.20
2001	110.90	47.60	194.00	817.50	61.80	188.90	77.20	0.00	0.00	0.00	14.00	42.60	1554.50
2002	273.10	68.80	373.20	523.10	158.90	167.80	132.30	3.20	0.00	24.10	11.20	6.30	1742.00
2003	227.90	352.80	568.40	437.90	308.00	269.00	5.00	13.00	20.20	0.00	0.00	6.20	2208.40
2004	500.00	196.40	499.40	171.00	86.30	312.70	183.50	7.00	23.40	0.00	11.40	0.00	1991.10
2005	22.30	104.90	279.00	183.00	312.80	158.20	38.00	12.20	8.00	0.00	2.00	12.00	1132.40
2006	45.30	67.10	167.70	357.20	381.50	233.70	46.20	18.00	3.00	0.00	0.00	0.00	1319.70
2007	19.30	279.10	368.50	300.60	237.10	93.60	63.40	0.00	0.00	0.00	0.00	30.80	1392.40

3.5.2. Ventos e Dinâmica Eólica

Estudando as dunas costeiras do litoral do Ceará, Tsoar *et al.* (2009) chamam a atenção para grande variabilidade inter-anual de precipitação no nordeste brasileiro. Os dados de pluviometria entre 1849 e 1999, em Fortaleza, mostram que 88% das chuvas se concentram nos meses de janeiro a junho, com média anual de 1443 mm e desvio padrão é de 485 mm (<http://jisao.washington.edu/data/brazil/fortaleza>). O mais baixo valor de precipitação registrado (468 mm) foi no ano da grande seca (1877), e, o máximo (2512 mm), foi em 1974. No século passado, o ano mais seco foi 1958, com 504 mm de precipitação pluviométrica.

É notória a diferença de precipitação pluviométrica entre o litoral e o sertão cearense, que podem ser comprovados a partir de dados do WMSSC (http://jisao.washington.edu/data/sets/wmssc/lt_mean_total_precip) onde a precipitação pluviométrica média (747 mm), no centro geográfico do estado (município de Quixeramobim) é apenas 52% do total da precipitação de Fortaleza.

De acordo com Behling *et al.* (2000), entre 42.00 e 15.500 anos AP, as condições climáticas semi-áridas eram semelhantes às atuais, pelo fato de predominar polens das espécies típicas da caatinga (mimosácea, *poaceae*) com pulsos úmidos por volta de 40.000; 33.000; e 24.000 anos A.P., porém muito curtas, para permitirem a expansão das florestas úmidas.

Segundo estes autores, o período compreendido entre 15.500 e 18.000 anos A.P., logo após o máximo glacial (tardiglacial), houve uma recrudescência das condições úmidas, que permitiram uma extensão de florestas galerias, como indicam a grande proporção de polens das espécies de florestas típicas da Mata Atlântica (*Hedyosmus*, *Cyathea*). Num período mais recente (11.500 anos A.P.) retornaram de modo definitivo as condições semi-áridas.

Tsoar *et al.* (2009) supõem que atividade de dunas no Ceará nos anos secos resultaram de uma potência de vento mais alta e não por causa de baixa precipitação. Durante os 151 anos que eles tiveram registro (1849 – 1999), que são considerados de um período seco, a precipitação pluviométrica anual mais baixa foi de 468 mm. Este nível de precipitação, que infiltra facilmente na areia, fornece suficiente umidade ao solo para manter a cobertura vegetal da duna (Tsoar, 2008; Tsoar *et al.*, 2009).

Assim, a ausência de vegetação nas dunas de areia durante os períodos secos (como é hoje) é devido à potência do vento (Figura 11), e não por causa da baixa precipitação. Nos períodos onde a potência do vento é muito mais baixa e precipitação mais alta, a vegetação poderia se desenvolver em algumas dunas. Entretanto, foi a baixa potência do vento, que permitiu o início da cobertura vegetal (e estabilização), e não o aumento na quantidade de chuva, que não fornece umidade à duna, mas desce para o lençol freático (Tsoar, 2004). Campos *et al.* (1974) consideraram que a linha de costa atual do nordeste brasileiro é paralela à tectônica geral. Mais recentemente, Carvalho *et al.* (2005), estudando a morfogênese costeira do oeste do Ceará, entre Cumbuco e Matões, verificaram que a morfologia do embasamento Pré-Cambriano influenciou a geometria desta faixa de litoral.

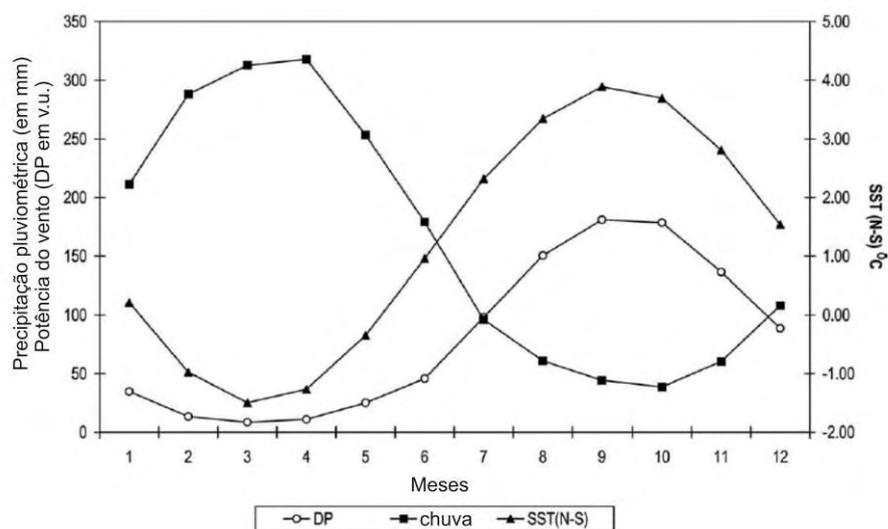


Figura 11 - Relação da média mensal da potência do vento (DP), precipitação pluviométrica e diferenças no SST (SST(N-S), entre o Atlântico Norte e o Sul. Fonte: Tsoar *et al.* (2009).

A região tem uma distribuição de ventos muito peculiar, em que as menores velocidades de vento são registradas à noite-madrugada (entre 4 e 6 horas) e estão relacionadas com a componente sul, enquanto que, durante o dia, as velocidades são mais elevadas (entre 10 e 14 horas) e a direção varia no quadrante nordeste. Os ventos alísios têm maior intensidade que as brisas. A velocidade média do vento, ao longo do ano, oscila entre 3,0 e 8,4 m/s, registrando os maiores valores entre meses de agosto e setembro e, os menores, entre fevereiro e maio (Maia, 1998).

Porém, nos estudos realizados por Maia (1998), a partir de dados da estação meteorológica instalada na praia do Futuro, no período de 1993-1996, revelaram que, naquela região, a velocidade média variou entre 4,6 e 8,1 m/s. A direção principal é ESSE, mas aparecem secundariamente as direções SSE, E e ENE, podendo dominar, em alguns casos, os ventos de direção E. As velocidades máximas registradas no período de uma hora variam de 11,1 m/s a 16,5 m/s e, no intervalo de um segundo, o valor chegou a 18,8 m/s.

De acordo com o mapa do Centro Brasileiro de Energia Eólica (CBEE), existe uma estreita faixa de atuação do vento com grandes velocidades médias, superiores a 8,5 m/s, na costa, desde o Rio Grande do Norte, até o estuário do rio Amazonas, mas esta intensidade da velocidade vai decrescendo à medida que se aproxima do interior do continente (Filgueiras & Silva, 2003, *apud* Tsoar *et al.*, 2009).

Tsoar *et al.* (2009) estudaram uma duna no entorno de Fortaleza (praia do Futuro), cujos valores de precipitação e potencial de evaporação eram, respectivamente, 1519 mm e 1804 mm, que resultou numa razão $P/PE = 0,84$, valor típico de clima úmido (Middleton Thomas, 1997, *apud* Tsoar *et al.*, 2009). Porém, as dunas costeiras de Fortaleza, ou estão totalmente estabilizadas, com vegetação cobrindo toda a duna, com áreas interdunares, ou elas estão totalmente ativas, sem nenhuma cobertura vegetal.

Mesmo nos anos mais secos dos últimos 160 anos, a precipitação em Fortaleza jamais foi inferior a 400 mm. O modelo de histerese proposto considera que a potência do vento, que varia com o cubo da velocidade, é o fator climático mais importante para formação e ativação de dunas de areia (Tsoar, 2005). Este potencial é representado em termos de potencial de *drift* (DP), que pode ser calculado pela equação:

$$DP = \sum U^2(U - U_t)t/100,$$

onde: U é a velocidade do vento em nós, medida a 10 metros de altura, U_t é o limiar da velocidade do vento para o transporte de areia, que é igual a 12 nós e t é a percentagem de tempo que a velocidade do vento ultrapassa o valor de U_t .

O DP deve ser calculado separadamente para cada direção de vento que esteja acima do limiar da velocidade do vento para transporte de areia, e o valor é dado por um vetor que se chama unidade de vetor (*vector unit*, v.u.), que pode ser representado em forma de rosa de areia. O DP corresponde ao parâmetro que descreve a máxima quantidade potencial de areia, que poderia ser erodida por todas as direções do vento, durante um ano, é, portanto, a medida do potencial da potência do vento em uma região arenosa.

A resultante de todos os vetores é a resultante do potencial de tração (RDP) e o índice variabilidade direcional deste vento é a relação da RDP com DP (RDP/DP), cujos valores muito próximos uns dos outros indicam um estreito unidirecional potencial de tração, e valores próximos ao zero indica um amplo potencial de tração multidirecional.

Todas as rosas de areia (*sand rose*), ao longo da costa do Ceará, indicam ventos unidirecionais do leste, com valores de RDP/DP próximo de 1 (Figura 12 e Tabela 3).

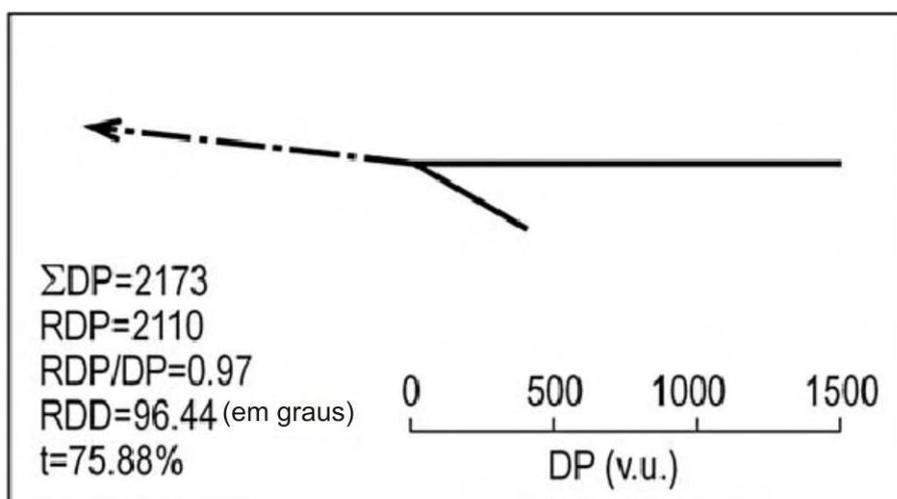


Figura 12 - Rosa de areia de Aranaú, na costa oeste do Ceará, mostrando que a maioria dos ventos provém do leste. Fonte: Tsoar *et al.* (2009).

O valor de DP é a potência anual total do vento. RDP é a resultante da DP. Notar o vento unidirecional leste (altos valores de RDP/DP). A seta de linha pontilhada mostra o sentido do vento da

RDP (em graus), t é o tempo, em percentagem, que o vento fica, no ano, acima do limiar de transporte da areia

Tabela 3 - Dados de potência do vento de três locais no Ceará.

Local	DP	RDP	RDP/DP	RDD	t(%)	Anos dos Dados
Pecém	692	659	0,95	99,19	58,96	1995/1999
Aranaú	2173	2110	0,97	96,38	75,88	2003
Acaraú	1573	1550	0,99	88,46	60,71	2003

Fonte: Tsoar *et al.* (2009).

Segundo o modelo de histerese de Yizhaq *et al.* (2007), as áreas com baixa potência de vento podem ser cobertas por vegetação quando a precipitação pluviométrica é superior à 100 mm anuais (Tsoar, 2008). Uma vez que as dunas estão cobertas por vegetação, um aumento na potência do vento não pode mobilizar as dunas estáveis, pois a vegetação fornece um tampão (*buffer*), que evita a erosão da areia. Porém, sob potências de vento extremamente altas, esta proteção das plantas pode ser destruída (Tsoar *et al.*, 2009).

Calculando a potência do vento em três locais a oeste de Fortaleza, estes autores demonstraram que o DP, ao longo da costa do Ceará, excede o limiar para o transporte de areia, em mais de 58% do ano, principalmente durante as estações secas, com índices de variabilidade da direção do vento (RDP/DP) de 0,95 a 0,99, muito altos e indicativos de um regime de ventos unidirecionais (ventos alísios leste), que são os principais formadores das dunas parabólicas e barcanas. O DP na costa do Ceará é também excepcionalmente muito alto (Figura 13 e Tabela 3).

Para a região do Porto do Pecém, onde os ventos alísios do Atlântico sopram de leste a sudeste, Tsoar *et al.* (2009) calcularam os valores de potencial médio de *drifte* (692 v.u.), para os anos 1995 – 1999, revelando valores que caracterizam ambiente de ventos de alta energia dentro do critério de Fryberger (1979). Os valores de Aranaú (2173 v.u.) e Acaraú (1573 v.u.), de 2003, situados mais a oeste, são muito mais elevados ainda.

Como seria de se esperar, os valores de DP são baixos no período mais úmido (Janeiro a Junho), correspondentes a apenas 14% do DP anual. Mas, no segundo semestre, chegam a 86% do DP anual. O aumento relativo da potência do vento nos anos secos está associado com o incremento da movimentação das dunas no Ceará, que, por sua vez, depende da intensidade da estação seca (Maia *et al.*, 2003).

Existe ainda uma relação entre as anomalias nas temperaturas da superfície do mar (SST), no Atlântico Tropical e a pluviosidade no nordeste (Hastenrath & Heller, 1977 e Markm & McLain, 1977, *apud* Tsoar *et al.* 2009). Os anos secos correspondem a uma SST quente, no Atlântico Norte Tropical, e SST mais fria, a sul do Equador, que é causada pelo deslocamento, para o norte, dos dois sistemas de alta pressão do Atlântico subtropical.

Uma correlação semelhante existe entre SST fria no Atlântico Sul tropical, anomalias quentes no Atlântico Norte tropical e anos anormalmente secos no Ceará, como mostrado por Chung (1982, *apud* Tsoar *et al.*, 2009).

O aumento de temperatura realçado no Atlântico Norte tropical é acompanhado por um gradiente de temperatura maior, e TWP acelerado, a sul do Equador, ocasionando seca no nordeste do Brasil. Este fenômeno está intimamente associado com o enfraquecimento do TWP a norte do Equador (Chiang & Koutvas, 2004; Hastenrath, 2006, *apud* Tsoar *et al.*, 2009). Este gradiente SST norte-sul, que faz uma ponte entre os dois hemisférios, próximo ao Equador, e está associado a uma restrição da migração para sul da ZCIT (Tsoar *et al.*, 2009). A média mensal registrada para o TWP do sul, precipitação e diferenças no SST entre os atlânticos tropicais norte e sul (SST[N-S]) para um período de 17 anos (1991 – 2007), estudado por Tsoar *et al.* (2009), relacionados na Figura 11, mostra que há uma correlação positiva significativa ($p < 0,001$), entre a precipitação, e seus correspondentes DP e SST (N-S).

Outro fenômeno que influencia o clima da região é o ciclo de Oscilação do El Niño Sul (ENSO). Observações mostram que eventos anômalos de ENSO no Pacífico têm uma teleconecção com anomalias SST, através do Atlântico Norte tropical (Nobre & Shukla, 1996, *apud* Tsoar *et al.*, 2009). Maia *et al.* (2005), verificaram que não há uma conexão, entre as fortes anomalias ENSO, e as secas no Ceará, de grande significação.

Concluindo, Tsoar *et al.* (2009) acreditam que SST relativamente baixas, no Atlântico Sul tropical, que ocorrem quando a ZCIT se desloca para norte, está associada com forte TWP através da região oceânica (Nobre & Shukla, 1996; Wang *et al.*, 2004, *apud* Tsoar *et al.*, 2009). O deslocamento para o sul da ZCIT enfraquece os ventos alísios nordeste sobre o nordeste do país (Chiang *et al.*, 2003; Hastenrath, 2006; Wang *et al.*, 2004, *apud* Tsoar *et al.*, 2009). Estas oscilações nos deslocamentos atuais da ZCIT, quando, durante a estação úmida, o TWP é baixo, e o Atlântico Sul tropical é mais quente, que o do Norte. Nas estações secas, estes parâmetros se invertem.

De acordo com os registros de clima GISP2, da última glaciação, houve cerca de 20 eventos, cada um dos quais foi caracterizado por uma mudança abrupta de clima, indo de um período relativamente quente, para um frio. Estes eventos estão espaçados em intervalos de ciclos regulares de 1.470 anos, de amplitudes irregulares (Genty *et al.*, 2003; Rahmstorf, 2003, *apud* Tsoar *et al.*, 2009). As mudanças abruptas de clima não estão confinadas apenas à última glaciação, mas também aparecem em períodos interglaciais, mais antigos (Dansgaard *et al.*, 1993).

O tempo de permanência do deslocamento da ZCIT no sul do Equador, que hoje determina os anos secos e úmidos na litoral do Ceará, poderia durar décadas, ou séculos, no Quaternário Superior. Durante os períodos mais quentes do Pleistoceno Superior, quando a ZCIT migrava para o norte de sua atual localização média, o litoral cearense tinha menos chuva, mas principalmente muito maior potência de vento. Estas duas determinações paleoclimáticas são baseadas nas mudanças, através de um longo período que inclui muitos anos secos e úmidos (Figura 13 A), bem como aquelas que

ocorreram durante o próprio ano (estações seca e úmida)(Figura 13 B e C), e uma correlação negativa entre a precipitação pluviométrica e DP (Figura 11) (Tsoar *et al.*, 2009).

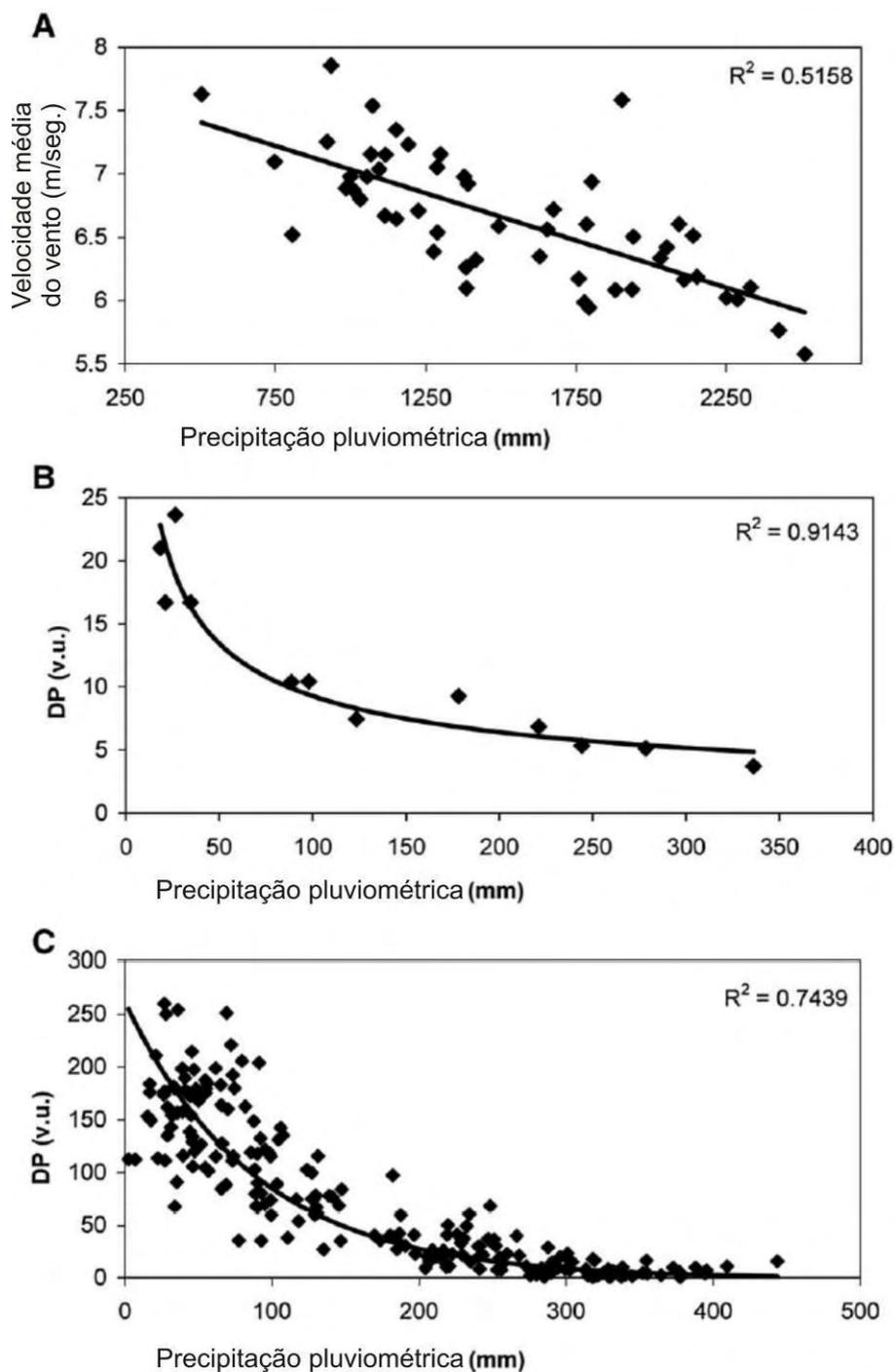


Figura 13 - Correlação entre a velocidade média do vento ou potência do vento (DP) e a precipitação pluviométrica. Fonte: Tsoar et al. (2009).

(A) Correlação baseada originalmente entre a velocidade média do vento (no local $32,5^\circ$ W; $2,5^\circ$ S) e a precipitação pluviométrica, em Fortaleza, entre 1984 e 1999. (B) Correlação baseada na média mensal (entre 1972 e 1990), entre DP e precipitação pluviométrica no Aeroporto Internacional de Fortaleza. (C) Correlação baseada nos meses entre DP (no local $39,4^\circ$ W; $2,9^\circ$ S). Dados de NCEP/NCAR. Reanálise para 1991-2007.

3.6. DINÂMICA MARINHA

Estudando as marés através de 14 registros analógicos mensais do mareógrafo, do Instituto Nacional de Pesquisa Hidroviárias (INPH), instalado no Porto do Mucuripe (Lat. 03°43,0' S e Long. 38°28,7' W), Maia (1998) realizou um levantamento de dados por um período de 14 meses (25/04/1995 a 02/07/1996) das cotas do nível do mar. O referido autor, depois das devidas correções calculou a amplitude máxima da maré, para o período, de 323 cm na maré de sizígia, e a amplitude mínima de 75 cm numa maré de quadratura.

Para ele, nos meses de junho e dezembro aumentam as amplitudes das marés, sejam elas de quadratura, ou de sizígia, e, nos meses de março e setembro, as amplitudes diminuem. As diferenças das amplitudes, nas marés de sizígia, chegam a 30-40 cm, e, nas de quadratura, 40-50 cm. Neste estudo, a cota máxima do nível do mar encontrada chegou à + 341 cm, e a mínima, -15 cm.

A maré no litoral de Fortaleza é do tipo semi-diurna, com curvas de nível da maré, segundo cotas horárias corretas e simétricas, que se caracterizam por duas preamares e duas marés baixas, no período de um dia lunar (24h50min) (Maia, 1998).

As medidas de ondas feitas através de registros e informações, durante quatro anos (1991-1994), pelo INPH, revelaram uma altura significativa média de 1,15 m, com uma boa correlação ($r = 0,988$ e desvio padrão = 0,35) e o valor mais frequente (5,7 s), frequência média (5,89 s). Entre fevereiro de 1991 e março de 1992, os dois tipos de onda medidos, de 141 casos mais frequentes, foram *sea* (99,3%) e *swell* (0,51%). No restante das medidas (0,15%), as ondas não puderam ser classificadas (Maia, 1998).

Quanto às direções de ondas, alturas significativas e período, Maia (1998) sumarizou os dados na Tabela 4, abaixo:

Tabela 4 - Distribuição direcional da percentagem de registros e dos valores médios de altura significativa e período.

Direção da onda	15°	45°	60°	75°	90°	105°
% de registros	0,05	1,15	1,39	21,80	74,02	1,59
Hs média	1,1	1,1	0,92	1,01	1,02	1,02
T médio	6	6,28	5,77	5,22	4,86	4,66

Fonte: Maia (1998)

Neste estudo, ficou patente a uniformidade das direções das ondas, pois 98,8% das observações correspondem a, apenas, três rumos E (74,02%), ENE e ESSE. As alturas médias giram em torno de 1 metro, e o período da onda oscila entre 4,66 e 6,26 segundos. Se comparados as frequências das direções e alturas das ondas, com os valores das intensidades e direções de vento, o coeficiente de correlação é de 0,98.

Por isso, Maia (1998) afirma que as características das ondas estão fortemente controladas pela velocidade e direção do vento. Porém, segundo o autor, as características fundamentais das ondas

(altura e período) têm uma estreita relação com a velocidade, porém dependem ainda do *fetch* e do tempo em que o vento atua em uma determinada direção

Para valores de ondas, à médio prazo (1991-1994), com todos os dados, Maia (1998) concluiu que, a distribuição da altura significativa (Hs) apresenta uma frequência relativa de 52%, para valores entre 1,0 e 1,2 m, com a distribuição do período, com 65% das vezes, entre 5 e 6 segundos, e concentração de direção de 95%, para as direções entre 75° e 105° Az. O maior valor observado da Hs foi 2,1 m, da altura máxima (Hm), 4,1 m, e o período médio, de 13,29, que estão sumarizados na Tabela 5, abaixo:

Tabela 5 - Valores extremos para 4 anos de observação de ondas

Ano	1991	1992	1993	1994
Hm (m)	3,45	4,1	3,8	4
Hs (m)	1,89	1,96	2,09	2,1
Tz (s)	12	13,29	10,9	10,7
Direção (Az)	17° – 119°	60° – 105°	30° 117°	75° – 110°

Fonte: Maia (1998).

Segundo Valentini (1997), *apud* PETCON (2000), o transporte litorâneo foi considerado intenso e unidirecional, de leste para oeste, correspondente a 600.000 m³ por ano, como se pode comprovar a partir do Titanzinho, no extremo oeste da praia do Futuro, onde a deposição de areia aumentou a largura do estirâncio, em mais de 500 m (Castro *et al.*, 1992 *apud* PETCON, 2000), e ainda assoreou o porto do Mucuripe.

As velocidades de correntes superficiais medidas por Maia (1998) revelaram valores, no período de estiagem, entre 0,22 e 0,68 m/s com média de 0,34m/s, enquanto que, na estação da chuva, os valores médios caem para 0,25 m/s, porém com uma amplitude maior (0,08 a 0,58 m/s). Estes valores, segundo este autor, têm boa correlação com a velocidade do vento.

As velocidades de fundo, no entanto, variam entre 0,07 e 0,12 m/s, com média de 0,09 m/s, e distribuição mais irregular, que levou Maia (1998) a considerar a influência de outros fatores, como correntes de marés, ou ondas, no movimento. A direção da corrente, em 70% dos casos, é paralela a costa seguida da divergente (16%) e convergente (11%), sendo a normal, a menos freqüente (3%).

As marés do litoral cearense podem ser enquadradas como meso-marés com variações de amplitudes médias de 2 a 4 metros, segundo a classificação global de Davies (1964, *apud* PETCON, 2000).

Com relação ao estuário do rio Cocó, segundo Vasconcelos & Freire (1985), o fluxo da água doce e os níveis de maré são os responsáveis pela a variação de velocidade da corrente. O valor máximo medido por estes autores foi de 1,10 m/s, por ocasião do refluxo da maré. O saldo do material em suspensão, que fica depositado no estuário é de 35,54 kg/s (maré de quadratura), e de 20,34 kg/s

(maré de sizígia). Os sedimentos da calha são constituídos principalmente de areia quartzosa de granulação fina a média. O teor médio de oxigênio 6,2 mg/L foi considerado alto pelos autores.

3.7. COBERTURA VEGETAL

A vegetação da Região Metropolitana de Fortaleza foi dividida e classificada em seis unidades fito-ecológicas por autores como Jordy Filho *et. al.* (1981), Lima e Figueiredo (1984), Figueiredo (1989) e Miranda *et al.* (1994), *apud* Brandão (1998) (Figura 14).

Uma mata Plúvio-Nebular recobre as nascentes do rio Cocó por se situar na vertente barlavento da serra de Pacatuba. Da meia encosta para baixo passa a dominar a mata seca. No cristalino da planície da depressão Sertaneja a caatinga é dominante até atingir os sedimentos do Barreiras onde passa a dominar a vegetação dos tabuleiros. Ao longo do vale, desde a depressão Sertaneja até a planície flúvio-marinha (13 km da foz), predominam os carnaubais da mata ciliar e algumas espécies arbustivas e trepadeiras. A partir daí, domina o mangue que corta os tabuleiros, e a maior parte do Campo de Dunas, quase atingindo a foz do rio Cocó. Nas dunas mais próximas do mar são gramíneas e espécies rasteiras que funcionam com agentes fixadores.

Mata Plúvio-Nebular

Recobrem as porções mais altas das serra de Maranguape, Pacatuba/Aratanha, Juá Conceição e Camará. São as árvores de maior porte, principalmente a barlavento, atingem alturas de até 30 metros e são perenefolia onde a grande maioria de suas folhas se mantém por todo o ano. As principais espécies encontradas nestas regiões são: babaçu (*Orbignya martiana*), potumaju (*Centiolum robustum*), jatobá (*Hymenae Courbarie*), tuturubá (*Lucuna grandiflora*), piroá (*Basiloxylon brasiliensis*) etc.

Mata Seca

Viceja nas áreas de meia-encosta e nas faces de sotavento das serras com declividade alta, onde o solo é pouco desenvolvido e suas árvores têm porte médio, superior à árvores da caatinga porém mais baixas que as da mata plúvio-nebular. As folhas caem nos períodos mais secos. Seus representantes mais comuns são: angico (*Anadenanthera macrocarpa*), aroeira (*Astronium urundeuira*), gonçalo alves (*Astronium fraxinifolium*), mulungu (*Erythrina velutina*) e sipaúba (*Thiloa glaucocarpa*).

Vegetação de tabuleiros

Esta vegetação se adapta bem à morfologia plana e litologia dos tabuleiros pré-litorâneos que se instalam sobre os sedimentos da Formação Barreiras. Nos solos mais argilosos forma-se uma floresta típica dos tabuleiros, com maior densidade de árvores, que têm altura média de seis metros e perdem a metade de suas folhas nos períodos mais secos, como o pau d'arco roxo (*Tabebuia*

avellanadae), caraíba (*Tabebuia caraíba*), arapiraca (*Pithecellobium foliolosum*) freijó (*Cordia trichotoma*), angelim (*Andira retusa*) e cajueiro (*Anacardium occidentale*). Já nos solos arenosos a vegetação é mais esparsa e se constitui num misto de caatinga e cerrado.

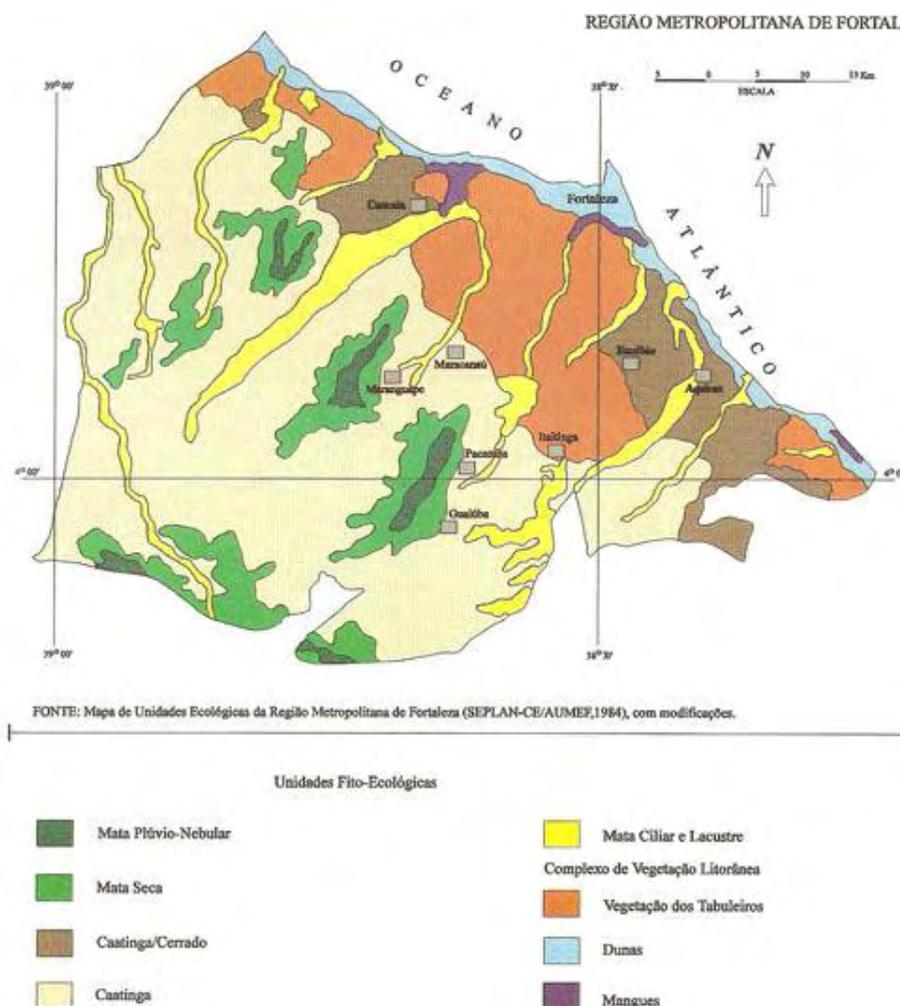


Figura 14 - Esboço Fito-ecológico da RMF. Adaptado de Brandão (1998).

Manguezais

Os manguezais se formam nos estuários, nas regiões de médio litoral-médio. Segundo Pannier & Pannier (1980, *apud* Costa & Alcântara Filho, 1987), manguezal é um “sistema ecológico tropical costeiro, anfíbio, ou seja, situado na interface, terra firme/mar aberto, caracterizado por certa diversidade taxonômica vegetal, cujo denominador comum é a forma arbórea de vida; representa uma unidade integrada, auto-suficiente, com componentes vegetais e animais altamente adaptados às condições especiais do ambiente”.

Guerra (1972) considera os manguezais como áreas de costas baixas, a ponto de serem inundáveis facilmente pelas marés e são constituídos quase sempre de depósitos argilosos recentes, cinzento escuros nas orlas litorâneas e foz dos rios, devido o efeito de floculação e da

gravidade nas épocas das marés cheias. Sua vegetação característica é o mangue que sobrevive em ambientes salinos.

Também, a capacidade das raízes e pneumatóforos de reterem sedimentos, e a fixação dos propágulos na parte externa dos mangues, permite a conquista de terrenos no mar (Cintrón, 1987).

De acordo com Costa & Alcântara Filho (1987), as espécies *Rhizophora mangle* Linn; *Laguncularia racemosa* Gaertn, *Avicennia nitida* Jacq., *Avicennia schaueriana* Stapf & Leechman (*Avicennia tomerosa* Jack.) e *Conocarpus erecta* Linn. são as mais frequentes no nordeste brasileiro.

As principais espécies encontradas no Ceará com suas características são:

Rizophora mangle – Árvore de grande porte com até, 19 metros de altura, e tronco de 30 centímetros de diâmetro, raízes e caules em forma de escoras. É também chamado mangue verdadeiro, vermelho e sapateiro.

Laguncularia racemosa: Planta de porte ereto formando bosques de tronco linheiro atinge 12 metros de altura e 30 centímetros de diâmetro, e possui pneumatóforos. É conhecido como mangue branco, ou ainda mangue manso ou mangue rasteiro.

Avicennia germinans e *Avicennia schaueriana*: Atingem 11 metros de altura e 20 centímetros de diâmetro. Popularmente são conhecidas como seriúba, seriba, mangue amarelo ou canoé.

Conocarpus erecta: Podem atingir até 10 metros de altura e 30 centímetros de diâmetro. Ocorrem em terrenos mais elevados e arenosos, aonde, muitas vezes não chega a água do mar. É também denominado mangue de botão.

O manguezal do rio Cocó, segundo Miranda *et al.* (1988) ocupava uma área de 355 ha, o que corresponde a 1,72% dos manguezais de todo o Estado do Ceará. Na porção média do estuário, quando a área de manguezal vai se adelgaçando até desaparecer, é seguida de uma área alagada e depois por uma floresta de carnaubeiras, alternada com vegetação restrita que se estende até o sopé das dunas. Daí para frente, o manguezal volta a se desenvolver ao longo de numa faixa larga e extensa até 200 metros da foz.

Vegetação de Dunas

Nos campos de dunas costeiras dominam as gramíneas, que constituem a vegetação primária, principalmente nas proximidades da praia, as espécies mais comuns são: salsa de praia (*Iresine portulacoides*), capim de praia (*Paspalum vaginatum*), cipó-de-praia (*Remirea marítima*), oró (*Phaseolus ponduratus*) e o murici (*Byrsonima cericea*). Nas dunas fixas, ou em processo de fixação, com desenvolvimento de solo, a vegetação é do tipo arbóreo e cresce com mais facilidade. As principais variedades são: João mole (*Pisonia tormentosa*), jucá (*Caesalpinia ferrea*), juazeiro (*Zizyphus joazeiro*), pau d'arco roxo (*Tabebuia avellameda*), tatajuba (*Clorophlora tinctoria*) e cajueiro (*Anacardium occidentale*).

Na margem esquerda, na altura da Cidade 2.000, entre a linha de água máxima e a base das dunas edafizadas, cresceu uma mata típica de tabuleiros com vegetação herbácea, arbustiva e arbórea que se prolonga até a proximidade da desembocadura.

Faixa de Transição Caatinga/Cerrado

Onde os tabuleiros pré-litorâneos têm uma cobertura arenosa mais espessa, já próxima ao embasamento cristalino, a vegetação se assemelha a uma transição entre cerrado e caatinga. As árvores, mesmo as de maior porte estão comumente isoladas e associadas a gramíneas e dicotiledôneas. As árvores mais típicas são: lixeira ou sambaíba (*Curatella americana*), barbatimão (*Stryphnodendron coriaceum*), paraíba (*Simarumba vesicular*), cajuí (*Anacardium brasiliensis*), pau-ferro (*Quaera parviflora*) e marfim (*Agonanda brasiliensis*).

Caatinga

É a vegetação mais típica dos terrenos pré-cambrianos da depressão Sertaneja, onde o subsolo é impermeável ocasionando deficiência hídrica, que nas proximidades dos grandes centros populacionais foi dizimada, devido à extração de lenha e madeira para cerca e construções. As espécies remanescentes são: juremas (*Mimosa hostile*), catingueira (*Caesalpinia bracteosa*), sabiá (*Mimosa caesalpiniaefolia*), marmeleiro (*Croton sonderianus*) e mandacaru (*Cereus jamacaru*).

Mata Ciliar e Lacustre

Na Região Metropolitana de Fortaleza, devido ao regime torrencial e a sazonalidade das chuvas, as planícies fluviais e lacustres têm grandes áreas que são ocupadas pela vegetação principalmente nos períodos de estio formando a mata ciliar ou galeria. São típicas destes ambientes: carnaúba (*Copernicia cerifera*), mulungu (*Erythrina relutina*), juazeiro (*Zizyphus joazeiro*), oiticica (*Licania rigida*) e ingá-bravo (*Lonchocarpus sericeus*) e algumas espécies arbustivas e trepadeiras. No entorno das lagoas, pela proximidade do lençol freático desenvolvem-se as palmeiras e gramíneas que constituem a floresta lacustre.

3.8. FORTALEZA E PRIMEIROS COLONIZADORES DO CEARÁ

O primeiro local, no estado do Ceará, que pisou o homem branco, foi a localidade de Mucuripe, onde o espanhol Vicente Yanez Pinzon “palmilhou e plantou o primeiro cruzeiro em terras brasileiras” (Chaves Júnior, 2008). Segundo relato do escrivão da frota, eles chegaram “a um promontório ignorado na Sul-América, o qual foi chamado Cabo de Santa Maria da Consolação (Girão, 1979).

O historiador Francisco Adolfo de Varnhagen entende que o cabo de Santa Maria de La Consolacion seria “a chamada ponta do Mucuripe, vizinha ao porto da capital da Província do Ceará”.

A localidade descrita como *Rosto Hermoso* seria Jericoacoara (Girão, 1979). O próprio Girão (1979) na sua “Geografia Estética de Fortaleza”, baseado nos estudos de Tomaz Pompeu Sobrinho (Proto-História Cearense, 1946, Ed Instituto do Ceará, pp 18-22) considera que Pinzon chegou ao Ceará dois meses antes de Pedro Álvares Cabral aportar na baía de Santa Cruz.

Na opinião deste historiador, o cabo de Santa Maria de la Consolacion seria em Aracati (Ponta Grossa ou Jabarana) e, a localidade *Rosto Hermoso*, perto da embocadura de um pequeno rio foi onde o “corajoso espanhol, em Fevereiro de 1500 (talvez dia 4) cavou o chão do Brasil e ergueu aos ventos americanos a cruz de sua passagem”.

Segundo ele, “Este cruzeiro simbólico foi visto e atestado por outro explorador de Castela – Diego de Leppe, muitos dias depois. Este é que deu o nome de Rosto hermoso ao Mucuripe”. Na própria expressão de Leppe: “r^o de se salo uma cruz” (rio em que se achou uma cruz).

Pela descrição de Pompeu Sobrinho (1946, *apud* Girão, 1979), baseada em documentos e mapas de Leppe, “muito próximo da ponta, dentro da enseada, abre-se a embocadura desse rio que nasce numa lagoa no interior das terras, o qual não se pode identificar com absoluta segurança dada a pequena escala do Mapa”.

Para ele, tanto poderia ser o rio Pajeú, quanto o Maceió, ou Papicu, que nascem de uma lagoa: “No caso do rio figurado ser o Pajeú, teria sido a atual Praia de Iracema o lugar onde Pinzón plantou a cruz que Leppe, cerca de um mês depois, ainda achou; mas se é o Papicu, a cruz foi erguida mesmo na Ponta do Mucuripe, de certo um pouco dentro da enseada, em lugar abrigado (onde atualmente se encontra o Iate Clube). Esta parece ser a hipótese mais plausível, em vista do desenho do mapa e das circunstâncias fisiográficas da região”.

O topônimo – Mucuripe – que figura no mapa das Capitânicas de 1574, é “o mais antigo dos nomes indígenas em nossa nomenclatura geográfica” (Girão, 1979)

O historiador Guilherme Chambly Studart, (Barão de Studart), em sua “Geografia do Ceará” (1924) resume um documento do tempo da administração do Governador da Província do Ceará, Manuel Inácio de Sampaio (1812 – 1820), descrevendo a morfologia de Fortaleza: “A vila de Fortaleza de N.S. da Assunção tem uma enseada de duas léguas de L. a O. e meia légua de N. a S. formada pela ponta do Mucuripe Oriental e pela ponta da barra do rio Ceará Occidental, onde podem ancorar qualquer navio. Fundo de areia e barro. Tem esta enseada três arrecifes de pedra: a pedra da Velha, em fundo de uma braça, situada aos 20^o,21’ NO e L.Oeste outras tantas; 2^a a que se chama Occidental tem 200 braças L.O. e 100N.S.; o fundo braça e meia; está a 25^o 21’N.O. distante 326 braças do ponto ocidental do 3^o recife; 3^a é a meridional e forma uma caldeira de mais de 20 pés ingleses. Fica a enseada portanto dividida em duas partes: a de Barlavento (que chamam Mucuripe) é desde a ponta ocidental até a pedra da Velha; e a de Sotavento (que chamam de Jacarecanga) que fica próxima a esta cachoeira que serve de aguada, é desde a pedra da Velha até a ponta Occidental da Enseada” (Studart, 1924, *apud* Girão, 1979).

Diz Soriano Aderaldo (1974) que a primeira tentativa de colonização do Ceará ocorreu em 1603, e foi feita por Pero Coelho de Sousa, que chegou com mulher e filhos à Capitania de Nova Lusitânia. Ele construiu a primeira fortificação, do que ele chamou de Nova Lisboa, o fortim São Tiago, na margem do rio Ceará (antigo rio Siará). Dois anos depois, a primeira seca registrada no Ceará fez com que Pero Coelho de Sousa se retirasse com a família e guarnição para Natal, abandonando o fortim.

Em 1607, passaram pela Barra do Rio Ceará os padres Francisco Pinto e Luís Figueira, em viagem para a Serra da Ibiapaba. Depois que Figueira foi morto pelos índios, o padre Francisco Pinto retornou para pequena aldeia, fundada por Pero Coelho, na foz do rio Ceará, e, nas proximidades, fincou uma cruz, chamando o local São Lourenço, em homenagem ao santo do dia.

De acordo com o referido historiador, em 1612 o açoriano Martim Soares Moreno, imortalizado por José de Alencar, em Iracema (anagrama de América), veio dar incremento à colonização. Aproveitando as ruínas do antigo fortim, na Barra do Ceará, construiu o Forte São Sebastião. Depois de muitas idas e vindas, segue para Pernambuco, em 1631, a fim de combater os holandeses e, de lá, não retorna mais, ocasionando o declínio da colonização portuguesa, aqui. Por isso, a Barra do Ceará foi ocupada, em 1637, pelos holandeses, sob o comando de Gedion Morris de Jonge, que permaneceram até 1644, quando foram exterminados pelos índios.

Em 2 de abril de 1649 chega ao Ceará, comandando uma excursão marítima, aquele, que o historiador Raimundo Girão (1983) considera ter sido o verdadeiro fundador de Fortaleza: o holandês Mathias Beck preposto da Companhia das Índias. Argumenta o notável historiador cearense, que o extermínio dos holandeses pelos índios na Barra do Ceará, pôs fim ao primeiro aldeamento.

Assim, quando Mathias Beck começou a construir seu forte Schoonenbork (em homenagem ao governador de Pernambuco), na margem do riacho Majaraik (riacho da Palmeiras, devido a presença de catolé ou coco babão – *Syagrus picrophylla*), depois Pajeú (rio do Feiticeiro), a meio caminho entre a Barra do Ceará e o Mucuripe (légua e meia de distância de cada lado), no dia 10 de abril do mesmo ano, estava dando origem à futura cidade de Fortaleza.

O engenheiro Ricardo Carr que, segundo o diário de Matias Beck (Girão, 1979), “traçou o risco da fortificação, cuja construção foi diligentemente começada por duas esquadras, consistindo ao todo em 40 soldados, que serão revezados em ternos de esquadras até ser terminada a obra.”

Depois da vitória dos pernambucanos contra os holandeses, o português Álvaro de Azevedo Barreto, no dia 20 de maio de 1654, tomou conta do forte de madeira, que, depois de reformado e acrescido de uma capela, recebeu o nome de Fortaleza de Nossa Senhora da Assunção.

Não foi, no entanto, a primeira vila do Ceará. Esta primazia coube à vila de São José de Ribamar (hoje, Aquiraz), o mais antigo município do Ceará, criado pela Ordem Régia de 13 de fevereiro de 1699, que englobava Fortaleza, até à barra do rio Ceará (Chaves Júnior, 2008)

O município foi desmembrado de São José de Ribamar e surgiu pela Ordem Régia de 11 de março de 1725, sendo transformado em vila, em 13 de abril de 1726, pelo Capitão-mor Manuel

Francês, tomando nome de Vila de Fortaleza de Nossa Senhora da Assunção (Girão, 1983). O limite entre os dois municípios era, segundo Soriano Aderaldo (1974), o riacho Precabura.

Pelas impressões do inglês Henry Koster, quanto aqui esteve em 1810, que a cidade contava com 2.000 habitantes e com “ruas não calçadas e casas desarrumadas”. Sobre o porto, ele o considera “exposto e mau. Os ventos são sempre do sul e leste. Fossem mais variados, e seria raro um navio chegar à costa. Os recifes formam uma cadeia completa, a considerável distância da praia, sendo visíveis nas marés baixas. Próximos à costa, os recifes correm mais rasteiros que na direção de Pernambuco, oferecendo esta pequena vantagem do Ceará, pois dão uma proteção aos barcos no ancoradouro. O local parece profundo por causa dessa vantagem, insignificante é verdade, porque as rochas são muito inferiores à formadoras do litoral íngreme de Pernambuco. A cadeia de recifes segue paralelamente à praia, por um quarto de milha, tendo duas aberturas A norte da Vila, entre o recife e a costa, há um rochedo chamado Pedra Velha, que é visto, mesmo no mar alto, pela rebentação das vagas sobre ele”.

Um pastor protestante americano, em 1841, narra também suas impressões sobre Fortaleza: “a cidade é inteiramente construída sobre areia. Se andarmos a pé, a areia incomoda os pés! Se o sol está quente, ela nos queima e, se sopra o vento, a areia enche-nos os olhos. São de areia os leitos das ruas e o passeio lateral, com exceção dos pontos pavimentados com lajes ou tijolos. Quer se saia a pé, a cavalo ou em algum veículo, a areia nos incomoda sempre! E não raro são necessários dez bois para um só carro” (Girão, 1979).

Quando foi elevada à categoria de cidade, pela Ordem Imperial de 17 de março de 1823, recebeu a denominação de Cidade de Fortaleza de Nova Bragança, nome que nunca foi aceito pela população. Nos fins do século XVIII, segundo narrativa de João Brígido, na Revista do Instituto do Ceará (1912, *apud* Soriano Aderaldo, 1974), Fortaleza tinha 3.000 habitantes e a cidade tinha três bairros: do Outeiro, da Praia e do Comércio. Este último era a cidade propriamente dita, e ainda não existia estrada ligando a cidade ao rio Cocó. Na praia do Meireles existia apenas uma casa de taipa e, no Mucuripe, um fortim.

O primeiro Plano Diretor de Fortaleza foi preparado pelo engenheiro português Silva Paulet, trazido pelo patricio Inácio de Sampaio, governador, que chegou ao Ceará em 1816. Foi fundado em 1º de abril de 1824 o primeiro jornal, e a iluminação pública inaugurada em 1834, com 44 lampeões, “que deveriam ser conservados limpos e brilhantes das 6 horas da tarde até que amanhecesse, ou até que ... saísse a lua” (Girão, 2000) .

Foi instalado de modo precário primeiro farol em 1846, na Ponta do Mucuripe, num local de coordenadas 3°45’10” de latitude sul e 38°35’9” de longitude oeste, mas foi inaugurado somente no 29 de julho de 1872 (dia do aniversário da Princesa Isabel). Sua luz era visível a quatro léguas (24 km), de minuto a minuto (Girão 1979). Este farol somente seria desativado em 1958, quando foi construído o novo farol do morro do Mucuripe.

Era do Mucuripe que vinha as pedras toscas de arenito ferruginoso para fazer os primeiros calçamentos da cidade em 1857, ano em que foi criada a Capitania do Porto do Ceará (Azevedo, 2001).

Em 1807 houve a primeira tentativa de construção do porto de Fortaleza, levando-se em consideração uma linha dos arenitos ferruginosos distantes 100 m do atual Poço da Draga, com direção WNW, e profundidade média de 3 metros. Sobre ele foi construído o Porto de Fortaleza, em 1874, com um quebra-mar projetado pelo engenheiro John Hawshaw (Morais, 1981).

Porém, no final da primeira década do século XIX o Capitão de Fragata Francisco Antônio Marques Giraldes havia sugerido a construção do porto na parte sotavento da enseada do Mucuripe ou Jacarecanga por ficar também a sotavento dos outros recifes por ser mais abrigado do mar, que quebra por cima dos recifes, e perde parte de sua força (Girão, 1979).

O seminário da Prainha foi construído em 1864, sobre o morro que serve de divisor de água entre as bacias dos rios Pajeú e Maceió/Cocó. A chegada do primeiro trem só iria ocorrer em 1873 (Soriano Aderaldo, 1974).

Quanto ao local do Seminário Arquiepiscopal, Girão (1979), descreve e narra assim sua história: “Ainda há de se considerar, como elevação, interessante, o planalto ou outeiro da Prainha, à margem direita do Pajeú, alargando-se até a barranca ou descida para o mar. O Seminário Arquiepiscopal veio a ser construído quase na extrema dessa barranca. Em baixo, estavam os trapiches e a alfândega velha: era a *Prainha*. As águas do oceano batiam na encosta do planalto, diz-nos Brígido, baseado em segura tradição. Nas fraldas destas ladeiras é que os holandeses encontraram um arraial de índios, aliás muito bem indicado no mapa de 1649, que nos legaram”. Um dos trapiches da Prainha, na antiga Rua da Alfândega, hoje Dragão do Mar, era do exportador de carne de charque, o londrino Henry Ellery (trapiche do Ellery). Segundo Morais (1981), a construção do quebra-mar denominado Muralha Hawkshaw, “causou intenso assoreamento e conseqüente recuo da linha de baixa-mar, o que provocou a inviabilidade do porto naquele local”.

Além deste trapiche, no mesmo porto, foi construído outro pelo Presidente da Província de 700 palmos de extensão e 80 de largura, com uma casa no centro, concluído em 1857, e teve vida efêmera. Em 1859 o técnico francês Pierre Florent Berthot entregou ao governo do Ceará uma *Memória* com o desenho do porto de Fortaleza, propondo a elevação do recife do ancoradouro, a construção de um cais e algumas escavações, além da construção de uma muralha em Meireles, para obstar a marcha das areias e revestimento de dunas. Realizados os serviços propostos, a muralha produziu bons resultados, bem como o plantio da grama, porém, com o tempo, estes serviços foram paulatinamente abandonados (Girão, 1979).

Daí para frente inúmeros foram os planos para construção do porto. Num deles (Francisco Antônio Pimenta Bueno, 30 de março de 1869) era proposta a elevação do recife do Ceará até o nível das marés de equinócio e construção do cais ao longo do litoral paralelo ao quebramar, com um molhe perpendicular ao cais e uma muralha para evitar o assoreamento. O outro era semelhante (Paulo José

Oliveira e Francisco Ferreira Borges), mas sugeria romper um canal entre o recife e a praia, para evitar a acumulação de areia.

O projeto do engenheiro cearense Zózimo Bráulio Barroso de melhoramento do porto sugeria a fixação das dunas do Mucuripe e a mudança do porto para o Mucuripe. O plano de John Hawkshaw (1875) era o mais completo, na área do antigo molhe, porém em águas mais profundas com uma ponte ligando-o ao continente, mas que também não foi concretizado (Girão, 1979).

O porto teve, finalmente, sua construção iniciada em 1886, em forma de uma Ponte Metálica, na Praia do Peixe, futura praia de Iracema. Em 1906 foi concluído o porto, a partir de um projeto do engenheiro Domingos Sérgio de Sabóia e Silva, com a construção de um trapiche, levantado em frente ao novo prédio da Alfândega (hoje Caixa Econômica), em forma de um viaduto com estrutura de ferro e piso de madeira, que ainda existe até hoje e é conhecida como *Ponte Metálica*. A ponte era dotada de escada móvel para subida e descida de passageiros, enquanto a carga e descarga de mercadorias era feita através de guindastes. Porém, os navios não atracavam, com o percurso até à ponte feito por lanchas.

O novo porto, que iria substituir a *Ponte Metálica* era de autoria de Lucas Bicalho, teve seus trabalhos iniciados em março de 1923 e suspensos definitivamente em 1925, por falta de verbas do governo federal.

O plano era a construção de uma muralha de 294 metros, mar à dentro, à profundidade de 10 metros abaixo da maré mínima e à distância de 800 metros da praia, ligando a ancoradouro (molhe-ilha) à terra firme. Esta muralha seria abrigada por um quebramar exterior, de 420 metros, para protegê-la da arrebentação. Essa ponte inacabada é conhecida hoje como *Ponte dos Ingleses*.

O porto no Mucuripe teve assinado o contrato para sua construção em 1938. Não se encontrou registro do início de suas obras, mas Azevedo (2001) noticiou que “No dia 3 de junho de 1940, desaba a torre do guindaste *Titan*, que cai no mar por não suportar uma carga de 50 toneladas...”. Depois do acidente o guindaste somente volta a funcionar em 28 de janeiro de 1941, dia que é inaugurado o ramal ferroviário Mucuripe-Parangaba.

No final do ano de 1947 o serviço de embarque e desembarque marítimo e de cargas passa a ser feito no Porto do Mucuripe, porém sem que os navios pudessem atracar. O transporte do porto para os navios era feito por meio de botes e alvarengas. Nesta época, foi desativado o antigo porto, a Ponte Metálica. Logo no início do ano seguinte fundeu no porto um navio da frota do Lóide Brasileiro. Mas, no dia 28 de junho de 1949 chega ao porto o primeiro navio de grande calado “Mormacred” de bandeira norte-americana (Azevedo, 2001).

O avanço do mar devido a construção do quebra-mar do Mucuripe teve registro quando forte ressaca do mar destrói dezenas de casas na Praia de Iracema, incluindo o famoso Restaurante do Ramon, na Rua dos Pacajus nº 71, no dia 25 de setembro de 1945 e a proibição da Prefeitura Municipal de Fortaleza, em 22 de dezembro de 1945, de novas construções na orla marítima, em virtude do avanço do mar na Praia de Iracema (Azevedo, 2001).

O atual porto do Mucuripe teve suas obras finalizadas em 1965, e, no mesmo ano, criada a Companhia Docas do Ceará, para administrá-lo (Girão, 1979). Hoje, depois da construção do Porto do Pecém, ele é utilizado apenas para atracação de navios, combustíveis, de turismo e graneleiros sólidos que transportam principalmente trigo e milho. Está prevista uma dragagem na área de atracação de navios com 14 metros de profundidade, conforme notícias na imprensa local.

A primeira reforma do plano original de Silva Paulet, para Fortaleza, que contava com menos de 5.000 pessoas, foi autorizada pela Lei Camarária de 6 de dezembro de 1842, e foi realizada pelo boticário Ferreira (Antônio Rodrigues Ferreira), presidente da Câmara de 1842 a 1859 (Girão, 2000). O autor foi o pernambucano Adolfo Herbster que traçou as cartas de Fortaleza. A primeira, de abril de 1859, “na escala de 4.800 palmos e 480 braças” registra a existência de 690 casas de tijolo, alinhadas, das quais 80 eram sobrados. A população era de 16.000 habitantes. O primeiro Código de Obras e Posturas da Câmara Municipal que aprovava o sistema métrico decimal, somente seria sancionado em 1862 (Azevedo, 2001)

Em 1872 a população chegava a 21.372 habitantes. Cinco anos depois, os quase 27.000 habitantes, se distribuíam em 72 sobrados, quase todos de um andar, 4.380 casas térreas e 1.178 choupanas. No final da década de 1880 havia quarenta e cinco ruas, 4 *boulevards*, 16 praças em Fortaleza, que contava ainda com 10 templos católicos e 25 edifícios públicos. No início do século XX Fortaleza possuía 50.000 habitantes (Girão, 1979)

Outro Plano Diretor de Fortaleza (Planta Topográfica da Cidade de Fortaleza e Subúrbios) data de 1875, e é também de autoria de Adolpho Herbster, Arquiteto da Câmara Municipal, que disciplinou a parte situada à margem direita do rio Pajeú, abrindo novas vias para a Aldeota.

No início da década de 1890, as principais vias de acesso, em Fortaleza, eram três *boulevards* (o termo provém do holandês antigo *bulwerc*, que significa fortificação, defesa): avenidas do Imperador, Duque de Caxias e Dom Manuel que formavam a via perimetral. Havia, na época, 34 ruas de norte a sul, 27 de leste a oeste, 14 praças e 1607 combustores de iluminação pública a gás (Soriano Aderaldo, 1974). Este autor chama a atenção que, nossa capital, tal como Roma, é uma cidade distribuída sobre colinas, “além de assentar-se sobre uma planície que varia de 15 a 20 metros acima do nível do mar, facilmente percebida em toda a orla marítima, do Mucuripe ao Pirambu, existem ainda hoje, não obstante o esforço de minimizá-las com o aplainamento das ruas, diversas elevações menores que então dividiam os cursos d’água que desembocavam no mar ou reforçavam o Pajeú e o Cocó”.

O último trabalho de autoria de Adolfo Herbster foi chamada de “Planta da Cidade de Fortaleza Capital da província do Ceará”, data de 1888 e está na “escala de 0, 005 = 100 palmos”, mostrando o marcante “enxadrezamento”, com cotas de alguns pontos da cidade. Herbster nos legou ainda a Planta da Povoação de Arronches, Planta do Porto da Cidade de Fortaleza em 1887, e a Planta cadastral dos terrenos foreiros a N.S. do Rosário de Fortaleza.

Narra Soriano Aderaldo (1974) que o primeiro automóvel chegou à cidade em 1909, obrigando a melhorar a pavimentação, para suportar o tráfego pesado, porém, novo traçado para Fortaleza, somente chegaria entre 1931 e 1932, em pleno Governo Revolucionário, com expansão para leste.

Um ano depois chegaria a iluminação pública elétrica, num pequeno trecho da capital. Antes disso, a força elétrica era utilizada apenas para mover os bondes. A iluminação pública, por força do contrato, continuou até 1935, quando se apagou o último lampião. O serviço de luz e força de Fortaleza somente começa a ser resolvido com a inauguração da Usina Termo-Elétrica do Mucuripe em 1955, que funcionou até o início de 1965, época que chegou a energia da Usina Hidrelétrica de Paulo Afonso (Azevedo 2001).

Na administração Cordeiro Neto foi construído o trecho inicial da Avenida Beira-Mar (1961) e calçamentado o acesso do Euzébio à Fortaleza, passando por Messejana, indo até a Aldeota.

É nesta época, que começa o avanço da cidade rumo ao vale do rio Cocó, que será assunto desta tese.

4. MATERIAL E MÉTODOS

“Se soubéssemos o que estamos fazendo, não seria chamado pesquisa” (Albert Einstein, 1879-1955, físico alemão).

4.1. PESQUISA BIBLIOGRÁFICA

Todos os textos, dissertações, teses, publicações mapas, fotografia aéreas, imagens de satélites, informações de poços, da área da bacia hidrográfica do rio Cocó encontrados, foram levantados e analisados para síntese dos dados. Os resultados da pesquisa bibliográfica foram sumarizados e incluídos na caracterização da área, e como suporte para as assertivas, oriundas dos trabalhos da tese, nos diversos capítulos.

4.2. MAPEAMENTO DAS UNIDADES GEOAMBIENTAIS

O mapeamento de unidades geoambientais, tal como foi feito nesta tese, embora tenha peculiaridades específicas, ele utiliza as mesmas técnicas de mapeamento geológico, mesmo sem se submeter inteiramente ao rígido Código Estratigráfico. Num trabalho desta envergadura, é preciso, além da preparação dos mapas, conhecer, não somente os fenômenos, que deram origem às diversas unidades geoambientais de uma determinada região, mas prever as modificações que cada uma delas está prestes a sofrer, sob a ação de agentes naturais e antrópicos, responsáveis pelos seus modelamentos morfológicos e, suas conseqüências, em termos de uso e ocupação.

Conforme advertia Leal (2003), “a compreensão do resultado da atuação de fenômenos naturais, e da seqüência de transformações por ela sofrida, é muito mais importante, para se prever riscos, do que o simples mapeamento das unidades geoambientais”. Lembra este autor, que os mapas de zoneamento geoambiental são sempre estáticos, representando o estado das feições morfológicas, no momento em que elas foram cartografadas. No caso da dinâmica costeira, que atua na área mapeada, ela é tão mutante, que se torna preciso uma discussão sobre as oscilações do nível do mar, com suas conseqüências na dinâmica e nos agentes modeladores, para que se possa acompanhar a evolução da linha de costa, avanços de dunas, inundações, etc., e os transtornos inerentes a estas transformações, ao longo do tempo, para que se possa alertar os planejadores urbanos dos riscos que “estarão sujeitos, se contrariarem a marcha indiferente da natureza”.

As classificações de ambientes tornam-se complicadas por causa da recorrência de vários processos num mesmo local. Finkl (2004), por exemplo, ressalta que: “classificações de costas são, de algum modo, enigmáticas, porque a maioria das costas é composta de feições que se superpõem, de processos terrestres, costeiros e marinhos, produzindo características e formas multifacetadas e poligênicas, num arcabouço geológico herdado”.

Ele lembra que, no caso das costas, elas são o resultado de manifestações transitórias espaciais e temporais, que são locais de associações únicas de processos erosionais e deposicionais. Antes mesmo de sugerir ou sistematizar qualquer classificação, ele faz uma ressalva de que a proposta é vista como uma tentativa de aproximação, que pode ser modificada, até de acordo com a região.

Porém, Finkl (2004), no caso de classificação de ambientes costeiros/marinhos, usando imagem de satélite, propõe a adoção de um programa costeiro do NOAA chamado *change analysis Project* (C-CAP), que utiliza sensoriamento remoto digital multitemporal e checagem de campo, com georreferenciamento através de GPS, para monitorar as mudanças nas terras úmidas, e nas terras altas, adjacentes.

A padronização do banco de dados do sistema C-CAP, permite monitorar a cobertura e as mudanças no habitat, nas zonas de costas dos Estados Unidos, dos seguintes ambientes: terras altas costeiras, terras úmidas e habitat submersos, posicionando sobre eles as unidades administrativas, que, neste trabalho, seriam o litoral, o sertão, as serras, os tabuleiros, os rios e os municípios, com suas sedes e distritos.

Neste Sistema de Classificação de Cobertura do C-CAP, segundo Klemas *et al.* (1993, *apud* Finkl, 2004), foram incluídas três superclasses: terras altas, terras úmidas e terras submersas. Estas superclasses foram subdivididas em classes e sub-classes, que refletem as relações ecológicas e classes de coberturas, que podem ser diferenciadas, inicialmente, por interpretação das imagens de sensoriamento remoto, por satélites.

Este sistema foi adaptado e compatibilizado para ser um sistema de classificação padrão nacional, inclusive do U.S. Geological Survey (*Land Use and Land Cover Classification System*) (Finkl, 2004).

Eles sugerem, no entanto, que se utilize apenas imagens de satélite e não fotografias aéreas convencionais. Neste mapeamento feito pelo autor foram usadas também fotografias aéreas desde 1958, pois para um monitoramento da evolução de uso e ocupação, além da tentativa de encontrar informações que pudessem dar um apoio no traçado do antigo curso do rio Cocó, não poderia ser feito com imagens de satélite, por somente se dispor das mais recentes (1975), quando a maior parte da ocupação do estuário do rio Cocó já tinha ocorrido, e muitas estruturas de dunas parabólicas, recobertas pelas casas, edifícios e ruas.

No programa implantação da Área de Proteção Ambiental (APA) de Canoa Quebrada, em Aracati, entre 2000 e 2002, foi usado pela primeira vez, no zoneamento geoambiental, a classificação

que englobava as unidades em quatro ambientes: marinho, eólico, flúvio-marinho e fluvial (corredor fluvial com canal fluvial, planície de inundação e franja de transição de terras altas). O critério de ambientes incluía os conceitos de terras altas e úmidas (corredores fluviais) (GAU, 2002; Leal & Maia, 2002; e Leal, 2003) semelhantes àqueles que seriam sugeridos por Finkl (2004).

Em 2002-2003, a equipe da qual também fazia parte o autor realizou um trabalho de zoneamento geoambiental do Litoral Leste do Estado do Ceará, cujas unidades geoambientais foram classificadas e grupadas em três ambientes: marinho, flúvio-marinho e continental (Maia *et al.*, 2004).

No projeto de Zoneamento Ecológico-Econômico da Zona Costeira do Estado do Ceará, executado entre 2004 e 2006, através de um convênio Instituto de Ciências do Mar – LABOMAR-Superintendência Estadual do Meio Ambiente - SEMACE, no desenvolvimento dos trabalhos de mapeamento das unidades geoambientais, utilizou-se os mesmo tipos de levantamentos sugeridos por Finkl (2004), com sucesso, apresentando, no final, mapas digitais das unidades geoambientais, de todo o litoral do Ceará.

Este trabalho, que servirá de base para o mapeamento da bacia do rio Cocó, contou com a participação do autor como coordenador dos trabalhos de campo, responsável pelo banco de dados e redator do relatório final.

4.2.1. Interpretação de Fotografias Aéreas e Imagens de Satélite

As fotografias aéreas de 1958, 1968 e 1972 foram interpretadas para preparação de mapas das unidades geoambientais, incluindo as áreas ocupadas pela atividade antrópica, para se estudar as modificações sofridas, ao longo destes anos, em termos de curso do rio Cocó, linha de costa, avanço de dunas, extensão de manguezais, assoreamentos do leito do rio, aterro das planícies flúvio-marinhas e fluviais, avanço da ocupação, e degradação ambiental.

Embora as escalas das fotografias aéreas variassem, 1:8.000 (1972), 1:70.000 (1968) e 1:25.000 (1958), todas as interpretações das fotografias aéreas foram georreferenciadas e digitalizadas, e os mapas apresentados na escala 1: 25.000, para melhor comparação da evolução.

As imagens de satélites LANDSAT-7 e SPOT foram utilizadas nesta tese para estudo geral da área da bacia hidrográfica do rio Cocó e seu entorno, cuja precisão vai de 1: 25.000 (LANDSAT – 7) a 1:15.000 (SPOT). Nas imagens QUICKBIRD, escala 1:5.000 foi possível individualizar detalhes das unidades geoambientais, principalmente no âmbito do estuário e zona costeira. É o sensor mais recente capaz de capturar imagens da Terra com resolução espacial de alta precisão. Foi lançado em outubro de 2001, e tem o objetivo de dar suporte, nas aplicações de gerenciamento urbano ou rural, avaliação de riscos ambientais, levantamentos cadastrais ou mapeamentos em escala de detalhe.

As imagens devidamente georreferenciadas são salvas no formato GEOTIFF, e, posteriormente, carregadas em *softwares* disponíveis. A partir daí, são traçados os limites estruturais

das unidades geoambientais, onde as áreas são calculadas, para cada setor individualizado, cujo somatório resulta em área total de cada unidade.

4.2.2. Verificação de Campo e Confecção de Mapas Geoambientais Multi-temporais

Após a interpretação e análise dos produtos de processamento digital das imagens, foram realizadas algumas campanhas de campo para checagem das feições mapeadas e tomada de pontos de controle, para aferição das unidades naturais de interesse.

As feições mais peculiares das unidades geoambientais, bem como condicionamentos geológicos que pudessem auxiliar a comprovação das hipóteses da tese, foram fotografados, nos mais diversos ângulos, para seleção posterior.

Os mapas topográficos no âmbito da bacia, em escalas disponíveis foi consultados para auxiliar a interpretação geológica e delineamento das feições morfológicas, permitindo assim uma melhor definição dos limites entre as diversas unidades geoambientais.

Os mapas das unidades geoambientais e de uso e ocupação, de 1958, 1968, 1972 e 2005 foram a síntese de todos estes dados e apresentados na escala 1:25.000, englobando toda a área da bacia hidrográfica.

4.3. TRAÇADO DO PALEOCURSO DO RIO COCÓ

A análise dos perfis de 260 furos de sondagem da área da bacia, gentilmente cedidos pela CPRM – Serviço Geológico Brasileiro, e lançamento nos mapas geoambientais, através de suas coordenadas geográficas, permitiram, não somente identificar as unidades geoambientais, recobertas pela atividade antrópica, mas, principalmente, individualizar o topo da Formação Barreiras, para traçado da paleosuperfície e identificação do paleovale do antigo curso do rio Cocó, antes da mudança de rumo.

O traçado do possível paleocurso contou com interpretação de fotografias aéreas onde, é possível visualizar as paleodunas e as dunas parabólicas, que poderiam ser responsáveis pelo barramento do rio Cocó. As imagens de radar permitiram a elaboração de um bloco-diagrama que mostra a bacia do rio Cocó e seus dois cursos: antigo e atual.

Os dados dos estudos das causas do assoreamento do Porto do Mucuripe realizado pela PETCON, para Companhia Docas do Ceará, forneceram muitas informações para sugerir o posicionamento da antiga foz do rio Cocó, na enseada do Mucuripe, na altura da Estátua de Iracema.

4.4. MAPEAMENTO DAS SUPERFÍCIES DE TOPO DO CALCÁRIO E DO EMBASAMENTO CRISTALINO

A partir da interpretação dos furos de sondagem lançados sobre um mapa topográfico de Fortaleza, na escala 1:2000, foi possível elaborar um mapa da superfície do embasamento cristalino

para mostrar as estruturas que controlam o curso do rio Cocó e que podem ser correlacionadas com outras mais antigas, formando uma estrutura em depressão, que seria a continuação do Gráben de Mecejana.

Também, um horizonte de rocha carbonática, que não aflora, mas que foi detectada em profundidade, representado por um mapa com curvas de nível, que mostra a superfície do topo desta litologia.

Os mapas topográficos com as ruas de Fortaleza, na escala 1:2000, foram importantes para identificar as ruas e logradouros da cidade e calcular a cota dos furos depois de localizados no mapa, pelas coordenadas UTM's, já que nos dados sistematizados pela CPRM, não constavam estas cotas.

4.5. COLETA DE AMOSTRAS DE AREIA DE DUNAS E DATAÇÃO DOS EVENTOS.

Quando os estudos levaram o autor a pensar na possibilidade da calha do rio Cocó ter sido barrada pelas paleodunas e dunas parabólicas, na região sul da Cidade 2.000, foi preparado um plano para amostragem de um ponto das paleodunas, e três nas dunas parabólicas cuja estabilização se deu em etapas, para determinação das idades destes períodos de atividade eólica, a fim de se saber a época em que teria começado a mudança de curso do rio Cocó e o que ocorreu a partir daí. As amostras foram datadas por termoluminescência opticamente estimulada no Laboratório de Datação LOE e TL, da Datação, Comércio e Prestação de serviços Limitada, em São Paulo, capital.

4.6. COMPARAÇÃO DOS MAPAS DE USO E OCUPAÇÃO MULTITEMPORAIS COM OS DADOS DO IBGE

Os mapas com distribuição das ocupações antrópicas, na bacia do rio Cocó, ao longo dos anos, foram comparados com os recenseamentos decenais do IBGE, para melhor compreensão do mecanismo uso e ocupação dos terrenos, nos respectivos bairros, de acordo com a disponibilidade de terrenos, classes sociais, e eventos, que incrementaram e marcaram o desenvolvimento de cada região.

4.7. LEVANTAMENTO DE PARÂMETROS FÍSICOS, FÍSICO-QUÍMICOS, QUÍMICOS E BIOLÓGICOS DO RIO COCÓ.

Durante o desenvolvimento dos trabalhos do Zoneamento Ecológico Econômico da Zona Costeira do Estado do Ceará os técnicos do Instituto de Ciências do Mar – LABOMAR adaptaram métodos já conhecidos aos trabalhos dos rios e estuários do Estado do Ceará.

O primeiro deles foi o cálculo de vazão de rios intermitentes, típicos do semi-árido. Neste caso, Molisani *et al.* (2007) adaptaram para os estuários do Ceará.

A descarga do rio Cocó foi medida por Molisani *et al.* (2007), por ser um fator importante de controle da função do ecossistema, através da modelagem da descarga de água, usando um modelo simples de *runoff* de Schreiber (1904) e Holland (1978). Este modelo de *runoff* é baseado no balanço climático da água, considerando o equilíbrio entre a precipitação pluviométrica, evapotranspiração e

runoff, já utilizado com sucesso em diversos sistemas fluvial/estuarinos (Medeiros & Kjerfve, 1993; Kjerfve *et al*, 1996, 1997).

O levantamento ecobatimétrico foi utilizado para medir o prisma de maré e medidas de parâmetros físico-químicos. O levantamento batimétrico tem a finalidade de mostrar a morfologia de subsuperfície dos corpos d'água nas suas áreas possíveis de navegar. Para a sua consecução são realizados perfis transversais e longitudinais ao eixo do canal principal do corpo d'água. Todas as medidas ecobatimétricas são realizadas através de levantamento apoiado por GPS modelo *GARMIN GP 238 Sounder*, transdutor de resolução de 0,01 metros de profundidade e sensor de temperatura, antena externa, recepção para 12 canais e receptor diferencial. As flutuações de maré no estuário foram definidas por réguas limnigráficas e os resultados foram utilizados para correção da batimetria e redução para o zero hidrográfico da Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN).

As medições dos parâmetros físico-químicos das águas foram efetuadas com a Sonda *Multi Prob System* YSI, modelo 556 MPS, com sensores de temperatura, condutividade salinidade, pH e potencial de oxi-redução (ORP) e eletrodo de Oxigênio Dissolvido (DO), com membranas de polietileno (DO 2 mil PE azul), que fornece, com mais rapidez, as leituras de DO. Este sensor mede valores de oxigênio dissolvido no ar saturado, de 0 a 500% (0 a 50mg/L). O sensor de temperatura tem uma amplitude de -5° a 45°C, com precisão de $\pm 0,15^\circ\text{C}$ e resolução de 0,1°C. O sensor de condutividade tem alcance de 0 a 200 mS/cm, acuridade de $\pm 1,0\%$, para o cabo de 20 metros, e uma resolução de 0,1 mS/cm.

A salinidade é calculada em função da condutividade e temperatura, varia de 0 a 70 ppm, com resolução de 0,01 ppm, e precisão de $\pm 0,1\%$. As medidas são realizadas *in situ*, em superfície e profundidade e, são registradas, de forma analógica e digital, em tabelas, considerando a hora, data e observações de campo e posicionamento geográfico.

Em se tratando de síntese de trabalhos realizados no rio Cocó por vários autores, de organizações governamentais diversas, para medidas dos parâmetros físico-químicos e biológicos, ficaria difícil sintetizar todos os procedimentos. Por isso, são relatadas aqui apenas as sistemáticas de coleta e análise adotadas pelo LABOMAR, durante a execução do ZEE da Zona Costeira do Estado do Ceará.

As amostras de água foram coletadas por técnicos do LABOMAR em oito locais em Julho, Setembro e Dezembro de 2003 (período de seca), Março, Abril e Junho de 2004 (estação de chuvas), (2005), (2006) e (2007). As amostragens foram feitas ao longo de secções transversais ao canal do rio por toda a bacia hidrográfica, de modo a incluir as nascentes, a zona urbana e o estuário. Cada amostra foi coletada em garrafas de 1 L-polyethylene e foram congeladas até serem analisadas.

O oxigênio dissolvido (OD), a condutividade elétrica (CE), sólidos totais dissolvidos, temperatura da água e pH foram medidos em cada local de amostragem no momento em que as

amostras estavam sendo colhidas, usando-se equipamentos adequados. As análises químicas foram realizadas em laboratório, no máximo um dia depois de colhidas.

A demanda bioquímica de oxigênio DBO_5 foi determinada através da diferença entre as concentrações inicial, e depois de cinco dias, em garrafas preparadas para utilização do Método Winkler, depois de incubada à 20°C. Os níveis de coliformes fecais foram determinados por técnicas de fermentação multi-tubo e apresentada em forma de Número Mais Provável (NMP) de organismos presentes por 100 mL (APHA).

O disco de Secchi é uma ferramenta importante para medir a limpidez da água, porém, ele não permite recolher todas as informações necessárias à distinção da atenuação dos efeitos da luz de pigmentos de fitoplânctons vivos (i.e. tradicionalmente estimados pela clorofila α), de outros fatores (e.g. sedimentos inorgânicos em suspensão, detritos a base de monoclorofila orgânica, e material semelhante a ácido húmico), que reduzem a limpidez da água.

Em estuários rasos, as profundidades são sempre da ordem de 10 cm a 3 m, quando muito. As medidas com disco de Secchi são obtidas um disco de plástico ou metal de 40 cm de diâmetro e dividido em quadrantes alternados brancos e pretos, preso a uma corda calibrada em decímetros. O disco é baixado na água até desaparecer. Neste ponto é feita a medida (EPA, 2001). A profundidade de compensação na coluna de água é a profundidade onde a fotossíntese do fitoplâncton, e a respiração estão em equilíbrio, e ela sempre se aproxima de 1% da profundidade de insolação, ou cerca de duas vezes a profundidade do disco de Secchi (Parsons & Takahashi, 1973).

Quanto aos teores em sais, as águas são classificadas em doces (< 0,5 ppm), Oligohalina (entre 0,5 e 3,0 ppm), Mesohialina (entre 3,0 e 16,5 ppm), Polihialina (entre 16,5 e 30,0 ppm), Marinha (entre 30,0 e 40,0 ppm), e Hipersalina (> 40,0 ppm).

Segundo Krauskopf (1972), na natureza, o potencial de hidrogeniônico (pH) se situa entre 4 e 9. Nas águas de regiões úmidas, os valores ficam entre 5 e 6,5, enquanto que nas áridas, estes valores variam entre 7 e 8. Quando a vegetação é abundante, a água do solo pode ter pH, 4, ou mais baixo. O pH da água do mar é essencialmente alcalino; mas varia no espaço e no tempo.

O tempo de residência de água doce é a quantidade média de tempo requerida para que a água doce entre no estuário até sair do lado do mar, enquanto que o tempo de residência estuarina é o tempo médio de residência no estuário para todas as águas, independente de suas origens. Como as cargas de nutrientes estão geralmente associadas aos aportes de água doce, o tempo de residência das águas doces é geralmente a medida mais útil, ao se considerar a sensibilidade do estuário à carga de nutrientes. Juntos, o tempo de residência e o volume podem ser usados no cálculo das concentrações de nitrogênio, e melhorar as comparações através do sistema (*cross-system*).

Os três principais fatores que influenciam no tempo de residência, da água, num estuário, são: pressão da água doce, pressão das marés e pressão dos ventos. Os aportes maiores de água doce estão relacionados aos tempos de residência menores. As marés podem ser o maior fator de controle da troca de água estuário-oceano e, conseqüentemente, do tempo de residência.

Os parâmetros físicos, químicos e físico-químicos são fundamentais na caracterização de um curso d'água, porém é preciso conhecer as respostas do meio biótico às suas variações. A medição das transformações da biota é feita através das variáveis do estado trófico. As variáveis do estado trófico são aquelas variáveis que podem ser usadas para avaliar ou prever o estado trófico, ou grau de enriquecimento em nutriente, das águas do estuário, ou costeiro proximal, quando comparadas com as condições de referência.

As variáveis incluem duas variáveis causais, nitrogênio total (NT) e fósforo total (PT) e, duas variáveis de resposta, incluindo uma medida de biomassa algal (e.g. clorofila α para biomassa de fitoplâncton ou macroalgas [AFDW] e transparência das águas, e.g., profundidade de Secchi ou fotômetro), a adição de oxigênio dissolvido, como apropriadas. Estas variáveis são relevantes em escala nacional, para praticamente todos os estuários, e são potencialmente relevantes para águas costeiras proximais (EPA, 2001).

O fósforo e o nitrogênio são chamados nutrientes essenciais, porque, sem eles, os organismos não podem crescer, ou completar seu ciclo de vida. O fósforo é necessário para estabilidade da membrana, ATP, e ácidos nucleicos (DNA e RNA). O nitrogênio é importante nas proteínas, incluindo enzimas, e ácidos nucleicos, além das plantas que necessitam de quantidades significativas para a clorofila. Em baixas concentrações de nutrientes, o crescimento é inibido. Em muitos sistemas, a “condição desejável” necessita de baixas concentrações de P ou N. Na maioria dos sistemas de água doce, o P é o principal elemento limitante.

O oxigênio dissolvido na água ajuda o metabolismo de todas as plantas aquáticas, animais, e a maioria dos micro-organismos. À 20 °C, a água doce, em equilíbrio com o ar (saturada com ar), contém 9,09 mg/L (9,09 ppm de oxigênio dissolvido, ou OD). Esta concentração é 22.000 vezes mais baixa que a concentração do oxigênio na atmosfera. A solubilidade, e, então, a quantidade de oxigênio na água, na saturação, decresce, à medida que a temperatura da água cresce (EPA, 2001).

Micro-organismos, plantas, e animais retiram e usam o OD da água. Muitos organismos começam a ser afetados adversamente em concentrações abaixo de 6 mg/L. Os micróbios podem eventualmente remover todo o OD da água, se o oxigênio não é repostado imediatamente do ar (através da re-aeração), ou por fotossíntese (liberação do oxigênio pelas algas e plantas durante o dia). A ausência de oxigênio nas águas do fundo causa a liberação, por parte dos sedimentos, de nutrientes dissolvidos, como ortofostato, amônia, e gás sulfídrico, que é tóxico.

O teor de matéria orgânica é normalmente medido como carbono orgânico total e, carbono orgânico dissolvido é o componente essencial no ciclo do carbono. A matéria orgânica, que se acumula no sedimento do fundo, é parcialmente decomposta por micróbios e libera parte, ou todo o P e o N que ela possui, nas águas sobrejacentes. (EPA, 2001).

A clorofila α é a molécula que resulta da fotossíntese, em quase todas as plantas verdes (exceto nas proclorófilas que contêm clorofila divinil), incluindo fitoplâncton; ela é relativamente fácil

de se medir, seja por espectrofotometria, ou por fluorescência, e é comumente usada para indicar a biomassa de fitoplâncton.

Os valores de verão, no intervalo de 20 a 40 $\mu\text{g/L}$, são frequentemente observados em estuários enriquecidos. As biomassas de macroalgas, especialmente as formas bentônicas não fixadas (*i.e. Ulva spp.*), comumente tornam-se abundantes, em estuários relativamente rasos, que sofrem superenriquecimento.

4.8. SÍNTESE DOS DADOS DE AMOSTRAGEM DE ÁGUAS DO RIO COCÓ.

Inúmeros trabalhos de medidas de parâmetros físicos, físico-químicos, químicos e biológicos foram realizados ao longo tempo, no rio Cocó, por diversos pesquisadores, porém sem que tenha havido um estudo comparando estes dados, com as fontes de poluição, disposição de lixo, lançamento de efluentes e os locais que seriam os vetores de poluição. O que se tentou, neste trabalho, foi sistematizar os dados que estavam extremamente dispersos e díspares.

4.9. INTERPRETAÇÃO DE DADOS

Todos os dados foram sistematizados para interpretação final, tivessem sido eles obtidos de pesquisa bibliográfica, de trabalhos do campo, ou associação de ambos.

4.10. REDAÇÃO DA TESE

A parte final do trabalho foi a redação da tese, com integração de todas as informações coletadas, para se chegar às conclusões sobre a evolução do rio no espaço e no tempo, as razões de ter-se chegado a este estado, e apresentar soluções, para o rio atingir um estado trófico tal, que possa auto-depurar.

5. MAPEAMENTO DAS UNIDADES GEOAMBIENTAIS

“Toda classificação é mais ou menos arbitrária” (Aldous Huxley, 1824 - 1963, escritor inglês, Discurso Natureza e Limite da Influência dos Escritores).

5.1. COMENTÁRIOS GERAIS

O Decreto nº 5.300, em seu Artigo 2º, item XV, define unidade geoambiental como sendo a “porção do território com elevado grau de similaridade entre as características físicas e bióticas, podendo abranger diversos tipos de ecossistemas com interações funcionais e forte interdependência”. Segundo Lucena (1998), ela “exprime o conceito geográfico de zonalidade através de atributos ambientais que permitem diferenciá-la de outras unidades vizinhas, ao mesmo tempo em que possui vínculos dinâmicos que a articulam a uma complexa rede integrada por outras unidades territoriais. Estas UTB’s são definidas por foto-interpretação, no processo manual de observação e identificações de regiões e imagens de satélite”.

Na realidade, elas constituem área de mesmas características de origem e forma, que podem ser individualizadas nos mapeamentos, para se estabelecer as regras e a legislação de uso e ocupação. Elas podem pertencer a um único ambiente, ou fazer parte de meios diferentes. Daí torna-se imperativa a necessidade de agrupá-las dentro dos ambientes de origem, onde há domínio de uma dinâmica responsável por sua formação.

O Zoneamento Ecológico-Econômico da Zona Costeira do Estado do Ceará (LABOMAR-SEMACE, 2006) teve por objetivo principal, “servir de base para os sistemas de planejamento em todos os níveis da administração pública e gerenciamento, em diversas escalas de tratamento, das informações necessárias à gestão do território. Na sua execução utilizou-se, como orientação e sistemática de todos os trabalhos, as Diretrizes Metodológicas para o Zoneamento Ecológico-Econômico (ZEE) do Brasil, elaboradas em 2004 pelo Ministério do Meio Ambiente e Amazônia Legal.” Segundo a Constituição do Estado do Ceará, no seu Capítulo VIII (Do Meio Ambiente), Artigo 266, “O Zoneamento Ecológico-Econômico do Estado deverá permitir:

I - Áreas de preservação permanente;

II - Localização de áreas ideais para instalação de parques florestas, estações ecológicas, jardins botânicos e hortos florestais ou quaisquer unidades de preservação estaduais e municipais.

III - Localização de áreas com problemas de erosão, que deverão receber especial atenção dos governos estadual e municipal;

IV - Localização de áreas ideais para reflorestamento.”

A Lei nº 7.661, de 16 de maio de 1968, que Institui o Plano Nacional de Gerenciamento Costeiro, no seu Art. 2º, Parágrafo Único considera Zona Costeira, “o espaço geográfico de interação do ar, do mar e da terra, incluindo seus recursos renováveis ou não, abrangendo uma faixa marítima e outra terrestre, que serão definidas pelo Plano” (Plano Nacional de Gerenciamento Costeiro – PNGC).

O Decreto nº 5.300, de 7 de dezembro de 2004, que regulamentou a Lei nº 7.661, em seu Artigo 7º define a função do Zoneamento Ecológico-Econômico Costeiro - ZEEC: “orienta o processo de ordenamento territorial, necessário para a obtenção das condições de sustentabilidade do desenvolvimento da zona costeira, em consonância com as diretrizes do Zoneamento Ecológico-Econômico do território nacional, como mecanismo de apoio às ações de monitoramento, licenciamento, fiscalização e gestão”.

Nos mapeamentos, para o planejamento territorial, utilizam-se dois enfoques, de acordo com as escalas dos mapas, e abrangência territorial. O enfoque estratégico se situa no topo da cadeia político-gerencial, em escala variando de 1:10.000.000 até 1:250.000, usa o ZEE para chegar ao prognóstico da interação entre as potencialidades e limitações, tendo em vista grandes áreas do domínio federal ou regional.

Sua função é alertar os administradores e a sociedade sobre os problemas e suas possibilidades de resolução, além de mostrar as oportunidades da sociedade, em termos de futuro, subsidiando a definição de políticas, planos e programas, visando uso, e valorando os recursos naturais, tendo em vista a sistemática de ocupação, em consonância com a dinâmica dos sistemas ambientais.

Este enfoque estratégico se dá em dois níveis de escalas geográficas: escala de reconhecimento e escala intermediária. No primeiro caso, ele engloba grandes áreas, que são representadas em pequena escala ($\leq 1:500.000$), cuja representação espacial permite identificar grandes estruturas e processos regionais, que ajudam a sintetizar as relações entre as diversas feições, ou características, do objeto planejado.

As escalas intermediárias, entre 1:500.000 e 1:250.000, variam em função das necessidades e disponibilidade de informações, principalmente cartográficas, preferencialmente a nível de Estados da União.

O enfoque tático se situa entre 1:250.000 e 1:10.000, englobando escalas estadual, municipal, ou mesmo empresarial, e tem por objetivo, apoiar o gerenciamento de ações, que possam proteger e preservar dos recursos naturais, a nível local; reduzir os riscos de perda de capital natural e da atividade econômica; subsidiar planos diretores, de manejo de unidades de conservação, e de monitoramento, e avaliar os impactos ambientais de áreas urbanas.

As escalas de semi-detilhe ($\geq 1:50.000$) permitem uma melhor visualização e compreensão de subsistemas ambientais. A unidade de análise neste nível de precisão é a unidade territorial básica (UTB), ou unidade geoambiental, produto de intersecção dos sistemas naturais, versus o uso, que é mais adequada aos objetivos do território, passando pelo órgão licenciador ambiental.

O Zoneamento Ecológico-Econômico da Zona Costeira do Estado do Ceará (LABOMAR-SEMACE, 2006) foi elaborado na escala 1:25.000 se enquadrando, portanto, no enfoque tático (operacional), a nível local, distrital, que tem por objetivo apoiar o gerenciamento de ações, que possam proteger e preservar os recursos naturais, a nível local; reduzir os riscos de perda de capital natural e da atividade econômica; subsidiar planos diretores, de manejo de unidades de conservação, e de monitoramento, e avaliar os impactos ambientais de áreas urbanas, por permitirem uma melhor visualização e compreensão de subsistemas ambientais.

No mapeamento das unidades geoambientais, para esta tese, tomou-se como referência, este Zoneamento Ecológico-Econômico, que serviu de base para Lei N^o 13.796, de 30 de junho de 2006, que “institui a Política Estadual de Gerenciamento Costeiro, e o Plano Estadual de Gerenciamento Costeiro e dá outras providências”.

5.2. AMBIENTES E UNIDADES GEOAMBIENTAIS

A individualização de uma determinada região em ambientes é quase sempre arbitrária, mas torna-se mais precisa quanto mais próxima de reunir as unidades geoambientais por seus agentes naturais responsáveis pelo seu modelamento.

No mapeamento das unidades geoambientais da bacia do rio, tal como no ZEE da Zona Costeira do Estado do Ceará, foram individualizados três ambientes: Frente Marinha, Corredores Fluviais e Terras Altas.

5.2.1. Frente Marinha

Na Frente Marinha foram englobados as praias com bermas e falésias, os depósitos submersos, os recifes de arenito Barreiras, os *beachrocks*, os cordões litorâneos, os terraços marinhos, as planícies de deflação, as dunas móveis, dunas fixadas por vegetação, paleodunas e eolianitos, que, embora ocorram na Região Metropolitana de Fortaleza (Pecém), não foram encontrados no âmbito da bacia do Cocó. As lagunas e lagoas freáticas, ou formadas por barramento de rios, próximo à foz, por areias eólicas, fazem parte deste ambiente.

5.2.1.1. Depósitos Submersos.

Coube a Heródoto, nascido em 484 a.C., primazia em utilizar o termo delta, no seu livro “História” (Livro II, capítulo XIII), para denominar a região da foz do rio Nilo, no Egito, com depósitos de “limo arrastado continuamente por suas águas” (Livro II, capítulo XI). Nesta época, ele já registrava o crescimento do delta: “No reinado de Méris, todas as vezes que o rio crescia apenas oito côvados (um côvado é medida da distância da ponta do dedo médio, ao cotovelo de um homem, e

equivale a aproximadamente meio metro), regava o país para baixo de Mênfis. Atualmente, novecentos anos transcorridos, desde a morte de Méris, se o rio não sobe quinze a dezesseis côvados não se espraia pelas terras adjacentes”.

Este fenômeno de acreção de um delta é, assim, explicado por Tison (1964): “Quando um rio, transportando sedimento, deságua no mar, a diminuição da velocidade devido à dispersão da corrente vai provocar a deposição de material sólido, que permanecerá no local, se as correntes marinhas, e as marés, não o removerem, como no caso dos deltas. Entretanto, mesmo na ausência das correntes costeiras, a deposição não se dá uniformemente em todas as direções. Se na parte central, as águas do rio continuam o seu percurso de modo retilíneo, a dispersão se dá lateralmente”.

De acordo com Tison (1964), sobre as frentes de avanço do rio, no mar, se formarão depósitos de sedimentos grossos e areias, que constituirão, de início, uma espécie de barras longitudinais. Enquanto as águas do rio forem continuando a transportar e depositar material, as barras, ou diques, vão aumentando de tamanho, mas permanecendo parcialmente submersos, por ação das ondas.

Os sedimentos mais finos ultrapassarão o topo destes diques e se depositarão na zona de turbilhonamento, depois dos diques. A formação de múltiplos braços entre os diques se dá pelo rompimento deles, devido ao avanço do rio. Estas areias e material mais fino, como lama, formam corpos quase sempre submersos, em frente à costa, com as formas mais diferentes.

De acordo com os estudos do Corpo de Engenharia de Costa do Exército dos Estados Unidos, através da CERC (Coastal Engineering Reserch Center), o cálculo da taxa potencial de transporte longitudinal de sedimentos por ação das ondas (Maia, 1998) pode ser estimado pela equação:

$$P_{lb} = 1/16 \rho g H_b^2 C_{gb} \text{sen} 2\alpha_b.$$

Onde, P_{lb} é a componente longitudinal do fluxo de energia da onda; H_b , a altura da onda; α_b , o ângulo de incidência da onda; e C_{gb} , a velocidade da onda na ruptura. Sendo ρ (densidade da água), e g (aceleração da gravidade) constantes, para um determinado trecho do litoral, o transporte longitudinal será função apenas do quadrado da altura das ondas e do ângulo de incidência das ondas na costa.

Assim, o transporte será tanto maior, quanto maior for a inclinação da praia, fazendo com que as ondas quebrem mais próximo à costa, portanto com menos dissipação de energia. Também, o ângulo de incidência deve o mais próximo possível de 45° , porque 2α , igual a 90° , seria o maior valor do seno, que corresponde a 1.

Portanto, a deposição de sedimento se daria em locais do litoral, em condições opostas a essa, em que o transporte fosse mínimo, ou seja, com ondas pequenas (praias dissipativas) e incidência tangencial a costa (o ângulo α próximo a zero).

Na foz do rio Cocó, na região do canal, podem ser vistos, principalmente nas imagens aéreas, os depósitos submersos, devido às areias das dunas da margem direita, que são lançadas dentro do canal, pelo vento. Parte desta areia se deposita e, outra parte permanece em suspensão, graças a energia das ondas e marés, num volume tão grande que impedem, às vezes, as ondas emitidas pelo ecobatímetro atingir o fundo do canal.

No caso do Porto do Mucuripe, a formação de depósitos submersos está relacionada à construção dos dois espigões para proteção do Porto, e à areia transportada das dunas. Porém, suas formas variam com o tempo, devido à intensidade da corrente marinha. Na imagem de satélite de 07/06/2007 é nítida a presença destes depósitos, porém suas formas não são marcantes (Figura 15).

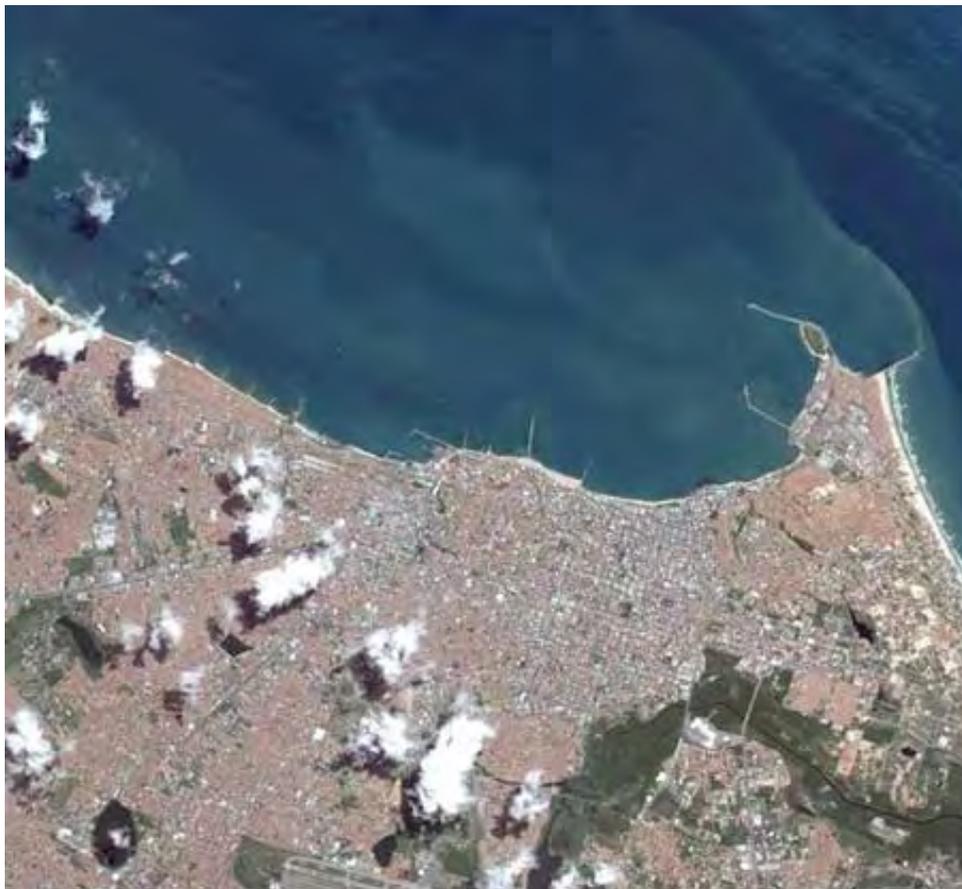


Figura 15 - Imagem de satélite de 07/06/2007 mostrando os depósitos submersos na enseada do Mucuripe.

5.2.1.2. Recifes de Arenito

Os recifes de arenito são afloramentos de arenito, que sobressaem não somente na superfície das praias, mas também no mar, devido à maior resistência à erosão marinha. No caso da cidade de Fortaleza, este arenito é uma fácies da Formação Barreira, denominada Fácies Camocim, cujo teor elevado em limonita o transforma numa rocha resistente à erosão e abrasão marinhas.

Os melhores exemplares são encontrados na Volta da Jurema, embora possam ser observados desde a praia dos Diários, até a enseada do Mucuripe. São corpos alongados, a grosso modo paralelos à costa e, as partes mais altas não ultrapassam, em geral, mais do que um metro acima do nível de preamar (Foto 1).

Existem, no entanto, evidências destes recifes de arenito em frente à parte antiga de Fortaleza. O inglês Henry Koster, quando de sua passagem por Fortaleza em 1810 fala que uma “cadeia de recifes segue paralelamente à praia por um quarto de milha” e que davam “proteção aos barcos no ancoradouro” (Koster, 2003).



Foto 1 - Recifes de arenito ferruginoso da Formação Barreiras na Volta da Jurema - Foto: Haim Tsoar, 2005.

5.2.1.3. Beachrocks

Os *beachrocks* foram definidos pela Lei Estadual Nº 13.796, de 30 de junho de 2006, como, “corpos rochosos alongados e estreitos, que se encontram dispostos paralelamente à linha de praia, podendo se estender na direção do mar, constituídos de areias de praia cimentadas por carbonatos, podendo apresentar seixos e restos de conchas. Sua espessura, em geral, não ultrapassa dois metros, e funcionam como anteparo natural para dissipação da energia das ondas, protegendo as praias da erosão.”

Já em 1845, Charles Darwin, no seu livro “*The Voyage of the Beagle*”, fazendo referência de sua passagem por Recife, tenta esclarecer sua gênese: “Nesta costa as correntes do mar tendem lançar em frente ao continente, compridos esporões e barras de areia inconsolidada, e em algum deles, parte da cidade de Pernambuco se situa. Em épocas passadas, um longo esporão da mesma natureza deles parece ter se tornado consolidado por percolação de matéria calcária, que depois foi sendo gradualmente soerguido; as partes exteriores e soltas durante este processo, tendo sido removidas pela ação do mar, e, o núcleo sólido tenha permanecido, como vemos agora”. É preciso lembrar que os mapas do Brasil, do século XIX, que existiam na Europa, registravam Pernambuco como estado, e capital, ao mesmo tempo

Foi ainda pioneiro em considerá-los dissipadores de energia: “Embora dia e noite as ondas do Atlântico aberto, turvas com sedimento, sejam jogadas contra as extremidades externas íngremes desta parede de rocha, que os pilotos mais antigos notaram não haver mudança em sua aparência. Esta durabilidade é o fato mais curioso de sua história: ela é devido a uma camada dura, com poucas polegadas de espessura, de material calcário, totalmente formado por sucessivos crescimentos e mortes sucessivas de pequenas conchas de *Serpulae*, juntamente com alguns poucos *barnacles* e *nulliporae*. Estes *nulliporae*, que são plantas do mar duras e de organização muito simples, formam uma proteção análoga e importante na proteção das superfícies externas dos recifes de coral, atrás e dentro das

barreiras, onde os corais verdadeiros, durante o crescimento ascensional da massa, morrem por exposição do sol e do ar. Estes insignificantes seres orgânicos, especialmente *Serpulae*, prestaram um bom serviço ao povo de Pernambuco; pois sem sua ajuda protetora a barra de arenito já teria sido erodida ao longo do tempo e sem a barra, não haveria porto”.

A primeira referência ao nome *beachrocks*, para designar os arenitos de praia com feições e características peculiares, foi Branner (1904). Eles são identificados desde Bitupitá, no extremo oeste do litoral cearense, até Porto Seguro, na Bahia. A maioria dos autores prefere usar a expressão *beachrock* para caracterizar apenas os sedimentos depositados em ambientes de praia, com rápida sedimentação de carbonato de cálcio. A calcita magnesiana e a aragonita são os principais minerais do cimento carbonático, devido sua precipitação ocorrer na interface de ambientes típicos de água doce e salgada, que, corresponde ao local preferencial para a cimentação carbonática das areias praias (Russell, 1962; e Deboo 1962, *apud* Stoddart & Cann, 1965).

Alguns autores, como Briker (1971), sugerem que os *beachrocks* podem ser formados em canais de marés, contrariando a maioria dos geólogos, que prefere usar este termo apenas para sedimentos depositados em ambiente praias, e rápida cimentação de carbonato de cálcio, como no caso citado por Friedman (1998), quando uma lata de sardinha, recebeu um depósito de carbonato de cálcio de 380 gramas, no intervalo de um ano.

Os *beachrocks* holocenos da Ilha de Reunião, que é uma plataforma recifal do Oceano Índico, são constituídos de areias carbonatadas, cujos grãos variam em diâmetro de 1 a 4 mm, contendo ainda blocos decimétricos de fragmentos de coral (50%) e algas rodofíceas. Subordinadamente aparecem litoclastos vulcânicos, intraclastos, foraminíferos, fragmentos de moluscos e equinodermes (Font & Calvet, 1997). O cimento é constituído por calcita magnesiana (HMC), em forma de micrito (calcita com 3 a 17% de $MgCO_3$), peletoidal e “*bladed*”, e por aragonita de forma prismática e fibrosa.

Diniz (2002), estudando os *beachrocks* do Rio Grande do Norte, encontrou extensões desta rocha de até 8 km, com larguras, entre 10 e 60 metros, e espessuras de 0,5 a 3,5 metros. Lá, a maioria dos *beachrocks* está localizada na faixa de inter-marés, com mergulho de 10° para o mar. São formados por grão grossos a finos, moderadamente a mal selecionados, e sub-angulosos a sub-arredondados, que constituem 80% da rocha, em que o quartzo perfaz 68% do total, arenitos finos e sílex 4%, feldspato 3%, bioclastos de foraminíferos. Fragmentos de algas, moluscos e valvas de ostracoides perfazem 5%. Turmalina, zircão, granadas e opacos aparecem apenas como acessórios.

Na costa leste do Rio Grande do Norte, Oliveira *et al.*(1990) e Bezerra *et al.*(1998) individualizaram duas fácies nos *beachrocks*: arenitos de granulometria média a grossa e até conglomerática, constituída de quartzo, limonita, fragmentos de conchas marinhas e de rochas subjacentes, com estratificação cruzada (0,2 a 1,5 m de espessura) depositada em fácies praias superior e estirâncio superior; e arenitos de granulometria média a grossa, com camadas tabulares e laminares (0,1 a 1,0 m de espessura), contendo essencialmente quartzo e, subordinadamente, minerais pesados e fragmentos de rocha. As estruturas que estas fácies exibem são típicas de estirâncio superior/antepraia.

Os *beachrocks* holocênicos de Pernambuco, estudados por Chaves & Sial (1998), são formados de quartzo (90%), carbonatos e fragmentos de algas (6%) e feldspatos. Os cimentos eram de três variedades texturais: calcíferos (envolvendo os grãos de siliciclásticos), micrítico (franja acicular) e calcita criptocristalina (poros). Para estes autores, a estrutura mostra que em sua formação, a rocha estava submersa, em praia de baixa energia, e o cimento precipitado sob alta pressão de CO₂, resultante da interação entre a água do mar, saturada de CO₂, e não saturada, em água subterrânea, em ambiente de praia.

No Ceará, Maia *et al.* (1997) encontraram nos *beachrocks* do Ceará teores de grãos subangulosos a sub-arredondados de quartzo de 45 a 57%, com granulometria entre 0,05 e 2,2 mm. Fragmentos biodetríticos, feldspatos e fragmentos de rochas perfazem o restante do total. As percentagens do cimento carbonático situam-se entre 12 e 42% e porosidade intergranular de 6 a 29%. A característica dos cimentos revela a origem marinha, onde o HMC, com altos teores de Na e Sr, e valores isotópicos de oxigênio próximo a zero, e de C superiores a 2% (Maia *et al.*, no prelo). A idade do *beachrock* da foz do rio Cocó seria de 1.300 anos A.P.(Claudino Sales, 2002).

Levando-se em conta que a quase totalidade dos *beachrocks* do Ceará está relacionada à desembocadura de rios, estes autores consideram que há uma interação entre os ambientes fluvial e marinho, para precipitação do carbonato, na linha de costa, por contraste nas salinidades das águas do rio e do mar.

Na área da foz do rio Cocó, os *beachrocks* estendem-se, praticamente de modo contínuo, desde o limite leste da área mapeada, até a praia do Futuro. Três níveis são facilmente identificados, o primeiro já dentro mar, o segundo formando a boca do rio, e um terceiro, mais a montante (Foto 2, 3 e 4). Assim, é possível comprovar as oscilações do nível do mar, mesmo que não seja possível medir as variações de cota, pois, para um mesmo nível de marés, eles tanto podem se formar faixas de supra-maré, quanto na porção mais alta a zona inter-marés, ou estirâncio superior (Oliveira *et al.*1990; Bezerra *et al.*1998; e Font & Calvet, 1997).

Na foz, há uma separação entre os *beachrocks* de um mesmo alinhamento, e a abertura é tão estreita, que gera um fenômeno de difração das ondas nas marés baixas. A espessura dos *beachrocks* é da ordem de dois metros, porém por estarem soterrados, na maioria das vezes, pelas areias de praia, nem sempre é fácil observá-la. Ele exibe um ligeiro caimento para o mar.

No litoral de Fortaleza, os *beachrocks* são constituídos de areias médias a grossas, chegando até seixos, contendo ainda fragmentos de conchas e areias monazíticas. Nesse caso, os arenitos conglomeráticos, com fragmentos de concha, são cimentados por carbonato de cálcio e de magnésio, que dão coesão e resistência suficientes para servirem de proteção às desembocaduras dos rios, amortecendo a energia cinética das ondas, que chegam as praias, resguardando-as da ação erosiva do mar.



Foto 2 - Ondas quebrando no nível mais a norte, dentro do mar, em frente à foz. No primeiro plano, a ponta do *beachrock* da boca do rio.



Foto 3 - Nível de *beachrock* da boca do Cocó. Ao fundo outro nível no mar, mais à norte, somente aflorando nas marés vazantes de sizígia equinocial (25/03/2008).



Foto 4 - Terceiro nível de *beachrock*, a montante da boca do rio Cocó, em Sabiaguaba.

5.2.1.4. Praias

As praias são “Bens públicos de uso comum do povo, sendo assegurado, sempre, livre e franco acesso a elas e ao mar, em qualquer direção e sentido, ressalvados os trechos considerados de interesse de segurança nacional ou incluídos em áreas protegidas por legislação específica” (Art. 10º da Lei nº 7.661, de 16 de maio de 1968). A definição de praia é encontrada no seu parágrafo 3º: “a área coberta e descoberta periodicamente pelas águas, acrescida da faixa subsequente de material detrítico, tais como areias, cascalhos, seixos e pedregulhos, até o limite onde se inicie a vegetação natural, ou em sua ausência, onde comece um outro ecossistema”.

As praias são conhecidas como estirâncio e zona de intermarés, porque seus limites, na vertical são os níveis de marés, alta e baixa. Seu limite superior é marcado pelo início da vegetação pioneira, as bermas, ou falésias vivas.

De acordo com LABOMAR-SEMACE (2006), “As praias são áreas cobertas e descobertas pelas águas do mar, acrescidas das faixas subsequentes de material detrítico, tal como areias, cascalhos seixos e pedregulhos, até onde se inicie a vegetação ou, em sua ausência, onde comece outro ecossistema. Elas constituem aquela faixa contínua coberta pelas águas do mar, como no caso do litoral do Ceará, pelo menos duas vezes por dia, nas preamares. Elas são interrompidas apenas pelos estuários dos rios que deságuam no mar.”

Elas configuram a transição entre o mar e o continente e a morfologia é modelada pelos agentes que atuam sob condições locais, tais como dissipação da energia das ondas, momento de transferência, permeabilidade dos sedimentos e redução da velocidade. Os processos e a morfologia devem estar em equilíbrio, através da interação da praia, ondas e correntes. O balanço dinâmico depende das variações da altura, período e direção das ondas e do suprimento de material, que ocasionam as mudanças nas praias. Segundo USACE (1992), é este suprimento, associado à geologia do litoral, que definem a morfologia de uma costa específica. Se houver maior retirada que o suprimento, ocasionará a erosão, levando o embasamento rochoso a aflorar.

De acordo com estes autores, as praias são mais comumente arenosas com granulometria que se situam entre 0,15 e 2,0 milímetros, embora possam ter sedimentos com granulometria desde calhaus (*cobbles*), com diâmetro entre 4,76 e 76 mm, até areia fina, dependendo da área fonte, nível de energia da onda e inclinação da plataforma da região de mar aberto. O engordamento das praias se dá pela erosão das áreas emersas, inclusive bermas e falésias, precipitação de sedimentos biogênicos, além de areias e calcarenitos retirados do fundo, e transportados pelas ondas.

Num perfil, do mar para o continente, vamos encontrar o mar aberto de águas profundas (*offshore*); a antepraia (*nearshore*), que engloba a plataforma (*inshore*) recoberta de águas rasas e a praia (*foreshore*) propriamente dita, ou estirâncio, entre as marés alta e baixa; e o pós-praia (*backshore*), que se estende das bermas, até o sopé das dunas, que pode ser ocupado pelos terraços marinhos, se foram formados pelo recuo do mar, ou planície de deflação, se foi modelada pelo vento, ao retirar de lá as areias, para formar os campos de dunas costeiras (U.S.A.C.E, 1992) (Figura 16).

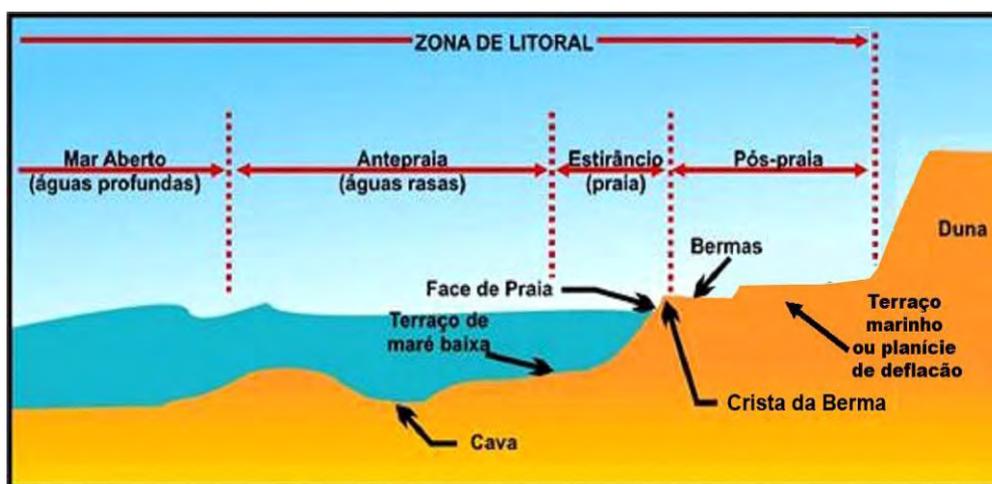


Figura 16 - Terminologia de Perfis de Praias (modificado de U.S.A.C.E, 1992). Fonte: Leal (2003).

Morfologicamente, a plataforma é constituída de ressaltos (barras longitudinais), depressões (calhas) e *terraços* sub-aquáticos (*low-tide terrace*). A praia propriamente dita, ou estirâncio (*foreshore*), é composta essencialmente da praia média (zona de surf) e face da praia (zona de espraiamento), e limitada superiormente pela crista da berma, que varia no perfil, em função da erosão e acresção anual das praias. “A crista da berma separa a berma do estirâncio com inclinação mais forte”. (U.S.A.C.E, 1992)

Na maioria das praias do Ceará, as mudanças sazonais geram alterações no perfil delas (Figura 17). As ondas de alta energia erodem as faces de praia, reduzindo a largura das zonas de berma à sua crista, e transportando a areia para o mar, depositando-a em forma de barras, em águas profundas.

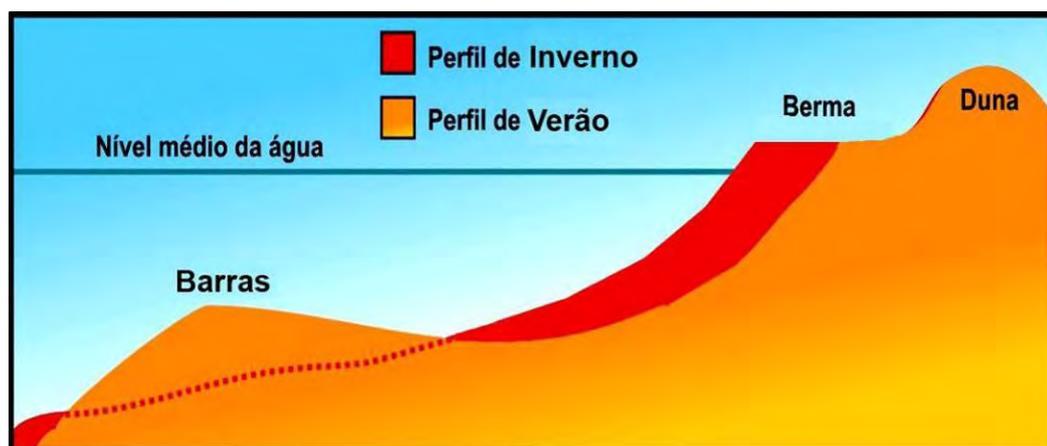


Figura 17 - Perfis de Praia de Verão e Inverno, no Ceará (Modificado de U.S.A.C.E, 1992)

Quando as ondas têm baixa energia, a areia é transportada para a praia, acumulando-se, para formar novas bermas, ao invés de causar erosão. Os perfis de áreas de alta energia têm inclinação mais forte, do que aqueles de baixa energia (U.S.A.C.E, 1992). Wright & Short (1983) classificaram as praias quanto aos perfis de inverno e verão, que corresponderiam, respectivamente, a estágios reflectivos e dissipativos. Porém, no Ceará, como o que ocorre é o contrário, e estes perfis são o

inverso, a maior erosão das praias ocorre no verão (período de estio) e, a deposição, no inverno (época das chuvas) (Figura 17 e 18).

De acordo com Finkl (2004), as praias intermediárias são aquelas com morfologia e energia das ondas entre as praias reflectivas (baixa energia), e dissipativas (alta energia), tendo como característica principal a existência da zona de surfe, com barras e calhas, formando ainda quatro estados de praia (*beach state*): praias de terraços de maré baixa, praias de barras e calhas (*rips*) transversais, praias de barras rítmicas e praias de barras e cavidades longitudinais.

No litoral de Fortaleza, praticamente todas as praias são intermediárias. Algumas, como aquelas da praia do Futuro, para oeste, têm uma tendência de praias reflectivas, principalmente onde os *beachrocks* estão ausentes, e não há dissipação da energia das ondas. (Foto 5).

Têm muitas barras paralelas à praia, declividade alta e sedimento grosso, principalmente próximo às bermas. Em alguns casos, como na praia do Futuro, *blowouts*, iniciando na crista da berma, recortam as dunas frontais e avançam sobre a planície de deflação (Foto 6).

Na região de Sabiaguaba, seixos de quartzo e conchas no sopé das bermas mostram uma energia de transporte semelhante à das praias reflectivas, muito embora elas sejam praias intermediárias, em que em determinadas épocas como em janeiro e fevereiro, a energia seja maior (Foto 7).

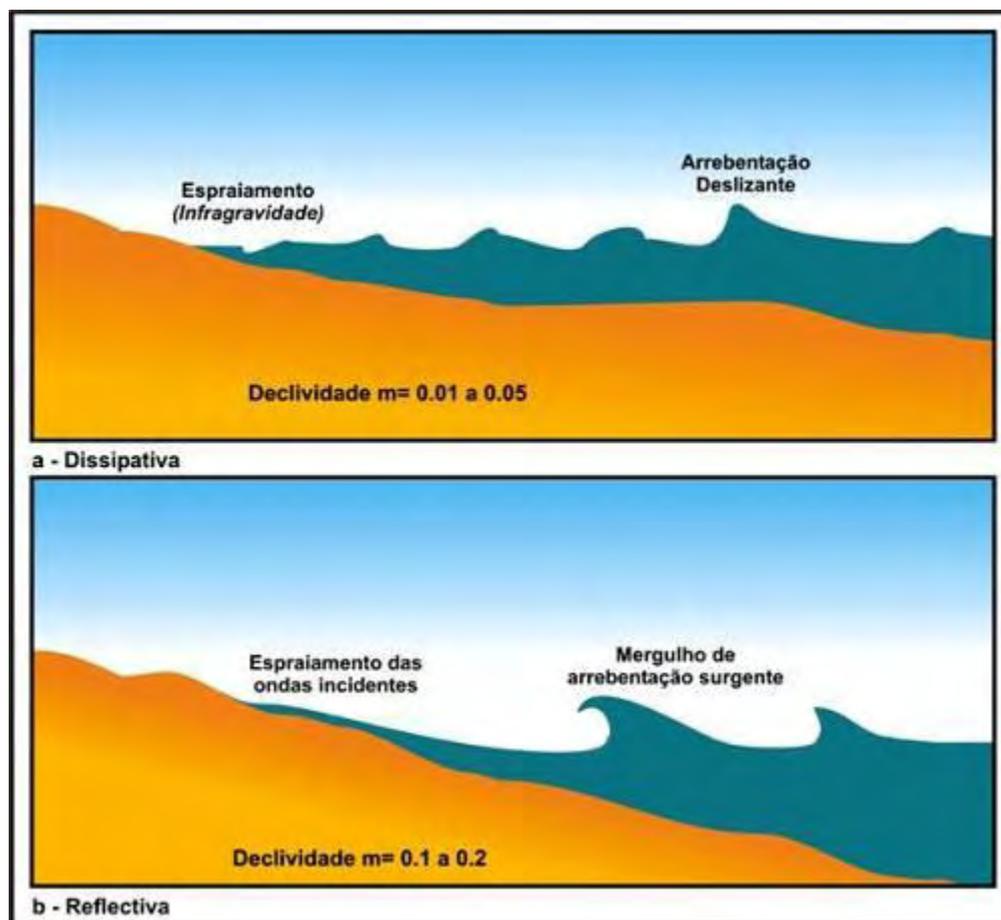


Figura 18 - Estágios extremos de Praias (Modificado de U.S.A.C.E, 1992). Fonte: Leal (2003)



Foto 5 - Praia intermediária com barras e cavidades longitudinais, no início da Praia do Futuro

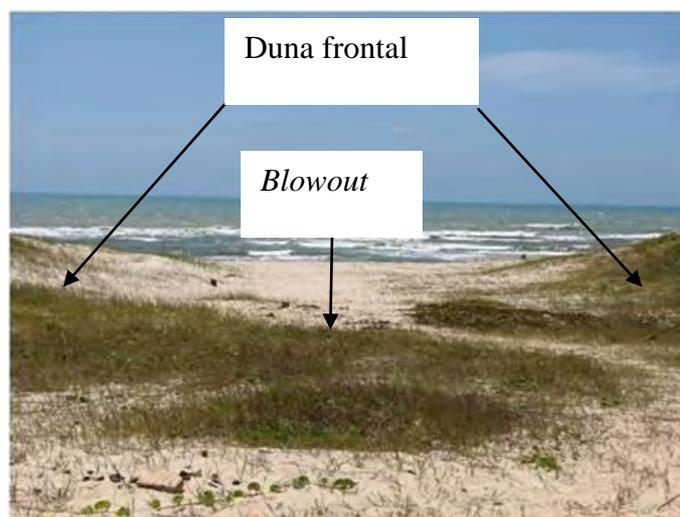


Foto 6 - *Blowout* recortando a berma e uma duna frontal vegetada, na praia do Futuro.



Foto 7 - Seixos de quartzo e conchas no sopé da berma, típicos de praia reflectiva, em Sabiaguaba, próximo ao limite leste da bacia.

Na enseada do Mucuripe, mesmo com a proteção do porto, que torna o mar mais calmo, as praias são intermediárias (Foto 8).

Os dois principais acidentes geográficos das praias são as bermas e as falésias. As bermas foram definidas pelo Corpo de Engenheiros de Costa do Exército Americano (USACE), como: “uma parte da praia, ou pós-praia, aproximadamente horizontal, formada pelo depósito de materiais sob ação das ondas” (USACE, 1992). Em algumas praias não existem bermas e em outras pode haver mais de uma. Hesp (2000) refere-se também à berma como feição em forma de terraço, construída pelas ondas (“*A berm is a wave built terrace landform...*”). Portanto, no Ceará, as bermas têm a função de dissipadores de energia das ondas, avançam e recuam de acordo a estação e, em raríssimos casos, as águas de espraiamento ultrapassam sua crista.



Foto 8 - Praia intermediária inclinada, com pequeno terraço à esquerda (areia mais clara), e recife de arenito Barreiras, na enseada do Mucuripe.

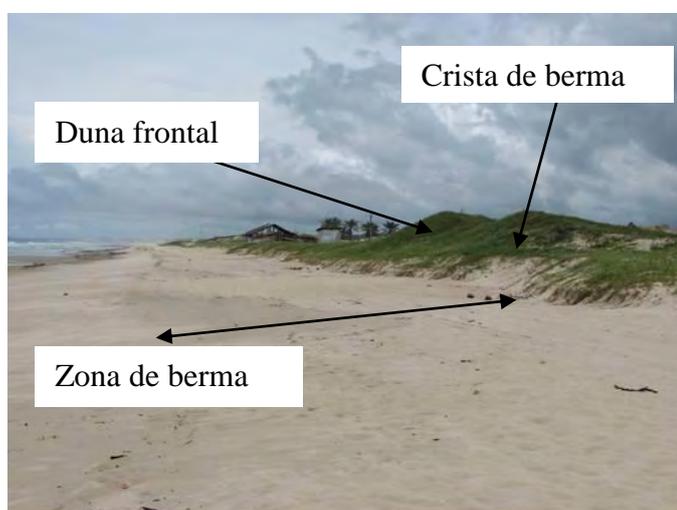


Foto 9 - Quebra na morfologia, mostrando a oscilação da linha de berma ao longo do ano, e o limite superior da praia na crista da berma vegetada e as dunas frontais, em Sabiaguaba.

Alguns autores consideram todo o pós-praia, como sendo apenas berma. No entanto, Maia (*apud* Leal, 2003), fornece uma explicação plausível para a confusão destes autores: “Na América do Norte, onde as tormentas lançam água do mar até o sopé das dunas, as bermas ocupam toda a região pós-praia, mas no caso do Ceará, a faixa de berma está restrita à porção compreendida entre os avanços do mar rumo ao continente, ao longo do ano. Ela tem como feição mais conspícua, a crista da berma, que marca o limite de maré alta.”

Na região de Sabiaguaba, estas bermas mostram este limite, bem como a sua faixa de oscilação. No perfil da praia, com pequena quebra na topografia, segue-se a zona de berma, que varia, em largura, ao longo do ano, e é limitada pela crista da berma, marcada pela vegetação pioneira de gramíneas. E, sobre ela, a duna frontal (Foto 9).

As falésias, tal como as bermas, não constituem uma unidade geoambiental, mas um acidente geográfico, que também limitam as praias, no seu nível superior. Guilcher (*apud* Derruau, 1966) definiu falésia, como um “ressalto não coberto de vegetação, muito inclinado (entre 15° e a vertical), de altura muito variável, no contato da terra com o mar e devido à ação ou a presença do mar”. Para Maia *et al.* (2005), “As falésias são feições típicas do litoral, formadas pela ação erosiva das ondas sobre formações geológicas, com níveis topográficos mais elevados que as praias atuais, e que recuam formando escarpas. As falésias podem ser consideradas vivas ou mortas, conforme a erosão marinha esteja atuando ou não.”

Sua formação, segundo Derruau (1966), se processa por ação mecânica das ondas, lembrando que a natureza da rocha erodida é também importante. Os engenheiros do Corpo de Engenharia de Costa dos Estados Unidos (USACE, 2002) concordam com o referido autor, acrescentando que, quanto maior a energia, maior é a capacidade de solapamento e transporte. Para eles, a direção das ondas influencia a taxa de erosão, e a remoção do material tombado.

Leal (2003) calculou o avanço médio da erosão na falésia da enseada de Canoa Quebrada em 1,54 m/ano, que está dentro da média de casos semelhantes no mundo. Porém, o referido autor ressalta que “apesar da taxa de avanço, calculada com base nas fotografias aéreas, cobrir um intervalo de tempo de 44 anos (1958 a 2002), com toda certeza, este avanço não foi uniforme ao longo dos anos. Levando-se em conta que estas falésias passaram, na enseada entre Canoa Quebrada e Porto Canoas, de mortas a vivas, devido ao maior avanço do mar, nos últimos anos”.

Nos períodos de regressão do mar, as falésias deixam de sofrer erosão marinha e passam a ser chamadas falésias mortas. Geralmente, o mar, no seu recuo, vai deixando em seu lugar, os terraços marinhos e cordões litorâneos, que se estendem entre ele e a falésia morta. São comuns, ao longo do litoral, cordões de dunas capeando as falésias mortas, e Fortaleza não é exceção, embora não existam falésias vivas, no município.

Mesmo na praia do Futuro é possível verificar a presença de falésias mortas, atualmente recobertas pelo campo de dunas. Observando-se a foto abaixo, vê-se que o tabuleiro pré-litorâneo limitado pela margem esquerda do rio Cocó a sul da Cidade do Fortal. Este terraço é limitado, a norte,

pela falésia morta, no trecho em que a Avenida Padre Antônio Tomaz desce para a praia (formando um 'Z' no centro da foto). Outro local onde as dunas vegetadas ocorrem sobre a falésia morta, é na região ao lado da margem esquerda perto da foz (Foto 10).



Foto 10 - Praia do Futuro com dunas vegetadas capeando falésia morta no centro da foto.

Deste ponto, para oeste, a falésia morta é recoberta pelas dunas até pelo menos as proximidades do Porto do Mucuripe (Foto 11).



Foto 11 - Detalhe da foto anterior vista da praia mostra falésia morta recoberta por duna vegetada na praia do Futuro. No primeiro plano o terraço marinho erodido deixando aparecer uma coloração mais avermelhada de paleoduna ou arenito Barreiras.

5.2.1.5. Cordões Litorâneos

A Lei nº 13.786, de 30 de junho de 2006 define cordões litorâneos como “barreiras arenosas inconsolidadas que ocorrem na praia, de forma alongada, que se apresentam na linha de costa, podendo ocorrer conectadas, ou não, ao continente.”

Diferem das barras, por serem maiores, sempre emersos e manterem uma forma relativamente regular. Segundo Mikhailov (1964), a morfologia da barra é função da intensidade da ação do mar e dos processos de interação com a água doce, na boca dos rios.

De acordo com este autor, para que uma barra se forme na boca do rio basta ele ter energia suficiente para transportar os sedimentos. As ondas e as correntes de marés podem transportar o sedimento acumulado depositando em outros lugares, mudando ainda sua morfologia.

Porém, se a capacidade de transporte das correntes longitudinais é superior ao volume de descarga do rio, a barra é destruída. Em síntese, a formação de barras é predeterminada, principalmente pela dinâmica do fluxo do rio e do volume da descarga de sedimento do rio.

Os outros agentes e fatores apenas modelam, ou deformam as barras formadas pelo fluxo do rio e ajudam, ou retardam, seu desenvolvimento.

Os cordões litorâneos, segundo Claudino-Sales & Peulvast (2004), são construções de areia emersas, alongadas, paralelas e ao longo das praias, separando o mar aberto das terras úmidas. São associados às barreiras e ilhas barreiras que se distribuem em frente às lagunas e/ou estuários.

Afirmam estes autores que são o resultado da deposição de sedimentos na zona proximal da praia ou antepraia (*nearshore*) pela ação das ondas e correntes, geradas por ondas ou marés.

Para que se formem estes cordões litorâneos existem vários condicionantes:

(1) abundância de sedimentos na zona de praia; uma topografia plana e rasa na antepraia (*nearshore*), e presença de espaços de acomodação favoráveis à sedimentação e estabilização de depósitos de areia;

(2) do ponto de vista da dinâmica, elas se formam em:

(a) costas dominadas por ondas extensas, estreitas e estáveis (*wave-dominated barriers*),

(b) combinação de processos gerados por ondas e marés, produzindo barreiras de energia mista e barreiras em baquetas de tambor,

(c) costas onde as correntes longitudinais acumulam grandes quantidades de sedimentos, construindo barreiras ligadas, ou barreiras *spits*

(d) segmentos de costa onde a energia fluvial também participa da dinâmica da praia, permitindo a formação de *spits* duplos. (Claudino-Sales & Peulvast 2004).

Em parte, graças aos *beachrocks*, em parte devido as ondas, a foz do rio Cocó é marcada por cordões litorâneos na altura de sua boca. Estes cordões litorâneos se distribuem nas duas margens entre a praia e a planície flúvio-marinha. Têm coloração branca a creme, são alongados e abaulados em secção transversal, e distinguem-se das barras de praia por serem sempre emersos, mais extensos e possuírem declividade mais forte.

Como neste caso da foz do rio Cocó, eles estão totalmente soldados ao continente, que torna difícil a individualização, mesmo no terreno. Sua maior diferença com relação à praia propriamente dita, é que não mais elevados e seu gradiente mais forte que o estirâncio (Foto 12).

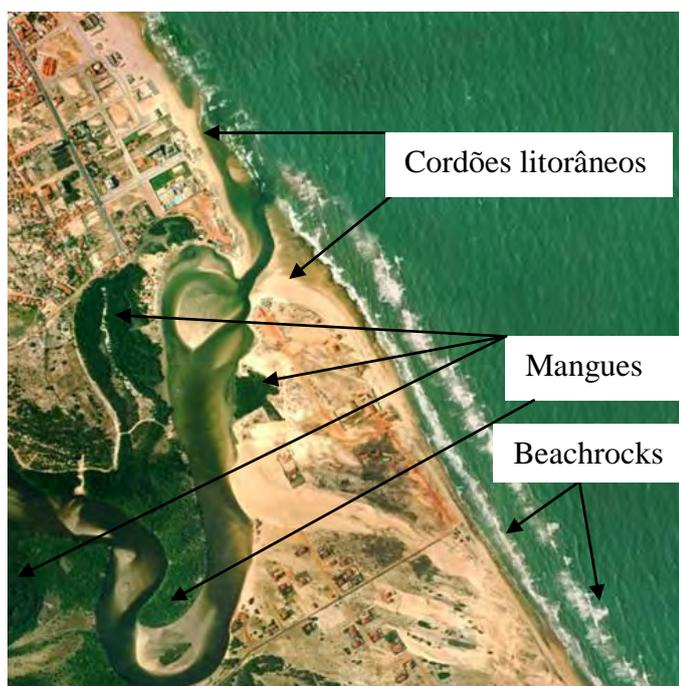


Foto 12 - Cordões litorâneos (areia mais clara) formados em ambas as margens do rio Cocó, na praia entre os *beachrocks* e a planície de deflação, na foz, entre a Praia do Futuro e Sabiaguaba. Foto aérea (1994).

5.2.1.6. Terraços Marinheiros

Os Terraços Marinheiros são depósitos de origem marinha, com formas tabulares e topos planos, geralmente com cotas altimétricas inferiores a cinco metros. Na região são, em geral, antigos cordões litorâneos, que foram soldados à planície costeira. No Ceará, a maior extensão superficial dos terraços marinhos ocorre em Icapuí, envolvendo a área da laguna, abrangendo a faixa de praia desde Barreiras até Rio Grande do Norte. Estes terraços marinhos, segundo Meireles (1991) e Meireles & Maia (1998), são testemunhos do segundo nível mais alto do mar no Pleistoceno, formado no ciclo regressivo, que se seguiu à Última Transgressão (5.100 anos).

De acordo com os referidos autores, eles se distribuem paralelos à costa, podem ter largura variando de 400 a 3.000 metros. São encontrados nas planícies costeiras, que não foram recobertas pelos campos de dunas costeiras, ou retrabalhadas pelo vento, dando origem às planícies de deflação (Maia *et al.*, 2005).

São constituídos de depósitos de praia de areia média, quartzosa, com fragmentos de conchas. Morfologicamente, mostram ondulações que se assemelham a uma série de cordões litorâneos, que foram sendo soldados ao continente, à medida que o mar foi recuando. Em Icapuí, se estendem desde o sopé das falésias mortas, até o final da planície de deflação, ou das bermas.

Claudino-Sales & Peulvast (2004) sugeriram que, em Icapuí, esta planície marinha é um sistema de sete barreiras paralelas, construídas sucessivamente com cristas e dunas frontais (*backshore dunes*) de, no máximo três metros de altura. Estas estruturas são típicas de planície, com barreiras, de energia mista (*drumsticks barriers*), começando por uma progradação em condições de domínio de

ondas, que foram submetidas à influência de marés, com alargamento da planície e terras úmidas. As barreiras e *spits* de areia são incorporados à planície, por transgressão das dunas frontais (*backshore dunes*), nas partes úmidas.

Segundo estes autores, a presença do delta de maré vazante atesta mudanças na evolução da planície, por estar exposto diretamente à ação das ondas, como mostram a convexidade das linhas. As ondas, que se aproximavam, perdiam energia e sofriam refração, invertendo a deriva longitudinal, na parte interna desta estrutura.

Assim, parte da areia é depositada na parte externa do cordão (*spits* progradantes), porquanto os sedimentos eram menos abundantes, corrente abaixo, passou haver erosão das barreiras de areia, condições transgressivas, rápido estreitamento da planície para NW, e desenvolvimento de um *spit* reverso, atrás do delta, no lado noroeste do *inlet* de maré.

Da margem direita do estuário do rio Cocó, os possíveis terraços marinhos formados com o recuo do mar, já foram retrabalhados pela dinâmica eólica, formando sobre eles, as planícies de deflação, e os campos de dunas costeiras.

Porém, uma análise nas imagens de satélite e fotografias aéreas é possível identificar, ainda hoje, nos terrenos vazios da Praia do Futuro, as porções destes terraços marinhos entre os campos de dunas e planície de deflação, principalmente próximos às falésias mortas. Porém não aparecem diferenciados nos mapas, devido à escala do mapeamento.

Na realidade, estes terraços marinhos tiveram a maior parte de seus sedimentos removidos pelo vento, para modelar a planície de deflação e, principalmente, formar o campo de dunas costeiras. Em alguns locais, a coloração mais avermelhada destas áreas restritas de terraços marinhos, parece revelar a presença de sedimentos oxidados da Formação Barreiras ou paleodunas, subjacentes, que tinham sido erodidos durante a última transgressão, há 5.100 anos (Fotos 11 e 13).



Foto 13 - Terraço marinho, na praia do Futuro, ao lado da Avenida Padre Antônio Tomaz, na praia do Futuro.

5.2.1.7. Planícies de Deflação

As planícies de deflação tem sido objeto de muita discussão por parte dos profissionais da ciência da terra, que costumavam englobá-las nos campos de dunas costeiras. Outros consideravam o pós-praia, que vai da crista da berma até o sopé das dunas, como zona de berma, embora, como visto anteriormente, haja um consenso entre os especialistas, de que as bermas têm como agente modelador, o mar e, para que ocorresse esta ação marinha no pós-praia, teria de existir as tempestades, que fazem o mar avançar alguns quilômetros, continente a dentro, condições que não existem no litoral cearense.

Por isso, Leal (2003) acatou a argumentação de L. P. Maia (comunicação pessoal) de que “pelo menos no caso da planície costeira do litoral cearense, toda a região do pós-praia, até o final dos campos de dunas, originou-se de processo eólico” chamando de planície de deflação “a superfície que se estende desde o limite de maré alta, até o sopé das dunas, cuja deposição de sedimento e modelamento são feitos pelo vento. Esta faixa da planície litorânea é relativamente plana e, é de lá que o vento retira a areia para formar as dunas.”

De acordo com USACE (2002), “Na ausência das dunas, a faixa voltada para o continente, a partir das linhas de praia ativas, e bermas, é sempre caracterizada por uma ‘planície de deflação’, de onde a areia é removida, e o perfil rebaixado pelo vento” (“*In the absence of dunes, the beach landward of the active shore line and berm is often characterized by a ‘deflation plain’ from which sand is removed and the profile lowered by wind.*”).

Corbett (1993) estudando sedimentos eólicos antigos, na Namíbia, individualiza, no mapeamento, uma bacia de deflação em forma de cunha, em planta, com 20 quilômetros de largura e 125 km de extensão, a sul do mar de areia da Namíbia (*Namib Sand Sea*). Segundo ele, a faixa do terreno de maior energia do sistema atual é delimitada pela bacia de deflação e o cinturão costeiro de dunas transversas compostas ao longo da borda oeste do principal mar de areia da Namíbia, que Ward (1984, *apud* Corbett, 1993), havia demonstrado ser consideravelmente mais dinâmico, do que o sistema de dunas lineares ao leste.

Concluindo, o referido autor sugere que, “o material deflacionado do ambiente de praia entra no sistema eólico via corredores de transporte eólico, que varia em largura, de 1 a 2 quilômetros, deslocando-se paralelamente à superfície prevalecente, que é a superfície de fluxo de vento para o sul, e são caracterizados por condições muito altas de fluxo de areia. As passagens, nestes corredores de transporte eólicos, através da bacia de deflação resultam por um encadeamento de dunas barcanas, que migram notavelmente ao longo de trajetórias retilíneas.”

Kocurek (1996) chama estas bacias ou planícies de deflação, de áreas interdunares (*Interdune areas*). Segundo ele, estas calhas entre dunas variam de planície (*flat*) a depressão (*depression*) interdunar. Reineck & Singh (1980) individualizam três tipos de depósitos de sedimentos eólicos, em regiões desérticas: depósitos de poeiras (*dust*), depósitos de areia (*sand*) e depósitos residuais de deflação (*deflation lag*). Os depósitos de poeira são formados pela deposição de argilas e siltes

transportados por longas distâncias. Os depósitos de areias são acumulações de areias bem selecionadas, formando dunas.

Os depósitos residuais de deflação são constituídos de sedimentos de granulometria de cascalho, que se concentram, formando um pavimento nos locais onde as areias e poeiras foram deflacionadas. Estas áreas, onde o sedimento mais fino foi retirado, formam, às vezes, uma depressão cujo nível de base é limitado pelo lençol freático. Nas regiões desérticas podem formar os depósitos de *hamada*, que são áreas de erosão eólica.

Estes autores chamam a atenção nos campos de dunas costeiras para as áreas interdunares; “As vastas áreas de mares de areia (*sand seas*), onde as dunas de areia são abundantemente encontradas, têm também áreas planas, sem estruturas, situadas entre áreas das dunas de areia-interdunas. As áreas interdunares são áreas de deflação ativa, embora possa haver alguma sedimentação. Algumas vezes as áreas interdunares ocupam áreas superficiais superiores às das dunas de areia associadas. As áreas interdunares são constituídas de acamamento horizontal. A laminação é bem-desenvolvida e têm alguns milímetros de espessura. O desenvolvimento da laminação é um resultado do movimento da superfície de escorregamento e saltação dos grãos de areia. Os depósitos interdunares podem ser preservados sob as dunas de areia que migraram”.

As planícies de deflação estão definidas na Lei nº 13.786, de 30 de junho de 2006 como: “superfícies planas horizontais, ou ligeiramente inclinadas, que se estendem desde o limite de maré alta, até à base do campo de dunas. Nestas superfícies predomina a remoção de sedimentos pelos processos eólicos, com formação de feições residuais.”

Esta unidade geoambiental e morfológica, embora com poucas referências na literatura nacional, tem sido estudada e referida por diversos autores em publicações internacionais. Na opinião de Carter *et al.* (1990), “A formação de uma superfície imóvel marca o limite da mobilização eólica, e deste modo, o suprimento de sedimento, e introduz um domínio aerodinâmico distinto através da criação de uma nova camada de interface”.

Hesp & Thom (1990) consideram que elas “são comumente encontradas ao longo das bordas voltadas para o mar, dos campos de dunas progressivas, que migram para o continente.”

Segundo eles, estas planícies de deflação “são alongadas e formam superfícies relativamente extensas e planas e que são muito comuns na costa leste da Austrália”.

Eles ainda sugerem o mecanismo de formação: “inicialmente, as dunas frontais (*foredunes*) já estabilizadas são erodidas pelas ondas e escarpadas. A erosão do vento retira a vegetação da face de sotavento (*steep stoss*), resultando numa erosão gradual e para retaguarda (*backwearing*). À medida que a escarpa é erodida, sua frente retrai rumo ao continente, e uma superfície de deflação começa a se formar na região voltada para o mar. Bacia de deflação formou-se e vai se tornando cada vez mais larga.”

Para estes autores, “As areias transportadas da bacia de deflação e erodidas das dunas frontais são transportadas para o continente, para formar lençóis de dunas transgressivas, tabulares e onduladas

que recobrem as antigas faces de barlavento de dunas frontais ou dunas mais antigas que avançaram mais para o continente. Este processo continua até que a duna frontal inteira tenha sido removida e uma planície de deflação tenha ocupado a antiga posição da duna frontal. A deflação prossegue até que o nível de base tenha sido atingido” (Hesp & Thom, 1990).

Uma feição comum planícies de deflação, por ser, ela própria, um agente de deflação é o *blowout*, traduzido por Maia (L.P. Maia, comunicação verbal, 2000) como “*corredor preferencial de deflação*” (Leal, 2003).

Carter *et al.* (1990) consideram que “O termo genérico *blowout* é normalmente empregado para descrever uma cavidade, depressão, buraco ou baixada dentro de um complexo dunar”. Melton (1940) usou o termo para descrever dunas parabólicas, geradas por deflação de superfícies de areia.

Já Bagnold (1941), o define como uma abertura escavada pelo vento no lado oposto (*otherwise*) de uma duna transversa contínua. Os corredores preferenciais de deflação (*blowouts*) formam-se rapidamente em dunas vegetadas, onde morfologias estáveis e instáveis podem coexistir (Carter *et al.*, 1990).

Na realidade, os corredores preferenciais de deflação (*blowouts*) podem evoluir independentemente da erosão eólica, por exemplo, nas calhas entre duas cristas de dunas móveis sucessivas, ou por areia depositada em volta de cavidades, como no caso de dunas móveis, que estão se formando. Nestes casos eles ficam mais na frente das dunas (Figura 19).

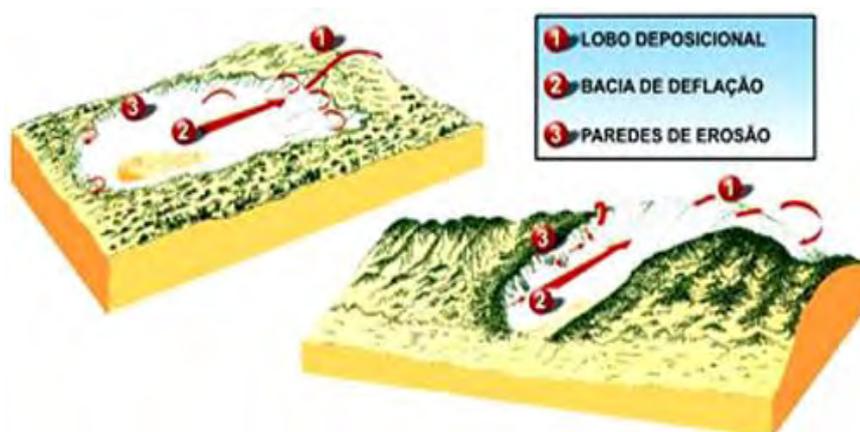


Figura 19 - Principais modos de formação de corredores preferenciais de deflação (*blowout*) (Modificado de Hesp, 2000). Fonte: Leal (2003).

Eles podem ser cavidades rasas, de forma oval ou de molheira, as bordas com forte inclinação e deposição de areia, em forma de uma cauda, do lado do transporte do vento. Noutros casos, eles formam calhas alongadas, profundas e estreitas e paredes de inclinação mais forte e maior quantidade de areia, depositada no sentido do vento (Foto 14).

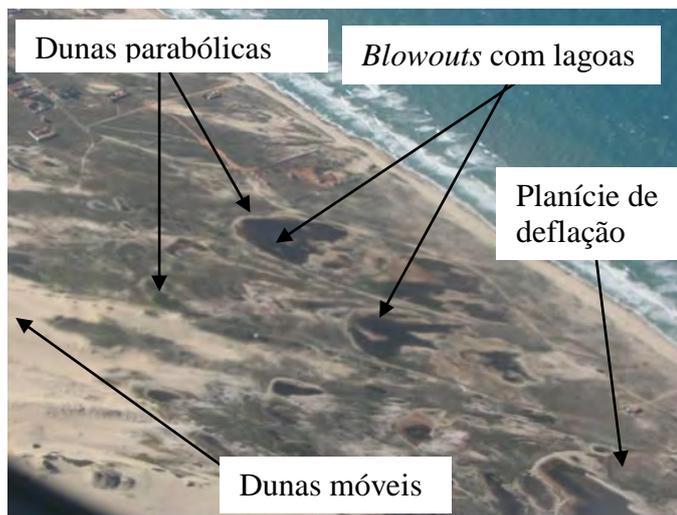


Foto 14 - Formação de dunas parabólicas a partir de *blowouts* entre o campo de dunas móveis e a planície de deflação, em Sabiaguaba, segundo o modelo de Hesp (2000). Foto aérea inclinada (2008).

À medida que as paredes destes corredores vão se desmoronando, e o vento transportando a areia do interior, estas cavidades vão se alargando. O aprofundamento se faz até que seja atingido o nível de água ou um horizonte mais resistente, ou mais grosso. O vento é mais veloz ao longo da porção central da cavidade, por isso, a deposição de areia, na extremidade do corredor no sentido do fluxo, forma uma meia lua, com recurvamento para fora. Se o vento continua soprando com intensidade, estes corredores continuam evoluindo no sentido do vento.

Elas se distinguem dos terraços marinhos pelo fato destes últimos serem formados de sedimentos mais grossos, com seixos de quartzo, arenito e sílex além de conchas e carapaças de animais marinhos.

Quando os terraços marinhos são formados por um recuo mais lento do mar, eles mostram ondulações paralelas à costa, que são vestígios de antigos cordões litorâneos, que foram sucessivamente soldados ao continente. No caso dos terraços marinhos terem sido retabalhados pela dinâmica eólica e remoção das areias através de *blowouts*, a distinção torna-se mais difícil.

Assim, convencionou-se, neste trabalho, denominar a unidade geoambiental, pelo agente modelador, que imprimiu, no terreno, o maior número de feições resultantes. Por exemplo, se a maior superfície de área em questão estiver recoberta de *blowouts*, *rebouts* e ondulações irregulares de sedimentos eólicos, seria considerada planície de deflação. Se, ao contrário, dominar ondulações paralelas à costa com sedimentos grossos e carapaças de animais marinhos em altitudes, não superiores a 5 metros, elas seriam mapeadas como terraços marinhos.

Na orla de Fortaleza até o porto é muito difícil individualizar, hoje, a planície de deflação. Uma quebra na topografia, da praia para o interior, marcaria o limite das antigas falésias mortas, que estão recobertas pelas areias das dunas costeiras. O trecho plano, entre o limite das bermas e a faixa ondulada, seria a planície de deflação, hoje ocupada por imóveis.

Na Praia do Futuro, embora com menor densidade de ocupação, nem sempre é fácil delinear os contatos da planície de deflação, com as outras unidades geoambientais. Porém, em Sabiaguaba é possível identificar não apenas os limites da planície de deflação, como também as feições mais características desta unidade (Fotos 15 e 16).



Foto 15 - Detalhe do *blowout* que inicia na duna frontal em Sabiaguaba, no limite leste da bacia do rio Cocó.

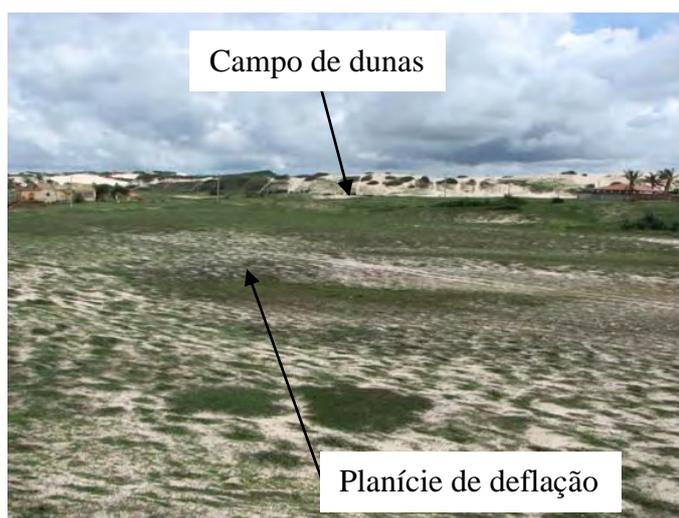


Foto 16 - Planície de deflação no primeiro plano e, ao fundo, campo de dunas, em Sabiaguaba, no limite leste da bacia do rio Cocó.

Na Foto 14 dá para se perceber a planície de deflação, entre a praia e o campo de dunas costeiras. Os *blowouts*, hoje com lagoas intermitentes no interior, vão evoluindo para as dunas parabólicas, devido ao desenvolvimento da vegetação, dentro do modelo sugerido por Hesp (2000) (Figura 20).



Figura 20 - Evolução de uma duna parabólica a partir de um corredor preferencial de deflação (Modificado de Hesp, 2000). Fonte: (Leal, 2003).

As dunas parabólicas se formam depois das dunas frontais, com uma forma planar, raramente ultrapassando 5 a 10 metros de altura, e forma alongada em que, num campo de dunas, ou planície de deflação, os flancos foram fixados pela vegetação e a porção central se deslocou, no sentido do movimento do vento, formando uma parábola ou um “U”. Devido este mecanismo, seus flancos, que são alongados apontam para o lado onde sopra o vento, e, a frente curva, voltada para o sentido do transporte eólico. É comum o aparecimento de lagoas interdunares entre os braços da duna parabólica. Sua origem está também relacionada ao desenvolvimento de corredores preferenciais de deflação (*blowouts*), em que o núcleo é erodido e flancos fixados pela vegetação (Foto 14 e Figura 20).

5.2.1.8. Dunas Costeiras

A Resolução CONAMA nº 303, de 20 de março de 2002 define duna como “unidade geomorfológica de constituição predominantemente arenosa, com aparência de cômodo ou colina, produzida pela ação dos ventos, situada no litoral ou no interior do continente, podendo estar recoberta, ou não, por vegetação”. Pye & Tsoar (1990) propõem uma definição mais simples para as dunas eólicas, considerando-as como sendo “uma crista ou morro de areia empilhada pelo vento”, e sugerem que, elas, individualmente, podem ter comprimentos de um metro a dezenas de quilômetros, e alturas inferiores a um metro, até mais de 150 metros.

A classificação de dunas simples adotada por LABOMAR-SEMACE (2006) no mapeamento das unidades geoambientais, foi baseada naquela proposta por Pye & Tsoar (1990) e adaptada para abranger apenas os tipos existentes no litoral cearense (Figura 21). E é ela que será utilizada nesta tese, principalmente por basear-se no modo de acumulação de areias. Nesta classificação, as dunas mais comuns no Estado do Ceará são: barcanas, transversais, *sand sheet*, parabólicas e *hummock*. Porém, no mapeamento das unidades geoambientais foram individualizados apenas as paleodunas, dunas fixadas por vegetação, eolianitos, dunas móveis (LABOMAR-SEMACE, 2006). Na área da bacia do rio Cocó ocorrem todas estas unidades, exceto os eolianitos, pois isso, não serão tratados aqui.

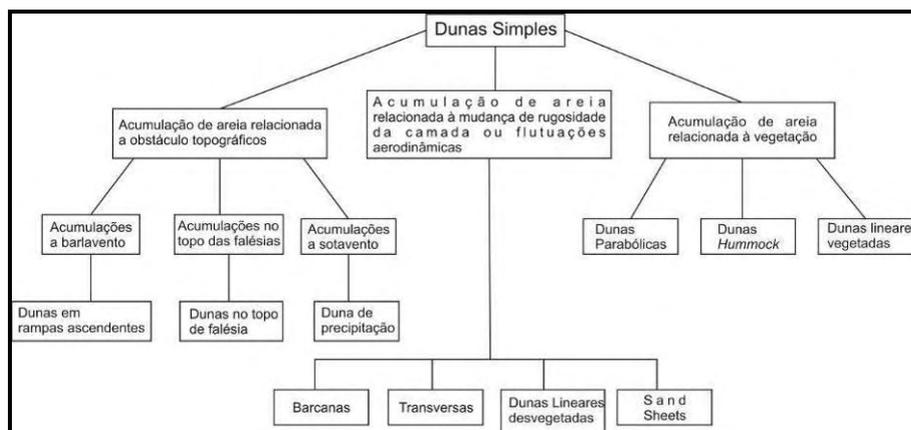


Figura 21 - Classificação de Dunas Simples (Modificada de Pye e Tsoar, 1990). Fonte: Maia *et al.* (2005).

5.2.1.8.1. Paleodunas

As paleodunas são definidas pela Lei nº 13.786, de 30 de junho de 2006, como “depósitos eólicos mais antigos, sem forma definida, apresentando na porção superior desenvolvimento de solos. Apresenta cores avermelhadas em função do grau de oxidação do ferro”.

Elas podem ocorrer nos mais variados tipos de litoral. Sua origem depende do tamanho do sedimento, característica do perfil de praia e regime de ventos. (Short & Hesp, 1982 e Carter, 1986).

Elas são consideradas as dunas mais antigas do litoral do Estado do Ceará. Seu cimento é limonítico, daí sua coloração vermelha. Normalmente, repousam sobre os sedimentos arenosos da Formação Barreiras, geralmente confundidas com esta formação, devido à coloração avermelhada, mas sua granulometria é mais uniforme, homogênea e fina, graças à seleção dos grãos, pela dinâmica eólica.

São raros seus afloramentos em Fortaleza, principalmente por ser uma areia ideal para construção civil. Boa parte das paleodunas, ou foi minerada ou está soterrada pelas dunas fixas, dunas móveis, ou encoberta pela ocupação urbana.

O mais extenso afloramento desta unidade pode ser encontrado entre a Cidade 2.000 e Cidade do Fortal, estendendo-se para sul até o vale do rio Cocó. O topo plano se situa grosso modo entre as cotas 20 e 25 m (Foto 17).

É nesta região que se observa os melhores afloramentos da paleodunas por causa dos antigos barreiros, que eram lavrados para produzir areia para construção civil

Uma amostra coletada numa paleoduna, recoberta por uma duna vegetada parabólica (Foto 21) a sul da Cidade 2000 (coordenadas 560.133 e 9.584.312), depois de datada por termoluminiscência opticamente estimulada, revelou uma idade de 40.000 ± 4.200 anos A.P., a mesma daquela de paleoduna estudada por Tsoar *et al.* (2008) em Lagoinha ($40,85 \pm 4,6$ ka) e bem próxima da amostra, também de paleoduna entre Coité e Pecém ($37,6 \pm 4,7$ ka)

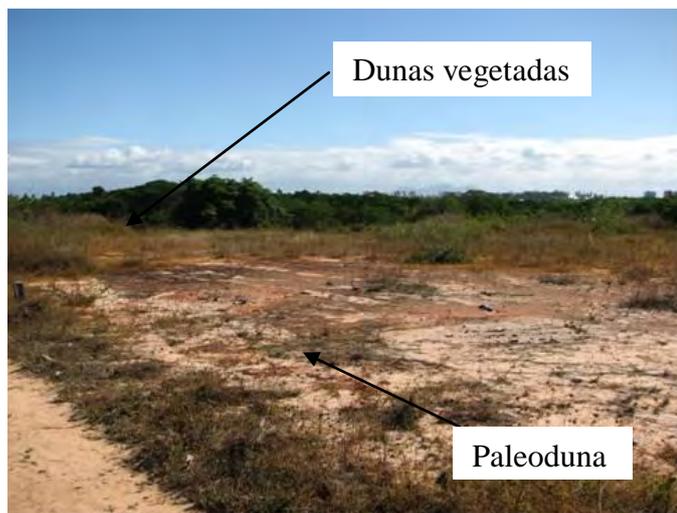


Foto 17 - Paleoduna sobre o arenito Barreiras, com topo plano e recoberta por dunas vegetadas, ao fundo, na Cidade do Fortal.

5.2.1.8.2. Dunas Fixas

A vegetação é fundamental na fixação das dunas. Pye & Tsoar (1990) consideram que ela é o principal fator de controle da forma das dunas costeiras, citando como as mais comuns as dunas *hummock*, parabólicas e lineares vegetadas.

As dunas *hummocks* são montes de areia de forma irregular, com a superfície parcial ou totalmente vegetada, e altura média inferior a 10 metros, embora possam atingir 30 metros.

Dentro deste tipo de dunas, Pye & Tsoar (1990) englobaram *hedgehogs*, *shadow dunes*, *coppice dunes*, *nebkas* e *rebdous*. Elas são mais comuns em áreas de erosão eólica, como as planícies de deflação e campos de dunas móveis, em processo de deflação intensa. Pelo tamanho, são difíceis de serem mapeadas, mesmo em escala de semi-detalhe.

As dunas parabólicas, dentre as fixadas pela vegetação, são aquelas mais conspícuas nas fotos aéreas, ou imagens de satélite, pela sua forma de parábola, ou mesmo grampo de cabelo (*hairpin*). Em planta, elas têm forma de “V” ou “U”, com os braços laterais apontando o rumo de onde vêm os ventos dominantes.

Pye & Tsoar (1990) supõem que esta forma é função da intensidade e variabilidade da direção do vento, fonte e quantidade de areia disponível, além da natureza dos terrenos vegetados, sobre os quais as dunas migram (Foto 18).

Nas fotos aéreas de 1958 é possível observar belos exemplos de dunas parabólicas, entre o rio Cocó e a praia do Futuro, na região onde hoje está a Cidade 2.000 (Foto 19). Estas dunas se estendem desde a praia o Futuro, até o alto estrutural da Avenida Sebastião de Abeu.

Elas recobrem toda a planície fluvial, entre aquela avenida e a Cidade do Fortal. Tanto na Cidade 2000, quanto na Cidade do Fortal, as dunas fixas (parabólicas) recobrem as paleodunas (Foto 20 e 21), numa cota sensivelmente superior a do vale do rio Cocó e, mesmo, em alguns casos, ao topo da Formação Barreiras.



Foto 18 - Dunas parabólicas em Sabiaguaba. Foto aérea inclinada (2008).

Como as dunas parabólicas recobrem uma morfologia que era bem acidentada, elas atingem cotas de 30 metros, nas proximidades da Avenida Sebastião de Abreu, 17 metros entre a Cidade 2.000 e a Avenida Santos Dumont, 23 metros na lagoa do Gengibre, e 30 metros, à norte da Cidade do Fortal, em frente ao lago artificial, atingindo as cotas mais altas, a leste, para o lado da margem esquerda do rio Cocó, nas proximidades da foz (cota 50 metros).

A cota média das cristas das dunas parabólicas é da ordem de 30 a 35 metros. Foram coletadas três amostras de dunas fixas entre a Cidade 2.000 e Cidade do Fortal. Uma revelou idade de 7.300 ± 840 anos A.P. (coordenadas 560.134 e 9.544.548), outra 2.700 ± 450 anos A.P. (coordenadas 558.568 e 9.584.898), e, a terceira, 1.300 ± 250 anos A.P. (coordenadas 558.676 e 9.584.960).

A feição mais conspícua destas dunas parabólicas quase que totalmente vegetadas é o alinhamento sistemático N70W, que corresponde aos seus braços. À medida que se caminha para leste e norte, estas dunas parabólicas vão dando lugar às dunas móveis da praia do Futuro, muitas vezes recobertas de vegetação pioneira de gramíneas.

5.2.1.8.3. Campos de Dunas Móveis

O avanço do mar sobre o continente vai ocasionar a erosão do litoral, com redistribuição dos sedimentos ao longo das praias. Devido à abundância deste sedimento, parte dele é retirada pelo vento, para formar os campos de dunas e lençóis dunares.

Em sua trajetória, rumo ao continente, elas avançam para o interior, até se dissiparem, se não são fixadas pela vegetação.

Os lençóis dunares são “áreas de areias predominantemente eólicas com as faces de deslizamento geralmente ausentes” (Kocurek & Nielson, 1986, *apud* Pye & Tsoar, 1990). Tal como as dunas de areia, a granulometria é basicamente areia fina, mas contém também silte e o selecionamento é mais pobre e distribuição bimodal.

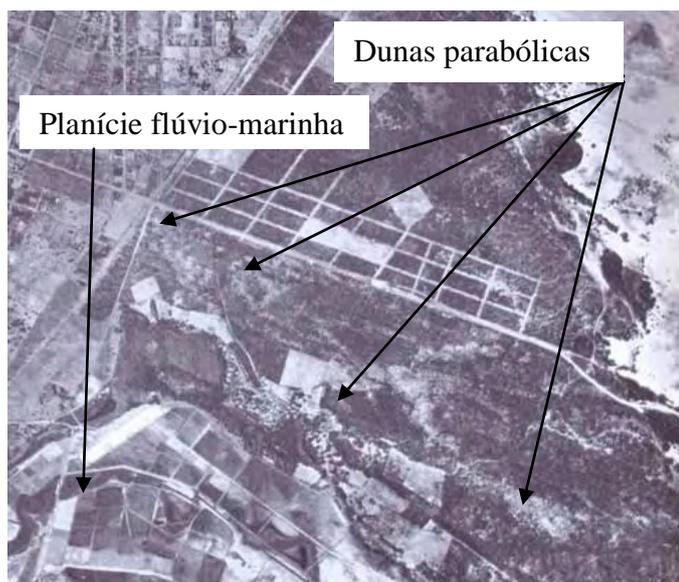


Foto 19 - Foto aérea de 1958 mostrando dunas parabólicas, onde hoje está a Cidade 2.000, até a Avenida Santos Dumont. Na porção SW, aparecem as planícies fluvial e flúvio-marinha do rio Cocó, onde está hoje o Shopping Center Iguatemi.

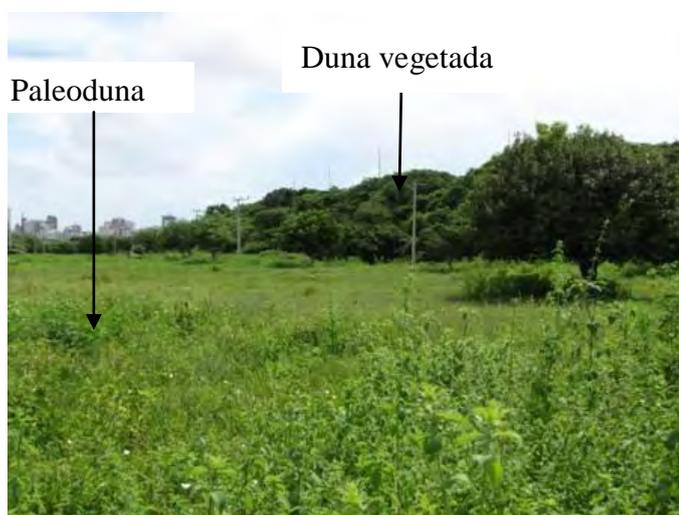


Foto 20 - Duna fixa com vegetação fechada, sobre as paleodunas da Cidade do Fortal

As dunas de areia fina se formam devido à rugosidade do terreno ou variações aerodinâmicas (Pye & Tsoar, 1990) e o tipo mais comum no litoral do Ceará é a barcana, que pode ocorrer isolada, como em Jericoacoara, ou formando campos de dunas progressivas, por coalescência.

Eles se formam pelo avanço das areias no sentido do vento sobre o continente, inclusive terrenos vegetados. Podem se estender, em superfície, por vários quilômetros quadrados. O campo de dunas móveis da APA de Canoa Quebrada, por exemplo, tem aproximadamente 1.700 hectares de área superficial e, algumas dunas chegam a avançar 9,3 metros por ano (Leal, 2003).

Na região entre Iguape e Prainha forma-se um campo de dunas costeiras móveis que se prolonga por todo o município de Fortaleza. Estas dunas de areias móveis podem se instalar em topo

de falésia (*cliff-top dunes*), ou em rampas ascendentes, que são comuns no litoral cearense (LABOMAR-SEMACE, 2006).

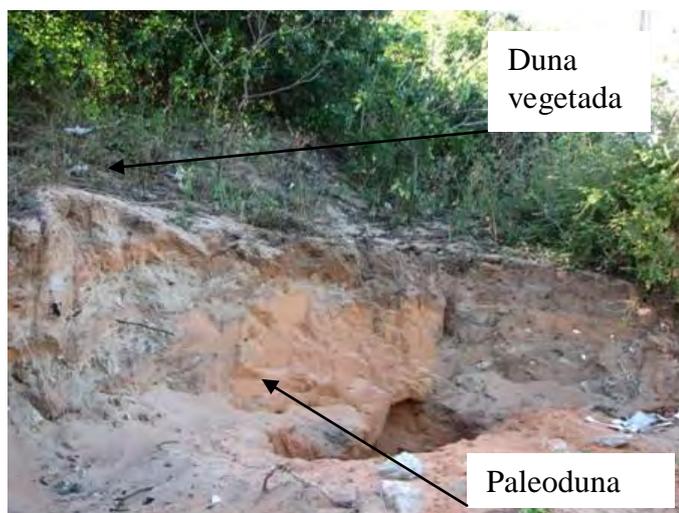


Foto 21 - Detalhe da duna fixa sobre a paleoduna a sul da Cidade 2.000.

No limite leste da bacia do rio Cocó, perto da foz, um grande campo de dunas se inicia em Sabiaguaba e é interrompido apenas pelo canal do rio Cocó (Foto 22).



Foto 22 - Dunas avançando sobre a margem direita e o último manguezal da margem direita do rio Cocó, na ponte de Sabiaguaba.

Além deste campo de dunas de Sabiaguaba, existe aquele da praia do Futuro, que se estende além da Avenida Santos Dummont, em cujas cristas localiza-se o ponto mais alto de Fortaleza. A maior parte deste campo de dunas, originalmente móveis, está recoberto de construções. Porém, examinando a fotografia aérea de 1968, é possível notar que, na praia do Futuro, inicia este campo de dunas móveis, prolongando-se continuamente, para oeste, até a enseada do Mucuripe, quando é interrompido no vale do riacho Maceió, riacho este que estende para sul pela lagoa do Papicu.

A partir da Varjota, novo campo de dunas volta a aparecer atingindo o ponto máximo no seminário da Prainha, sendo recortado, mais a oeste, pelo riacho Pajeú, que constitui outra bacia hidrográfica (Foto 23).



Foto 23 - Fotografia aérea de 1968 mostrando o campo de dunas contínuo, desde a Praia do Futuro, até a enseada do Mucuripe, e limitado a sudoeste, pelas dunas vegetadas, e o vale do riacho Maceió, com a lagoa do Papicú, e o vale do rio Cocó, a sul.

5.2.2. Corredores Fluviais

Um conceito novo que tem tomado impulso nos últimos tempos é o de Recuperação de Corredores Fluviais. Ele está muito bem sintetizado no National Engineering Handbook, do USDA – Natural Resources Conservation Service, publicado em 1998 e revisado em 2000, na parte 653, referente à Stream Corridor Restoration, de responsabilidade do Federal Interagency Stream Restoration Working Group - FISRWG.

A terminologia é nova, e os termos foram redefinidos, por isso os temas sobre rios e riachos abordados neste item são todos baseados nestes conceitos. As paisagens (*landscapes*) e os corredores fluviais (*stream corridor*) são ecossistemas que podem ocorrer em diferentes escalas espaciais.

Para entender o seu funcionamento é preciso levar em conta que ele envolve o movimento de material e várias fontes de energia, como aquecimento e resfriamento das águas, atividade de organismos vivos, seja em ambientes internos, ou externos (Leal, 2003).

Segundo FISRWG (2000), numa paisagem, a estrutura espacial pode ser definida através de quatro termos: matriz, mancha, corredor e mosaico (Figura 22):

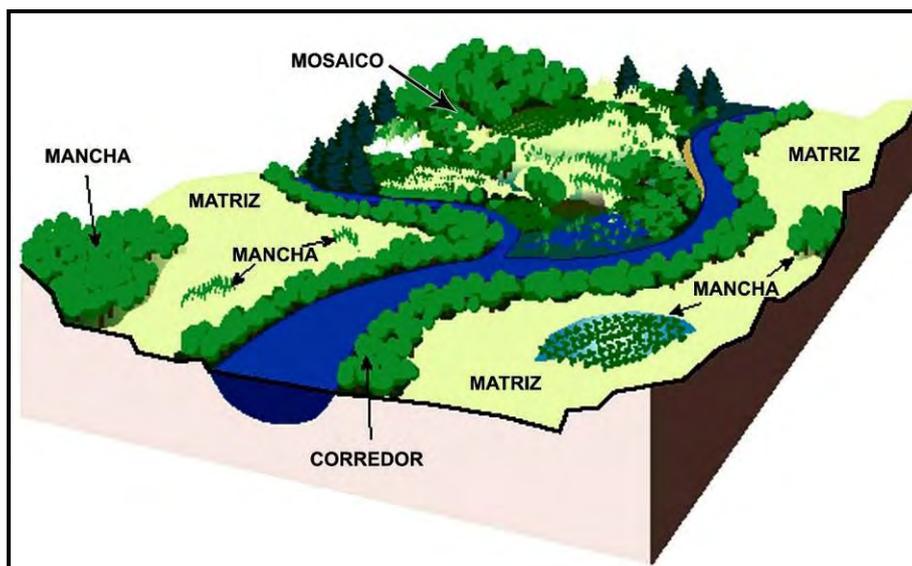


Figura 22 - Estrutura Física e Tempo em Escalas Múltiplas. (Modificado de Federal Interagency Stream Restoration Working Group, 2000). Fonte: Leal (2003).

Matriz pode ser definida como uma cobertura de terra (*land cover*), que é dominante e interconectada com a maioria das superfícies de terra. Comumente, a matriz representa florestas, ou campos cultivados, mas teoricamente pode ser qualquer cobertura de terra.

Mancha (*patch*) é uma área não linear (polígono), que é menor do que a matriz, e se diferencia no seu interior.

Corredor (*corridor*) é um tipo especial de mancha, que une as outras manchas na matriz. Tipicamente, um corredor tem forma alongada ou linear, tal como corredor fluvial (*stream corridor*).

Mosaico (*mosaic*) seria um grupo de manchas, em que nenhum deles é suficientemente amplo, para estar interconectado através de toda a paisagem.

Outro aspecto importante é a escala temporal, que é um conceito crítico no planejamento e projeto de restauração de um corredor fluvial, correspondente ao tempo. O uso da terra é fator que pode perturbar um corredor fluvial, que vai se agravando, com o passar do tempo. E, finalmente, não pode ser descartado um fenômeno natural, mas que é normalmente agravado, com a atividade antrópica: inundação. Sua frequência é que vai dar a previsão da probabilidade dela acontecer (FISRWG, 2000).

Pelo fato dos movimentos de material, energia e organismos, estarem ligados ao deslocamento das águas, o conceito de bacia hidrográfica é de fundamental importância, no planejamento e execução de restauração de corredores fluviais. No entanto, não se pode falar em “escala”, no caso de bacia hidrográfica, embora ela possa ocorrer em escalas múltiplas. A bacia hidrográfica é definida por

Dunne e Leopold (1978, *apud* FISRWG, 2000) como: “uma área de terra que é drenada pela água, sedimento e materiais dissolvidos, com um conduto comum em algum ponto do canal do riacho”.

Os Corredores Fluviais são formados pelo estuário e a planície fluvial, com seus meandros abandonados e lagoas. Nos estuários estão os canais dos rios e gamboas, a planície flúvio-marinha, suas vegetações e depósitos de canal, marginais e da planície de inundação.

Prichard (1967) define estuário como, “um corpo d’água costeiro, semi-fechado, com livre comunicação com o mar no qual a água salgada é mensuravelmente diluída com a água doce oriunda da drenagem continental”. Dalrymple *et al.* (1992) tornam mais simples sua conceituação, definindo-o como “vale de rios afogados”.

A Environmental Protection Agency dos Estados Unidos - USEPA define águas costeiras no manual “*Nutrient criteria – Technical guidance manual – Estuarine and coastal marine waters*” (2001), “como sendo aqueles sistemas marinhos que se distribuem entre o limite da maré alta média (*mean highwater*), da linha de base da costa, e a zona de quebra do gradiente topográfico da plataforma, ou aproximadamente 20 milhas náuticas, mar adentro, quando a plataforma continental é extensa”. Nos estuários encontram-se as planícies flúvio-marinhas, com seus manguezais, salgados e apicuns.

5.2.2.1. Planícies Flúvio-Marinhas

As planícies flúvio-marinhas são áreas planas de influência marinha do rio e se situam, como as praias, entre o nível médio de maré baixa e o nível médio de maré alta equinocial. No caso do Ceará, onde as marés são semi-diurnas, as partes mais baixas (médio-litoral médio) são recobertas de água do mar duas vezes por dia. As poções mais elevadas (médio-litoral superior) somente são atingidas durante as marés altas de sizígia (lua cheia e lua nova), a cada quinze dias.

O médio-litoral médio corresponde à área da planície flúvio-marinha, situada entre os níveis médios das baixas-marés e preamares de quadratura, segundo a Resolução COEMA nº 02, de 27 de março de 2002 (DOE de 10/04/02). Sua importância decorre do fato de abrigar o mais importante ecossistema da planície flúvio-marinha: os manguezais.

Eles são considerados Áreas de Preservação Permanente (APP), pelo Artigo 3º da Resolução CONAMA nº 303, de 20 de março de 2002, que os define como: “ecossistema litorâneo com influência flúvio-marinha, que ocorre em terrenos sujeitos à ação das marés, formados por vasas lodosas ou arenosas recentes, às quais se associa, predominantemente, a vegetação natural, conhecida como mangue, com influência flúvio-marinha, típica de solos limosos de regiões estuarinas e com dispersão descontínua ao longo da costa brasileira, entre os estados do Amapá e Santa Catarina”.

Os manguezais são mais típicos de regiões equatoriais e não sobrevivem em climas frios rigorosos, por isso se distribuem preferencialmente nos trópicos entre os paralelos 23°27’N e 23°27’S. Porém, a temperatura não é único condicionante para formação de grandes manguezais. Walsh (1974) sugere a necessidade de algumas condições ambientais, para que isso aconteça, tais como: substratos

aluviais, onde predominam lodos ricos em matéria orgânica; costas desprovidas de fortes ondas, que impossibilitem a fixação dos propágulos (sementes); salinidade da água entre 0,5 e 3,0%; e, finalmente, marés de grande amplitude e costas com pequena declividade.

No estuário do rio Cocó, o manguezal estendia-se desde a foz até as proximidades da BR 116 (Figura 23 e Fotos 24, 25 e 26).



Figura 23 - Mosaico de fotografias aéreas mostrando todo o estuário do rio Cocó, desde a foz até a BR 116. Fonte: SEMACE

Na margem direita do rio, na última curva (Foto 26), logo depois que recebe as águas do rio Coaçú, até a foz, os manguezais estão sendo soterrados pelo avanço do campo de dunas costeiras de Sabiaguaba.

Neste mesmo local, o rio Cocó exumou um mangue, que por sua vez está sendo englobado, juntamente com os mangues atuais, pelas dunas móveis, que avançam para o rio (Fotos 27 e 28).

É importante notar que o mangue soterrado está no médio litoral-médio atual, onde crescem os mangues, entre as marés alta e baixa de quadratura.

Isto significa que o soterramento do antigo manguezal pelas dunas de Sabiaguaba, se deu sem grandes oscilações do nível do mar, em época bem recente, já que na regressão que se seguiu à Última Transgressão, há 5.100 anos, a cota do mar baixou 5 metros (Meireles & Maia, 1998).



Foto 24 - Lagamar, no limite sul do estuário do rio Cocó. Foto aérea inclinada (2008)



Foto 25 - Manguezal da região média do estuário do rio Cocó. Foto aérea inclinada (2008)



Foto 26 - Manguezal da foz do rio Cocó. Foto aérea inclinada (2008)



Foto 27 - Exumação do mangue soterrado situado entre as marés alta e baixa de sizígia, na margem direita do rio Cocó, em Sabiaguaba, e avanço das dunas sobre o canal do rio.



Foto 28 - Detalhe do mangue soterrado e exumado na margem direita do Cocó, em Sabiaguaba, com crescimento mangues.

Em termos locais, este soterramento do mangue pelas dunas, hoje exumado, é nitidamente posterior à formação dos *beachrocks*. Como foi visto anteriormente, existem na foz do rio Cocó três horizontes de *beachrocks*, formados em condições de oscilação do nível do mar, antes dele se estabilizar no nível atual, onde se situa o mangue aterrado e os mangues atuais.

Esse avanço das dunas móveis sobre o canal do rio vai dando origem a ilhas como as de Sabiaguaba até a foz, muitas vezes com colonização de mangues, quando o topo dos sedimentos do canal do rio está situado dentro do médio litoral-médio (Foto 29).

Como o rio não tem mais energia para empurrar estes sedimentos provenientes das dunas, nas oscilações dos níveis de marés, eles vão sendo redistribuídos quase sempre apenas na secção do canal, diminuindo a secção da calha do rio, mas, em compensação aumentando a superfície ocupada pelo manguezal. Um caso típico é aquele entre a confluência com o Coaçu e a última curva, na margem direita, onde é possível observar cinco estratos de mangue (Foto 30).

Os dois ecossistemas que são encontrados no litoral-médio superior são os salgados e apicuns. Os salgados foram definidos pela Resolução COEMA nº 02, de 27 de março de 2002 (DOE de 10/04/02), “Salgado: é o ecossistema desprovido de vegetação vascular desenvolvendo-se entre o nível médio de preamares de quadratura e o nível das preamares de sizígia equinociais, em faixa de terra hipersalina, com valores de água intersticial acima de 100 ppm (partes por milhão), normalmente situado em médio-litoral superior”. Devido à sua alta salinidade (daí o nome) os salgados somente são colonizados pelas gramíneas halófitas, como o pirrixio (Foto 31).

Cunha (1978) define apicum, ou apicu, como “brejo de água salgada à beira-mar”, ou também, “limite da terra firme com o mangue”.

Ele cita uma referência contida nos Anais da Biblioteca Nacional do Rio de Janeiro (ABN), volume LXXXII de 1962, datando de 1596: “e nos metemos por huns mangues, e da banda dentro dêlles, no cabo de um apecu se meteu o dito marco de pedra com a dita marca”.

Portanto, sendo local onde se colocavam os marcos, deveria ser o sítio mais elevado do ambiente de manguezal. Por serem terrenos salinos, mas não tanto quanto o salgado, e terras quase sempre emersas, os apicuns são colonizados por capins, cactos e carnaubeiras.

Em suma, os salgados e apicuns foram definidos pelos intervalos de cotas do estuário, de acordo com as marés de cada local, sendo que o salgado se instala sempre, entre o nível médio de marés de preamar de quadratura, e o nível médio de preamar de sizígia.

Os apicuns, que constituem a partes mais elevadas da planície flúvio-marinha, são encontrados apenas acima do nível de maré alta de sizígia, e abaixo do nível médio de marés de preamar equinocial.

Os salgados, comumente, estão associados ao sistema manguezal, mas podem ocorrer como transição entre a planície flúvio-marinha e a planície fluvial, e, em alguns casos, os tabuleiros.



Foto 29 - Depósitos de areias das dunas, no leito do rio Cocó sendo colonizados pelos mangues ampliando as áreas de manguezal em Sabiaguaba. Fotografia aérea inclinada (2008).



Fotos 30 - Cinco estratos de mangues, na margem direita, entre a confluência com rio Coaçu, e a última curva do rio Cocó.

O apicum é definido, nesta mesma resolução COEMA nº 02/2002, como: “ecossistema de estágio sucessional tanto do manguezal como do salgado, onde predominam solo arenoso e relevo elevado, que impede a cobertura dos solos pelas marés, sendo colonizado por espécies vegetais de caatinga e/ou mata de tabuleiro”.

Apesar de pertencerem à planície flúvio-marinha, eles não são considerados Área de Preservação Permanente, por isso, até a década de 1950, os salgados do rio Cocó foram ocupados por salinas (Foto 32).



Foto 31 - Salgado em nível mais elevado cercado pelo manguezal na margem direita do rio Cocó antes da confluência com o Coaçu.

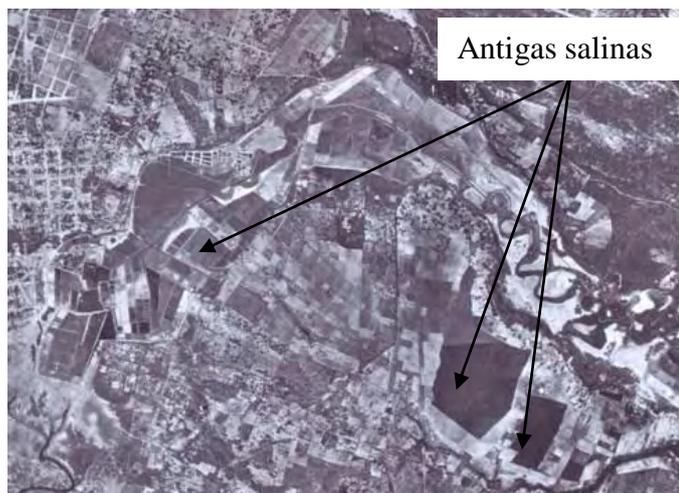


Foto 32 - Fotografia aérea de 1958 mostrando as antigas salinas sobre os salgados. A porção central da foto é a área que foi, posteriormente, aterrada, para construção do Shopping Center Iguatemi.

Estas antigas salinas e os salgados foram quase todos aterrados e ocupados por empreendimentos imobiliários, sendo a maior deles, o *Shopping Center Iguatemi*.

Restam, hoje, apenas algumas manchas, dentro do manguezal do Cocó, em ambas as margens, e entre o rio Coaçu, e rio Cocó (Fotos 32, 33 e 34).

Por conta da construção de salinas e posteriores aterros do médio litoral-médio é difícil, hoje identificar os antigos apicuns.

Em geral, os apicuns estão associados aos salgados, sobressaindo por suas cotas mais elevadas, mas raramente ultrapassam algumas dezenas de metros de diâmetro. Sua vegetação mais característica é constituída de carnaubeiras, mandacarus e capim.

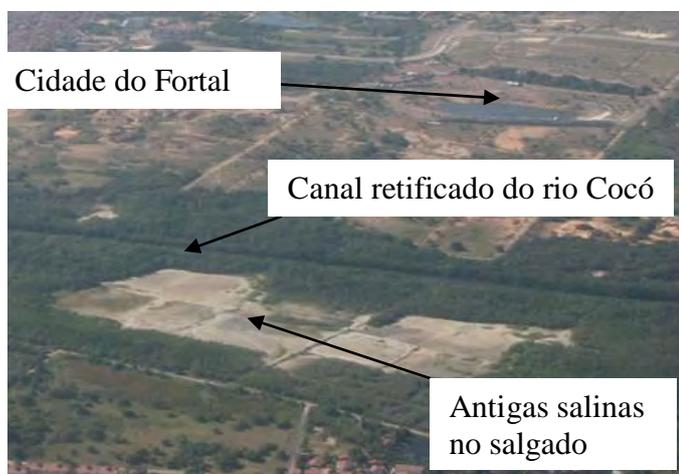


Foto 33 - No primeiro plano os salgados, com antigas salinas, no meio do manguezal, na margem direita do canal retificado do rio Cocó. No fundo, a cidade do Fortal. Foto aérea inclinada (2008).



Foto 34 - Salgados (áreas sem vegetação no centro da foto) entre os rios Cocó e o Coaçú (Lagoa Redonda-Sabiaguaba). Foto aérea inclinada (2008).

5.2.2.2. Planícies Fluviais

A planície de inundação de um rio, que não sofre influência marinha é a planície fluvial. Situa-se, portanto, em cada estuário, acima do nível superior do médio-litoral superior. É nela que se formam os depósitos fluviais, devido ao transbordamento do canal pelas águas do rio, nos períodos de cheia. O sedimento é predominantemente fino, salvo quando é coberta pelas areias de dunas.

Em termos de áreas inundáveis, ela pode ser subdividida em planície hidrológica e topográfica. A planície hidrológica corresponde aos terrenos adjacentes às margens dos rios e é freqüentemente inundada (a cada dois ou três anos).

Ela serve de espaço temporário para as águas expandirem, nos períodos de cheia, que inundam os terrenos, criando um retardo nesta inundação (*lag time of flood*), que ocorre entre o período médio das chuvas, e o máximo do escoamento superficial, quanto o solo atingiu a capacidade de campo (FISWG, 2000).

Estas cheias, embora se transformem em alagamento, elas são necessárias para remover os sedimentos do canal, pois à medida que a capacidade de carga das águas dos rios vai diminuindo, o sedimento produzido pela bacia hidrográfica, que vem sendo transportado, é depositado, entulhando a calha e causando inundações, antes do período de pico. A água do mar também é impedida de penetrar mais para o interior.

A migração lateral do canal vai gerando novas feições morfológicas, sumarizadas por Leal (2003), com base em FISWG (2000). As feições mais comuns nas planícies de inundação são (Figura 24):

Curvas de meandro (*meander scroll*), uma formação sedimentar gerada pela migração do canal;

Atalho (*chute*), um novo canal formado através da base do meandro, para encurtar o curso, deixando o meandro abandonado. À medida que ele cresce em tamanho, vai aumentando o fluxo, e a capacidade de transporte.

Meandro abandonado (*oxbow*), em inglês, usa-se um termo que representa a forma do meandro abandonado, ou seja, chifre de boi, depois que é criado o atalho.



Figura 24 - Morfologia e depósitos de uma Planície de Inundação. Modificado de Federal Interagency Stream Restoration Working Group, 2000). Fonte: Leal (2003).

Tampão de argila (*clay plug*), um depósito típico de solo que se forma da intersecção do meandro abandonado e o novo canal principal.

Lago de meandro abandonado (*oxbow lake*), um corpo de água criado depois que o tampão de argila isolou o meandro do curso principal.

Diques naturais (*natural levees*), formações construídas ao longo das margens de alguns riachos inundados. Quando a água, carregando sedimentos, ultrapassa as margens, a súbita perda de profundidade e velocidade ocasiona a deposição do sedimento mais grosseiro da suspensão, que se concentra nas bordas do canal.

Depósitos de rompimento de diques naturais (*splays*), depósitos em forma de delta de sedimentos mais grosseiros, que se formam, quando os diques naturais se rompem. Diques naturais e os depósitos de rompimentos destes diques evitam que, as águas ao atingirem a planície de inundação, retornem ao canal, quando o nível vai baixando.

Brejos de retaguarda (*backswamp*) é um termo usado para descrever as áreas cobertas de água das planícies de inundação, que se originam com a formação dos diques naturais.

O rio Cocó nas suas nascentes, quando ainda tem o nome de Pacatuba, praticamente não tem planície fluvial. O rio está encaixado nas fraturas das rochas cristalinas, concentrando suas energias potencial e cinética, para escavar apenas o fundo, sem erodir o vale, lateralmente.

Os pequenos riachos que descem a Serra da Aratanha, pela face barlavento, coalescem, até formar um canal mais amplo, que passa pelo balneário das Andréias, quase dentro de Pacatuba (Fotos 35 e 36).



Foto 35 - Nascentes do rio Pacatuba/Cocó, no topo da serra da Aratanha, entre os municípios de Maranguape e Pacatuba.

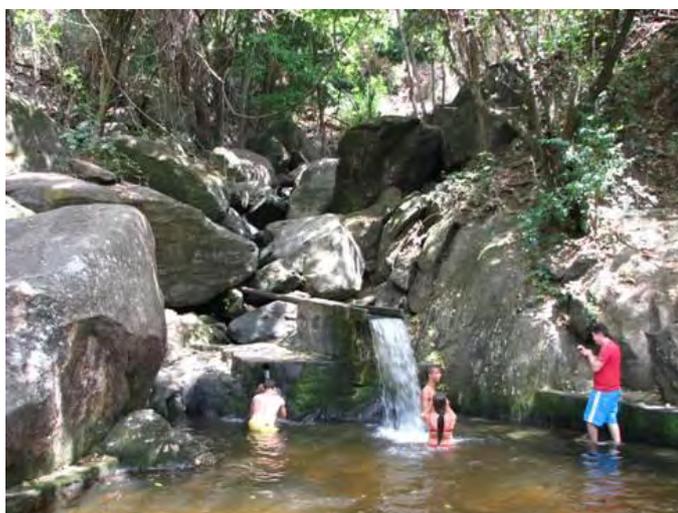


Foto 36 - Rio Pacatuba/Cocó na parte mais alta do balneário Bica das Andréias, em Pacatuba.

A planície fluvial se alarga quando desde a serra da Aratanha/Pacatuba e, em determinados locais, grosso modo, se confunde com a depressão Sertaneja, porém sua cota é inferior a esta última e pouco acima do talvegue (Foto 37).

É interessante notar que, neste trecho, há uma ampla planície, cortada pela CE -060 com uma vegetação densa, que muitas vezes não se percebeo limite entre a planície fluvial e depressão Sertaneja. A planície fluvial é mais marcante a leste desta rodovia, por sua superfície mais plana e uniforme. O riacho Gavião nasce um pouco mais a sul e segue o rumo norte.

Porém, apesar dos riachos Pacatuba e Gavião estarem próximos, eles não se encontram logo, correm alguns quilômetros paralelos. Suas planícies vão se aproximando até a altura do posto policial da cidade de Pacatuba. Lá, os riachos Pacatuba e Gavião se juntam para formar o rio Cocó.



Foto 37 - Talvegue do riacho Gavião em nível mais baixo, que a planície fluvial e depressão Sertaneja, ao lado da CE – 060, em Pacatuba.

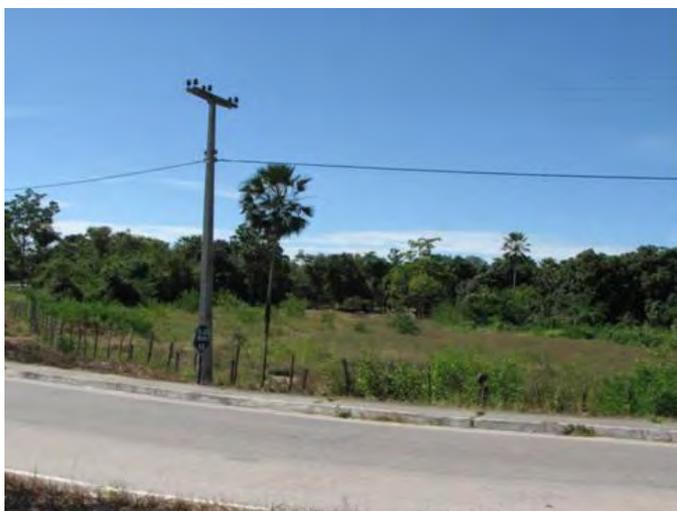


Foto 38 - Planície fluvial do rio Gavião/Cocó depois de receber as águas do riacho Pacatuba, à direita e a depressão sertaneja à esquerda, na CE – 060, em frente ao Posto Fiscal de Pacatuba.



Foto 39 - Rio Cocó, logo depois de cruzar a ponte do 4º Anel Viário.

Na margem leste da CE – 060, em Pacatuba, as planícies fluviais vão ficando mais largas, unem-se e continuam limitadas pela depressão Sertaneja, neste local o riacho Pacatuba encontra com o riacho Gavião (Foto 38).

Ao sul de Monguba, a planície fluvial é bem mais ampla e repousa sobre a depressão Sertaneja (Foto 47). No IV Anel Viário entre a CEASA e a BR – 116, a pista é cortada pelo rio Cocó, que já tomou esse nome, depois do açude Gavião (Foto 39).

Já no município de Fortaleza, quando os sedimentos da Formação Barreiras começam a aflorar e seu curso é menos controlado pelas estruturas brasilianas, sua planície, embora ainda um pouco retilínea, sofre oscilações devido aos meandros.

Na altura do Castelão (Foto 40), a planície fluvial é bem larga e atinge sua amplitude maior nas proximidades da BR - 116. Logo depois de cruzar esta rodovia, começa a haver influência das marés no canal do rio, que afoga o vale. A partir daí, a planície fluvial somente é observada em cotas mais elevadas, que as da planície flúvio-marinha. À medida que o curso vai de aproximando da foz, a planície fluvial vai se estreitando até quase desaparecer (Foto 26).

A única exceção é a sudeste da Cidade do Fortal, onde a planície fluvial bordeja as escarpas do arenito Barreiras e se estende até o sopé das dunas sobre falésia, da praia do Futuro, formando uma espécie de teatro grego. Nesta região é possível observar a sucessão de ambientes, médio litoral-médio, médio litoral-superior e planície fluvial, devido apenas a variação de cotas (Foto 41).



Foto 40 - Fotografia aérea de 1972 do rio Cocó, com sua planície fluvial e lagoas, no entorno do Castelão.

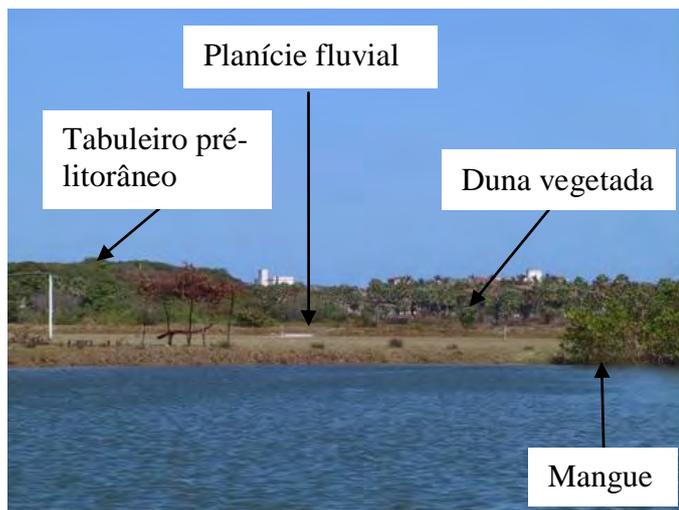


Foto 41 - Planície fluvial da margem esquerda do rio Cocó, com mangue no primeiro plano, à direita. Ao fundo, à esquerda, os tabuleiros de paleodunas e arenito Barreiras e, à direita, as dunas vegetadas da Praia do Futuro.

Na década de 1960, o Cocó foi retificado no trecho entre o que é hoje o Shopping Center Iguatemi e última curva do rio (comparar as fotografias aéreas de 1958 e 1968, Figuras 31 e 40), e o sedimento do fundo, lançado principalmente sobre a planície fluvial, da margem direita (Foto 42)



Foto 42 - Sedimento retirado do leito do rio Cocó e lançado sobre a planície fluvial da margem direita, quando a retificação de seu curso.

5.2.3. Terras Altas

As Terras Altas são áreas totalmente emersas, normalmente não inundáveis, mesmo nas grandes enchentes, e que foram modeladas por cursos d'água pretéritos. Neste ambiente foram individualizadas três unidades geoambientais: Tabuleiros Pré-litorâneos, Depressão Sertaneja e Maciços Residuais.

5.2.3.1. Tabuleiros Pré-litorâneos

Os tabuleiros pré-litorâneos, de acordo com a Lei nº 13.796, de 30 de junho de 2006, “são superfícies de erosão planas instaladas sobre os sedimentos da Formação Barreiras, que ocorrem

distribuídos em uma faixa paralela à linha de costa que penetra para o interior por dezenas de quilômetros”. Seu relevo é plano, mas se recortado pelos vales dos rios que deságuam no oceano, formando muitas vezes escarpas íngremes como em Fortim.

Chegam normalmente a se instalar no topo das falésias, embora na maioria das vezes, estas falésias estejam capeadas por dunas costeiras móveis ou paleodunas. Segundo Souza (1988), sua altitude média varia entre 30 e 50 metros, raramente ultrapassando 80 metros e declividade entre 2° e 5°. Mais recentemente, Bezerra (2009), estudando os tabuleiros pré-litorâneos do Estado do Ceará verificou, que na região de Fortaleza a declividade é de 0,12 graus.

Leal (2003) registra altitudes máximas de 52 metros em Aracati e médias de 25 a 32 metros, nas escarpas de Fortim, porém na entrada de Canoa Quebrada, o topo da Formação Barreiras tem cota de 14 metros.

Os solos desenvolvidos neste tabuleiro, em geral, tem pouco mais de um metro e são normalmente podzólicos vermelhos e amarelos (Brandão, 1995). Muitas vezes sobre ele se desenvolve um solo mais espesso e esbranquiçado, de areias quartzosas. São normalmente restos de dunas dissipadas, muito comuns na CE – 040, no município de Beberibe, e BR – 304, entre Aracati e Icapuí.

Na Região Metropolitana de Fortaleza são poucos os afloramentos da Formação Barreiras, na maioria das vezes porque são encobertos pelas planícies fluviais dos rios, principalmente Cocó e Ceará, ou porque os sedimentos desta formação tenham pouca espessura e expressão, ou recobertos pelos campos de dunas costeiras.

Na Avenida Sebastião Abreu, a sul da Avenida Padre Antônio Tomaz, a Formação Barreiras ocorre num alto estrutural com espessura de 13 metros, tendo logo abaixo o granito/migmatito alterado do embasamento cristalino (Foto 43). Outro afloramento da Formação Barreiras, com expressão morfológica, pode ser observado na margem esquerda do rio Cocó e que corresponde à chamada Cidade do Fortal. No lado sul, próximo à margem esquerda do rio Cocó, estes tabuleiros pré-litorâneos formam escarpas e são capeados por paleodunas, dunas fixas e dunas móveis (Foto 44).



Foto 43 - Formação Barreiras sobre o embasamento alterado na avenida Sebastião Abreu 50 metros a sul da avenida Padre Antônio Tomaz.

Entre a Cidade do Fortal e o alto estrutural da Avenida Sebastião de Abreu, aparentemente a Formação Barreiras, cujo topo se situava entre as cotas 15 e 20 metros, sofreu forte erosão ao longo de uma calha, grosso modo N-S, calha esta que foi posteriormente recoberta por cordões de paleodunas e dunas parabólicas, quase E-W, na altura de onde hoje é a Cidade 2.000 e lagoa do Papicu e cujas cotas são da ordem de 14 metros.

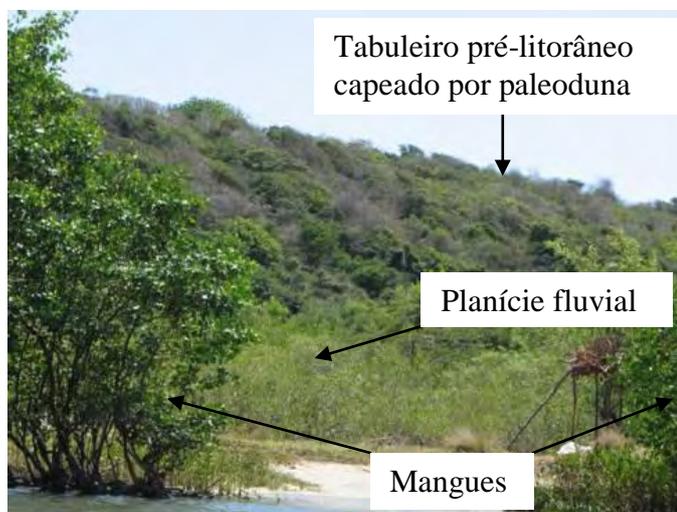


Foto 44 - Escarpa do arenito Barreiras, cujo tabuleiro pré-litorâneo é capeado por paleodunas e dunas vegetadas. No primeiro plano, mangue e planície fluvial da margem esquerda do rio Cocó, a sul da Cidade do Fortal.

5.2.3.2. Maciços Residuais

Os inselbergs, as serras e os maciços se destacam na paisagem cearense pelo contraste com a depressão Sertaneja. Na parte central do Estado, eles formam elevações isoladas e foram chamados maciços residuais (Maia *et al*, 2005). Normalmente são constituídos de granitóides, migmatitos, quartzitos e fonolitos.

Os topos atingem cotas de até 800 a 900 metros, chegando mesmo a superar os 1000 metros, em alguns casos. Sua vegetação contrasta com as da catinga e dos tabuleiros por ser mata tropical. Na Região Metropolitana de Fortaleza, se destacam as serras de Maranguape e da Aratanha/Pacatuba. Esta última é onde nasce o rio Cocó (Foto 45).

Este maciço residual é constituído por um núcleo granítico circundado por migmatitos homogêneos e gnaisses do Complexo Granítico-Migmatítico (Brandão, 1995), de idade arqueana (>2.500 Ma), situado no extremo sudoeste da bacia, com cota máxima de 775 metros, segundo a Carta da Sudene-Serviço Geográfico do Exército (1970).

Outro maciço residual é o Serrote do Jatobá, que se situa no limite sul da bacia, como divisor de águas e nascentes do riacho Alegrete. Trata-se de um granito da Sequência Magmática Precambriana do Neoproterozóico (1.000 a 542 Ma) constituído de pequenos plutons, tardi e pós-

tectonicos, cujo contato com as encaixantes é deformado e foliado. Sua cota máxima é da ordem de 275 metros e média de 140 metros.

Desta mesma litologia é o maciço residual da Itaitinga, que serve também de divisor de águas entre as bacias dos rios Cocó e Pacoti e situa-se também na parte sul da bacia, um pouco mais a leste do anterior. A cota do topo desta elevação é de 225 metros e a altitude média situa-se em 130 metros. O maciço da Itaitinga, que se constitui nas nascentes da sub-bacia do rio Coaçu, é bem conhecido por ser explorado como pedreira. O granito que constitui o maciço tem cor cinza claro, textura granular média e exibe marcas de foliação no contato com as encaixantes.



Foto 45 - Depressão Sertaneja em primeiro plano, e o maciço residual (serra da Aratanha/Pacatuba) à margem da CE – 060, em Pacatuba.

Os outros dois maciços, embora não se possa classificá-los com tipicamente residuais, por serem testemunho do vulcanismo Mecejana, que cortou os sedimentos da Formação Barreiras, os morros Ancuri e Gararu, foram incluídos nesta classificação.



Foto 46 - Morro do Ancuri. Dique de rocha vulcânica alcalina e topo plano.

Eles são *necks*, e diques de fonolito e traquito cinza esverdeados, com pórfiros de feldspatóides, do vulcanismo Mecejana, que é correlacionado com o magmatismo de Fernando de Noronha. Porém, o Ancuri é um dique e tem topo plano, com cota máxima de 110 metros, e média entre 90-100 metros, e o Gararu, por ser um *neck*, tem a extremidade superior aguçada (Fotos 46 e 47), com o topo situado na cota de 59 metros.



Foto 47 - Morro do Gararú (pedreira), entre as bacias do Pacoti (direita) e Cocó (esquerda). Foto aérea inclinada (2008).

Na ponta do Mucuripe, entre os dois espigões, aflora um quartzito, provavelmente do Complexo Migmatítico, do Paleoproterozóico (Foto 48)



Foto 48 - Afloramento de quartzito do Complexo Migmatítico na Ponta do Mucuripe, entre os dois espigões. Foto Fortaleza Guia Digital (2001)

5.2.3.3. Depressão Sertaneja

É a mais extensa superfície de erosão do Estado do Ceará, abrangendo quase toda a área do semi-árido. Ela recorta as rochas do embasamento cristalino, formando uma planície, interrompida apenas pelos maciços residuais e os vales dos rios. Seu caimento geral é para litoral, mas, localmente, ela se inclina para o fundo dos vales dos grandes rios. Brandão (1995) chama a atenção de que a dissecação pode formar, localmente, relevos colinosos. As altitudes, segundo Souza (1988), ficam entre 130 e 150 metros.

É a unidade geoambiental, da bacia hidrográfica do rio Cocó de maior expressão superficial. Ela se estende, desde o sopé da serra da Aratanha, até ser recoberta pelos sedimentos da Formação Barreiras, nos limites da cidade de Fortaleza. Esta superfície é bem mais ondulada que os tabuleiros pré-litorâneos, por ser esculpida nos terrenos cristalinos (Foto 49). A transição entre os maciços residuais de cotas mais elevadas, como a Serra da Aratanha, e a depressão Sertaneja, se dá em forma abrupta, ou de depósitos de tálus, no sopé da serra, que, normalmente são descontínuos



Foto 49 - Depressão Sertaneja ondulada, com um maciço residual ao fundo na margem da CE – 060, entre Pacatuba e Monguba.

Na tabela 6 estão relacionadas as superfícies de cada unidade mapeada, através das fotografias aéreas de 1958, 1968 e 1972 e imagens de satélite Quickbird (2002) e Spot (2005).

Tabela 6 - Área das unidades mapeadas nas diversas imagens

UNIDADES MAPEADAS	ÁREA		
	1958	1968	2005
Depósitos Submersos	5,63	5,36	4,55
Cordão Litorâneo	10,90	-	8,61
Beachrock	16,64	15,06	15,10
Faixa de Praia	77,00	98,26	102,04
Planície de Deflação	574,60	575,71	533,80
Dunas Móveis	810,67	745,80	850,36
Dunas Vegetadas	390,32	369,10	792,80
Paleodunas	106,83	106,83	106,90
Barras Fluviais	47,70	-	1,88
Planície Lacustre	33,56	-	-
Planície Fluvial	982,77	1327,14	2088,40
Planície Flúvio-marinha	953,30	959,35	990,41
Tabuleiros Pré-litorâneos	17240,14	17806,25	17246,92
Depressão Sertaneja	28340,90	28192,49	26666,06
Maciços Residuais	4679,75	4679,75	4596,47
Mangues	117,30	67,89	541,10
Zona Urbana	1795,20	3789,38	17709,22
Corpos d'água	1214,72	1125,25	1981,60

Os mapas das unidades geoambientais a partir das fotografias e imagens mostram a evolução destas unidades e da zona urbana (Figuras 25, 26, 27 e 28).

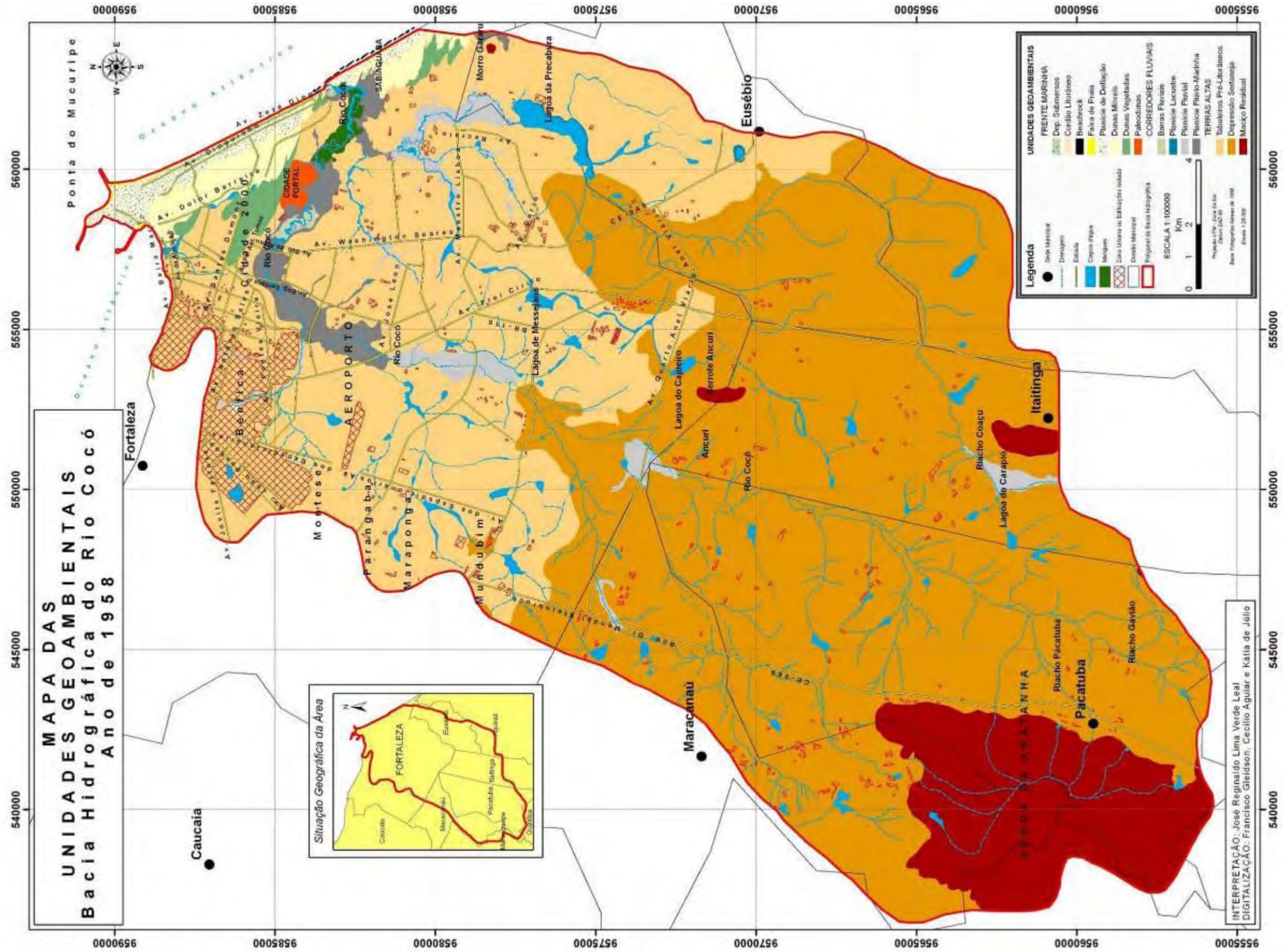


Figura 25 - Mapa de Unidades Geoambientais a partir de fotos aéreas de 1958

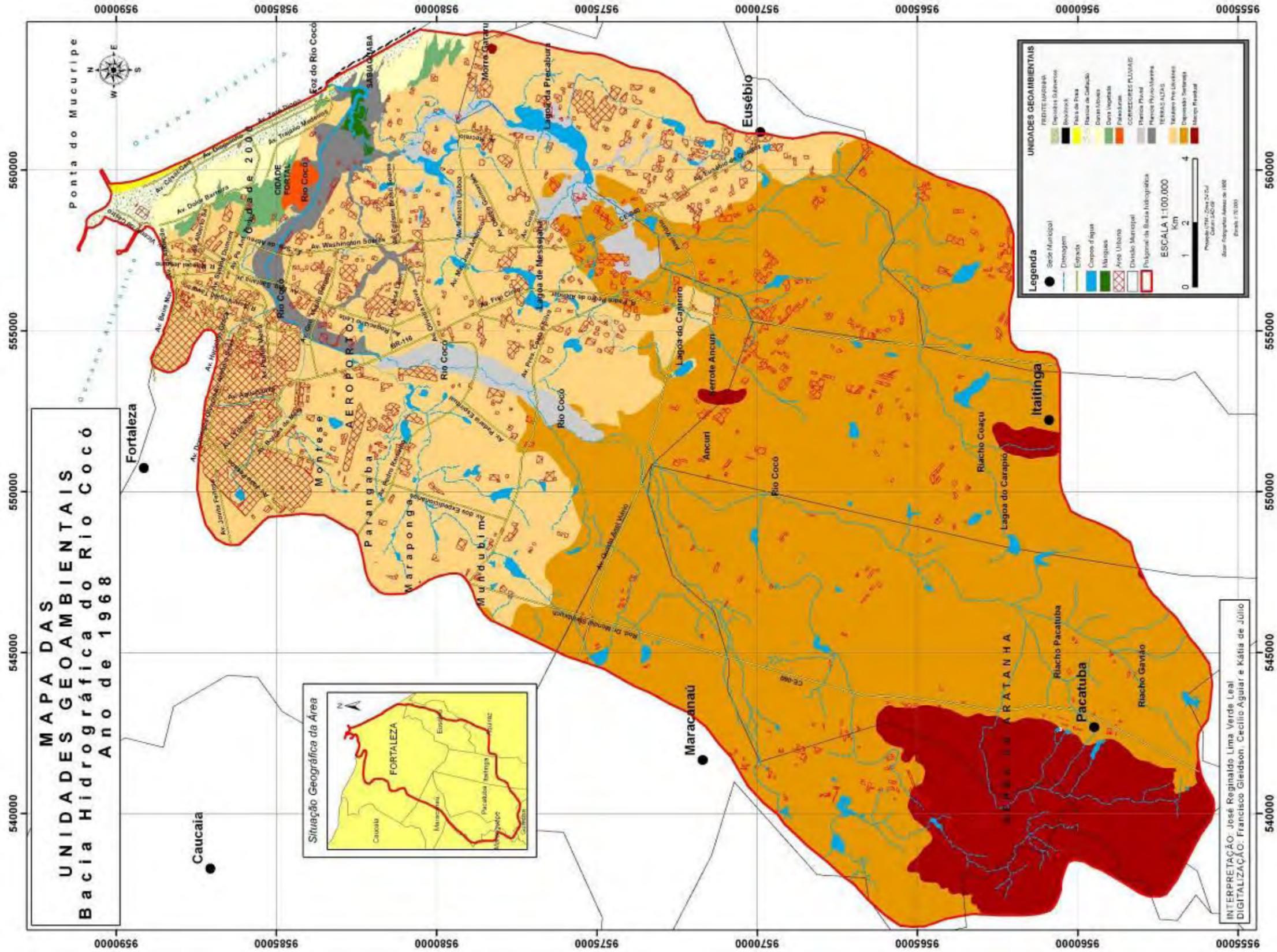


Figura 26 - Mapa de Unidades Geoambientais a partir de fotos aéreas de 1968

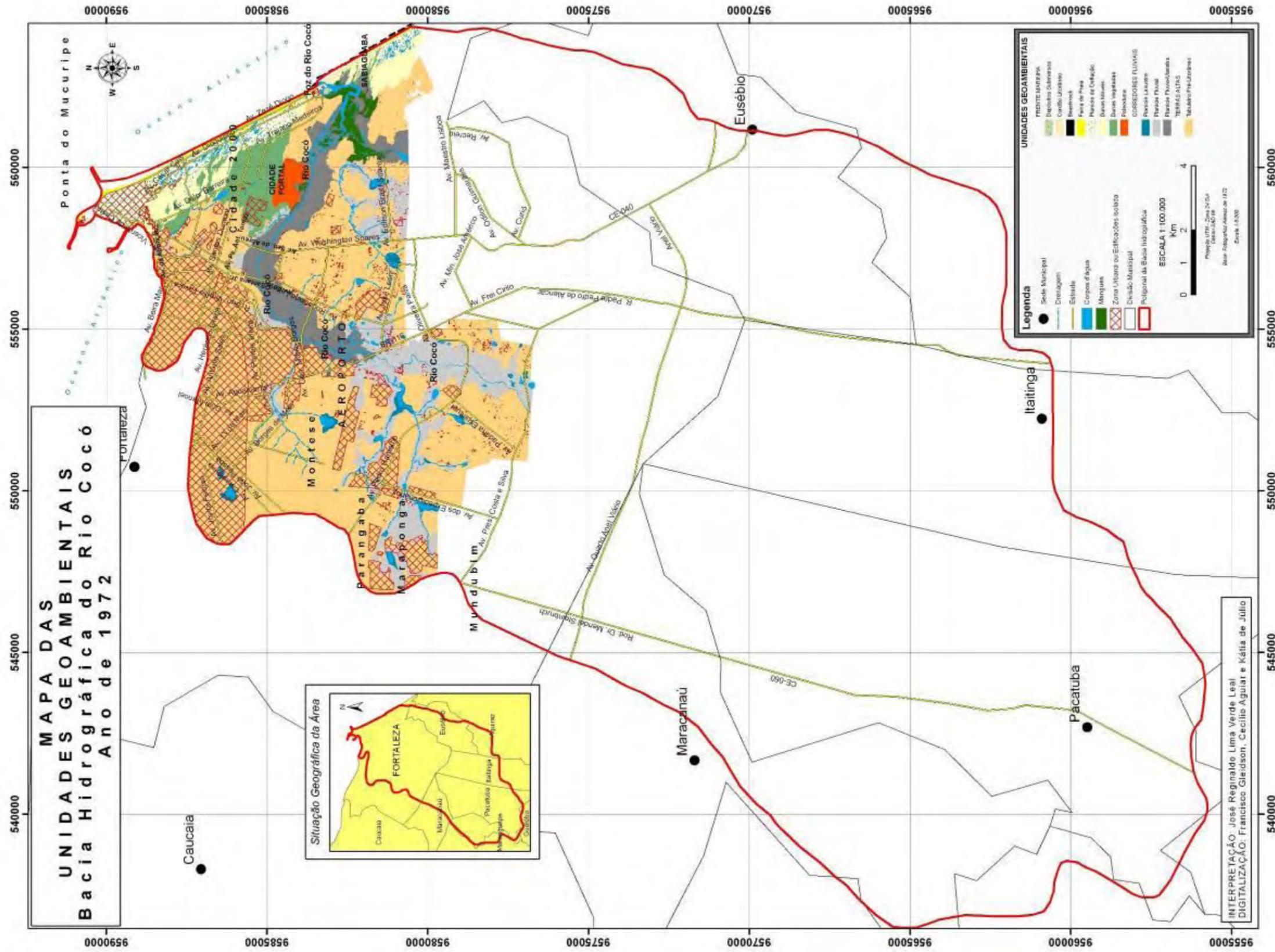


Figura 27 - Mapa de Unidades Geoambientais a partir de fotos aéreas de 1972

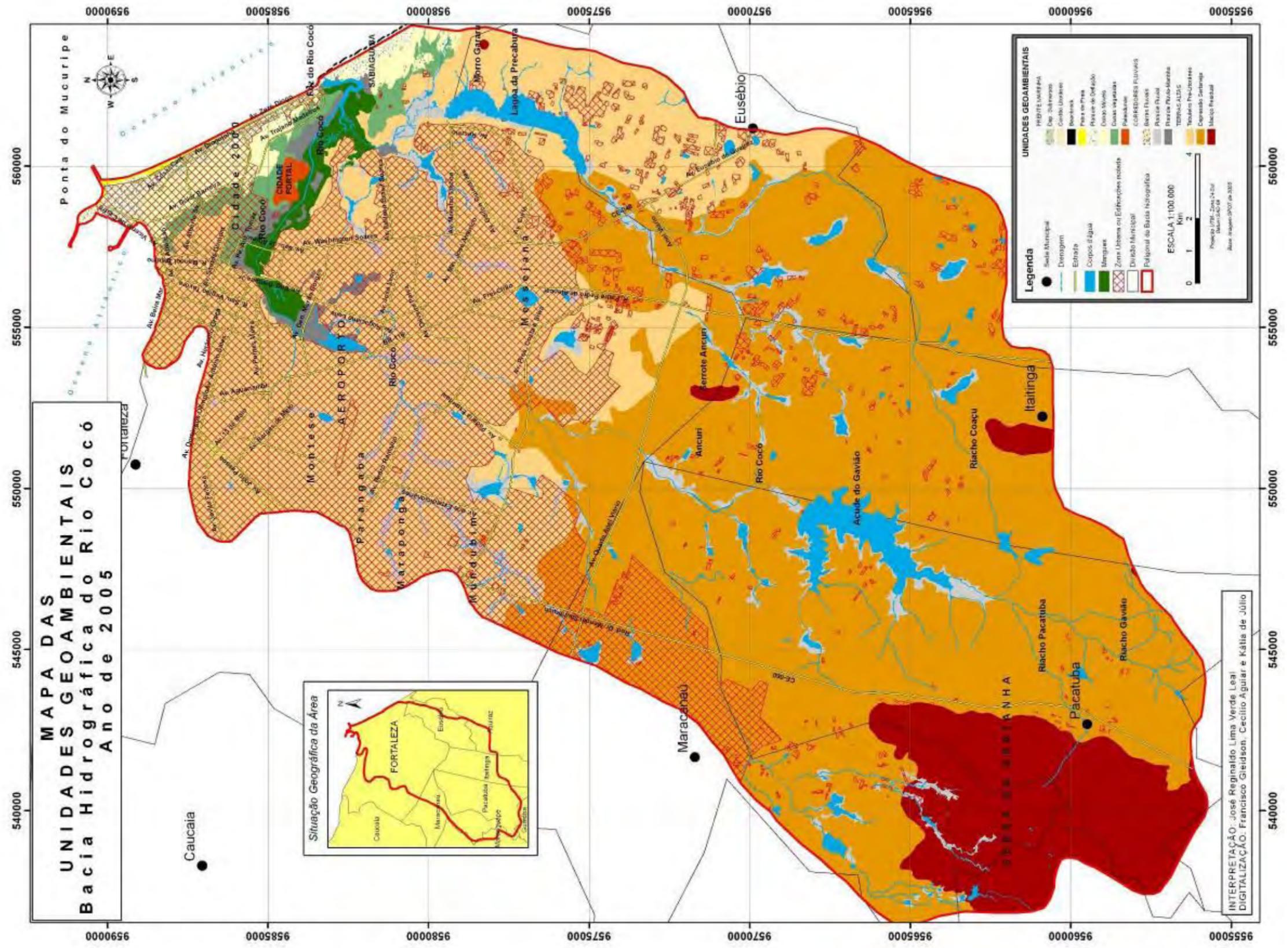


Figura 28 - Mapa de Unidades Geoambientais a partir de imagens de satélite SPOT de 2005

6. EVOLUÇÃO DO RIO COCÓ

“A imaginação muitas vezes nos leva a mundos inexistentes. Mas sem ela não iríamos a lugar algum” (Carl Sagan, 1934-1996, astrônomo americano).

6.1. HISTÓRIA DA EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DA ÁREA DA BACIA DO RIO COCÓ

Dos 10 bilhões de anos de existência da Terra, o rio Cocó participou dela numa fração muito pequena, mesmo ao comparar-se com a origem da água (>3,8 Ga) ou com a idade (3,5 Ga) das primeiras bactérias (Andrews *et al.*, 1996).

A plataforma brasileira surgiu apenas nesta época (Paleoarqueano), mas foi estabilizar-se por volta do Ordoviciano Inferior (500-480 Ma).

Neste período, a plataforma funcionava como antepaís, sofrendo acreções, até se constituir na zona cratônica do Supercontinente Gondwana, embora no Mesoproterozóico (1050-950 Ma) tenham se desenvolvido os cinturões móveis (Ciclo Cariris Velhos), na Província Borborema.

Por volta de 0,6 Ga, quando o Ciclo Brasileiro chegou ao final, o Supercontinente Gondwana já estava constituído pela colagem, dos crátons Oeste-Africano, Rio de La Plata e Congo-São Francisco (Figura 29) (Hoffman, 1991; Dalziel, 1991; Morais, 1991, *apud* Oliveira, 2008).

Começou então a sedimentação na Plataforma Sul-Americana, com estágio inicial ortoplataformal no Ordoviciano (488-443 Ma), que foi seguido de arqueamento em sinéclise e sedimentação com superfícies superiores a 500.000 quilômetros quadrados (Bacia do Parnaíba).

Este período de estabilidade e sedimentação prolongou-se até o Triássico (251-199,6 Ma), pois no Terciário Médio (245-228 Ma) houve nova aglutinação de massas continentais, até formar o Supercontinente Pangea, com um mar interior (Thetis) e uma grande massa de água (Panthalassa) envolvendo este supercontinente, para, logo em seguida, começar a sua partição com desenvolvimento dos tratos oceânicos Caraibenho, Atlântico Central e Meridional e, finalmente, Atlântico Equatorial.

A coalescência destes tratos para formar oceanos, porém, só se deu no Cretáceo, quando a Margem Continental “Atlântica”, passou a funcionar como margem passiva (Schobbenhaus e Brito Neves, 2003).

As primeiras separações foram exatamente daqueles continentes que se uniram por último. De início esta separação se deu por rifte (Triássico) e, depois, por proto-oceano (Jurássico Inferior): América do Norte-América do Sul; América do Norte-África; África-Europa e, por último, América do Sul-África (180 Ma.), cujo rifte entre eles se formou no Cretáceo Inferior (145 Ma) e, o proto-

oceano, no Cretáceo Médio (99,6 Ma), embora os primeiros movimentos tenham ocorrido no Eomesozóico (Sztatmari *et al*, 1987).

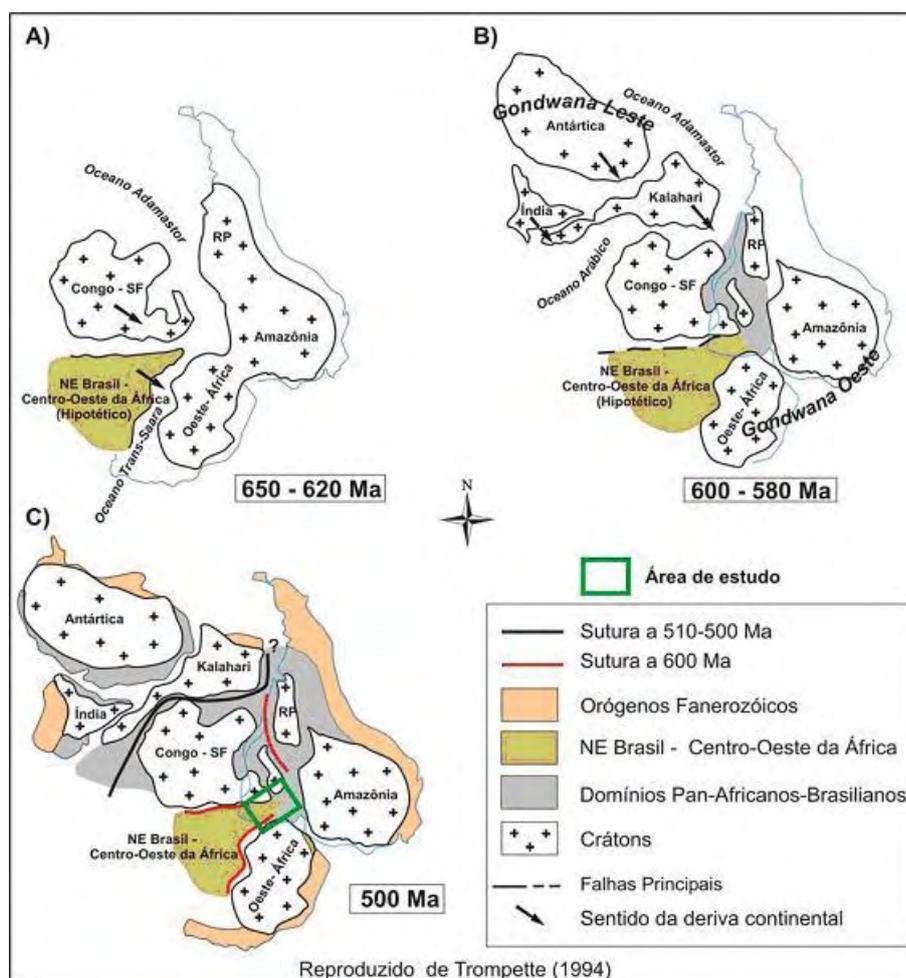


Figura 29 - Estágios de evolução do Gondwana. Fonte: Oliveira (2008).

Esta separação, entre a América do Sul e a África, deu-se em várias etapas, segundo Schobbenhaus & Brito Neves (2003). A primeira, que vai do Triássico Superior (228-199,6 Ma), ao Jurássico (145,5 Ma), com a formação de lagoas e deposição de sedimentos, localmente, seguida de outra fase, depois do Jurássico Superior, com acumulação de bens minerais e a abertura dos três tratos oceânicos, com coalescência dos substratos no início do Cenozóico (pós-Maastrichtiano).

Entre o Albiano e o Cenomaniano, as condições anóxicas e hipersalinas, ao extremo, condicionaram a deposição de calcário em águas rasas, mas, no mar aberto (batial e abissal) dominaram os siliciclásticos. Nas partes emersas da plataforma, e nas bacias costeiras, a sedimentação é predominantemente siliciclástica, sedimentação esta, que se estende até às áreas oceânicas, a partir do Cretáceo (145,5-65,5 Ma), até o Paleógeno (65,5-23 Ma), quando houve um soerguimento e uma regressão do Oligoceno (39,9-23 Ma) no topo do Paleógeno, seguida de nova transgressão (fim do Oligoceno-início do Mioceno).

O limite do Paleógeno, com o Neógeno, é marcado por uma discordância basal, que se refletiu por toda a costa brasileira, devido a uma nova regressão (Mioceno Inferior) (Schobbenhaus & Brito Neves, 2003). O rebaixamento generalizado de todo o litoral do Brasil foi ocorrer, no Eo-Mioceno e, localmente, no Neo-Oligoceno (Petri & Fúlfaro, 1983, *apud* Schobbenhaus & Brito Neves, 2003).

O Cenozóico do nordeste brasileiro foi marcado por dois vulcanismos, Macau (Souza *et al.*, 2004), nos estados da Paraíba e Rio Grande do Norte e o Vulcanismo Mecejana, que tem como testemunhos diversos *necks* e diques de rochas alcalinas que se sobressaem na topografia, principalmente a sudoeste de Fortaleza (Vandoros & Oliveira, 1968). Sua origem está relacionada ao vulcanismo de Fernando de Noronha com ele alinhado na direção E-W, e foi interpretado por Almeida *et al.* (1988) e Misizaki *et al.* (2002) como resultado da translação da Placa da América do Sul sobre um *hot spot*, de idade variando entre 2 e 12 Ma (Almeida *et al.*, 1988).

Outro evento importante do Cenozóico foi o soerguimento do continente Sul-Americano (Peulvast *et al.*, 2008; Oliveira, 2008), cujos testemunhos de sua ascensão são datados do final do Cretáceo, quando um longo período erosivo (Braun, 1974, *apud* Schobbenhaus & Brito Neves, 2003), deu origem à Superfície Sul-Americana de King (1956), no Eoceno (55,8-33,9 Ma) e à Superfície Velhas (King, 1956), no Plio-Pleistoceno (5,3-0,01 Ma).

O alinhamento residual Ibiapaba-Baturité (Peulvast *et al.*, 2008) marca o limite entre a borda do platô mais elevado, voltado para o interior e a região costeira, parcialmente recoberta de sedimentos Cenozóicos pertencentes aos riftes formados na abertura do Oceano Atlântico Equatorial no Aptiano-Albiano (125-99,6m Ma) (Matos, 2000). A depressão Sertaneja desenvolveu-se depois do Cenomaniano, quando um soerguimento crustal ocasionou a erosão da parte voltada para o litoral (Peulvast *et al.*, 2008).

A Formação Barreiras depositou-se no litoral brasileiro, do Pará ao Rio de Janeiro, devido um basculamento que elevou o interior e rebaixou a costa no Neogeno (23-0,01 Ma) (Schobbenhaus & Brito Neves, 2003; Peulvast *et al.*, 2008), que posteriormente foram erodidos pelo avanço do mar formando falésias vivas e mortas no litoral do Ceará. Ao contrário das outras unidades sedimentares, da região, os arenitos da Formação Barreiras não formam horizontes uniformes, mas cunhas, segundo Peulvast *et al.* (2008), devido à subsidência da costa, que permitiu a acomodação na plataforma interna para receber os sedimentos, enquanto a taxa de subsidência fosse superior a da descida do nível do mar, no Mioceno Médio (Shimabukuro & Arai, 2001; Pessoa Neto, 2003; Arai, 2006).

Posteriormente (Plioceno Superior), no chamado “estágio Paraguaçu”, os leques aluviais da Formação Barreiras foram recortados pela drenagem, acunhando-os ainda mais. A abundância de sedimentos grossos desta unidade no entorno de Fortaleza foram atribuídos, por Claudino Sales (2002) à proximidade de montanhas mais altas. Seu mergulho suave, no sentido do litoral, é atribuído, por Peulvast *et al.* (2008), aos soerguimentos contínuos no interior, que permitiram sua ampla dissecação pelos rio que demandam ao litoral, esculpindo os tabuleiros pré-litorâneos. Na Figura 30, eles mostram

um esquema, que, embora hipotético, é muito didático para mostrar a correlação entre as superfícies de erosão, no espaço e no tempo.

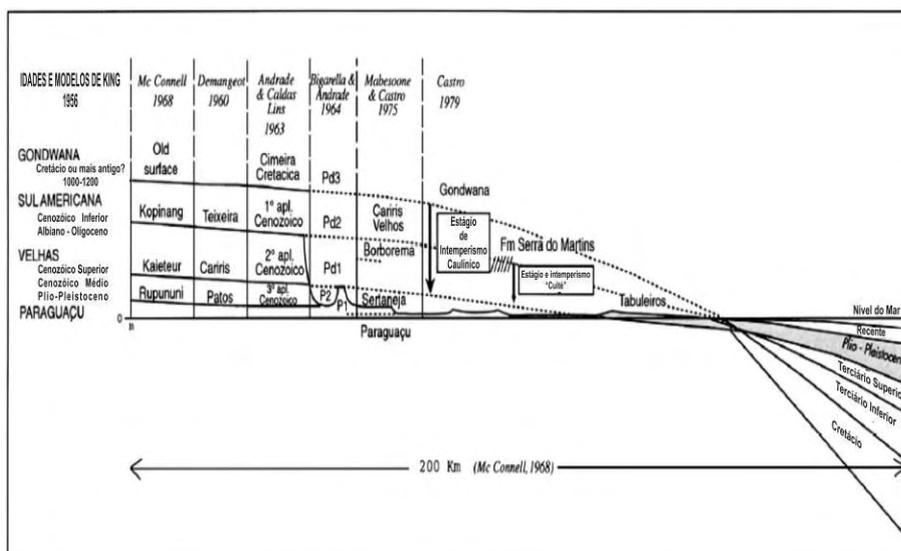


Figura 30 - Interpretação e representação de correlação hipotética das superfícies de erosão do nordeste do Brasil e regiões vizinhas. Fonte Peulvast *et al.* (2008).

6.2. ORIGEM E EVOLUÇÃO DAS FEIÇÕES GEOAMBIENTAIS DA BACIA DO RIO COCÓ

Embora a erosão da região tenha se iniciado no Cretáceo Superior, não há nenhuma evidência de que o rio Cocó tenha chegado ao litoral antes do Neógeno (23.03 M.a.), quando os sedimentos da Formação Barreiras já tinham sido depositados, depois recortados pelos diques e *necks* do Vulcanismo Mecejana e iniciado seu modelamento pelos rios que corriam para a costa.

O rio Cocó nasce no vale mais elevado da serra da Aratanha/Pacatuba (maciço residual). Este vale tem sentido, grosso modo, N-S, e paralelo ao limite leste (barlavento) da serra da Aratanha (Foto 35).

A primeira localidade atravessada pelo rio é a “Bica das Andréias” (Foto 36), na meia encosta leste da serra, na periferia da sede do município de Pacatuba. Depois de cortar a parte sul da cidade, entra na depressão Sertaneja, cruza a CE - 060 e segue quase paralelo a ela (Foto 38), desaguando no riacho Gavião dentro de Pacatuba. Ele continua em sua trajetória retilínea até o Shopping Center Iguatemi, já nos tabuleiros pré-litorâneos.

Nesta região, ele inflete para direita, ao contrário de quase todos os rios que chegam ao litoral cearense, tomando o rumo NO-SE, contornando as escapas do arenito Barreiras, paleodunas e dunas parabólicas, da Cidade 2000-Cidade do Fortal.

Depois de receber as águas do rio Coaçu, na margem direita, vira seu curso para Norte, recorta as dunas móveis e os mangues, até desaguar no mar, entre a Praia do Futuro e Sabiaguaba, em frente aos *beachrocks*.

Os maciços residuais do centro norte do Estado (Baturité, Pacatuba-Aratanha e Maranguape) provavelmente constituíam uma superfície de erosão única com cotas em torno de 900-1000 metros, cujo ponto culminante seria o Pico Alto, entre Guaramiranga e Pacoti, com cota de 1115 metros (Figura 31). Destes pontos mais altos, é possível observar que os topos destes morros e serras estão, grosso modo, nivelados e pertenceriam a uma superfície de erosão, que foi depois retalhada, restando como testemunho apenas os maciços residuais. Eles faziam parte do platô elevado referido por Peulvast *et al* (2008) e relacionados ao alinhamento residual Ibiapaba-Baturité, destes autores.

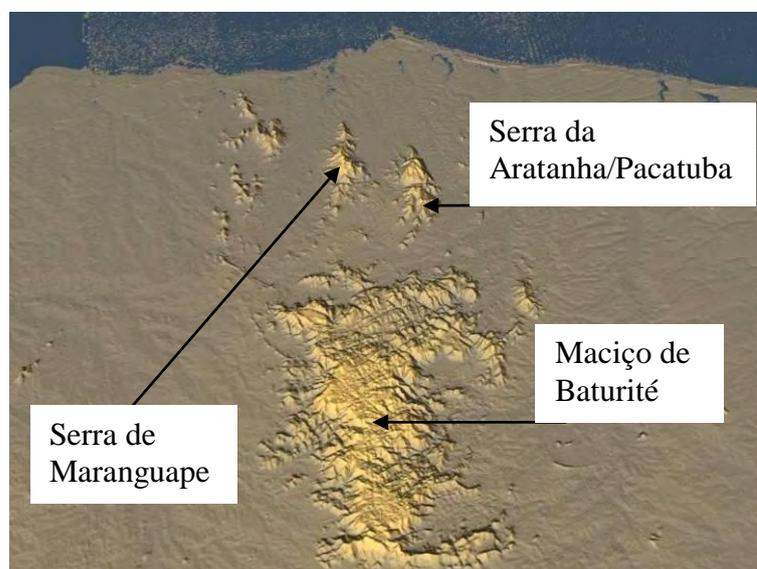


Figura 31 - Imagem de radar 3D, mostrando em destaque os maciços residuais, com topos nivelados, incluindo a serra da Aratanha.

Ao que parece, o limite da Formação Barreiras não seria muito distante do que aparece no mapa das unidades geoambientais, pois seu contato com a superfície de erosão (depressão Sertaneja), que lhe serviu de embasamento, seria, grosso modo, perpendicular à linha de maior declive desta superfície. Os dois grandes recortes (Figuras 25, 26, 27 e 28), que se nota no contato entre a depressão Sertaneja e o tabuleiro pré-litorâneo sobrejacente à Formação Barreiras correspondem aos vales dos rios Cocó e Coaçu, que escavaram profundamente o sedimento e mesmo a superfície de erosão original da depressão Sertaneja (Figura 32).

Este recorte só não é mais bem visível, no vale do rio Cocó, porque está recoberto de sedimentos da planície fluvial, como se eles tivessem sido sedimentados, devido a um barramento, mais à jusante. No vale do rio Coaçu, onde o recorte do contato depressão Sertaneja-tabuleiro pré-litorâneo avançou mais, ele ficou mais encaixado, sem o desenvolvimento de amplas áreas de planície fluvial.

Os tabuleiros pré-litorâneos são recortados pelo rio Cocó, depois que ele deixa o embasamento cristalino. Devido à menor resistência à erosão, estes sedimentos são mais profundamente recortados, formando escarpas de altura superior a 10 metros, como no caso daquela à sul da Cidade do Fortal, que chega até quase ao canal do rio, na margem esquerda (Fotos 55 e 56). Neste local, os arenitos da

Formação Barreiras são capeados por paleodunas avermelhadas, que se confundem com o próprio arenito.

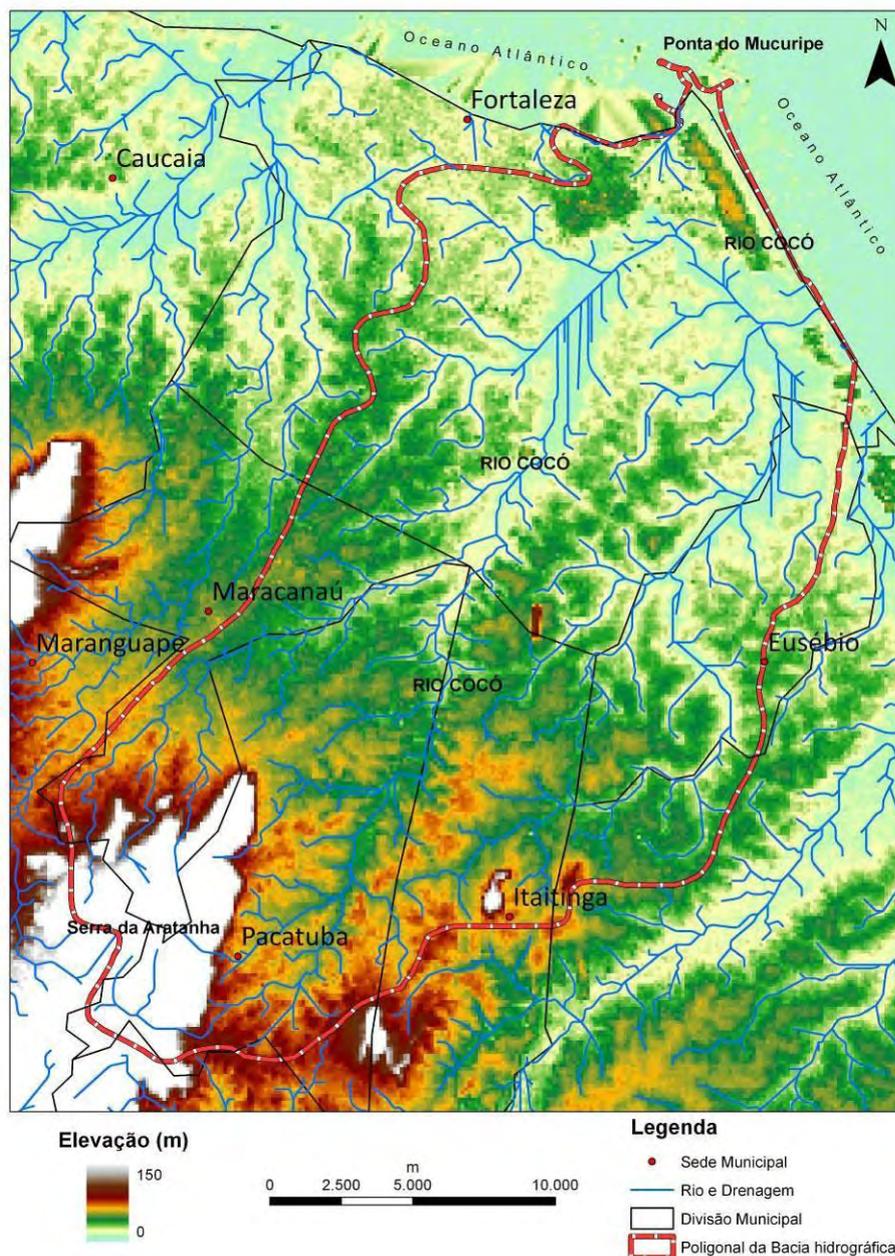


Figura 32 - Mapa morfológico da bacia da imagem de radar sem adoçamento dos contornos, mostrando os maciços residuais (vermelho), transição para depressão Sertaneja, tabuleiros (verde) e vales (azul).

Numa análise dos mapas das unidades geoambientais da bacia do rio Cocó (Figuras 25, 26 e 28), verifica-se que, nas suas nascentes, ele está nitidamente encaixado nas fraturas das rochas cristalinas do Complexo Granítico-Migmatítico. Ao atingir a planície da depressão Sertaneja, embora mantenha uma direção preferencial N20°E, até mesmo recortando os sedimentos da Formação Barreiras, não é marcante o controle estrutural, nas rochas cristalinas do Complexo Migmatítico, por causa de seus meandros, na planície fluvial. Há um escalonamento do curso, paralelo à direção N20°E, mostrando que está ele encaixado numa zona de fratura e não numa única fratura.

Por outro lado, o que se nota, é que, os vales que recortam os tabuleiros pré-litorâneos têm, sistematicamente, uma orientação, que, de acordo com J. P. Peulvast (2009) seria a direção do *trend* das dunas parabólicas. Estes recortes são nítidos não só no rio Cocó e seus afluentes, de ambas as margens, mas também do sistema Coaçu e seus tributários.

Depois da Cidade do Fortal, mais ou menos na altura da confluência com o rio Coaçu, a planície fluvial do rio Cocó se estende para norte, muito além da margem esquerda, até chegar à dunas da Praia do Futuro, com erosão mais intensa do arenito Barreiras, nesta região (Foto 50).



Foto 50 - Fotografia inclinada mostrando as dunas sobre os tabuleiros pré-litorâneo da Cidade do Fortal, a confluência como Coaçu e a foz do Cocó entre a praia do Futuro e Sabiaguaba. Fortaleza-Guia Digital (2001). Fonte: Pessoa (2002).

Nota-se uma superfície relativamente plana, que parece o tabuleiro pré-litorâneo, porém com cotas por volta de 15 metros, portanto bem abaixo daquelas da Cidade do Fortal (23 metros), na porção central da Cidade 2000, seguindo para norte e noroeste. Esta seria, então, a planície fluvial do antigo curso.

A planície fluvial do rio, que se estende como planície de inundação única, desde o sopé da serra da Aratanha/Pacatuba, até à BR – 116, já dentro de Fortaleza, tem sua maior expressão no entorno do Estádio de Futebol Governador Plácido Castelo (Castelão). Nesta região (Foto 40), ela se confunde com os tabuleiros pré-litorâneos, muitas vezes difíceis de serem individualizados nas imagens mais recentes, por causa da ocupação antrópica. Suas cotas são da ordem de 15 metros.

A partir da BR – 116, onde atinge a influência marinha, na altura do Lagamar, a superfície dos dois lados do canal, era a planície flúvio-marinha, a planície fluvial ficava em cota pouco superior. A dragagem da região do Lagamar, retirando sedimento do fundo para aterrar as margens, alterou sensivelmente os limites entre às planícies fluvial e flúvio-marinha. Porém nas fotografias aéreas de 1958, ainda é possível traçar os antigos limites entre estas duas planícies.

No trecho que o rio Cocó cruza com a Avenida Murilo Borges, para reduzir a extensão da ponte, foi feito um aterro na maior parte do vale, deixando uma secção tão estreita na ponte, que as águas das preamares não conseguem penetrar em volume suficiente para manter o manguezal irrigado. Com isso, os mangues a sul desta avenida estão morrendo (Foto 51).



Foto 51 - Aterro do rio na Avenida Murilo Borges reduz o fluxo de água salgada para sul. Foto aérea inclinada (2009). Foto: Jean-Pierre Peulvast

Mesmo na região do Parque do Cocó, onde muitos terrenos foram aterrados para construção de edifícios, casas, estacionamentos, além da retificação do canal do rio, estas fotos aéreas de 1958, mostram os limites destas unidades, antes de terem sido modificados, ou recobertos, pela atividade antrópica (Foto 32).

Na área do rio Coaçu, a planície fluvial é mais extensa no entorno da lagoa da Precabura, até dar lugar à planície flúvio-marinha, com seus manguezais e salgados, que, em parte, foram e estão sendo recobertos pelas dunas móveis de Sabiaguaba, que avançam sobre eles (Foto 52).

Pouco registro se tem do manguezal antes de 1958, exceto pelas fotografias das antigas salinas, que devido aos aterros, não se sabe, hoje, se pertenciam ao médio-litoral médio ou médio-litoral superior. Por outro lado, as escalas das fotografias aéreas disponíveis, que variaram de 1:70.000 (1968), até 1:8.000 (1972) não permitiram uma delimitação das unidades geoambientais com uma precisão cartográfica. Mas os valores medidos mostram uma tendência nítida que permitem uma interpretação segura.

Por exemplo, entre 1958 e 1968 houve uma redução de 49,41 hectares (117,30-67,89 ha) do manguezal, devido principalmente à dragagem para retificação do canal do rio, com lançamento do material dragado do fundo do canal, nas margens (Foto 42). Daí para frente, no que pese sua destruição parcial pela atividade antrópica e recobrimento pelas dunas, principalmente, na margem direita do rio, próximo à foz (Foto 29), a área de manguezal cresceu, de 1968 (67,89 h) a 2005 (541,10 ha), 473,21 ha, com ampliação do manguezal em praticamente 8 vezes.

A retirada dos predadores permitiu que as porções dos terrenos da planície flúvio marinha, que tinham suas cotas situadas no médio-litoral médio (entre as marés alta e baixa de quadratura), com comunicação com o canal do rio, fossem colonizadas pelos mangues.

Por outro lado, as areias eólicas lançadas no canal, a partir da margem direita, na região próxima à foz, foram aterrando este canal, principalmente perto da margem, mas também na porção central (Foto 29). Onde a superfície superior desta parte aterrada ficava no médio-litoral médio foi sendo colonizada pelos mangues. Um belo exemplo disto é visto no início da última curva do rio

Cocó, depois da confluência com o rio Coaçu onde se percebe a existência de pelo menos cinco estratos de mangues (Foto 30).

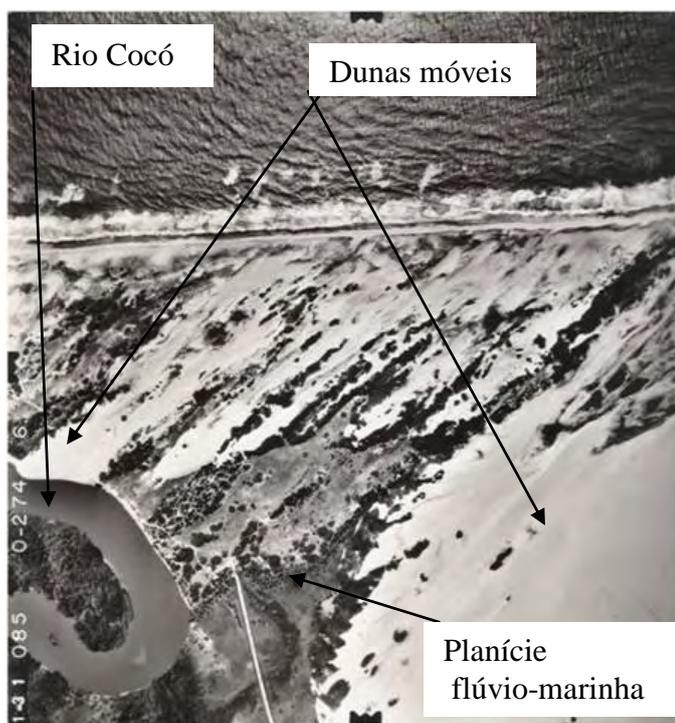


Foto 52 - Dunas móveis avançando sobre a planície flúvio-marinha do rio Cocó em Sabiaguaba. Foto aérea escala original de 1:8.000 (1972).

Nestes últimos 50 anos, depois dos manguezais, os campos de dunas fixas foram as áreas que mais se expandiram, passando de 390,32 hectares, em 1958, para 792,80 ha em 2005. Embora os resultados de datação revelem, que, na região da Cidade 2.000 e Cidade do Fortal, as dunas começaram a ser fixadas há 7.300 ± 840 anos A.P., com pulsos de 2.700 ± 450 e 1.300 ± 250 anos A.P. atrás, este processo de fixação continua até os dias atuais, no que pese a degradação da vegetação pela atividade antrópica.

É interessante notar que a ampliação da superfície de dunas fixas não se deu em detrimento das dunas móveis, pois a área ocupada por elas, embora em menor proporção, também ampliou, passando de 810,67 ha em 1958 para 850,36 ha em 2005. Aproximadamente o mesmo valor de acréscimo da superfície de dunas móveis (40 ha) foi o correspondente à diminuição da planície de deflação.

Segundo Maia (1998), os ventos que sopram na praia do Futuro, são mais intensos que no restante da cidade. Assim, as areias retiradas da planície de deflação seriam depositadas no sopé da falésia morta, ampliando a área de dunas e reduzindo a da planície de deflação.

Este campo de dunas móveis, onde se encontra a cota mais alta de Fortaleza (64 metros), hoje está coberto de vegetação pioneira de gramíneas, ou por casas e edifícios. Porém, nas fotografias de 1958 (Foto 53) é possível identificar, dunas entre a Avenida Abolição e a Volta da Jurema (do Náutico

até o riacho Maceió), e do Seminário da Prainha até o vale do riacho Pajeú, que se pode confirmar nos perfis dos furos de sondagem para água, catalogados pela CPRM.

As dunas sobre o Seminário da Prainha seriam dunas sobre falésia, e o sopé desta falésia seria onde hoje está a parte baixa do Centro Dragão do Mar de Arte e Cultura. É nesta região que tem as ladeiras mais íngremes da cidade. No sopé desta ladeira, Brígido (*apud* Girão, 1979) revela a existência da “Prainha”, “quase na extrema da barranca”, onde “as águas do oceano batiam na encosta do planalto”. Um dos trapiches construído se achava onde hoje é rua Dragão do Mar.

A sugestão do técnico francês Pierre Florent Berthot, para construção de uma muralha para obstar a marcha das areias e revestimento das dunas data de 1859. No plano do porto do Engenheiro Manuel Carneiro de Sousa Bandeira, de 1910, ele considera imprescindível a fixação das dunas com plantio de grama no morro do Mucuripe e a área compreendida entre o farol e o rio Cocó (Girão, 1979).



Foto 53 - Fotografia aérea de 1958 mostrando as dunas do Seminário da Prainha.

Estes alinhamentos quase contínuos são dunas de topo de falésia, portanto, o mar na última transgressão teria chegado até este limite de falésias mortas, e, depois, recuado, há 5.100 anos A.P., até atingir o estágio, atual deixando em seu lugar um terraço marinho que foi posteriormente modelado pelo vento dando origem à planície de deflação e ao campo de dunas costeiras (Foto 54).

Atualmente, o grande problema com relação ao campo de dunas móveis é na região de Sabiaguaba (Foto 29 e 55). Estas dunas que devem ter empurrado a foz do rio Cocó/Coaçu para oeste, avançando sobre o manguezal, como mostram os mangues aterrados da margem direita, depois da última curva, antes de desaguar no mar (Fotos 27 e 28). O atual campo de dunas avança sobre a planície flúvio-marinha, recobrando a vegetação, inclusive manguezal. Estas dunas, além de avançarem sobre o canal, servem de área fonte, para o vento retirar as areias e depositá-las no fundo do canal.



Foto 54 - Detalhe da foto aérea de 1968 mostrando o campo de dunas móveis no topo de falésia, marcando a antiga linha de falésias da praia do Futuro até o Mucuripe. Entre as dunas e a praia a planície de deflação, com lagoas, recobrendo o antigo terraço marinho



Foto 55 - Fotografia aérea de 1972 mostrando o avanço do campo de dunas sobre o tabuleiro pré-litorâneo, a estrada e a planície flúvio-marinha do rio Cocó, em Sabiaguaba.

No trecho entre Porto das Dunas e Prainha (vizinho, mas fora da bacia do rio Cocó), as dunas mais altas, que margeiam a estrada Porto das Dunas-Prainha (Japão), estão no topo de falésias mortas. Exposições do arenito Barreiras podem ser observadas no próprio terraço marinho e na escapa da falésia morta do Porto das Dunas (Foto 56).



Foto 56 - Falésia morta do arenito Barreiras recoberta de dunas, em Porto das Dunas.

A deposição de areias eólicas dentro do canal do rio Cocó, próximo à foz, se por um lado aumenta a superfície colonizada pelos mangues, por outro, reduz a secção do rio, diminuindo sensivelmente a prisma de maré, que iria diluir os poluentes e contaminantes antes de retirá-los do estuário. Como os barramentos seduziram sensivelmente a energia das águas, capazes de remover os sedimentos depositados no fundo, a situação tende a se agravar transformando o estuário numa laguna, altamente poluída.

A planície de deflação da bacia do Cocó é mais ampla em Sabiaguaba, onde as dunas frontais sobre as cristas das bermas começam a ser recortadas pelos *blowouts*, que transportam os grãos de areia para a planície de deflação e depois os retiram para formar as dunas (Foto 14). Antes da ocupação urbana da praia do Futuro, eram comuns inúmeras lagoas na planície de deflação, dentro dos *blowouts*, próximas ao sopé das dunas (Foto 57).

Estas lagoas eram formadas devido à diferença de permeabilidade entre as areias da planície de deflação/terraço marinho e os sedimentos argilo-arenosos da Formação Barreiras, ou areias finas das paleodunas, subjacentes, que foram erodidos na Última transgressão há 5.100 anos.

Em frente ao cais do porto do Mucuripe, o campo de dunas avançou sobre a planície de deflação, reduzindo-a a uma faixa estreita, que foi ampliada quando retiraram parte da face sotavento da duna, para construção de estacionamento do porto e via de acesso para praia do Futuro (Foto 58).

No restante da área, até à parte oeste da bacia do rio Cocó, a planície de deflação era estreita e, mesmo nas fotografias aéreas de 1958, grande parte dela já estava ocupada por casas. Porém, no início da década de 1950, quando todo o trecho entre a igreja de São Pedro e o Ideal Clube não tinha sequer calçamento, e as casas eram muito esparsas, podia-se observar, no início da Rua Barão de Aracati, uma grande quantidade de exutórios, no limite entre a duna e a planície de deflação. Na altura da Rua

João Cordeiro, um grande coqueiral cobria a planície de deflação, que se estendia até quase a Avenida Monsenhor Tabosa.



Foto 57 - Lagoas da planície de deflação/terraço marinho, no sopé das dunas, da praia do Futuro. Fotografia aérea de 1972.



Foto 58 - Fotografia aérea de 1972, mostrando o sedimento eólico transportado das dunas do Mucuripe para o fundo da enseada, na altura do porto. Parte da areia foi retirada para construção do estacionamento do porto e acesso para a Praia do Futuro.

Esta área plana da planície de deflação podia ser acompanhada até quase à Capitania dos Portos, no entorno da qual foram construídos grande armazéns, era conhecida como “Prainha”, porque o mar chegava até quase o sopé do morro do Seminário.

As praias de Sabiaguaba e do Futuro aparentemente não sofreram grande alterações nos últimos anos, principalmente pela proteção dos *beachrocks*, que são praticamente contínuos, desde a foz do rio Pacoti, até um quilômetro depois da foz do rio Cocó, no rumo da praia do Futuro. Todo este trecho mostra um traçado muito retilíneo, que não é normal na costa cearense (Figuras 2 e 28 e Foto 50). Segundo Castro *et al.* (1992, *apud* PETCON, 2000), o extremo oeste da praia do Futuro, que fica ao lado do espigão, já cresceu, nos últimos anos, 500 metros.

Se por um lado a construção do porto (década de 1940), com os espigões para proteção da bacia do Mucuripe ocasionou uma engorda na praia do Futuro e Praia Mansa, no restante da faixa litorânea de Fortaleza, o que ocorreu foi uma catástrofe.

Não passando mais a areia pela ponta do Mucuripe, que vinha transportada pelas correntes marinhas e pela componente tangencial das ondas, nem foi feita a engorda artificial da praia depois da enseada do Mucuripe, o mar foi erodindo a praia, e a linha de costa avançando sobre o continente. No final da década de 1940, e início de 1950, ainda era possível observar restos da estruturas de edifícios, mar à dentro, distantes pelo menos uns 200 metros da praia.

A erosão foi contínua desde a Volta da Jurema, que tinha a proteção dos espigões e dos arenitos ferruginosos da Formação Barreiras, até além dos limites da cidade para oeste. O avanço, no entanto, não foi uniforme, na faixa entre o Ideal Clube e a praia de Iracema, o mar destruiu todo o trecho da Avenida dos Jangadeiros (ou Getúlio Vargas, conforme ele estivesse no poder, ou afastado), hoje Presidente Kennedy. Os grandes blocos de pedra colocados paralelos à costa, para proteger as casas (Foto 59), foram insuficientes. Praticamente todas as casas foram destruídas, embora suas ruínas aqui e acolá, iam sendo, depois, aproveitadas como restaurantes e bares.



Foto 59 - Quebra-mar de pedra para proteção das casas da antiga Avenida dos Jangadeiros (Getúlio Vargas) entre o Ideal e a Praia de Iracema (1950). Foto: Ana Nayde Lima Verde Leal.

Mais recentemente, foram construídos vários espigões, neste trecho, e praia aterrada, recuperando uma grande faixa de terra à beira mar. Outro trecho cujo avanço do mar até hoje tem causado problemas é na Praia de Iracema, na altura do Estoril e Ponte Metálica. Lá, embora tivesse sido construído um molhe de pedra, paralelo à costa, esta proteção tem sido inútil nas grandes marés, em conjugação com as ondas *swell* (Foto 60).

Porém, a grande proteção natural das praias de Fortaleza são os *beachrocks* (Foto 78). Embora haja registro deles nos estudos para dragagem do porto do Mucuripe (G. S. S. Freire, comunicação pessoal, 2006), eles não são expressivos, se comparados com aqueles de Sabiaguaba e Praia do Futuro. Na foz do Cocó, três níveis são nítidos, mostrando as oscilações do nível do mar (Fotos 2, 3 e 4).

Os recifes de arenito ferruginoso (Fácies Camocim, da Formação Barreiras) afloram na praia e no mar em dois locais distantes aproximadamente 1 quilômetro do outro. O primeiro é na Praia dos Diários (Foto 61), poucos metros à leste do último espigão da praia de Iracema, e o outro, na Volta da Jurema (Foto 62). Ambos servem de proteção natural às praias de Fortaleza, onde a erosão foi menor



Foto 60 - Estaleiro e antigos cais (Ponte Metálica e Ponte dos Ingleses) na praia de Iracema, que mostra avanços do mar. Foto Fortaleza-Guia Digital (2001)



Foto 61 - Recife de arenito Barreiras na Praia dos Diários. Foto Fortaleza-Guia Digital (2001)



Foto 62 - Recifes de arenito ferruginoso Barreiras, na Volta da Jurema e foz do riacho Maceió Foto Fortaleza-Guia Digital (2001).

6.3. MUDANÇA DE CURSO DO RIO COCÓ

A idéia de que o rio Cocó teria mudado de curso ao longo de sua história, não é nova. Vários profissionais das ciências da terra já aventaram esta hipótese, mas, aparentemente, ninguém se propôs investigá-la com detalhe. São várias as evidências de que em algum período do passado, o rio Cocó desembocava na enseada do Mucuripe, onde está hoje a foz do riacho Maceió.

A hipótese mais provável é que o antigo curso passava a sul de onde hoje se situa a Cidade 2.000, sendo seu leito fechado por sedimentos eólicos (atuais paleodunas e dunas parabólicas), tendo então o rio Cocó capturado um afluente da margem esquerda do rio Coaçu, desaguando entre Sabiaguaba e a Praia do Futuro. As evidências são várias:

I - Os rios Cocó e Coaçu formam dois sistemas hidrográficos independentes, como se fossem duas bacias distintas, com mesma orientação (paralelas), porém, originalmente, sem ligação uma com a outra.

As imagens de satélite e mapas da drenagem da bacia do rio Cocó (Figuras 2, 25, 26, 27 e 28 e 32) mostram claramente a independência dos dois sistemas de drenagem (Cocó e Coaçu). Eles têm com divisor de água a região central da bacia, balizada pelo morro do Ancuri e, com aproximadamente quase a mesma extensão (Coaçu ligeiramente inferior).

O paralelismo é marcante entre os dois trajetos, principalmente nos altos e médios cursos, em que eles se encaixam, grosseiramente, nas estruturas Brasileiras, de direção N20°E.

No baixo curso, são os vales ESE-WNW que dominam, nas duas bacias. Inclusive o Cocó, ao ser barrado pelos sedimentos eólicos, capturando o afluente do Coaçu, ele toma esta mesma direção, que é a direção das dunas parabólicas, como se pode observar nos Mapas das Unidades Geoambientais (Figuras, 25, 26, 27 e 28).

II - O alto estrutural do cruzamento da Avenida Sebastião de Abreu com a Avenida Padre Antônio Tomaz (cota de 30 metros) é separado da Cidade do Fortal (cota de

23 metros, no platô, e 35 metros no topo das dunas, que o circundam) por um largo vale, na altura onde hoje está a Cidade 2.000 (12 metros, a cota mais baixa).

No bloco diagrama da bacia do rio Cocó elaborado a partir de dados de cotas das imagens de radar, com espaçamento de 90 metros (Figura 33), é possível identificar o antigo vale do rio Cocó, antes da mudança de curso. Nele é nítido o condicionamento estrutural no fraturamento do Ciclo Brasileiro N20°E e o ligeiro desvio para leste do paleocurso, contornando o alto estrutural da Avenida Sebastião de Abreu.

Dos poços perfurados para água, e catalogados pela CPRM (Figura 34) foi possível elaborar outro mapa topográfico da superfície da Formação Barreiras, na época em que ela foi recoberta pelas areias eólicas, que barraram o curso do rio Cocó. Neste mapa (Figura 34), ao valor da cota da boca de cada furo, foi subtraída a espessura dos sedimentos, que recobriam os arenitos médios da Formação Barreira.

Esta cota resultante seria a altitude do topo da Formação Barreiras daquela época, referente ao nível atual do mar. Por isso tem valores de cotas negativos. É evidente que estes valores não são tão precisos, pois embora os valores das cotas das bocas dos furos tenham precisão de um metro, os contatos não são tão bem marcados, visto que o interesse maior dos sondadores era saber a profundidade dos níveis de água e não dos contatos geológicos.

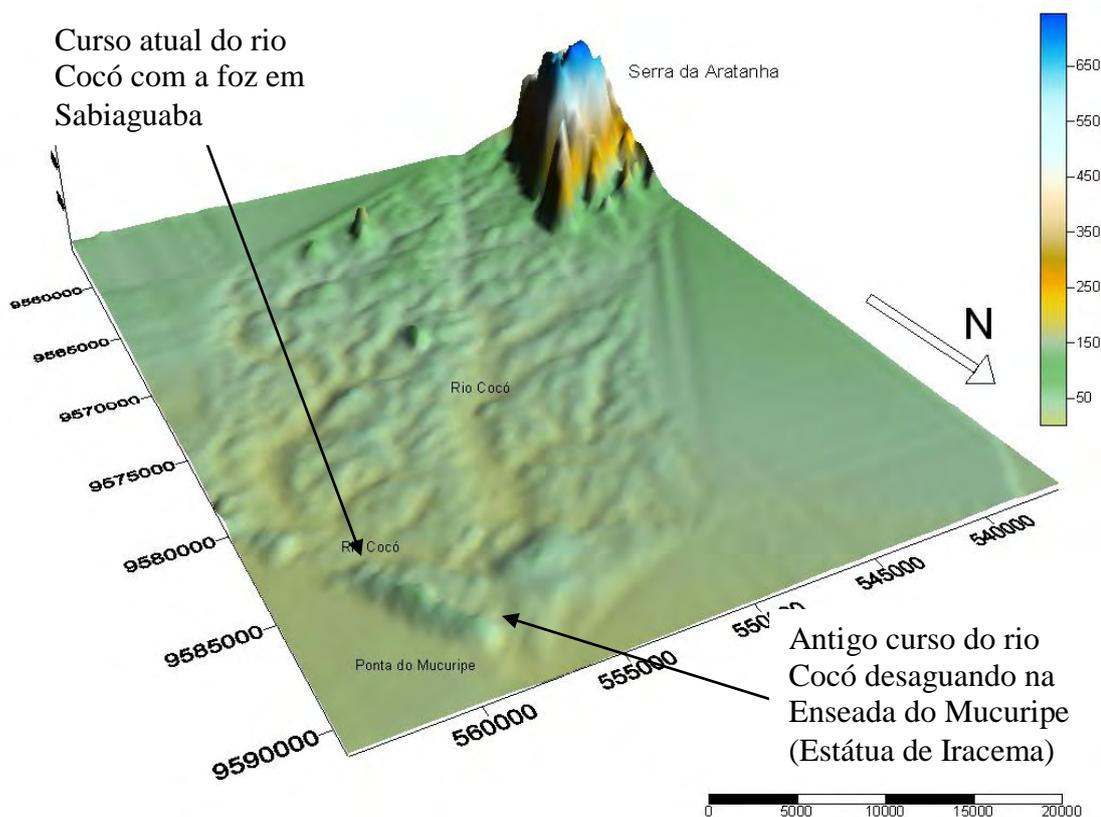


Figura 33 – Bloco diagrama, a partir das cotas de imagem de radar, mostrando o curso antigo e atual do rio Cocó.

No que pese a dificuldade de caracterização do topo da Formação Barreiras, pela má descrição das amostras de calha dos furos de sondagem, um paleovale pode ser identificado seguindo a trajetória marcada pelos furos 120 (cota 0 m), 213 (cota 0 m), 233 (cota -1 m), 58 (cota -2 m), 73 (cota -7 m), 93 (cota -6 m), 97 (cota -6 m), 95 (cota -9 m), 61 (cota -9 m) e 182 (cota -10 m).

A foz estaria limitada, na margem direita pela rocha cristalina do embasamento que está na cota -1m (Furo 36). Na margem esquerda, os recifes de arenito ferruginoso da Formação Barreiras (Fácies Camocim), que hoje estão no nível do mar atual (cota 0m), seria o limite oeste da boca.

A figura 35 é a representação, a partir de curvas de nível, da superfície do topo da Formação Barreiras, cujos valores das cotas foram calculados de quase 140 furos de sondagem para água, catalogados pela CRPM, com os respectivos perfis litológicos.

Uma análise mais detalhada nos furos de sondagem que ladeiam a calha do paleocurso permite comprovar que as margens ficavam bem acima do paleovale. Por exemplo, furos 181 (cota 7 m), 240 (cota 5 m), 202 (cota 9 m), 201 (cota 7m), 232 (cota 8 m), 150 (cota 6 m) 103 (cota 4 m), 104 (cota 4 m) e 108 (cota 11 m).

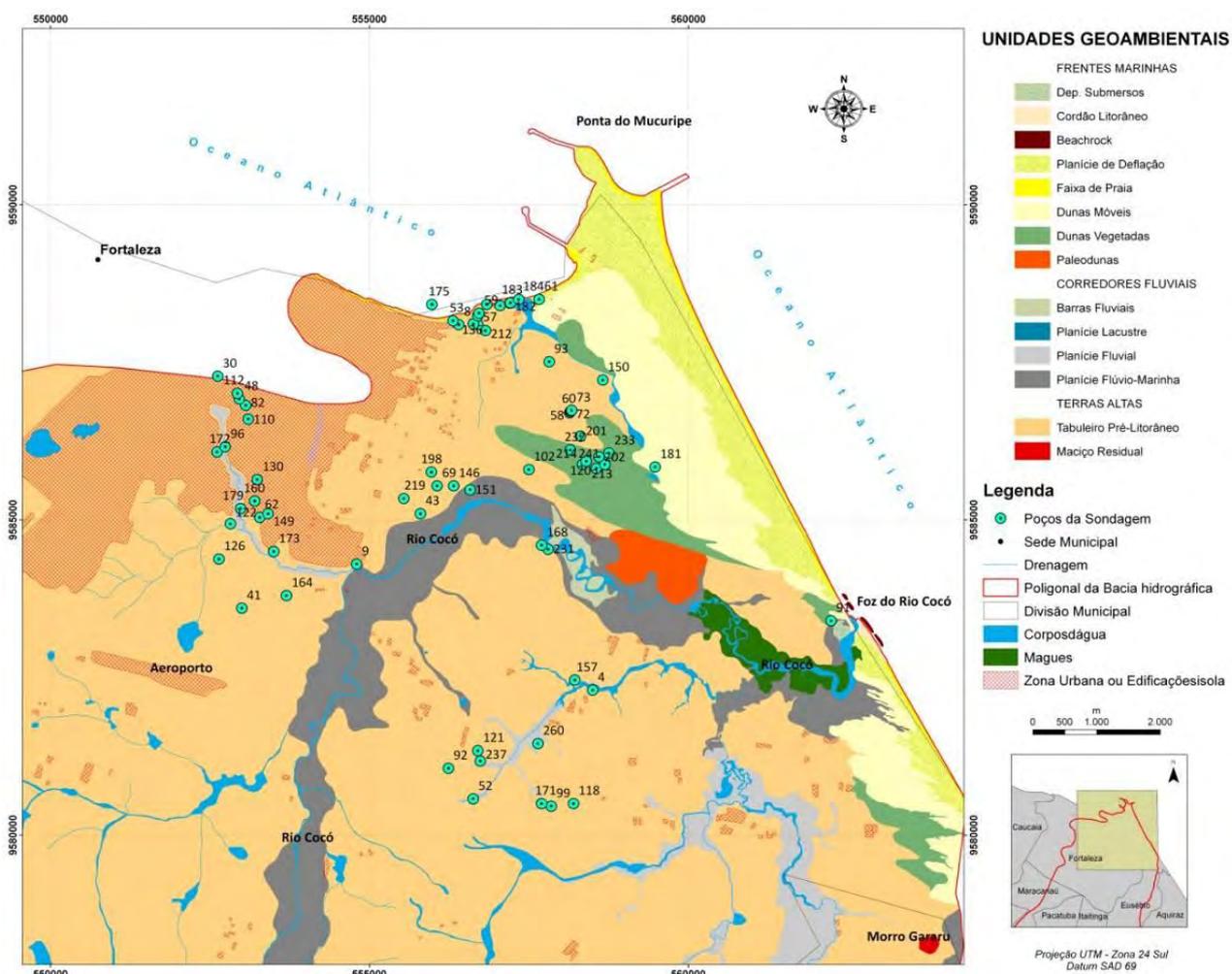


Figura 34 - Mapa de localização dos furos de sondagem catalogados pela CPRM.

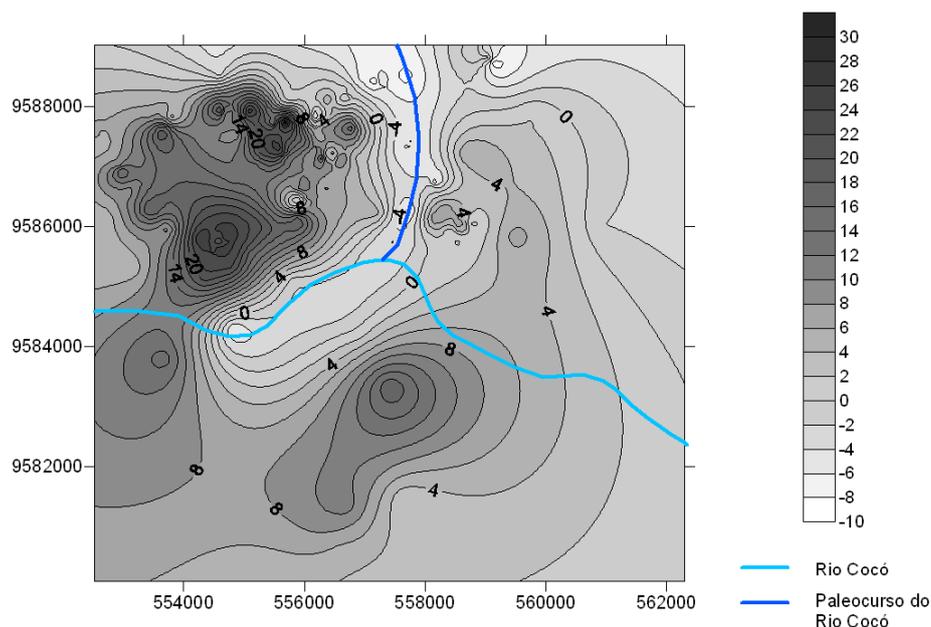


Figura 35 - Curso do rio Cocó antes e depois da mudança sobre a superfície do topo da Formação Barreiras.

No mapa com as curvas de nível do que seria o topo da Formação Barreiras, superpostas a uma imagem de satélite (Figura 36), pode-se observar a interpretação do antigo curso do rio Cocó, contornando o alto estrutural do cruzamento das avenidas Sebastião de Abreu e Padre Antônio Tomaz, entraria no vale que hoje corresponde à Cidade 2.000 (Figura 25) que, há 40.000 anos, começou a ser barrado, inicialmente pelas paleodunas e, depois recoberto pelas dunas parabólicas, em pelo menos três episódios (7.300 ± 840 anos; 2.700 ± 450 anos e 1.300 ± 250 anos A.P.). Depois, passaria pelos locais dos furos, 120, 213, 233, 58, 73, 93, 97, 95, 61 e 182, até encontrar o curso do atual riacho Maceió, na altura da Avenida Abolição, até desembocar na enseada do Mucuripe, em frente à Estátua de Iracema.

As paleodunas têm aproximadamente a mesma idade do evento Heinrich H4, no Atlântico Norte, que corresponde às últimas fases do período pluvial glacial, com duração de 700 ± 400 anos, de 39,6 a 39,9 mil anos atrás, segundo medidas de crescimento das fases de estalagmites, coletadas nos carbonatos pré-cambrianos das cavernas de Una, no norte da Bahia (Wang *et al.*, 2004).

Auler *et al.* (2004) consideram que a maiores fases de crescimento de espeleotemas da Toca da Boa Vista, Toca da Barriguda e Lapa dos Brejões, no norte da Bahia, são curtas e da ordem de algumas centenas de anos algumas com até milhares de anos, e que ocorreram há cerca de 14.800-15.900, 39.000, 48.200, 60.200, 73.000, 86.00, 110.000, 136.00, 179.000 e 207.500 anos A.P.

Segundo eles, os pulsos terrígenos encontrados em testemunhos de sondagem no ponto de coordenadas geográficas $3^{\circ}40'$ de latitude Sul e $37^{\circ}43'$ de longitude Oeste, 767 b.s.l., situado 90 km a leste de Fortaleza, Ceará, no talude continental superior, com uma lâmina d'água de 767 metros, em março de 1995. (GeoB 3104-1) e estudados por Arz *et al.* (1998) e Behling *et al.*, 2000). Estes

testemunhos representam eventos de aumento de precipitação pluviométrica, que levaria a um incremento da taxa de sedimentação terrígena da linha de costa para o mar.

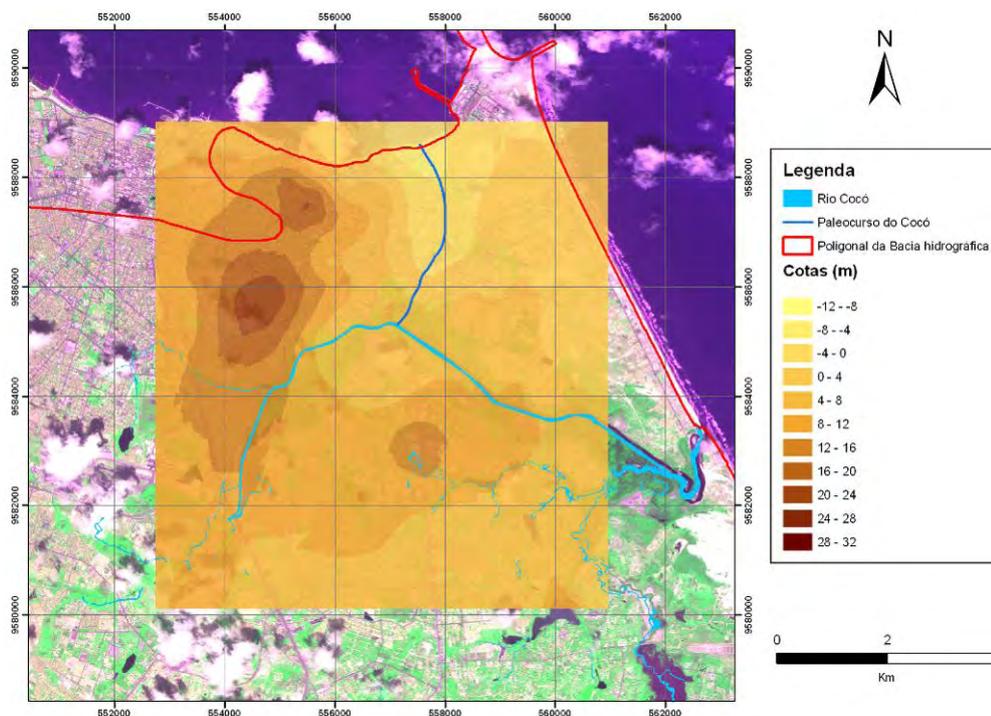


Figura 36 - Mapa do topo da Formação Barreira na época da mudança de curso do rio Cocó, sobre uma imagem de satélite, mostrando o paleovale com o curso antigo (azul mais escuro).

De acordo com os estudos de Behling *et al.* (2000), o testemunho GeoB 3104-1 representa sedimentação dos depósitos marinhos desde a Última Glaciação até o Holoceno sem perturbação e continuamente. O sedimento normalmente é composto de nanofóssil ooze de foraminíferos (teor de carbonato de 40 a 70% em peso) com aumentos episódicos de argilas terrígenas de origem fluvial que coincide com curtos períodos glaciais de altas concentrações de polens e esporos correspondentes a 40.000, 33.000 e 24.000 anos A.P. e entre 15.500 e 11.800 anos A.P.

Neste período, os isótopos de oxigênio são na maioria das vezes negativos, e foram interpretados como sendo devido ao aumento da temperatura da superfície do mar. Arz *et al.* (1998) sugerem ainda que nestes períodos houve um aumento na mistura da coluna superior da água, acompanhada pela intensificação dos ventos alísios SE e transporte pela corrente NBC.

O crescimento da *Selaginella* em solos úmidos pode ser usado como um indicador de distúrbios devido à erosão durante períodos de chuvas fortes. Também alta percentagem de esporos de *Selaginella* sugere a forte precipitação há 40.000, 33.000, 24.000 anos A.P., sob condições gerais de clima seco. Estes períodos úmidos eram muito curtos para que houvesse uma expansão de uma planície de inundação úmida, ou florestas em região de serras. Apenas de 15.500 a 11.800 anos A.P., um período mais longo de umidade permitiu a expansão da floresta úmida, como indicada pela expansão da floresta tropical (*rain forest*) e florestas de serra úmidas (*e.g. Hedyosmum, Cyathea*) (Behling *et al.*, 2000).

Em resumo, os dados de polens marinhos indicam a ocorrência de vegetação de caatinga no Nordeste do Brasil durante a parte registrada da Última Glaciação e o período Holoceno Inferior (42.000- 8.500 anos A.P.), refletindo a maioria das condições do período semi-árido. O aumento do transporte do material terrígeno para o Oceano Atlântico, que contem altas concentrações de pólen e, principalmente de esporos de samambaia, durante um intervalo de tempo relativamente curto, por volta de 40.000, 33.000 e 24.000 anos A.P. indicam períodos de precipitação mais elevada. O clima mais úmido encontrado foi de 15.500 a 11.800 anos A.P.

Houve uma mudança geral das condições climáticas do LGM de seca para mais úmida na América do Sul tropical durante a Última Glaciação, tanto a norte quanto ao sul do Equador (Behling & Hooghiemstra, 2000). Isto sugere que as modificações dos movimentos anuais da ZCIT entre ambos os hemisférios são de grande importância na determinação das mudanças climáticas do passado. O regime climático muito úmido no NE do Brasil durante a Última Glaciação pode ser explicado pelo movimento anual permanente da ZCIT, sobre o Nordeste do Brasil.

Apenas no período da Última Glaciação foi possível uma expansão das florestas, serras úmidas, planície de inundação e mata ciliar, ao longo dos rios, sugerindo condições climáticas frias e muito úmidas, com curtos períodos anuais de estação seca.

Pelas cotas calculadas a partir dos furos de sondagem, há 40.000 anos, época em que os sedimentos eólicos (hoje transformados em paleodunas) fecharam o curso do rio Cocó, fazendo com que ele capturasse um afluente do rio Coaçu e passasse a desaguar em Sabiaguaba, ao invés da enseada do Mucuripe, o nível do mar estaria entre 10 ou 12 metros, a partir do nível atual, e a plataforma emersa teria servido de área fonte destes sedimentos eólicos.

A estabilização das dunas parabólicas, pela idade calculada por termoluminescência, teria iniciado antes da Última Transgressão, que ocorreu há 5.100 anos A. P., mas que teria mais dois episódios de recorrência, sendo o último há 1.300 ± 250 anos. O processo de fixação de dunas por vegetação, porém, continua até hoje, quando ficou provado que, de 1958 até 2005 a superfície de dunas vegetadas da bacia do rio Cocó dobrou (390,32 para 792,80 ha).

Oliveira *et al.* (1999) estudando amostras de um testemunho de sondagem de 3,29 metros de comprimento, do vale do rio Icatu, entre Barra e Pilão Arcado, na Bahia, dentro do sistema de dunas estabilizadas, cuja base é datada de 10.900 ± 80 anos A.P., encontrou para a Zona AS 2, idades entre 8.910 e 6.798 anos A.P. período em que mostra um progressivo declínio na taxa de floresta e gradual aumento na taxa de cerrado e caatinga na paisagem.

Entre 4.240 anos e o Presente, com o aumento da caatinga e cerrado, a vegetação corresponde à atual, com as mesmas características climáticas do vale do rio Icatú. O incremento na ativação das dunas data do período entre 4.500 e 1.700 anos A.P., que corresponde ainda à expansão da vegetação de semi-árido de acordo com os estudos de polens (Oliveira *et al.*, 1999).

Bezerra *et al.* (2003) analisando as oscilações do litoral do Rio Grande do Norte no Holoceno, identificaram um rápido soergimento do nível do mar, entre 7.100 e 5.800 anos A.P. Há 5.000 anos

A.P. a elevação ficou entre 2,5 e 4,0 metros, baixando rapidamente depois. A nova elevação somente voltaria a ocorrer entre 2.100 e 1.100 anos A.P.

A última geração de dunas vegetadas datadas neste trabalho, e coletadas entre a Cidade 2.000 e Cidade do Fortal, tem a mesma idade (1.300 anos A.P) dos *beachrocks* da foz do rio Cocó, segundo (Claudino Sales, 2002).

III - Na enseada do Mucuripe, os sedimentos mais finos se concentram exatamente em frente à Estátua de Iracema, que seria desembocadura do rio Cocó.

A Companhia Docas do Ceará, com intuito de estudar as causas do assoreamento do Porto do Mucuripe, em Fortaleza, contratou a empresa PETCON – Planejamento, Engenharia, Transporte e Consultoria Ltda, para fazer estudos sedimentológicos (granulométricos, mineralógicos, material em suspensão, matéria orgânica), batimétricos e sísmicos, na bacia de evolução do porto, canal interno e externo e na plataforma interna, entre a praia do Futuro e a praia de Iracema, em 1998 e 1999. A Figura 37, abaixo mostra a área onde o estudo foi realizado, incluindo a enseada do Mucuripe, onde seria a antiga foz do rio Cocó (atualmente riacho Maceió).

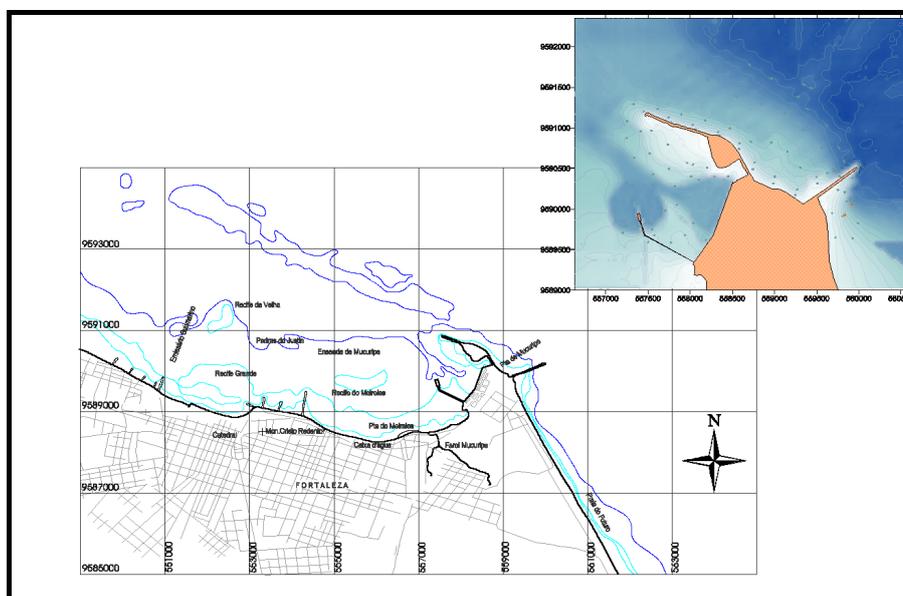


Figura 37 - Mapa de localização da área de dragagem do Porto do Mucuripe. Fonte: PETCON-DOCAS DO CEARÁ (2000)

Os mapas das análises granulométricas (Figuras 38 e 39) mostram que os sedimentos mais finos (silte e argila ou lama) se concentram preferencialmente justamente na enseada, que seria o antigo desaguadouro do rio Cocó. Nesta mesma região, os trabalhos de pesquisa mostraram a existência de *beachrocks* (G.S.S. Freire, comunicação pessoal, 2006), que, tipicamente se formam na praia, em frente à foz dos rios, que deságuam no mar.

É possível, mesmo, que a boca original do rio fosse um pouco mais para leste, na altura do cais do porto, e tivesse sido empurrada pela dinâmica eólica. Porém o limite leste seria o quartzito, que aflora na praia entre o Titanzinho e a praia do Futuro. A amostragem e análise do material em

suspensão (MS) revelaram que as maiores concentrações foram verificadas na bacia de evolução do porto e na bacia da enseada do Mucuripe (Figura 40).

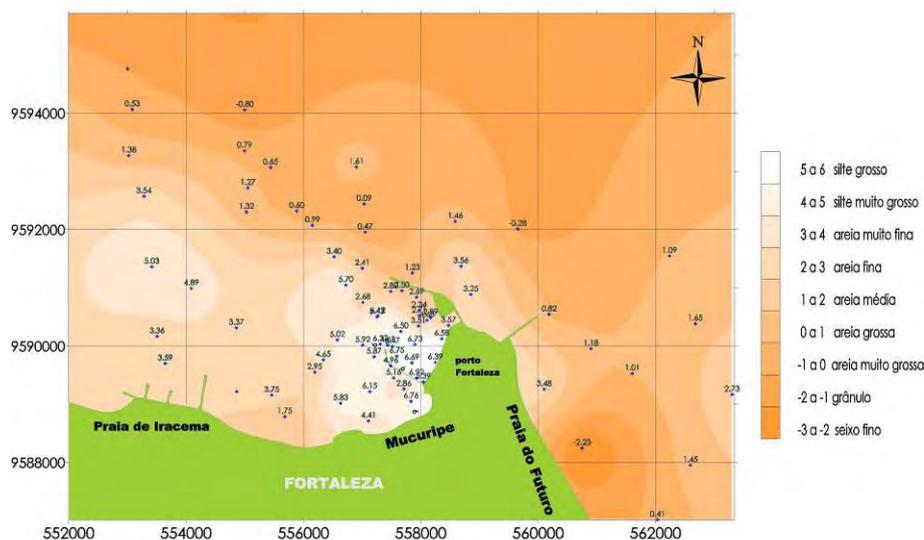


Figura 38 - Mapa de Distribuição do tamanho médio dos sedimentos na enseada do Mucuripe. Fonte: PETCON-DOCAS DO CEARÁ (2000).

Quando se trata da matéria orgânica, os estudos mostraram valores elevados com valores médios situados entre 30% e 70% em diversos pontos, com distribuição paralela ao material em suspensão.

A concentração de finos sedimentados, material em suspensão e matéria orgânica, na área da enseada do Mucuripe, poderia ser interpretada como sendo devido ao material transportado pelo rio Cocó, quando desaguava neste local. Seria possível alegar, no entanto, que este material mais fino sedimentado teria sido cariado em suspensão e depositado na enseada, onde as águas seriam mais calmas. Isso, se as correntes transportassem o sedimento e matéria orgânica para lá.

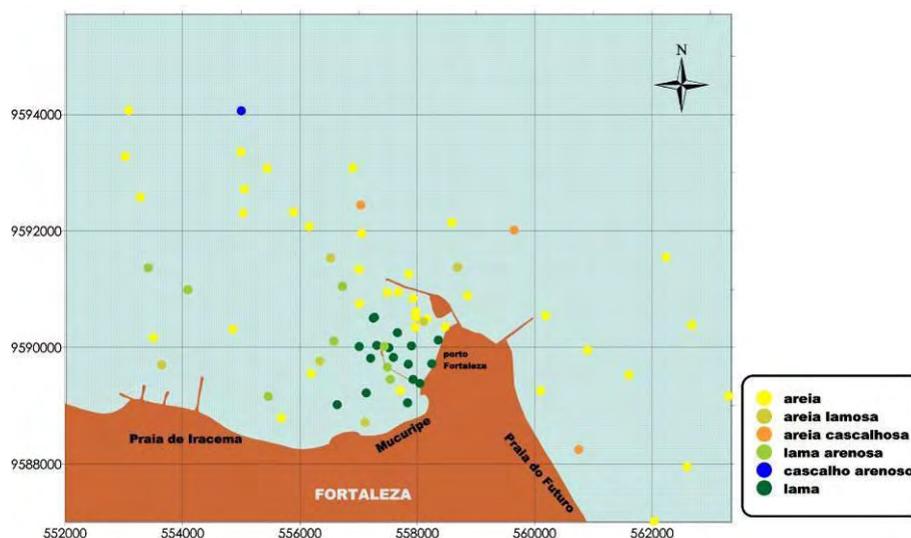


Figura 39 - Mapa de distribuição textural da enseada do Mucuripe. Fonte: PETCON-DOCAS DO CEARÁ (2000).

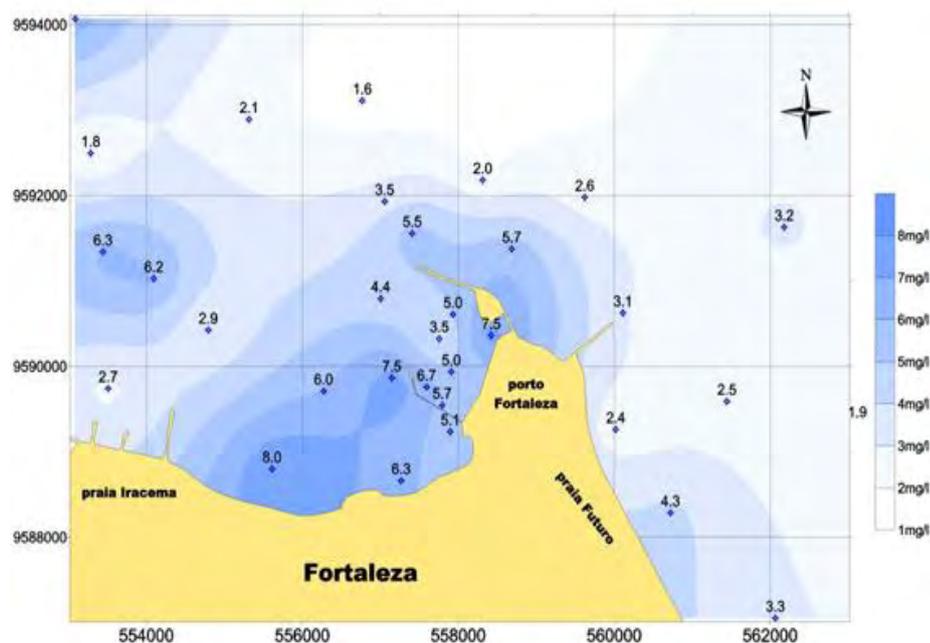


Figura 40 - Mapa da distribuição dos teores de material em suspensão (mg/L) ao longo da área de estudo. Fonte: PETCON-DOCAS DO CEARÁ (2000).

Porém, o estudo de correntes realizados com traçadores de Rodamina-B mostraram que as massas de água superficiais se deslocam para fora da enseada, obedecendo ao sentido dos ventos dominantes que condicionava o fluxo da água para fora da área portuária, seguindo o rumo NW (Figura 41).

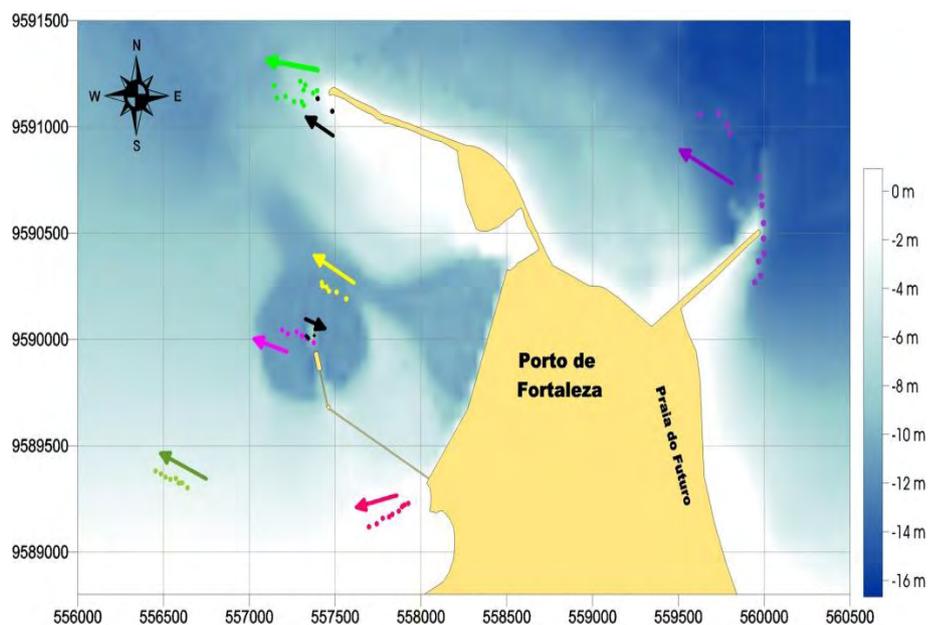


Figura 41 - Mapa com as direções de deslocamento das manchas de Rodamina em todos os pontos lançados durante os dias 29, 30/10 e 05/11/1999. Fonte: PETCON-DOCAS DO CEARÁ (2000).

Um lance de vista nas fotos aéreas permite observar o intenso transporte de areias das dunas do Mucuripe para a enseada (Foto 58), que deveria aumentar ainda mais a percentagem de areia na

área da enseada. No entanto o que se verificou foi o domínio de sedimentos finos no local, provavelmente proveniente de um aporte através de um curso d'água, seguramente, um pouco mais potente que o riacho Maceió.

IV - A dinâmica costeira predominantemente de leste para oeste tenderia a levar a desembocadura do rio Cocó para oeste, e não para leste, como ocorreu.

Os grandes rios no Ceará, que atingem o litoral, têm suas bocas deslocadas para o oeste, pela dinâmica costeira, não só devido a deriva litorânea, mas principalmente por conta dos ventos alísios, que são predominantemente ESSE, e sopram todo o ano nesta direção. Assim, por exemplo, o rio Jaguaribe desaguava entre Fontainha e Quixaba, hoje sua foz situa-se em Fortim, quase 30 quilômetros mais a oeste (Leal, 2003). O rio Pacoti, chega às proximidades do litoral encaixado numa estrutura N20°E, que, se prolongada, sairia na Prainha. No entanto, sua foz se deslocou quase 10 quilômetros para oeste (praia da Cofeco).

O rio Cocó, no entanto, não segue este mecanismo, infletindo para leste, sentido contrário ao das correntes marinhas e dos ventos dominantes. Na última volta que ele dá, depois da confluência com o Coaçu, antes de desaguar no mar, entre Sabiaguaba e praia do Futuro, é possível se observar, na margem direita, um mangue soterrado e recortado no canal do rio, mostrando que o curso do Coaçu era mais para leste, sendo depois empurrado pelo avanço das dunas móveis de Sabiaguaba (Figura 2 e fotos 27 e 28). Hoje, este avanço das dunas móveis pode ser vislumbrado pelo soterramento da vegetação fixadora a sotavento, que atinge até mesmo o manguezal (Fotos 52 e 55).

V - São as direções preferenciais das dunas parabólicas, que condicionam a orientação dos vales dos rios recortando os tabuleiros da Formação Barreiras. Esta dinâmica eólica foi a responsável pelo barramento e desvio do curso original do rio Cocó.

Os mapas das unidades geoambientais (Figuras 25, 26 e 28) mostram o paralelismo dos vales, que recortam os tabuleiros pré-litorâneos, instalados sobre os sedimentos da Formação Barreiras, mantidos independentes, mesmo da bacia hidrográfica, tais como os riachos da porção central de Fortaleza (Pajeú e Aguanhambi e Maceió), os afluentes do Coaçu, como o riacho da Lagoa da Sapiranga e, ele próprio, depois da lagoa da Precabura, ou o Cocó (sul da Cidade 2.000 até a última curva em Sabiaguaba), e seus afluentes, mais a sul.

Esta direção dos vales é também paralela aos flancos das dunas parabólicas, tanto no limite leste da bacia, quanto na Cidade 2.000. Portanto, excetuando a direção N20°E, herdada do Ciclo Brasileiro, a direção mais conspícua dos vales, que cortam os tabuleiros é aquela do alongamento das dunas e flancos das dunas parabólicas e coincide com a direção dos ventos dominantes ESE.

VI – A estrutura N20°E onde está encaixado o rio Cocó, depois que penetra na depressão Sertaneja, limita alto do embasamento, com formação de um gráben na área percorrida pelo antigo leito.

Uma análise dos 260 poços realizados no baixo curso do rio Cocó, mostra que os furos de sondagem para água, que atingiram rochas do embasamento cristalino, estão restritos ao lado oeste do alinhamento N20°E e a sul do trecho que ele tem direção quase E-W (Figura 42). Assim, a porção a norte do Cocó, que englobaria a Cidade 2.000, Cidade do Fortal, Dunas da Avenida Santos Dumont, Fábrica de Asfalto do Mucuripe, Praia do Futuro e Sabiaguaba, constituiria um gráben que poderia ser a continuação do Gráben de Mecejana (Figura 7).

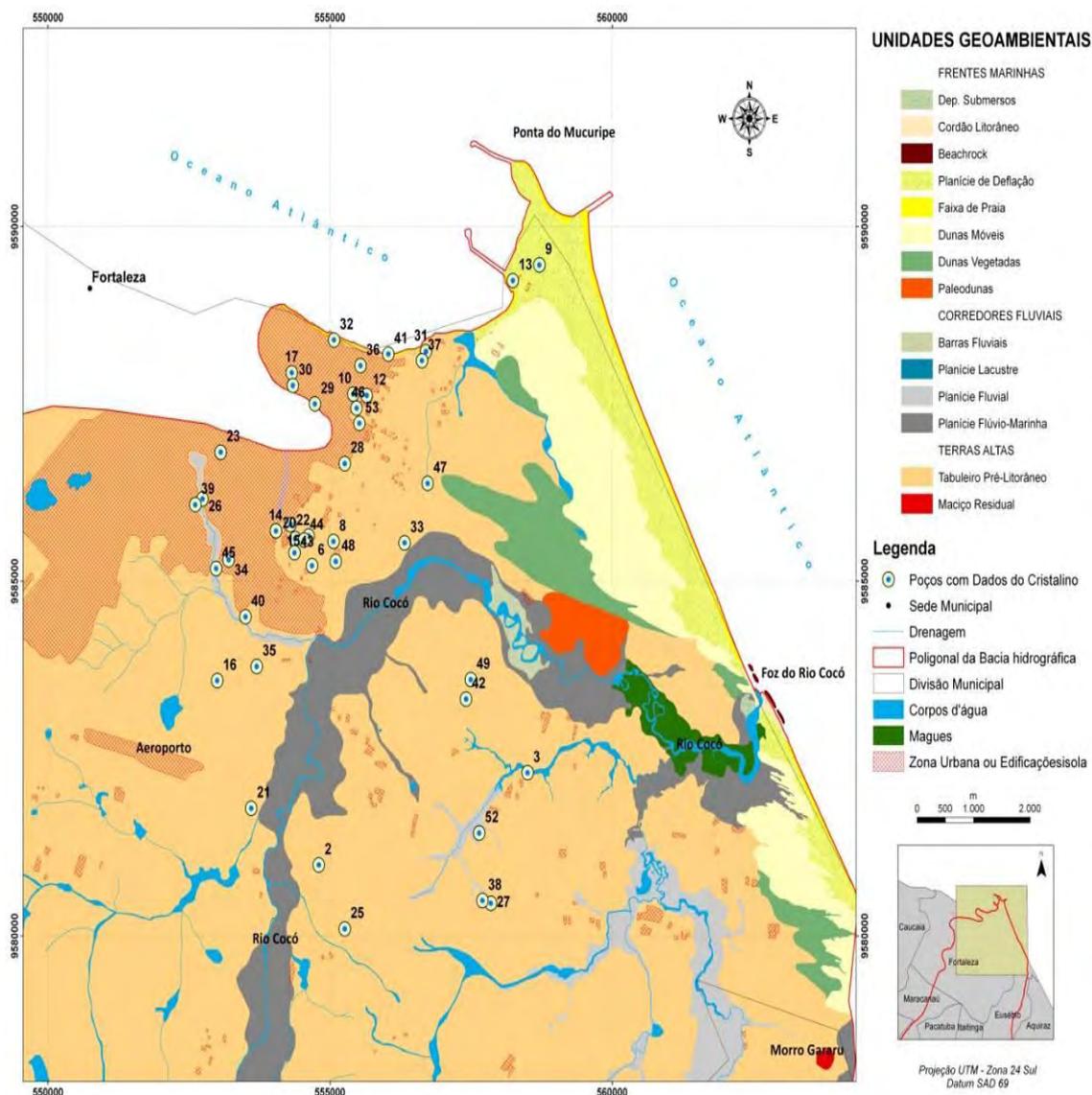


Figura 42 - Mapa de poços para água que atingiram o embasamento cristalino.

Um mapa foi preparado a partir das cotas do topo de um nível carbonático, que não aflora, mas que foi detectado em mais de uma vintena de furos de sondagem, na região próxima à enseada do Mucuripe (Figura 43).

O limite oeste deste gráben, em superfície, estaria marcado pelo embasamento cristalino em contato com a laterita e o arenito Barreiras, na Avenida Sebastião de Abreu, quase esquina com a

Avenida Padre Antônio Tomaz e, o quartzito que aflora entre o limite oeste da praia do Futuro e a praia Mansa (Figuras 25, 26, 27, 28, 33 e 42).

Por outro lado, não foi possível encontrar registros da passagem do paleocurso do rio Cocó, a leste da Ponta do Mucuripe. A boca do rio Cocó, como já visto acima, estaria condicionada entre o píer do Porto do Mucuripe e os recifes de arenito ferruginoso da Formação Barreiras, na Volta da Jurema.

Assim, o curso do rio Cocó é condicionado, grosso modo, pela estrutura brasileira N20E, ao atravessar as rochas cristalinas da depressão Sertaneja e, no ambiente sedimentar da Formação Barreiras, estaria confinado ao gráben que seria, possivelmente, a continuação do gráben de Mecejana, sem ter necessariamente um controle estrutural marcante, dentro deste gráben, já que seu paleocurso seria bem mais a leste do limite ocidental do referido gráben.

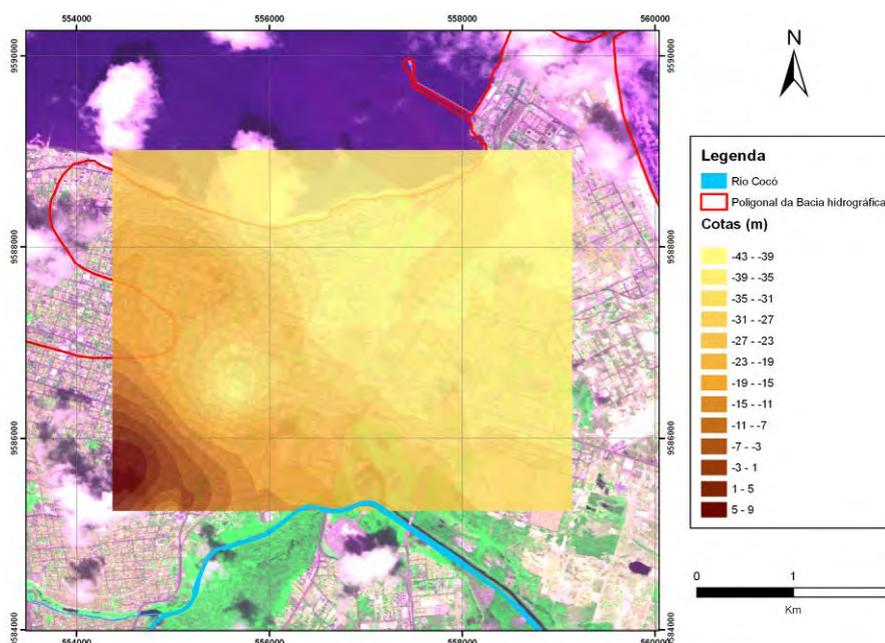


Figura 43 - Mapa de curvas de nível da superfície do topo do horizonte carbonático sobre a imagem de satélite

Ao abandonar o controle do fraturamento brasileiro no cristalino, de direção N20E, para penetrar no gráben, ele teria se deslocado para leste, passando por onde hoje é a Cidade 2.000, Hospital Geral (Furo 73), Avenida Engenheiro Santana Junior, na altura do cruzamento com a Avenida Alberto Sá (Furos 93 e 97), e da Rua Delmiro Gouveia, com o prolongamento da Avenida Antônio Justa (Furo 95), encontrando o riacho Maceió na Avenida Abolição, seguindo seu trajeto até a boca, em frente à Estátua de Iracema.

7. USO E OCUPAÇÃO DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO COCÓ

Nada mais assustador do que a ignorância em ação
(Johann Wolfgang Von Goethe, 1748-1832, escritor, poeta
e cientista alemão).

7.1. EVOLUÇÃO DA OCUPAÇÃO NA BACIA DO RIO COCÓ

A cartografia e análise a partir de fotografias aéreas de 1958, 1968, 1972 e 1994, além de imagens de satélite de 1975 (LANDSAT 1), até os dias de hoje, permitem a visualização da evolução da ocupação da bacia do rio Cocó.

O mais antigo registro de fotografias aéreas que se conseguiu encontrar foi de 1958, ano de grande seca no Estado do Ceará. Nelas, é possível verificar (Figura 25), que a ocupação contínua estava restrita à porção centro-norte, da Cidade de Fortaleza. No restante da bacia, são apenas aldeamentos, ou casas isoladas, distantes uns dos outros e do centro da cidade.

A estimativa populacional de Fortaleza, para este ano, pelo IBGE era de 375.624 habitantes e o Farol Velho do Mucuripe foi substituído pelo Farol Novo instalado no alto das dunas do Mucuripe (Azevedo, 2001).

O limite leste aproximado, de ocupação, era a Avenida Desembargador Moreira. Para sul, a cidade não ultrapassava o riacho Aguanhambi. À norte, era limitada pelo mar onde, em geral, as casas da orla eram de veraneio e, à oeste, ia além do limite da bacia do rio Cocó, mas as residências de classe média, a alta, estavam restritas ao centro da cidade e aos bairros de Jacarecanga e Gentilândia. Para oeste, até à Barra do Ceará se estendia o Distrito Industrial, e, a norte, tinha o Arraial Moura Brasil, e começava a se alastrar a favela do Pirambú (Figura 25).

O rio Cocó ainda exibia seus meandros, logo ao dobrar para leste, até a confluência com o rio Coaçu. Neste trecho ainda funcionavam as salinas nas duas margens (em frente onde hoje é o Shopping Center Iguatemi, que foi construído depois de aterrada a planície flúvio-marinha), e ao lado da atual Avenida Rogaciano Leite.

Nas fotos aéreas é possível verificar que os manguezais foram quase que totalmente destruídos na época da construção e funcionamento das salinas (Foto 63). Ao norte da foto, as dunas parabólicas sobrejacentes às paleodunas, que barraram o curso original do rio Cocó, estendiam-se até onde hoje estão o teatro do Parque do Cocó, as cidades 2.000 e do Fortal chegando, a norte da Avenida Santos Dumont. Neste local praticamente não havia ocupação, exceto aquela ligada à exploração das salinas.

A grande seca de 1958 fez com que o êxodo do interior para a capital aumentasse sensivelmente e isso é facilmente verificado nas fotografias aéreas de 1968 (Figura 26) e nos registros do IBGE. Neste período entre 1958 e 1969, o rio Cocó foi dragado para retificação do canal, com o material do fundo lançado sobre as margens.

Foi o período, com registro fotográfico, de maior devastação do manguezal, na sua história recente, como mostra a tabela 7, com as áreas ocupadas pelas unidades geoambientais ao longo do tempo.

A ocupação vai se expandindo para margem esquerda do Cocó até chegar às salinas. Ao sul, a ocupação partia do pólo de Messejana rumo ao norte, mas era dificultada porque as salinas e a falta de pontes impediam o cruzamento do vale do rio do Cocó, para ocupação da margem direita. A dragagem do rio Cocó e retificação do seu leito, da BR 116 até quase à foz, aterrou muitos terrenos que eram anteriormente úmidos e difíceis de serem ocupados, inclusive ocupados por manguezal (Foto 64).

Porém, as margens do Cocó, principalmente na região das salinas, demoraram a ser ocupadas. Na foto aérea de 1972 é nítida a ausência de construção de casas nesta planície flúvio-marinha, mesmo quando há havia sido construída a Cidade 2.000, na vizinhança.

Em contrapartida, o mangue ainda não tinha se recuperado, mesmo depois do abandono da atividade salineira e sua destruição parcial por causa da dragagem (Foto 65). Sua grande regeneração somente vai começar depois da criação do Parque do Cocó, em 1989, e retirada do pessoal que morava embaixo da antiga ponte da Avenida Engenheiro Santana Junior.

Um marco na ocupação da área, que hoje corresponde ao Shopping Center Iguatemi, Centro de Convenções e UNIFOR foi a abertura, no final da década de 1960, da estrada calçamentada de Messejana, passando pela casa de José de Alencar, Seis Bocas, seguindo por onde é hoje a Avenida Washington Soares, até à Avenida Rogaciano Leite, saindo na altura do atual viaduto da Avenida Santos Dumont (Foto 66).

Ao norte do rio Cocó, a construção do conjunto habitacional Cidade 2.000 iria desencadear a ocupação desta região. Porém, com um número muito grande de casas cerradas e de pequenas dimensões, que adensou muito a taxa de ocupação e, aterrando locais mais baixos, como o sangradouro da lagoa do Gengibre impedindo o escoamento das águas nos períodos de grandes chuvas.

Felizmente, a pista nova, que seria continuação da Avenida Padre Antônio Tomaz, e cruza as dunas, até chegar à praia do Futuro, formou um anel de proteção envolvendo, os septos das dunas parabólicas, que separavam as diversas lagoas menores, dando origem a uma grande área de amortecimento das águas.

Sem isso, nos anos de alta precipitação pluviométrica, as águas iriam invadir a Cidade 2.000 e os terrenos vizinhos mais baixos (Figura 28). Neste mapa, pode-se facilmente identificar a expansão mais intensa para leste e sudeste, no rumo dos ventos dominantes.

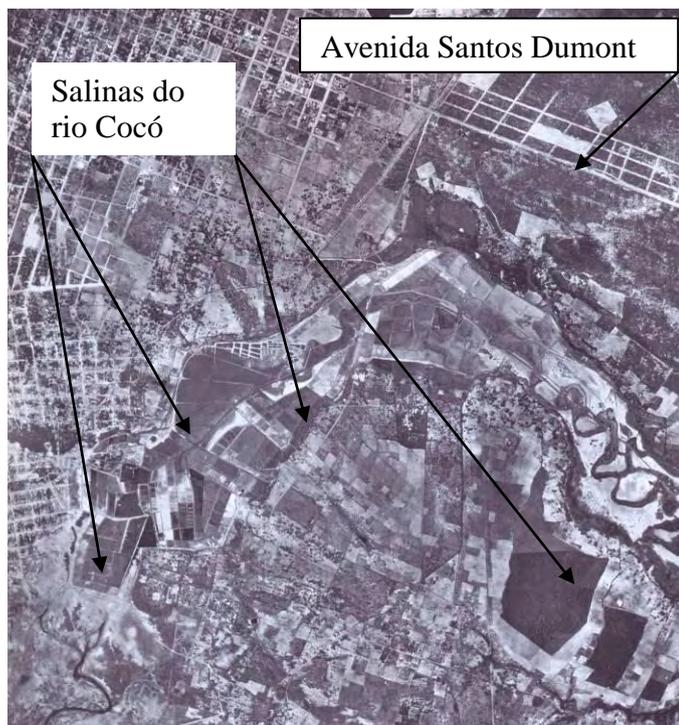


Foto 63 - Detalhe da fotografia aérea de 1958, mostrando ainda os meandros do rio Cocó, e suas salinas, nas duas margens, com mangue destruído e a cidade de Fortaleza crescendo para leste, rumo ao rio.

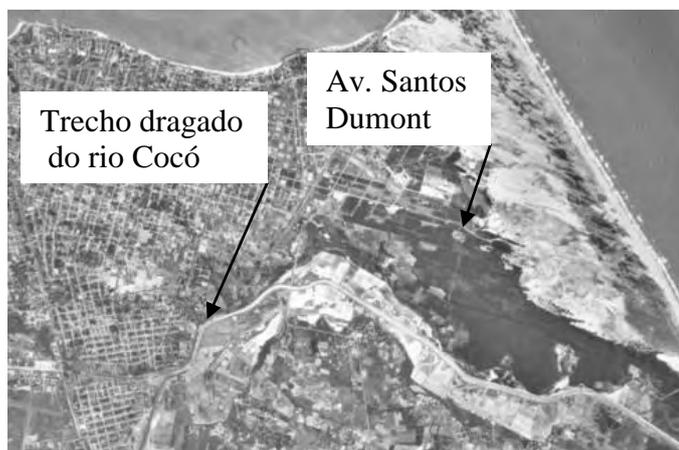


Foto 64 - Fotografia aérea de 1968, mostrando a expansão de Fortaleza, para margem esquerda do rio Cocó e o seu trecho dragado e retificado.

Na década de 1970, começou efetivamente a ocupação desta região, com a construção do Centro Administrativo, Academia de Polícia e Universidade de Fortaleza. Enquanto o resto da cidade foi apenas ampliando seus limites, no âmbito da bacia do Cocó houve uma verdadeira explosão, quando o governo do Estado começou a vender suas terras, para funcionários construírem suas casas (daí nome do bairro Cidade dos Funcionários).

A classe média, pressionada pelo custo dos terrenos nos bairros nobres de Fortaleza, foi se transferindo para esta área, consoante ao princípio de urbanismo que diz que “as cidades tendem a crescer no rumo onde sopram os ventos dominantes”. Como era uma área alta, plana (tabuleiros pré-litorâneos) com ventos predominantemente leste, freqüentes e intensos, a ocupação foi rápida, mas com

pouca densidade, pela disponibilidade que um grande número de terrenos. A construção do Centro Administrativo do Bairro Cambeba e melhoramento das vias de acesso intensificaram ainda mais a ocupação (Figura 44).

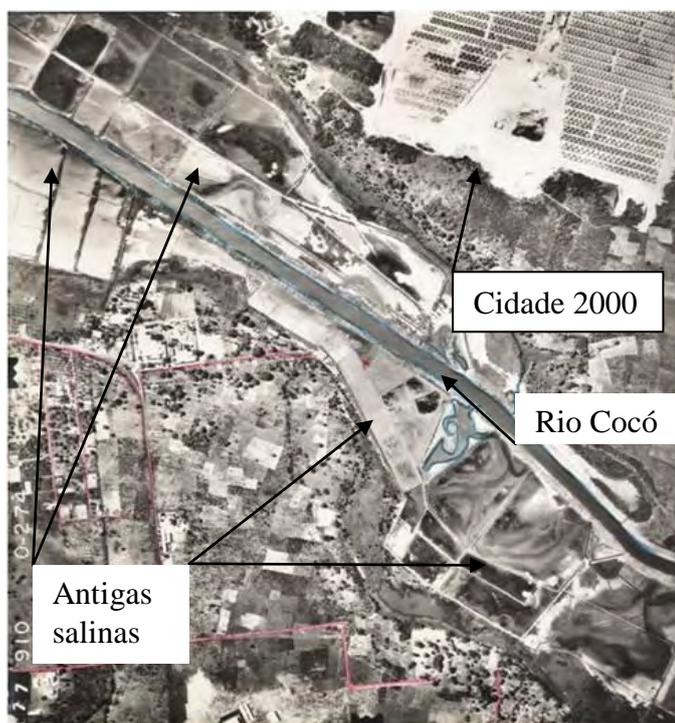


Foto 65 - Detalhe de fotografia aérea de 1972 mostrando as áreas de antigas salinas sem ocupação e Cidade 2.000.

Em contrapartida, nos bairros mais pobres da bacia do Cocó, como as áreas do Lagamar, Castelão, Jangurussu, BR 116 e Aerolândia, a população que, originalmente somente ocupava a planície de inundação topográfica - que fica acima do nível de base das cheias e raramente é inundada – passando, depois, a construir as casas na planície de inundação hidrológica, adjacente às margens, e que inundam, pelo menos duas vezes, a cada três anos (FISRWG, 2000).

Esta ocupação desordenada tem causado transtorno aos próprios moradores, no período de chuvas fortes, quando as águas, ocupando da planície de inundação hidrológica, invadem as casas.

No Mapa das Unidades Geoambientais de 1968 é visível que as ocupações fora do centro da cidade são ainda esparsas, sem formar grandes aglomerados de casas. No mapa preparado com as fotografias de 1972 (Figura 27), que infelizmente cobre apenas um terço da área da bacia, mas mesmo assim mostra que o adensamento, partindo do centro da cidade vai se expandindo para o Aeroporto, Montese, Paragaba, Maraponga, São João do Tauape, Cidade dos Funcionários, Papicu e Praia do Futuro.

Em 8 de junho de 1973 é instituída pela Lei Complementar nº 14, a Região Metropolitana de Fortaleza – RMF, com o objetivo de uniformizar os serviços comuns, dentro de um planejamento

integrado de desenvolvimento sócio-econômico. Inicialmente compreendia os municípios de Fortaleza, Aquiraz, Caucaia, Maranguape e Pacatuba. Depois foram acrescentados os municípios desmembrados Euzébio, Maracanaú, Guaiúba e Itaitinga, além de incluir mais outros municípios vizinhos tais como Pacajus, Horizonte, São Gonçalo do Amarante e Chorozinho (Azevedo, 2001).



Figura 44 - Bairros de Fortaleza

O início da construção do trecho do 4º Anel Viário de Fortaleza ligando a BR – 116 às Seis Bocas (Avenida Oliveira Paiva), em 1974, facilitou a interiorização da Cidade dos Funcionários.

No ano seguinte, a Avenida Santos Dumont foi prolongada até à praia do Futuro e aberta a Avenida Rogaciano Leite paralela ao leito do Cocó na Água Fria, estendendo-se até a Cidade dos Funcionários.

Em 1977 começa o alargamento da Avenida Perimetral no trecho entre a UNIFOR e a Avenida Santos Dumont, que corresponde, hoje, às avenidas Washington Soares e Engenheiro Santana Júnior, com a construção da nova ponte sobre o rio Cocó nesta última, no ano seguinte (Fotos 66 e 67). A Avenida Beira-Mar foi concluída em 1979 (Azevedo, 2001).

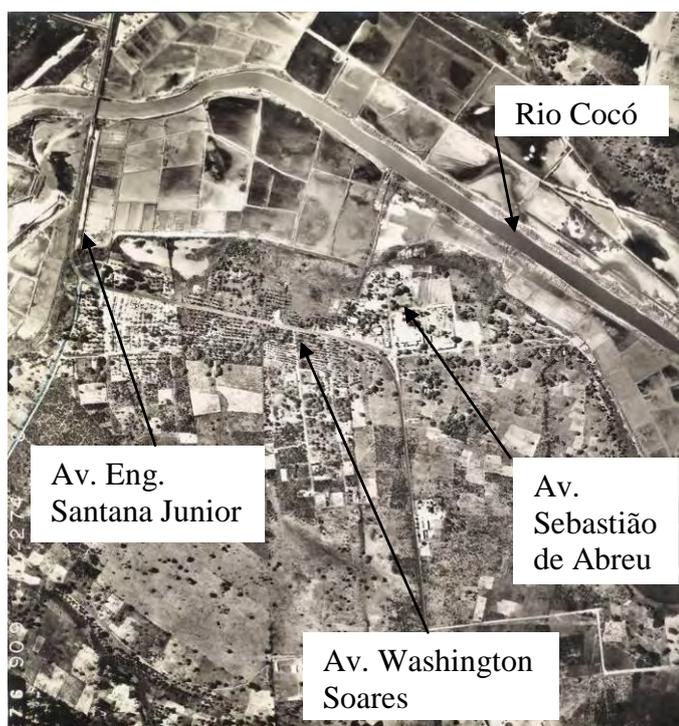


Foto 66 - Fotografia aérea de 1972, mostrando o rio Cocó retificado, com suas salinas e as avenidas Eng. Santana Júnior e Washington Soares, que envolvem o terreno, onde foi construído o Shopping Iguatemi.

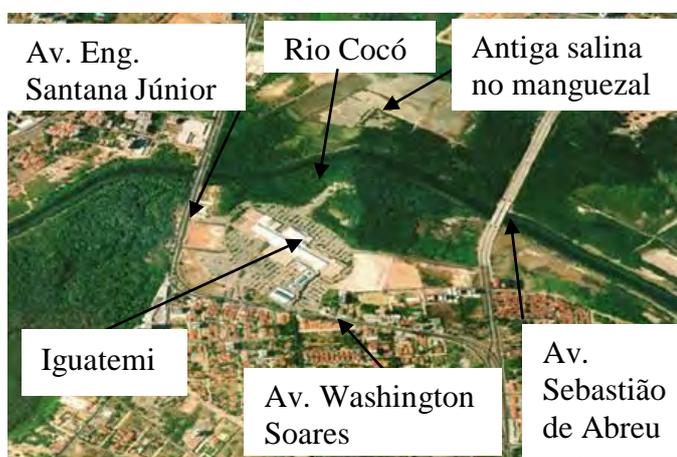


Foto 67 - Fotografia mostrando o Shopping Center Iguatemi, na planície flúvio-marinha do rio Cocó, entre as avenidas Eng. Santana Júnior, Washington Soares e Sebastião de Abreu. Ao fundo manguezal e antigas salinas. Foto Fortaleza Guia Digital (2001). Fonte: Pessoa (2002).

A região do Lagamar foi dragada para aterro da margem direita do rio Cocó e construção de casas populares entregues no final de 1981. Poucos meses depois, foi inaugurado o Shopping Center Iguatemi (Foto 67)

Em 2005, a ocupação contínua já se estendeu para sudoeste, passando por Mondubim, Conjunto José Walter, até Maracanaú. À sul, Messejana já se ligou ao restante da cidade, sem grandes espaços vazios, continuando rumo à Paupina.

Para leste, o aldeamento se prolonga até à Lagoa Redonda, nos limites da Lagoa da Precabura. A Cidade 2000 e Papicu se unem à Praia do Futuro, que se prolongou até à margem esquerda do rio Cocó, na foz.

Bremaecker (2000) estudando a evolução dos municípios das regiões metropolitanas brasileiras, através da base territorial de 1997, verificou que, de 1960 a 1991, a população brasileira passou de 70 milhões de habitantes a 146,4 milhões, num acréscimo de 2,1 vezes. Por outro lado, a população das regiões metropolitanas, em 1960 (época em que o país começava a se tornar urbano), correspondia a 21,4% da população total do país, passando a 25,3% em 1970; 28,9%, em 1980, até atingir 29,2%, em 1991.

Segundo dados levantados pelo referido autor, Fortaleza, em 1960, contava com 645.607 habitantes, sendo 507.710 (78,6%), no núcleo, e 137.897, na periferia. Em 1970, o senso mostrou que, Fortaleza (1.036.779 habitantes, sendo 857.980 no núcleo e 178.799 na periferia) cresceu acima da média das regiões metropolitanas brasileiras. Já em 1980, os dados demográficos revelavam que o crescimento da população tinha o mesmo ritmo, tanto no núcleo, quanto na periferia (1.580.066 habitantes sendo 1.307.611 no núcleo e 272.455 na periferia). Finalmente, em 1991, Fortaleza, com 3,49%, ao ano, foi a região metropolitana, que mais cresceu no país (2.303.645 habitantes, sendo 1.765.794 no núcleo e 537.851 na periferia) (Bremaecker, 2000).

No final, o citado autor faz um resumo da evolução da população residente na Região Metropolitana de Fortaleza, por município, dos quais foram relacionados aqui, apenas aqueles que pertencem à bacia hidrográfica do rio Cocó (Tabela 7).

Tabela 7 - Evolução da população dos municípios da bacia hidrográfica do rio Cocó.

POPULAÇÃO TOTAL				
CIDADES	1960	1970	1980	1991
FORTALEZA	507.710	857.980	1.307.611	1.765.794
EUZÉBIO	5.147	6.930	12.095	20.388
ITAITINGA	3.723	7.526	10.837	22.779
MARACANAÚ	10.001	15.685	37.894	157.029
PACATUBA	6.089	12.598	17.726	37.245
GUAIÚBA	14.309	11.792	13.547	17.542
AQUIRAZ	21.078	25.577	33.016	46.225
MARANGUAPE	35.566	43.937	53.232	71.628

O município que mais cresceu, de 1960 a 1991, sem sombra de dúvidas, foi o de Maracanaú (15,70 vezes), por causa, principalmente, do distrito industrial, ali instalado, seguido do município vizinho de Itaitinga (6,12 vezes), porém com uma população quase sete vezes menor. Todos estes

municípios tiveram um crescimento populacional maior que Fortaleza (3,48 vezes). Dentre os municípios que têm uma grande parte do seu território na bacia, o de menor crescimento, foi o Euzébio (3,96 vezes).

Os municípios de Aquiraz, Guaiúba e Maranguape, que, praticamente, só bordejam a bacia, tiveram os mais baixos crescimentos demográficos entre 1960 e 1991. Aquiraz, neste período aumentou, continuamente, 2,19 vezes sua população, enquanto que, Guaiúba, teve população decrescente em duas décadas, crescendo apenas nesta última década. Maranguape cresceu apenas 2,01 no período, mas perdeu o distrito mais populoso, que é Maracanaú, e que hoje, por conta do Distrito Industrial, tem uma população duas vezes maior que o município do qual se desmembrou.

Na tabela 8, com os dados estatísticos do IBGE referentes aos censos de 1980, 1991 e 2000, é interessante observar as peculiaridades das ocupações nos bairros dentro da bacia do rio Cocó em Fortaleza.

Tabela 8 - Variação da população dos bairros de Fortaleza, dentro da bacia do rio Cocó.

Bairros	Censo 1980	Censo 1991	Censo 2000
Barroso	4326	14379	24 116
Cajazeiras	1904	6215	8 646
Edson Queiroz	13602	23298	20 291
Jangurussu	13388	26531	63 401
Jardim das Oliveiras	6712	22793	30 754
Sabiaguaba	849	635	2 759
Salinas	1390	2296	2 141
Aerolândia	9190	11452	11 824
Alto da Balança	15495	14671	13 229
Castelão	1853	2816	4 542
Cidade 2000	0	8292	7 885
Cocó	12438	9338	13 952
Dias Macedo	7313	8851	11 899
Dunas	0	484	1 594
Mata galinha	1597	3098	4 121
Passaré	4180	13012	37 369
Praia do Futuro II	0	2740	7 651
Prefeito José Walter	28838	27652	26 477
São João do Tauape	30253	29277	27 328
Total	153328	227830	319979

Os dois conjuntos habitacionais de classe média, Cidade 2.000 e Prefeito José Walter tiveram a população reduzida, principalmente entre 1991 e 2000. Os bairros mais antigos como Aerolândia, Alto da Balança e São João do Tauape pouco cresceram e mesmo tiveram a população reduzida. Nestes dois casos, os bairros não tiveram terrenos suficientes para crescer e as áreas, e, de uma forma ou outra, foram se degradando.

As maiores expansões urbanas na bacia do rio Cocó ocorreram nos bairros com grande área para expandir porque ocuparam as planícies de inundação, como é o caso do Barroso, Jangurussu, Castelão e Mata Galinha.

As ocupações mais intensivas nos bairros de classe média, Cajazeiras, Edson Queiroz, Jardim das Oliveiras (Cidade dos Funcionários) e Passaré se deram de forma mais organizada, em terrenos altos de tabuleiros pré-litorâneos, por conta de um, ou mais indutores.

O gráfico de síntese (Figura 45) permite visualizar estas assertivas. Cajazeiras começou a crescer com a ampliação da BR-116 e a construção do Centro Administrativo do Governo do Estado; Edson Queiroz por conta da Universidade de Fortaleza (UNIFOR), Centro Administrativo e Iguatemi; Jardim das Oliveiras com a venda de terrenos do governo estadual para os funcionários públicos e, o Passaré, não somente devido a construção da sede do Banco do Nordeste, mas porque os poucos e grandes proprietários de terras da região, passaram a lotear e vender seus terrenos.

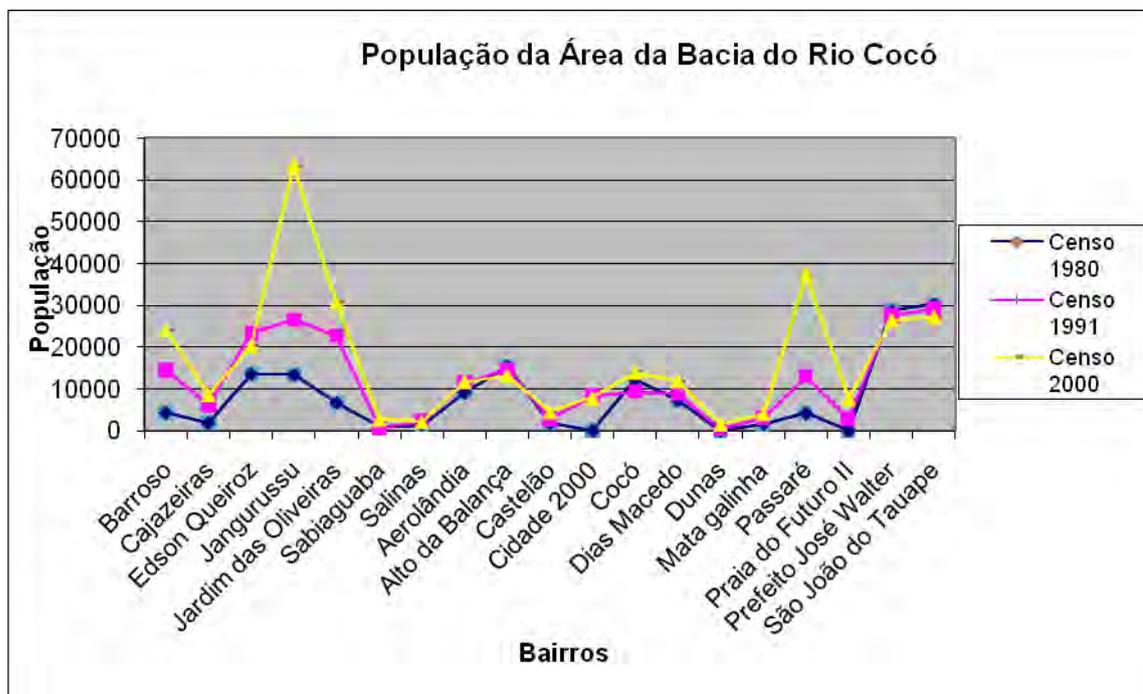


Figura 45 - Gráfico de variação da população dos bairros, da região do rio Cocó, em Fortaleza, ao longo dos anos Fonte: IBGE.

Na Praia do Futuro e nas Dunas, bairros de classe média a alta, a ocupação demorou por falta de infra-estrutura, como abastecimento de água, sistema de esgoto e acessos. Mesmo o crescimento populacional foi ampliado, com instalação de favelas, em terrenos particulares desocupados, à espera de valorização, principalmente na praia do Futuro. Na praia de Iracema foi feito um aterro entre a Rua

João Cordeiro e Avenida Rui Barbosa, mas até agora nenhuma obra de requalificação urbana foi realizada até agora.

Sabiaguaba era, tradicionalmente, bairro com casas de veraneio, que teve um incremento na ocupação, depois do início da ponte do rio Cocó, entre a praia do Futuro e Sabiaguaba. Santa Luzia do Cocó e Salinas, por se tratar de áreas da planície flúvio-marinha, que foram, em parte, aterradas, e estão sem saneamento. A taxa de ocupação está estagnada há, pelo menos, 20 anos.

A previsão da população de Fortaleza, em 2009, estimada pelo IBGE e publicada no D.O.U. de 31/08/2009 foi de 2.505.552 habitante, com crescimento de 1,3% em relação a 2008.

8. CAPACIDADE DE SUPORTE DO RIO COCÓ

“A vantagem da ciência é não ser emocional” (Oscar Wilde, 1854 – 1900, poeta e dramaturgo irlandês).

8.1 CONCEITOS E CLASSIFICAÇÃO DE ESTUÁRIOS

A grande dificuldade nas classificações de estuários é que raramente elas são tão abrangentes a ponto de englobar todos os casos. E, quando isso acontece, na maioria das vezes elas deixam de ser específicas

As definições de estuários (seu nome deriva do latim “*Aestus*”, que quer dizer maré) não fogem a esta regra, aquelas definições gerais como “vales de rios afogados” (Dalrymple *et al.*, 1992), ou, mesmo a definição clássica de Cameron e Pritchard (1963) de que “estuário é um corpo de água costeira semi-fechado que tem uma conexão livre com o mar aberto e dentro do qual a água do mar é mensuravelmente diluída na água doce derivada da drenagem terrestre”, são pouco elucidativas.

A concepção de Dyer (1973) de estuário como “um corpo de água costeiro semi-fechado, com interligação livre com o oceano aberto, estendendo-se rio acima até o limite da influência da maré, sendo que no seu interior a água é mensuravelmente diluída pela água doce, oriunda da drenagem continental”, ou mesmo, a de Dalrymple *et al.* (1992), considerando estuário, “a parte voltada para o mar de um sistema de vales inundados, os quais recebem sedimentos de fontes fluviais e marinhas, contendo fácies influenciadas pelo mar, ondas e processos fluviais”.

Segundo eles, “o estuário se estende desde o limite interno das fácies de marés, até o limite oceânico das fácies costeiras na entrada”, dão uma idéia da extensão dos estuários, mas não facilitam suas classificações.

No caso da concepção clássica de Cameron & Pritchard (1963), segundo Tomczak (2000) estão enquadrados apenas os estuários considerados positivos e ele sugere três modificações para incluir todos os tipos de estuários. A primeira, é que exista uma separação intermitente entre o estuário e o mar, devido, por exemplo, à formação de barras de areias, em costas arenosas de pequena declividade, nos períodos de secas em regiões de grandes variações de precipitação pluviométrica. Esta condição iria gerar lagos de água salobra, temporários.

A segunda modificação seria no caso onde a evaporação é superior ao aporte das águas doces dos rios, e das chuvas locais, deixando as águas dos estuários mais salinas, que a do mar, onde os estuários são conhecidos como negativos ou inversos. A terceira modificação é especificar, que os estuários são estreitos, sendo necessário separar estuários dos mares mediterrâneos.

Estas sugestões servirão para melhor caracterizar os estuários do nordeste brasileiro, especialmente os do Ceará, onde as costas são arenosas, os rios intermitentes, os estuários estreitos e rasos e, a evaporação, várias vezes superior à precipitação pluviométrica. Por isso, a definição de Tomczak (2000), embora genérica, é a que mais de perto interessa aos estudiosos dos estuários nordestinos: “Um estuário é um corpo de água costeira, estreito com comunicação livre com o mar aberto, pelo menos intermitentemente e dentro do qual a salinidade da água é mensuravelmente diferente da salinidade do oceano aberto”.

É evidente, pelo menos nas regiões de clima árido e semi-árido, que as marés são um dos principais agentes de formação dos estuários. São elas que permitem um movimento quase constante de mistura de água salgada do mar, com água doce dos rios, mistura esta que é função das alturas e regimes das marés.

O vento pode chegar a ser a força mais importante na circulação, porém não atua por um período de tempo suficientemente longo, a ponto de influenciar a circulação média. Tomczak (2000) considera que “o movimento de água num corpo de água com salinidade ‘mensuravelmente diferente’ da água de mar aberto é, entretanto, sempre o resultado da força termohalina”. Ele associa os estuários aos mares mediterrâneos, que são outra categoria de regiões oceânicas dominadas por forças termohalinas, distintos dos estuários apenas pelo tamanho e o balanço de forças.

O mecanismo de forças que põe em ação a circulação, como os gradientes de pressão horizontais, produzidos pelas diferenças de salinidade entre o corpo de água e o mar aberto é o mesmo, tanto nos estuários, quanto nos mares mediterrâneos. Os mares mediterrâneos são suficientemente largos para permitirem movimento de água apreciável normal ao eixo principal, que permite a influência das forças de Coriolis que defletem as correntes da direção mais curta rumo ao gradiente de salinidade, e a circulação torna-se geotrófica.

No caso dos estuários isto não acontece, de acordo com Tomczak (2000), a fricção é a única força disponível para balancear a gradiente de pressão ao longo do estuário e ela é quase que exclusivamente devida às correntes de marés. A salinidade do estuário é determinada pelo balanço entre a advecção pelo fluxo médio e a difusão turbulenta da maré. Sua idéia é “tentar ver se a variedade das condições estuarinas pode ser reduzida a pequeno número de tipos de estuários com sistemas de circulação distintos”.

Uma das principais classificações de estuários foi feita em 1952, por Pritchard, baseada na topografia: estuários de planícies costeiras (vales de rios afogados); de *fjords* e de barras. Os estuários de planícies costeiras foram formados por inundação dos vales dos rios devido a ascensão do nível do mar ao longo do tempo geológico. Caracterizam-se por baixa taxa de sedimentação e a morfologia é aquela do antigo vale afogado. São rasos com profundidade raramente superiores a 30 metros e localizados em zonas de clima temperado.

Nos estuários de *fjords*, os vales foram escavados por movimento de geleiras rumo a mar. E são muito profundos, alguns superiores a 800 metros. Exibem soleiras na boca dos rios, formadas

pelos sedimentos acumulados na frente das geleiras. Os estuários de *fjord* típicos são somente encontrados em zonas temperadas.

Os estuários construídos com barreiras são vales de rios afogados (Dalrymple *et al.*, 1992), com altas taxas de sedimentação. São comumente muito rasos, com profundidades de poucos metros, e normalmente com ramificações nas proximidades das bocas num sistema de canais rasos (lagunas). O sedimento se acumula próximo à boca do estuário formando barras, onde a profundidade da água decresce ainda mais.

Estuários construídos com barreiras são comuns nos trópicos e sub-trópicos, e são caracterizados pela deposição de sedimento (Tomczak, 2000). Distinguem-se dos deltas pela menor quantidade de sedimentos provenientes dos rios que, são transportados mar à dentro e, das lagunas, pela menor contribuição fluvial e acesso mais amplo para o mar.

Quando as ondas têm maior influência nos estuários, o transporte longitudinal, ou normal às praias, começa a formar um cordão litorâneo arenoso em frente ao estuário. A barreira arenosa é comumente constituída de dois elementos de areia: (I) uma barreira com depósitos de material lavado e, (II) uma corrente de braço de mar, que atravessa esta barreira, dando origem à circulação de uma corrente, que penetra no estuário, formando um delta de planície de enchente.

No lado continental da barreira de areia, a parte do centro do estuário, que é uma zona de baixa energia, recebe sedimentos finos (lamosos). Nos estuários onde as ondas são dominantes, os três elementos, barreira arenosa, bacia central com lama, e delta de vazante, são característicos deste tipo de ambiente.

Neste caso, como as correntes são agentes mais importantes que as ondas, estas correntes permitem uma maior movimentação entre o estuário e o mar aberto, dificultando o desenvolvimento de deltas de vazante, bacia central lamosa, ou uma barreira arenosa discreta. Em contrapartida, uma série de barras de areias ornamentadas de dunas é ideal para se transformar em depósitos planos, de areia, sob influência de correntes e, finalmente, em canais totalmente fluviais. Neste caso, uma zona de baixa energia também é gerada, mesmo sem formar depósito de sedimento fino. (Dalrymple *et al.*, 1992).

Stonnel (1951, *apud* Schubel, 1971), sugeriu que os agentes responsáveis pela movimentação da água nos estuários servissem para classificar os estuários, de acordo com o Mecanismo de Movimento Dominante. Neste caso, teríamos três tipos: Estuários dominados por ventos; estuários dominados por marés e; estuários dominados por rios.

O terceiro tipo de classificação é feito segundo o modelo de circulação e pode ser baseado nos dois grandes processos que, segundo Pritchard (1955), regulam a circulação: a advecção (fluxo que inclui correntes e deslocamentos de água) e difusão (misturas túrbidas, com troca de sais, somente entre as águas do rio e do mar).

1 – Estuário com Cunha Salina – A estratificação é muito diferenciada, onde a água doce flui sobre a salgada sem se misturarem. Embora haja uma interface no contato das duas, não existe migração e troca, na vertical. É função da vazão do rio e capacidade de penetração da maré.

2 – Estuário Parcialmente Misturado – Não existe um gradiente salino marcante com trocas verticais de íons, mas formam-se duas camadas, uma mais salina no fundo e outra mais doce acima, com uma interface entre as duas, formada por uma zona de mistura.

3 – Estuário Homogêneo – Há penetração de um grande volume de água salgada no estuário, que contrabalança a descarga do rio, dando origem a uma coluna de água, com água doce apenas na superfície.

Para as misturas de águas do rio e do mar, Thurman & Trujillo (1999) propõem a classificação dos estuários em quatro tipos:

1 - Verticalmente misturado: Ocorre quando o estuário tem pouca profundidade e o volume de água é pequeno, com fluxo quase que só da cabeceira para a foz. Neste caso, a salinidade pode ser uniforme, na vertical, porque a mistura de pequeno volume é mais completa, mas pode acontecer que a salinidade aumente da cabeceira para a foz do estuário.

2 - Parcialmente estratificado: Quando o estuário é mais profundo, a salinidade tende a aumentar da cabeceira para a foz, em qualquer ponto na vertical. Neste caso é possível diferenciar a camada superficial mais doce e, a inferior, salgada, separadas pela zona de mistura.

3 - Altamente estratificado: Outro caso de estuário profundo, mas apenas na camada superior a salinidade aumenta da cabeceira para a foz. Já as camadas mais profundas são uniformes com as águas de mar aberto, independente da profundidade e largura do estuário.

4 - Estuário de cunha salina: Nesta situação a água do mar em forma de cunha penetra no estuário rio rumo a montante. Isto acontece nos rios onde a foz tem grande profundidade e grande volume de água. Não observamos gradiente vertical da salinidade porque não há mistura.

Esta classificação não pode ser aplicada integralmente a todos os tipos de estuário, pois a mistura no seu interior pode depender de outros fatores, tais como a morfologia, estações do ano e condições de marés.

Dentro do modelo de circulação, Tomczak (2000) apresentou uma classificação empírica, baseada em observações de estratificação de salinidade, ao longo do eixo do estuário, e, para melhor compreensão, ele começou analisando o caso dos estuários positivos, ao considerar que um volume de R de água doce entrando no estuário, vindo do rio durante um determinado tempo, e que a evaporação e a precipitação pluviométrica são desprezíveis.

Ele realizou medidas de tempo nos períodos de marés, e definiu R como o volume de água doce, que entra no estuário, a partir do rio, durante um ciclo de maré. Se o estuário está estabilizado (*steady state*), a quantidade total de sal do estuário não varia, então o mesmo volume R tem de sair do estuário, por sua boca, durante um ciclo de maré, ou seja, para que o teor de sal seja constante, toda a água que entra por um lado tem de sair por outro, ao mesmo tempo. No estado estável (*stady state*), o

volume líquido (*net*) transportado de qualquer local, ao longo do estuário, é constante, e igual ao aporte de água doce R do rio.

O campo de salinidade é controlado pelo balanço entre a advecção da água doce, carregada pelo fluxo médio R , e a difusão do sal, que tem de migrar, ao longo do estuário, em sentido contrário ao fluxo de água doce, que penetra no estuário. Tal como no oceano, a difusão molecular é muito pouco ativa para chegar ao equilíbrio necessário, por isso, este processo de difusão tem de ser resultante de um movimento turbulento que serviria como base de um esquema de classificação empírica Tomczak (2000).

O agente desta turbulência é, invariavelmente, a maré, tão importante nas misturas dos estuários, que são corpos de água estreitos e semi-fechados, e seus canais de comunicação com o mar, são suficientemente amplos, para permitirem a profunda penetração das ondas de marés, nos seus trechos mais baixos. Este tipo de turbulência, que ocorre num estuário, está condicionado à amplitude (*strength*) da maré, que é expressa pelo prisma de maré (*tidal volume*), e que corresponde ao volume do aporte de água, que chega ao estuário, através da maré cheia (e é removida pela maré vazante, ao longo do ciclo de maré).

A comparação do volume do prisma de maré V , com o volume de água doce R , transportado pelo rio, no mesmo período permitiu a classificação dos quatro tipos de estuário. É importante levar em conta que V e R são quantidades avaliadas num ciclo de maré, ou seja, quantidades características de tempo de fluxo médio, porque este fluxo é associado ao perfil da velocidade média, que corresponde à distribuição média da velocidade, com a profundidade, que normalmente é uma função da localização ao longo da extensão do estuário.

A integração ao longo da vertical do perfil da velocidade, multiplicado pela seção do estuário, fornece o volume do transporte M , que é independente da localização do perfil, e é igual a R , dividido por um período de maré (unidades de M : m^3s^{-1} e R e V : m^3). O perfil da velocidade, em qualquer momento, depende da fase da maré e pode mostrar a reversão da corrente, ao longo do tempo, com aportes em todas as profundidades, durante maré cheia e fluxo de saída, em todas as profundidades, durante a maré vazante (Tomczak, 2000) (Figura 46).

A determinação de V pode ser feita através da diferença entre os níveis de maré alta e maré baixa. Na prática, a fase de maré varia ao longo do estuário, e as marés altas e baixas não ocorrem ao mesmo tempo e em todos os locais. É preciso verificar que V entra no estuário através das camadas mais baixas quando apenas a situação média é considerada; na verdade, o fluxo é direto para o interior do estuário durante a maré enchente e, muda de sentido, durante a maré vazante, de modo que todas as profundidades contribuem para o transporte de R e V . A diferença entre as áreas sombreadas do perfil de velocidade média corresponde a R , dividido por T , e pela área da seção A . (Tomczak, 2000).

Para diferenciar os valores instantâneos de uma propriedade p , sua maré média e suas várias médias no espaço, usa-se o termo *p médio* para valores médios em um determinado ponto de um ciclo de maré. Os valores médios de p ao longo da vertical referem-se aos valores médios da superfície ao

fundo, conseqüentemente, o p médio verticalmente é o valor médio da maré verticalmente. A seção transversal média de p refere-se aos valores de p , obtidos pela média, de uma margem a outra, do estuário. Por definição, velocidade média verticalmente é dada por $RI(AT)$, onde A é a área da seção normal, e T , o período da maré.

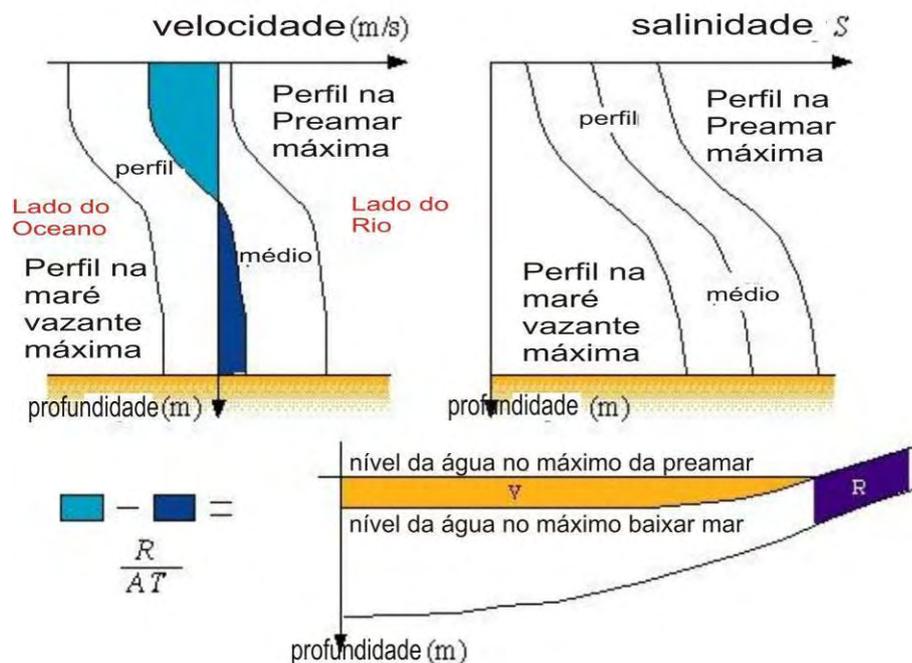


Figura 46 - Esquema de variação de corrente e salinidade ao longo de um ciclo de maré no período T . Fonte: Tomczak, 2000. Acima: Perfis de velocidade e salinidade na maré enchente máxima e vazante e calculada a média no período T . Abaixo: Relação entre volume da maré (prisma de maré) V e volume de água doce R .

De um modo geral, o perfil de velocidade média mostra fluxo para o mar, próximo à superfície, e o fluxo para o estuário próximo ao fundo, e chega a zero, entre um e outro, o que permite separar o estuário em duas camadas, embora isso não implique que cada um tenha salinidade uniforme. Por definição, o fluxo médio na camada inferior, no sentido do estuário, e a interface entre as duas camadas está numa profundidade tal, que a velocidade do fluxo médio seja igual a zero (Tomczak, 2000).

O caráter do estuário é determinado comparando-se os volumes V e R . Se o fluxo de água doce através do estuário é pequeno, então um pequeno volume de maré pode produzir tanto mistura quanto grandes volume de maré que se contrapõe a grande fluxo de água doce. O tamanho absoluto de V e R não tem importância para classificação de estuários, o que é relevante é a razão R/V .

Se o volume da maré V é pequeno, comparado com o volume R de água doce (R/V muito grande), a água doce flutuará sobre a água oceânica, mais densa, sem muita mistura. A fricção na interface entre as duas camadas evitará que ela se espalhe por toda a superfície do oceano, e forme uma fronteira, ou um limite entre a água doce, e a água do oceano, da superfície próxima à boca do estuário. Este tipo de estuário é, por isso, conhecido como estuário com cunha salina (*salt wedge estuary*) (Tomczak, 2000).

Os estuários são de cunha salina, quando as razões R/V são iguais, ou superiores a um, e são gerados por uma força de maré grande, a fim de produzir uma troca de massa, além da zona frontal, que é governada por intensa turbulência. Se o volume da maré V aumentar, com relação a R , de modo a reduzir a razão R/V , para o intervalo 0,1-1, o estuário tornar-se-á num estuário altamente estratificado, também conhecido como estuários parcialmente misturados, com encadeamento (*entrainment*).

Se o volume de maré é, depois, acrescido para que a R/V seja de 0,005 a 0,1, o estuário torna-se ligeiramente estratificado, também conhecido como estuário parcialmente misturado. A corrente de maré é tão forte, que o movimento da água torna-se turbulento, em qualquer lugar. Em estuários rasos, a turbulência é principalmente resultado da fricção com fundo.

Quando a razão R/V chegar a 0,005, por aumento do volume da maré, a mistura turbulenta tornar-se-á tão eficiente, que, localmente, todas as diferenças de salinidade serão quase eliminadas, e o estuário torna-se verticalmente misturado (Figura 49). As características de estuário verticalmente misturado são: A salinidade aumenta em direção ao mar, mas não varia com a profundidade. Os perfis de salinidade vertical não mostram mudança de salinidade com a profundidade, mas um aumento gradual da salinidade de uma estação, a outra estação, à medida que vai se aproximando do oceano.

O fluxo médio, que é muito fraco, comparado com forte corrente de maré, é dirigido no sentido do mar, em todas as profundidades; a penetração do sal no estuário é alcançada inteiramente por difusão turbulenta, contra o fluxo médio. A distinção entre as camadas superior e inferior não pode ser feita.

O estuário inverso, ou negativo, é assim denominado, porque a relação R/V é negativa. Sua circulação é melhor entendida, considerando que não há aporte de água doce do rio, o estuário é submetido à evaporação e, sua cabeça, ao contrário dos outros casos, é submetida ao aumento da salinidade, na superfície da água, na extremidade mais interna do estuário. O aumento da densidade associada ocasiona a migração da água para baixo, e o fluxo para o mar, perto do fundo.

O resultado é novamente uma circulação de duas camadas, mas com movimento reverso, com a água do oceano entrando no estuário, através da camada superior, e a água hipersalina do estuário, migrando através da camada inferior (Figura 47).

A mesma circulação é estabelecida, se a evaporação não é restrita à região mais interna, mas atua em todo o estuário; o fluxo para dentro do estuário na superfície irá então produzir ainda uma acumulação da água mais salina, na cabeça, e o campo de densidade associado manterá o gradiente de pressão, ao longo do estuário, e ocasiona uma circulação inversa. O volume de água doce R é então dado pela quantidade de água, que evapora durante o ciclo de maré, e é considerado negativo, porque ele representa uma perda de água doce.

As características do estuário inverso são: A salinidade nas camadas mais superiores decresce no sentido do mar; a salinidade na camada mais inferior aumenta rumo ao cabeça do estuário. Os perfis de salinidade vertical mostram um aumento gradual da superfície para o fundo, com um máximo

no gradiente vertical, próximo à interface entre as duas camadas, e uma salinidade gradual decresce de estação a estação, em todas as profundidades, à medida que vai se aproximando do oceano.

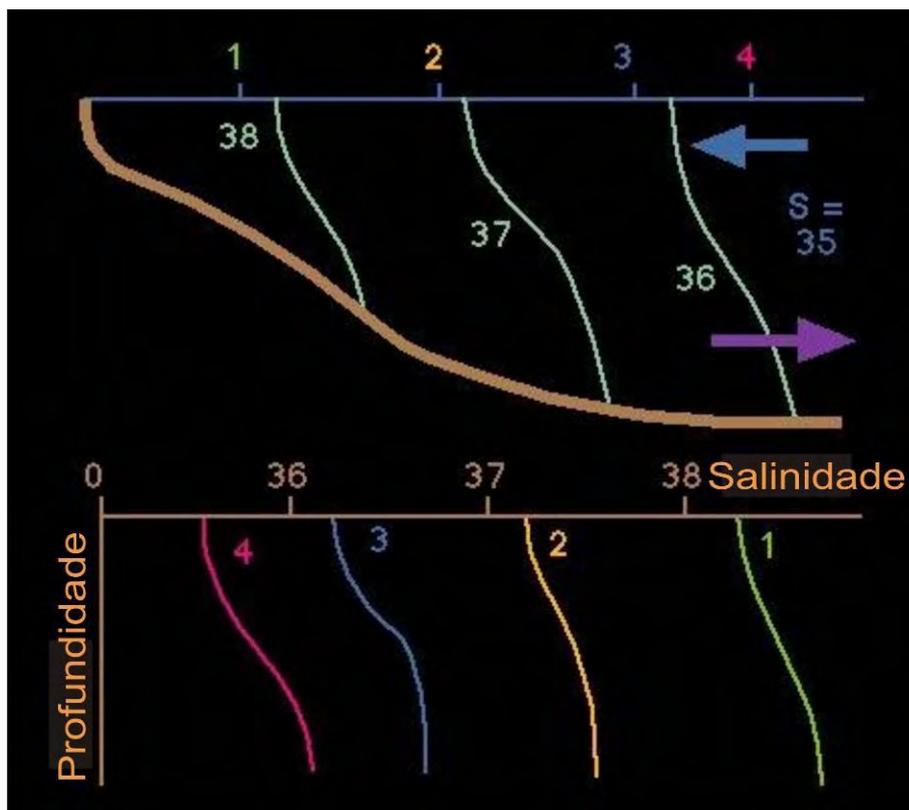


Figura 47 - Salinidade num estuário inverso. Fonte: Tomczak (2000).

Acima: Como uma função da profundidade e distância ao longo do estuário, os números indicam os locais das estações. Abaixo: Na vertical, perfis de salinidade para as estações 1 – 4. A circulação é feita pela entrada no estuário na superfície; a saída do fluxo se faz em profundidade. As salinidades de superfície e do fundo decrescem da estação 1 para a 4, mas a salinidade de superfície é sempre mais baixa que a salinidade do fundo.

8.2. DETERMINAÇÃO DE SUSCETIBILIDADE DOS ESTUÁRIOS

8.2.1 Considerações Gerais

A NOAA (Bricker *et al.* 1999) desenvolveu um padrão baseado em trabalhos de campo e regras para tomada de decisão, que levava a uma classificação de potencial de exportação de nutrientes (*e.g.* diluição potencial e vazão potencial). Os índices de suscetibilidade baixa, moderada e alta foram combinados com altos níveis humanos de aportes de nutrientes, resultando numa matriz final com todas as influências humanas. O intervalo de tempo, em que os nutrientes permanecem num estuário, afeta potencialmente suas chances de contribuir para o superenriquecimento. O tempo é função do potencial de diluição e das taxas de fluxo. As taxa de diluição e de fluxo devem ser calculadas separadamente através de análises físicas e hidrológicas. Em ambos os casos, quanto mais alta a taxa, maior a capacidade para diluir, ou escoar, a carga de nutrientes. Na Tabela 9, abaixo estão relacionados os tipos de estuário e a diluição (volume, valor e potencial).

Tabela 9 - Tomada de decisão para o Potencial de Diluição.

Tipo	SE: Estratificação vertical	ENTÃO: Volume de Diluição	SE: Valor de Diluição	Potencial de Diluição
A	Verticalmente homogêneo Todo o ano Através de todo estuário	$1/Vol_{\text{estuário}}$	10^{-13} 10^{-12}	Alto
B	Estratificação Vertical Menor Canais de navegação Estuário superior	$1/Vol_{\text{estuário}}$	10^{-11}	Moderado
C	Verticalmente Estratificado Maior parte do ano Maior parte do estuário	$1/Vol_{\text{fwf}}$ fwf = fração de água doce	10^{-10} 10^{-09}	Baixo

Fonte: Bricker *et al.* (1999).

Levando-se em conta que o potencial de exportação dos poluentes e contaminantes dos estuários têm como maior condicionante as marés, a tomada de decisão passa pela altura de marés, conforme Tabela 10 abaixo:

Tabela 10 - Tomada de Decisão para Potencial de Exportação (*Flushing potencial*).

Tipo	Marés (pés) Aporte de água doce / Volume do estuário	Potencial de Escoamento
1	Macro (>6) e Grande a moderado (10 a 10^2)	Alto
2	Macro (<6) e Pequeno (10^{-3} a 10^{-4})	Moderado
3	Meso (>2,5) e Grande (10 a 10^1)	Alto
4	Meso (>2,5) e Moderado (10^2)	Moderado
5	Meso (>2,5) e Pequeno (10^{-3} a 10^{-4})	Baixo
6	Micro (<2,5) e Grande (10 a 10^1)	Alto
7	Micro (<2,5) e Moderado (10^2)	Moderado
8	Micro (<2,5) e Pequeno (10^{-3} a 10^{-4})	Baixo

Fonte: Bricker *et al.* (1999).

A capacidade de suporte de um estuário pode ser calculada através da relação entre a entrada de nutrientes no estuário e a vulnerabilidade. Por sua vez, a vulnerabilidade é definida pela relação entre os potenciais de diluição e exportação, ou seja, a capacidade que tem o estuário de diluir os contaminantes e poluentes, e de retirá-los, em menor tempo possível, deste ecossistema. Assim, a vulnerabilidade vai aumentando à medida que aumentam os potenciais de diluição e exportação (Figura 48).

No caso da capacidade de suporte dos estuários, ela aumenta com a redução da vulnerabilidade (altos potenciais de diluição e exportação), e da entrada de poluentes e contaminantes no ecossistema estuário (Figura 49).

8.2.2. Eutrofização

Os nutrientes são necessários para os ecossistemas aquáticos, para permitir o crescimento das plantas, e do resto da cadeia (*web*) alimentar. Entretanto, a excessiva disponibilidade de nutrientes é prejudicial. O princípio do impacto adverso do enriquecimento, em nutrientes, é mudar o estado trófico (*trophic state*) de um corpo de água.

O estado trófico refere-se, acima de tudo, ao nível de nutrientes, e crescimento de alga, e planta, dentro do sistema (produtividade primária e biomassa), e a relação entre a produtividade primária e o crescimento do animal (produção secundária). O aumento induzido pelo homem, no estado trófico, é chamado eutrofização cultural, ou abreviando, eutrofização.

		POTENCIAL DE DILUIÇÃO		
		ALTO	MODERADO	BAIXO
POTENCIAL DE EXPORTAÇÃO	ALTO	BAIXA VULNERABILIDADE	BAIXA VULNERABILIDADE	MODERADA VULNERABILIDADE
	MODERADO	BAIXA VULNERABILIDADE	MODERADA VULNERABILIDADE	ALTA VULNERABILIDADE
	BAIXO	MODERADA VULNERABILIDADE	ALTA VULNERABILIDADE	ALTA VULNERABILIDADE

Figura 48 - Definição da Vulnerabilidade através dos potenciais de Diluição e Exportação. Fonte: LABOMAR-SEMACE (2006)



Figura 49 - Definição de capacidade de Suporte através da Vulnerabilidade e a Entrada de Nutrientes no Sistema. Fonte: LABOMAR-SEMACE (2006).

A eutrofização tem muitos impactos adversos. Em adição aos problemas com o DO excessivo, o crescimento de plantas pode aumentar o pH da água, porque as plantas e algas removem da água o dióxido de carbono, dissolvido durante a fotossíntese, alterando o equilíbrio ácido carbônico-carbonato. Como as plantas e algas fornecem alimento e habitat aos animais. A abundância relativa das espécies afeta a composição da comunidade animal. A eutrofização por levar aos problemas de gosto e odor ao suprimento de água potável, aumentando os custos de tratamento dela. As descargas de águas servidas, nos corpos de água, com os problemas de eutrofização, devem comumente instalar os mais sofisticados níveis de tratamento, com os custos aumentando dramaticamente.

Finalmente, a eutrofização interfere com a recreação e usufruto estético dos recursos hídricos, causando a redução da transparência, piorando as condições de natação, odores objetáveis, desenvolvimento de organismos tóxicos, ou não, interferência na navegação, e “aparência de poluída”. As implicações econômicas de eutrofização são significativas em muitas comunidades. Os corpos de água são classificados pelo estado trófico, como autotrófico e heterotrófico.

O estado autotrófico forma sistemas em que a produção primária é igual, ou superior, à produção secundária e respiração. Estes sistemas são geralmente divididos em quatro classes: Oligotrófico (baixo suprimento de nutrientes), Mesotrófico (têm suprimentos intermediários de nutrientes entre oligotrófico e eutrófico), eutrófico (têm grande suprimento de nutrientes, termo significa bem nutrido) e hipereutrófico (suprimentos muito grandes de nutrientes).

No estado heterotrófico, a produção secundária e a respiração excedem a produção primária. Nas tabelas 11 a 13 estão descritos os vários tipos de corpos de água dos diferentes estados tróficos e associados com a concentração da coluna de nutrientes, e outras características. As concentrações de

nutrientes podem ser vistas como concentrações de água, nas quais os nutrientes seriam limitantes para o futuro crescimento das algas.

Tabela 11 - Estado trófico e características associadas nos lagos.

Estado trófico	Nitrogênio total (µg/l)	Fósforo total(µg/l)	Clorofila (µg/l)	Profundidade secchi (m)
Oligotrófico	<350	<10	<3,5	>4
Mesotrófico	350-650	10-30	3,5-9	2-4
Eutrófico	650-1.200	30-100	9-25	1-2
Hipereutrófico	>1.200	>100	>25	<1

Fonte: Dodds, Smith & Zander (1997, *apud* Bricker *et al*, 1989).

Tabela 12 - Estado trófico e características associadas nos riachos dominados por perifiton, que têm baixa velocidade de água.

Estado trófico	Nitrogênio total (µg/l)	Fósforo total (µg/l)	Clorofila (µg/l)
Eutrófico	>300	>30	150

Fonte: Dodds, Smith & Zander (1997, *apud* Bricker *et al*, 1989)

Obs - VELOCIDADE MAIOR DA ÁGUA (>15CM/S) CONDICIONA UPTAKE DE NUTRIENTE, E OS LIMIARES (*THRESHOLDS*) PARA ESTES SISTEMAS SERIAM MAIS BAIXOS (POR VOLTA DE 10µg/L, P TOTAL OU 3-4 µg/L P SOLÚVEL REATIVO).

Tabela 13 - Estado trófico e características associadas nos estuários.

Estado trófico	Nitrogênio total (µg/l)1	Fósforo total (µg/l)1	Profundidade (m)
Mesotrófico	<500	<10	6
Eutrófico	500-1.000	10-50	2
Hipereutrófico	>1.000	>50	<1

Fonte: Dodds, Smith & Zander (1997, *apud* Bricker *et al*, 1989).

8.3. DETERMINAÇÃO DA CAPACIDADE DE SUPORTE

8.3.1. Princípios Gerais

Na determinação da capacidade de suporte de um estuário, três são os fatores principais, que precisam ser bem conhecidos: vazão do rio, volume de água das marés, que entram no estuário e carga de contaminantes, que o estuário recebe.

8.3.2. Cálculo de Vazões

A descarga fluvial, ou a vazão do rio (Q), representa fisicamente o transporte de volume (volume por unidade de tempo, $L^3 T^{-1}$). Por outro lado, a obtenção de dados de estações fluviométricas

e a aplicação em estudos sobre física estuarina podem apresentar limitações devido ao fato que, em geral, a finalidade das medições de vazão, bem como a localização das estações fluviométricas estão relacionadas a estudos sobre a manutenção do suprimento de água, para o abastecimento urbano, industrial e agrícola (Miranda *et al*, 2002).

Do mesmo modo, a malha amostral de estações fluviométricas é bastante limitada em várias regiões do Brasil, o que reduz a informação a respeito do aporte fluvial para vários estuários, principalmente séries de informações de longos períodos.

Na Tabela 14, abaixo estão sumarizados os dados utilizados para o cálculo de vazões do rio Cocó, realizados por Molisani *et al* (2007):

No caso do rio Cocó, para uma área calculada da bacia, pelos autores, de 308 km², com precipitação média, variando de 1089 mm, no período de chuvas, a 234 mm, na época de estio, a descarga fluvial variou de 6 a 3 m³ s⁻¹. Este aporte fluvial, que chega ao estuário do rio Cocó, é a soma do que transborda, e é liberada pelo açude Gavião, e do escoamento superficial da bacia, a jusante do açude.

Tabela 14 - Sumário dos dados meteorológicos e hídricos utilizados para a estimativa da vazão fluvial nos períodos de chuva / seca para o estuário do rio Cocó.

Bacia de drenagem do Rio Cocó	Área (km ²)	T (°C)	Precipitação (mm)	E ₀ (mm)	$\Delta f/r$	Q(m ³ s ⁻¹)
Área a jusante do açude Gavião	308	27,0 /6,0 ^a	1089 /234 ^a	205 / 194 ^a	0,15/ ~ 0 ^a	3 / <1
Afluência do açude Gavião						3 / 3
Vazão resultante para o estuário						6 / 3

Fonte: Molisani *et al*. (2007).

^a Média ponderada pela área da bacia de drenagem.

8.3.3. Determinação do prisma de marés e volumes de estuários

Os estudos realizados pelo pessoal do Instituto de Ciências do Mar-LABOMAR, durante dos trabalhos do Zoneamento Ecológico-Econômico da Zona Costeira do Estado do Ceará em Convênio com a Superintendência Estadual do Meio Ambiente (LABOMAR-SEMACE, 2006), para o rio Cocó, revelaram um volume bruto de 563.587 m³, sendo que 218.517 m³ corresponderiam ao volume de água do estuário no nível zero hidrográfico da Diretoria de Hidrografia e Navegação para o Porto do Mucuripe em Fortaleza.

Portanto, o volume de água que penetra no estuário, no trecho correspondente à ecobatimetria, a cada maré cheia, é igual a 345.070 m^3 , que é o prisma de maré. Assim, a cada maré cheia, o volume de água do mar que penetra no estuário e é exportado na maré vazante é 1,6 vezes o volume de água do estuário no nível hidrográfico zero (Figura 50).

Para a definição do Potencial de Diluição dos Nutrientes do Ceará (DCP_{CE}), os pesquisadores do LABOMAR (LABOMAR-SEMACE, 2006) utilizaram todos os volumes e prismas de marés dos estuários do Estado, calculados durante a execução do ZEE da Zona Costeira do Estado do Ceará, para um estudo estatístico. (Tabela 15).

No cálculo estatístico, o primeiro quartil correspondeu a um volume de 210.000 m^3 , enquanto o terceiro quartil subiu para $1.950.000 \text{ m}^3$. Estes quartis servem para definir os limites de uma população de dados, onde os valores abaixo do primeiro quartil correspondem aos mais baixos valores e, acima do terceiro quartil, aos mais altos valores. Entre o primeiro e o terceiro quartis corresponde aos estuários com moderado potencial de diluição.



Figura 50 - Ecobatimetria realizada no rio Cocó. Fonte: LABOMAR (2005).

O potencial de exportação (EXP_{CE}) relativo foi definido pelo quociente entre o prisma de maré, e o volume de cada um dos estuários, cujos primeiro e terceiro quartis são, respectivamente, 0,7 e 1,5. A vulnerabilidade natural do estuário pode ser determinada, comparando o potencial de diluição, com o potencial de exportação. Quanto mais baixos são estes dois potenciais, mais alta é a vulnerabilidade do estuário.

O caso do estuário do rio Cocó, uma análise da Tabela 15 revela que com baixo potencial de diluição (218.517 m^3 , bem próximo do primeiro quartil, 210.000 m^3), mas com alto potencial de

exportação (o volume de água do mar que entra e sai do estuário a cada maré alta e maré baixa), é 1,6 vezes, o volume do estuário, medido no nível zero hidrográfico. Portanto, em termos de vulnerabilidade, devido suas características físicas, ela pode ser considerada moderada (LABOMAR-SEMACE, 2006).

8.3.4. Cálculo de Fatores de Emissão e Quantificação de Cargas de Poluentes

Estudando as fontes naturais e antrópicas para cálculo dos fatores de emissão na quantificação de cargas de poluentes, ao nível local, utilizando a metodologia padrão, adotada pelas principais agências de controle de meio ambiente (EPA, 2002; NRC, 2003), os pesquisadores do LABOMAR (LABOMAR-SEMACE, 2006), chegaram à conclusão, que as contribuições de P de fontes antrópicas são superiores à 95%, na bacia do rio Cocó, e deste percentual, 91% é de águas servidas, enquanto que, no caso do N, o percentual correspondente às águas servidas chega 92%. Este rio, segundo os estudos, recebe uma contribuição elevada de N e P, se comparado com outros estuários do Ceará.

Tabela 15 - Volumes e prismas de maré para os estuários do Estado do Ceará

Estuário	Volume (m³)	Prisma de Maré (m³)	V/P
Timonha	59.043.550	39.662.461	1,5
Remédios	942.436	2.222.644	0,4
Coreaú	16.463.771	7.659.690	2,1
Acarau	1.652.166	1.356.008	1,2
Aracatiaçu	1.910.271	1185.615	1,6
Aracatimirim	156.270	187.549	0,8
Mundau	1.862.875	2.132.980	0,9
Curu	185.102	488.148	0,4
Ceará	368.510	410.541	0,9
Cocó	218.517	345.070	0,6
Pacoti	518.502	476.011	1,1
Mal Cozinhado	80.520	46.764	1,7
Choro	281.612	279.602	1,0
Pirangi	2.054.676	454.878	4,5
Jaguaribe	8.992.923	13.618.153	0,7
Barra Grande	31.759	62.092	0,5

Fonte: LABOMAR-SEMACE (2006)

Em termos de toneladas por ano, os valores para o rio Cocó foram os seguintes: nitrogênio natural (33), nitrogênio antrópico (5.762), NA/NN (175), fósforo natural (27) fósforo antrópico (1.627), PA/PN (60), que correspondem a uma contribuição alta.

Face aos valores do Índice de Vulnerabilidade moderado, e Entrada de Nutrientes alta, teve a Capacidade de Suporte considerada Moderada a Baixa.

Estes resultados precisam, no entanto, ser comparados com os parâmetros físico-químicos, que foram medidos por diversos autores, ao longo do tempo, e em diversos locais, a evolução do uso e ocupação da bacia, ao longo destes anos, e a prática de lançamento de dejetos, resultante da atividade antrópica.

8.3.5. Medidas dos Parâmetros Químicos, Físico-Químicos e Biológicos ao longo do Tempo e Espaço

Mavignier (1992) coletou, entre fevereiro de 1990 e maio de 1991, amostras de água do rio Cocó e seus tributários, tais como os riachos Gavião, Timbó e Lameirão em 11 locais, desde a sua foz, até próximo às nascentes, para estabelecer as características bacteriológicas, físico-química e metais pesados.

Moreira (1994) em sua dissertação de mestrado realizou medidas de parâmetros físicos, físico-químicos e biológicos nas três estações dentro do estuário. As coletas de água e medidas de parâmetros físico-químicos foram realizadas em vários dias em períodos de chuva e na estação seca ao longo de 12 horas cada.

Pessoa (2002) coletou amostras de água para análise, e realizou medidas dos parâmetros físico-químicos em quatro estações, inclusive nas marés cheias e vazantes, dados estes utilizados na sua dissertação.

No levantamento ecobatimétrico do rio Cocó, feito durante a execução do Zoneamento Ecológico e Econômico da Zona Costeira do Estado do Ceará, entre 2004 e 2006, foram medidos parâmetros físico-químicos em sete pontos pela equipe do LABOMAR, à medida que estava sendo feita a ecobatimetria.

Molisani *et al.* (2007) fizeram uma série de medidas de parâmetros físico-químicos e coleta de amostras de água para análises químicas e bacteriológicas, ao longo de 2003 e 2004 no rio Cocó, em dez pontos inclusive próximo as nascentes.

Estes dados foram comparados com as vazões calculadas para o rio Cocó, e com a influência das marés, principalmente na tentativa de estudar o potencial de diluição e exportação do estuário do rio Cocó para determinação da capacidade de suporte. Estes resultados foram depois comparações com os padrões estabelecidos para o caso de enquadramento de águas, quanto ao seu uso.

Todos estes locais de coleta e de medidas de parâmetros foram sumarizados na Tabela 16 e locados na Figura 51.

Tabela 16 - Síntese dos pontos de amostragem das águas do rio Cocó e seus afluentes.

AUTOR	PONTO	X	Y	LUGAR
Mavignier (1992)	1	562733	9583392	Foz do Rio Cocó
	2	562633	9582572	Ponte Sabiaguaba
	3	561659	9582953	Sítio Timbaúba
	4	556737	9585299	Ponte da Av. Eng Santana Jr.
	5	554133	9581868	Ponte da BR-116
	6	538751	9578805	Ponte da Av. Paulino Rocha
	7	553103	9577315	Aterro do Jangurussu
	8	552444	9576857	Ponte da Av. Perimetral
	9* ¹	551128	9573423	Ponte do IV Anel Viário
	10* ²	544861	9570905	CE-060
	11* ³	542886	9570590	CE-060
Moreira (1994)	1	562733	9583392	Foz do Rio Cocó
	2	558769	9584183	Favela do Dendê
	3	557080	9585242	Av. Eng. Santana Junior
Pessoa (2002)	1	562733	9583392	Foz do Rio Cocó
	2	555420	9584813	Pier do Parque Adail Barreto
	3	553847	9578717	Lixão do Jangurussu
	4	552502	9576857	Confluência com Riacho Timbó
ZEE (2005)	1	562733	9583392	Foz do Rio Cocó
	2	562633	9582572	Ponte da Sabiaguaba
	3	562517	9582123	Ilha na última curva
	4	562374	9582466	Logo após a última curva
	5	561659	9582981	Confluência com rio Coaçu
	6	558769	9584183	Favela do Dendê
	7	557080	9585242	Av. Eng. Santana Junior
Molissani <i>et al.</i> (2007)	1	562733	9583392	Foz do Rio Cocó
	2	562633	9582572	Ponte da Sabiaguaba
	3	562517	9582123	Confluência com Rio Coaçu
	4	557538	9585013	Av. Sebastião de Abreu
	5	554820	9584011	Av. Washington Soares
	6	554104	9581722	Av. Murilo Borges
	7	558975	9578746	BR-116
	8	552473	9576914	Av. Paulino Rocha
	9	541885	9559830	Av. Perimetral
	10* ⁴	541913	9559882	Bica da Andréas

Obs.: A amostra *¹ foi coletada no riacho Gavião, *² no riacho Timbó, *³ no riacho Lameirão, *⁴ no riacho Pacatuba. Todas as demais são do rio Cocó

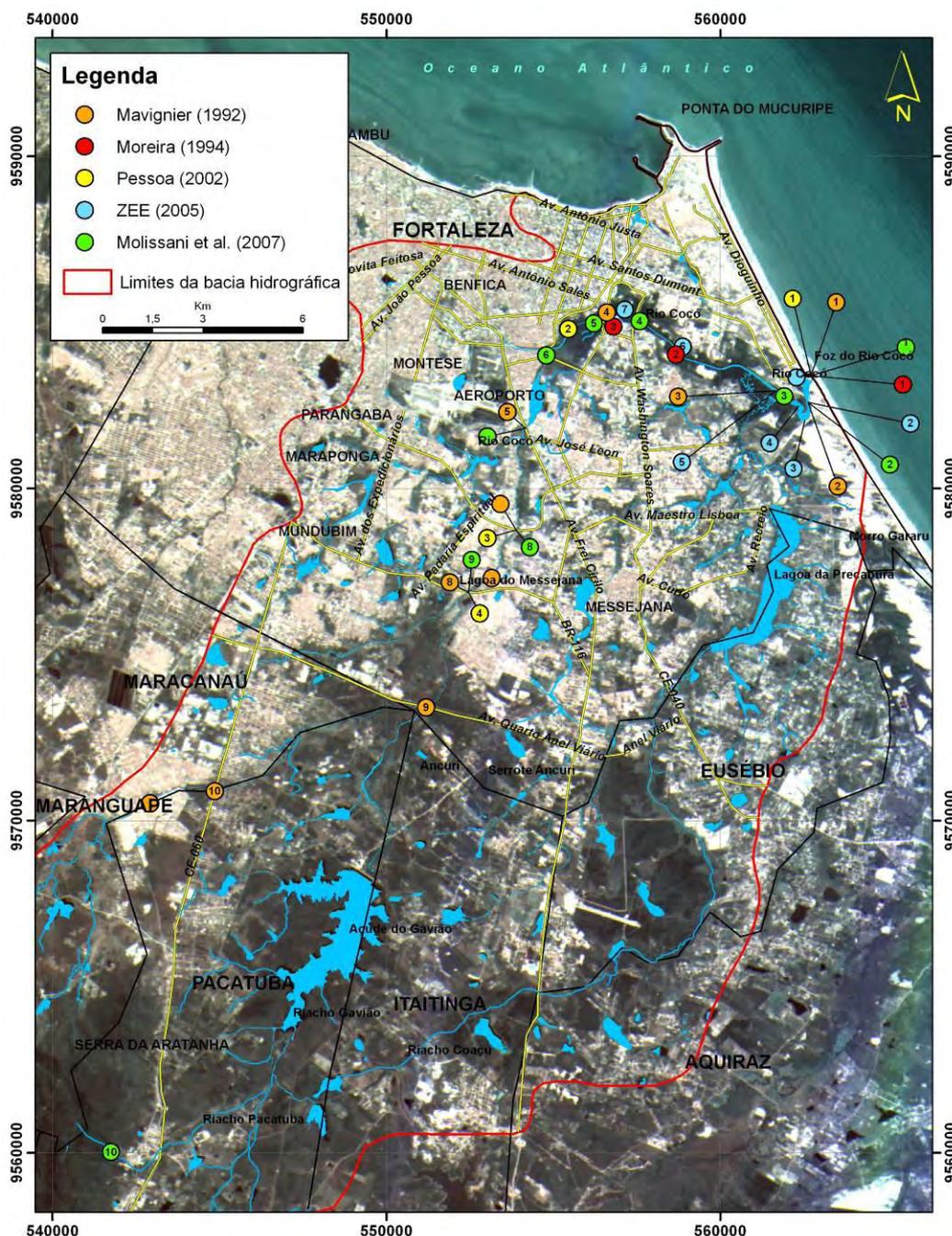


Figura 51 – Pontos de amostragens de água do rio Cocó pelos diversos pesquisadores.

O que se nota na tabela 17 é que, até um km de distância da foz, em algumas amostragens, deve ter havido renovação, devido à entrada da água do mar. Mas, na quase totalidade dos valores de oxigênio dissolvido, eles estão abaixo do mínimo, que ateste a sanidade da água do rio Cocó. As únicas exceções foram na ponte do Anel Viário (21 km da foz), logo depois do açude Gavião, e na ponte da CE 040, na confluência com o riacho Lameirão (24 km da foz).

Tabela 17 - Teores de Oxigênio dissolvido no rio Cocó.

Ponto Km da foz	DATA					
	21/02/90	04/04/90	12/09/90	13/11/90	15/01/91	21/05/91
0,0 MA	4,8	5,2	5,0	5,0	3,0	1,6
1,0 MA	4,9	6,1	5,0	7,0	4,2	1,7
3,0 MA	4,2	3,7	4,0	6,5	4,5	1,5
8,0 MA	4,3	4,4	4,5	3,0	3,5	1,2
12,0MA	2,0	1,5	1,5	3,0	2,5	1,3
15,0MA	2,1	2,0	1,5	1,0	2,0	2,0
16,5MA	2,7	2,8	1,6	1,5	1,4	1,9
17,3MA	3,2	3,6	1,7	2,5	2,3	2,5
21,0MA	5,7	6,3	6,0	5,5	5,0	2,1
24,0MA	0,3	0,2	1,0	0,2	0,3	0,1
26,0MA	4,9	5,2	6,5	2,5	3,0	1,8

Fonte: Mavignier (1992)

Os resultados de Moreira (1994) estão sumarizados na Tabela 18 abaixo:

Tabela 18 - Teores de Oxigênio dissolvido no rio Cocó.

PT	DATA						
	02/91	04/91	06/91	08/91	10/91	12/91	03/92
1P	3,19	3,13	4,93	4,03	6,58	3,72	8,56
2P	3,68	1,96	4,07	4,75	6,85	5,21	7,25
3P	5,03	1,65	1,97	3,44	5,60	4,54	6,72

Fonte: Moreira (1994).

É interessante notar que, salvo raras exceções, os teores de oxigênio dissolvido estão abaixo do mínimo. Acima de 5 mg/L foi registrado, de modo sistemático, em duas amostragens, outubro de 1991 e março de 1992, que poderiam ter um fator muito importante de oxigenação das águas. O de março poderia corresponder às chuvas da quadra invernal, mas os de outubro correspondem a um período seco.

As medidas do oxigênio dissolvido no levantamento de parâmetros físico-químicos do ZEE, em 7 estações, foram as seguintes (Tabela 19):

Tabela 19 – Teores de Oxigênio dissolvido no rio Cocó.

	Ponto						
Data	1z	2z	3z	4z	5z	6z	7z
	6,43	6,55	1,47	10,55	6,94	6,44	6,58

Fonte: ZEE da Zona Costeira do Estado do Ceará (2005)

No levantamento feito durante o ZEE, coincidiu com uma forte influência da maré no estuário, pois somente em um ponto o valor do oxigênio dissolvido ficou abaixo do permitido.

Os dados de Pessoa (2002) de oxigênio dissolvido na baixa-mar estão relacionados abaixo (Tabela 20):

Tabela 20 - Teores de Oxigênio dissolvido no rio Cocó

	DATA											
PT	7/01	8/01	9/01	10/01	11/01	12/01	1/02	2/02	3/02	4/02	5/02	6/02
1P	5,49	5,77	5,49	6,84	5,63	6,62	4,37	7,32	4,79	3,24	3,38	4,79
2P	1,55	3,24	2,68	1,13	1,41	6,48	0,85	2,11	1,41	1,27	2,25	1,41
3P	3,94	5,63	2,96	5,77	1,13	0,28	1,41	0,84	2,53	4,93	4,51	4,22
4P	6,06	5,35	6,06	10,28	3,94	0,14	3,10	0,42	3,66	5,21	4,79	5,63

Fonte: Pessoa (2002)

Na pesquisa feita por Pessoa (2002), na foz, ainda houve uma influência da maré, que serviu para oxigenar as águas rio Cocó, no período de estio. Porém, estranho mesmo são os valores acima de 5 mg/L, logo a jusante do lixão de Jangurussu (3P).

Os valores mais elevados foram encontrados a montante de Jangurussu, na perimetral, próximo a confluência com o riacho Timbó, correspondente a um período de estio.

O valores de oxigênio dissolvido medidos desde a foz, até a Bicas das Andréias, por Molisani *et al.* (2007), estão sumarizados na Tabela 21.

Salvo raras exceções, os valores de oxigênio dissolvido encontrados por Molisani *et al.* (2007), os valores ficaram abaixo do mínimo.

As exceções mais marcantes foram na foz, onde a influência das marés ainda se fazia sentir, oxigenando as águas do rio (1MO e 2MO) e nas nascentes (Ponto 10MO, Bica das Andréias).

Assim, pode-se dizer que, excetuando os valores pontuais, e próximos à foz, e nas nascentes, os teores de oxigênio dissolvido estão muito aquém daqueles que demonstrariam uma sanidade da águas do rio Cocó. Esta condição deve-se ao lançamento de esgotos no leito e ao chourume que escorre do lixão de Jangurussu para o rio.

Tabela 21 - Teores de Oxigênio dissolvido no rio Cocó.

PT	DATA									
	07/03	9/03	10/03	12/03	3/04	4/04	6/04	7/04	10/04	12/04
1MO	7,3	6,6		3,6	3,2	6,4	3,62	-	7,64	
2MO	-	-		-	1,8	5,8	3,02	6,23	-	3,4
3MO	-	-	5	-	-	-	-	-	1,3	-
4MO	2	-	-	2	1	1,8	-	-	-	0,6
5MO	1,6	-	-	-	1,4	1	1,61	-	1	-
6MO	-	-	-	-	-	-	1,61	-	3	-
7MO	5,4	-	-	-	1,8	2	4,82	-	0	-
8MO	0	0	-	-	4,2	3,2	3,62	-	-	0
9MO	1,6	1,7	-	-	3,2	7,03	3,62	1,6	0	-
10MO	7,9	7,8	-	-	5,7	7,2	7,04	-	-	-

Fonte: Molisani *et al.* (2007)

Os valores de nitrogênio amoniacal calculados por Mavignier (1992), Pessoa (2002) e Molisani *et al.* (2007), cujo limite máximo permitido é 0,02 mgN/L, foram sintetizados nas tabelas 22, 23 e 24.

Tabela 22 - Teores de Nitrogênio Amoniacal no rio Cocó.

Ponto Km da foz	DATA					
	21/02/90	04/04/90	12/09/90	13/11/90	15/01/91	21/05/91
0,0MA	3,0	0,0	3,0	3,0	3,0	2,0
1,0MA	3,0	0,0	3,0	2,8	2,7	3,0
3,0MA	0,2	0,0	3,0	2,8	3,0	2,5
8,0MA	0,2	0,0	0,0	2,8	3,0	3,0
12,0MA	3,0	0,2	0,0	3,0	3,0	1,5
15,0MA	3,0	0,0	0,0	0,6	2,0	3,0
16,5MA	3,0	0,4	0,0	3,0	2,0	3,0
17,3MA	3,0	0,2	0,0	3,0	2,0	2,5
21,0MA	3,0	0,0	0,0	0,2	0,2	3,0
24,0MA	3,0	0,0	0,0	3,0	3,0	1,4
26,0MA	2,0	0,0	0,0	0,8	1,0	1,0

Fonte: Mavignier (1992)

É possível verificar que na totalidade das análises realizadas em 21/02/91, e depois de 13/11/90, os teores de Nitrogênio Amoniacal ficaram bem acima do teor limite permitido.

Nas duas outras amostragens (04/04/90 e 12/09/90), todos os valores determinados abaixo dos valores permitidos, foram iguais a zero, como se abaixo de um determinado valor, o equipamento de análise não detectou a presença de amônia.

Todas as análises das amostras coletadas por Pessoa (2002) e Molisani *et al.* (2007) revelaram teores de nitrogênio amoniacal, muito acima (alguns dezenas de vezes) do padrão de comparação (Tabelas 23 e 24)

Tabela 23 – Teores de Nitrogênio Amoniacal no rio Cocó.

PT	DATA											
	7/01	8/01	9/01	10/01	11/01	12/01	1/02	2/02	3/02	4/02	5/02	6/02
1P	5,34	3,51	2,67	3,84	4,94	2,20	1,65	3,55	1,28	1,2	1,15	0,98
2P	2,76	3,59	2,75	4,24	3,37	2,34	8,67	4,87	4,03	2,85	2,37	2,42
3P	7,58	5,93	9,15	9,91	8,78	6,81	5,89	11,28	5,01	1,04	1,88	2,63
4P	4,90	4,57	6,19	4,78	6,44	5,20	3,29	8,54	4,03	0,63	1,85	1,88

Fonte: Pessoa (2002)

Os resultados de análise de fósforo (mg/L), cujo teor limite seria 0,025, foram encontrados apenas nos trabalhos de Moreira (1994), Pessoa (2002) e Molisani *et al.* (2007) (Tabelas 25, 26 e 27).

Tabela 24 - Teores de Nitrogênio Amoniacal no rio Cocó

PT	DATA									
	07/03	9/03	10/03	12/03	3/04	4/04	6/04	7/04	10/04	12/04
1MO	0,95	-	-	0,4	0,86	1,5	1,23	0,04		
2MO	-	-	-	-	1,18	1	1,17	0,08	0,06	-
3MO	-	-	0,25	-	-	-	-	-	0,25	-
4MO	2,95	-	1,13	-	0,96	2,36	1,39	-	0,26	-
5MO	3,1	-	-	-	1,15	2,55	0,92	-	0,24	-
6MO	-	-	-	-	-	-	0,74	-	0,22	-
7MO	1,08	-	-	-	2,95	2,69	1,39	-	1,99	-
8MO	6,6	0,32	-	-	1,17	3,1	1,86	-	0,32	-
9MO	1,08	1,2	-	-	0,92	2,18	2,17	1,08	0,27	-
10MO	0	0,8	-	-	0,35	0,23	0,59	-	-	-

Fonte: Molisani *et al.* (2007)

Tabela 25 - Teores de Fósforo no rio Cocó.

	DATA						
PT	02/91	04/91	06/91	08/91	10/91	12/91	03/92
1P	0,00075	0,00229	0,00142	0,00138	0,00091	0,00289	0,0092
2P	0,00327	0,00481	0,008,38	0,00432	0,00122	0,00717	0,00251
3P	0,01594	0,00430	0,01138	0,01929	0,00112	0,01001	0,00739

Fonte: Moreira (1994)

Por esta tabela, é possível notar, que os valores de fósforo dissolvido ainda estão abaixo do limite (0,02mg/L). Em apenas uma amostragem, ele quase chegou a este limite (3P em agosto de 1992). Portanto, o lançamento de esgotos não era tão intenso na época, ou então o fósforo precipitou no fundo, mostrado no estudo dos sedimentos de fundo do rio Cocó, realizado recentemente pela AGOPOLOS DO CEARÁ (2008), como se verá adiante.

Tabela 26 - Teores de Fósforo no rio Cocó

	DATA											
PT	7/01	8/01	9/01	10/01	11/01	12/01	1/02	2/02	3/02	4/02	5/02	6/02
1P	0,04	0,01	0,3	0,01	0,02	0,07	0,43	0,08	0,17	0,21	0,13	0,15
2P	0,32	0,33	0,53	0,60	0,66	0,75	0,73	0,62	0,64	0,42	0,26	0,32
3P	0,57	0,58	0,75	0,69	0,69	0,77	0,68	0,78	0,50	0,14	0,13	0,29
4P	0,57	0,41	0,71	0,59	0,71	0,85	0,63	0,67	0,50	0,13	0,06	0,30

- Fonte: Pessoa (2002)

Só 3 resultados revelaram valores de fósforo total abaixo do padrão de comparação.

Tabela 27 - Teores de Fósforo no rio Cocó

	DATA										
PT	07/03	9/03	10/03	12/03	3/04	4/04	6/04	7/04	10/04	12/04	
1MO	0,04	0,04	-	0,17	0,28	0,08	0,23	-	-	-	
2MO	-	-	-	-	0,47	0,18	0,23	0,04	0,09	-	
3MO	-	-	0,37	-	-	-	-	-	2,412	-	
4MO	0,37	-	0,64	-	0,28	0,53	0,19	-	0,55	-	
5MO	0,41	-	-	-	0,37	0,6	0,16	-	0,81	-	
6MO	-	-	-	-	-	-	0,3	-	0,41	-	
7MO	0,57	-	-	-	0,47	0,5	0,28	-	1,8	-	
8MO	1,16	2,77	-	-	0,23	0,56	0,28	-	2,77	-	
9MO	0,07	1,16	-	-	0,12	0,48	0,31	0,07	2,39	-	
10MO	0,12	0,1	-	-	-	0,08	0,08				

Fonte: Molisani *et al.* (2007)

Todos os valores de fósforo calculados por Molisani *et al.*(2007) estão acima do mínimo permitido.

Finalmente, os valores de coliformes fecais medidos por Mavignier (1992) e Molisani *et al.* (2007), cujo valor padrão é 1000 NMP/100mL (Tabelas 28 e 29).

Tabela 28 - Teores de Coliformes Fecais, no rio Cocó

PONTO Km da foz	DATA					
	21/02/90	04/04/90	12/09/90	13/11/90	15/01/91	21/05/91
0,0MA	9	3	3	3	9	3
1,0MA	240	9	57	200	100	9
3,0MA	240	9	75	200	240	75
8,0MA	24.000	46.000	3.900	2.400	240	240
12,0MA	24.000	43.000	15.000	12.000	24.000	12.000
15,0MA	240.000	210.000	160.00	120.000	240.000	120.00
16,5MA	240.000	240.000	150.00	240.000	240.000	100.000
17,3MA	240.000	240.00	260.000	240.000	240.000	120.000
21,0MA	240	600	600	460	460	240
24,0MA	240.000	240.000	320.000	240.000	240.000	124.000
26,0MA	4.600	21.000	1.350	2.400	4.600	4.000

Fonte: Mavignier (1992)

A determinação de coliformes fecais, feita por Mavignier (1992), permite concluir que, para diluição destes valores, as marés têm uma influência muito maior, do que no caso de elementos como, oxigênio dissolvido, N e P. Pois todos os valores de coliformes fecais estão abaixo do mínimo permitido, até três quilômetros da foz (3,0MA). Na ponte do Anel Viário (21 km da foz), logo depois do açude Gavião, houve também uma diluição, que reduziu drasticamente a proporção de coliformes fecais.

Nas análises de Molisani *et al.*(2007), realizadas em amostras coletadas, mais de dez anos depois (1990/1991 para 2003/2004), a influência das marés já não é tão extensa, nem intensa. Em apenas três resultados estes valores ficaram abaixo do mínimo permitido na foz do rio Cocó, a menos de um quilômetro da foz (ponte de Sabiaguaba), os valores de coliformes fecais ficaram acima do limite de detecção do equipamento de análise. Foi nas nascentes do rio Cocó (Bica das Andréias), que encontraram os mais baixos valores de coliforme fecais.

Aparentemente, o lançamento de esgotos tem aumentado tanto, que as marés, mesmo na proximidade da foz, não são capazes de diluir o teor dos contaminantes e poluentes do rio Cocó.

Tabela 29 - Teores de Coliformes Fecais no rio Cocó.

PT	DATA							
	07/03	9/03	10/03	12/03	3/04	4/04	6/04	7/04
1MO	300	200	-	20	5.000	2.000	16.000	-
2MO	-	-	-	-	-	>16.000	>16.000	90
3MO	-	-	2.800	-	-	-	-	-
4MO	2.880	555	-	-	2400	16.000	9.000	-
5MO	9.000	-	-	-	2400	>16.000	>16.000	-
6MO	-	-	-	-	-	-	5.000	-
7MO	3.500	-	-	-	-	3.500	>16.000	-
8MO	>16.000	-	-	-	>16.000	>16.000	>16.000	-
9MO	>16.000	555	-	-	>16.000	>16.000	>16.000	>16.000
10MO	900	500	-	-	500	1.100	>16.000	-

Fonte: Molisani (2007)

Em termos de metais pesados, os estudos de Mavignier (1992) mostram que, os teores não são muito elevados, nas águas. No caso do cádmio (Cd), cujo teor admissível para as águas de classe 3 seria de 10 ppb e, classe 7, de 5 ppb, no caso do rio Cocó, os valores estão bem abaixo (1,5 ppb) (CONAMA). Os maiores valores foram encontrados logo abaixo do Aterro Sanitário de Jangurussu (6 ppb). Para os valores de Pb, Cu e Cr, aqueles encontrados também nas águas do rio Cocó estão abaixo da média permitida pelo CONAMA.

O referido autor ressalta que a solubilidade destes metais nas águas é fortemente influenciada pelo pH, e, à medida que vai aumentando, ocasiona a precipitação para o fundo do rio. No caso dos estuários, pH é quase sempre básico, pela influência da água do mar, e o rio Cocó não é exceção.

Num estudo recente feito pelo Instituto Aguapolos do Ceará (2008), com amostragem e análise do sedimento do fundo, e água intersticial do rio Cocó, mostrou que o sedimento a ser dragado não pode ser utilizado em áreas sensíveis, mas em locais previamente estudados, que não comprometam o lençol freático.

Foram coletadas amostras em 31 pontos, ao longo do rio, conforme Figura 52.

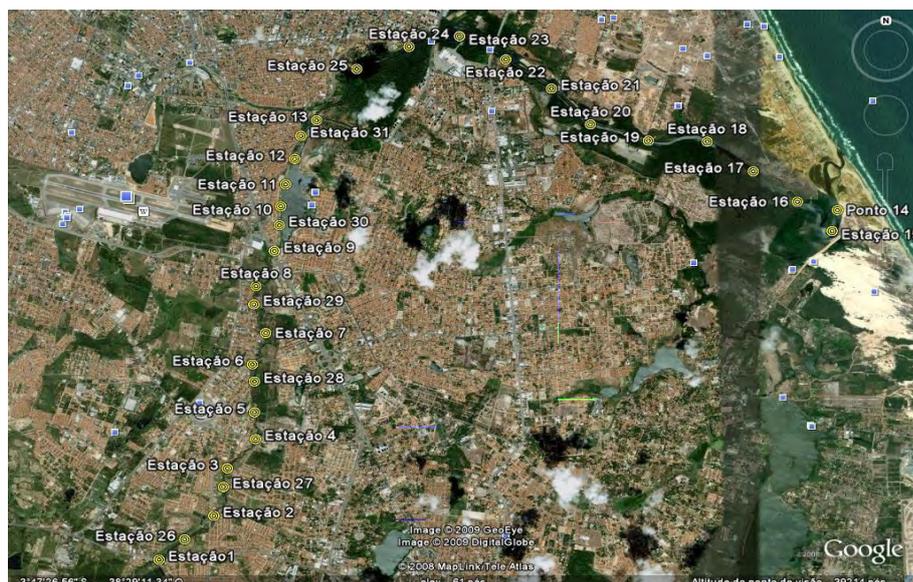


Figura 52 - Imagem com localização dos pontos de amostragem do rio Cocó. Fonte: AGROPOLOS (2008).

Segundo a Resolução CONAMA 344 (2004), que dá as diretrizes gerais e os procedimentos mínimos de avaliação do material a ser dragado, os Níveis 1 e 3 (níveis menores) correspondem ao valor provável abaixo do qual raramente são observados efeitos em organismos bentônicos. Os Níveis 3 e 4 (níveis maiores) correspondem ao valor provável acima do qual são observados os efeitos frequentes sobre organismos bentônicos. Os níveis 1 e 2 referem-se a amostras de água doce e, os níveis 3 e 4, à água salgada. O valor alerta é o valor acima do qual representa a possibilidade de causar prejuízos ao ambiente, na área de disposição.

Na tabela 30, estão relacionados os pontos de amostragem com suas coordenadas.

Ainda de acordo com esta Resolução CONAMA 344, no caso de Contaminação Inexistente, nenhum valor de Nível 2 e/ou até um Nível 1 é excedido, na Contaminação Moderada nenhum valor do Nível 2 e/ou mais de dois valores de Nível 1 excedidos; e Contaminação Forte, mais de um Nível 1 é excedido.

A toxicidade é considerada inexistente quando ela está ausente em qualquer dos testes realizados: agudo e crônico. Na toxicidade moderada mostrou toxicidade em apenas um dos testes. Quando é revelada toxicidade nos dois testes, agudo e crônico, ela é considerada toxicidade forte.

A análise sedimentológica do material coletado do fundo revelou areia média nas estações 2, 5, 6, 12, 13, 15, 17, 18, 19, 20, 21 e 25; areia fina nas estações 3, 7, 8, 10, 14, 16, 22 e 24; areia grossa na estação 9; e silte nas estações 1, 4 e 11. O interessante é que todo sedimento coletado, independente da granulometria tem cor escura, que revelaria um ambiente anóxico. As duas exceções, onde o sedimento tinha coloração normal, foram no Parque do Cocó e na Ponte de Sabiaguaba (Figura 53).

No entanto, as análises de amostras de água intersticial, em apenas uma estação (E 17), foi encontrado valor de oxigênio dissolvido (3,6 mg/L) abaixo do limite (5mg/L).

Tabela 30 - – Estações de coleta no rio Cocó, com suas respectivas posições geográficas, bem como seus pontos aproximados de referência local.

Ponto de amostragem	Posição Geográfica		Ponto de referência local
	Latitude (°S)	Longitude (°O)	
Estação 1	03° 49' 45.3"	38° 31' 41.4"	Ponte da Peri Metral (Jangurussú)
Estação 2	03° 48' 16.4"	38° 30' 45.7"	Ponte da Av. Castelo de Castro (Jangurussú)
Estação 3	03° 48' 56.7"	38° 31' 08.0"	Próximo à Av. Paulino Rocha
Estação 4	03° 48' 41.4"	38° 30' 54.1"	Ponte da Av. Paulino Rocha
Estação 5	03° 48' 26.8"	38° 30' 54.8"	Próximo ao Castelão
Estação 6	03° 48' 01.3"	38° 30' 55.8"	Ponte do Castelão
Estação 7	03° 47' 44.6"	38° 30' 49.3"	Boa Vista
Estação 8	03° 47' 19.6"	38° 30' 54.1"	Boa vista, ao lado da hidrelétrica
Estação 9	03° 47' 00.9"	38° 30' 45.1"	Ponte Tancredo Neves
Estação 10	03° 46' 37.1"	38° 30' 42.0"	Canal da Aerolândia
Estação 11	03° 46' 25.3"	38° 30' 39.6"	Av. Raul Barbosa (Aerolândia)
Estação 12	03° 46' 11.9"	38° 30' 35.2"	Próximo à Av. Murilo Borges
Estação 13	03° 45' 51.3"	38° 30' 24.5"	Ponte próxima ao posto policial
Estação 14	03° 46' 46.6"	38° 26' 09.7"	Ponte Sabiaguaba
Estação 15	03° 46' 50.3"	38° 26' 12.8"	À 500 m da ponte Sabiaguaba
Estação 16	03° 46' 34.7"	38° 26' 29.8"	À 1000 m da ponte Sabiaguaba
Estação 17	03° 46' 18.4"	38° 26' 51.5"	À 1500 m da ponte Sabiaguaba
Estação 18	03° 46' 02.7"	38° 27' 13.8"	À 2000 m da ponte Sabiaguaba
Estação 19	03° 46' 02.2"	38° 27' 42.5"	À 2500 m da ponte Sabiaguaba
Estação 20	03° 45' 53.5"	38° 28' 10.8"	À 3000 m da ponte Sabiaguaba
Estação 21	03° 45' 34.3"	38° 28' 30.0"	À 3500 m da ponte Sabiaguaba
Estação 22	03° 45' 18.8"	38° 28' 52.4"	Próximo à ponte do parque Cocó
Estação 23	03° 45' 06.5"	38° 29' 14.8"	À 500 m da ponte do parque Cocó
Estação 24	03° 45' 12.3"	38° 29' 39.8"	À 1000 m da ponte do parque Cocó
Estação 25	03° 45' 24.0"	38° 30' 04.9"	Parque Adail Barreto
Estação 26	03° 49' 34.34"	38° 31' 28.83"	À 400 m da ponte da Peri Metral
Estação 27	03° 49' 06.54"	38° 31' 09.81"	À cerca de 500 m da Estação 2
Estação 28	03° 48' 10.43"	38° 30' 54.85"	À cerca de 500 m da Estação 5
Estação 29	03° 47' 29.38"	38° 30' 55.13"	À cerca de 500 m da Estação 7
Estação 30	03° 46' 47.19"	38° 30' 42.70"	À cerca de 500 m da Estação 10
Estação 31	03° 45' 59.18"	38° 30' 33.04"	À cerca de 300 m da Estação 12

Fonte: AGROPOLOS (2008)

Assim, se estes valores estão corretos, esta cor escura dos sedimentos pode não estar relacionada a ambiente anóxico, no sedimento, já que, na maior parte das amostras, a água intersticial tem teores de oxigênio dissolvido acima de 7 mg/L, caracterizando ambiente oxidante (Tabela 31).

Por outro lado, apenas na estação 10 o valor de carbono orgânico total ultrapassou o valor de alerta (Figura 53).

Quanto aos metais pesados, as maiores concentrações de chumbo nos sedimentos do fundo foram encontrados nas estações 11 (Avenida Raul Barbosa) e 25 (Parque Adahil Barreto).

Tabela 31 - Teores de oxigênio dissolvido, pH e salinidade na água intersticial dos sedimentos do fundo, do rio Cocó.

Estação de Coleta	pH	OD (mg/L)	Salinidade (‰)
Estação 1	8,24	7,6	0
Estação 2	8,16	7,6	0
Estação 3	8,08	8,2	0
Estação 4	8,47	7,9	0
Estação 5	8,36	7,7	0
Estação 6	8,42	7,6	0
Estação 7	8,25	7,4	0
Estação 8	8,13	7,3	0
Estação 9	8,34	7,2	0
Estação 10	8,4	7,2	0
Estação 11	7,55	8,1	0
Estação 12	6,94	6,3	0
Estação 13	7,36	8,1	0
Estação 14	7,38	5,8	30
Estação 15	7,75	5,6	35
Estação 16	7,44	5,1	25
Estação 17	7,57	3,6	35
Estação 18	7,03	5,7	27
Estação 19	7,18	5,1	23
Estação 20	7,47	7,9	12
Estação 21	7,6	8,3	11
Estação 22	7,66	7,8	9
Estação 23	7,75	7,8	6
Estação 24	7,66	7,7	2
Estação 25	7,65	7,7	0

Fonte: AGROPOLOS (2008).

Porém todos valores abaixo dos Níveis da Resolução CONAMA 344; de cobre, nas estações 1 (Ponte da Perimetral) e 25 (Parque Adahil Barreto), que ultrapassaram os Níveis 1 e 3, da referida Resolução; de cromo nas estações 11 (Av Raul Barbosa), 1 (Ponte da Perimetral) e 4 (Próximo à Av Paulino Rocha), que ultrapassaram os Níveis 1 e 3, da referida Resolução; de níquel, nas estações 1 (Ponte da Perimetral), 11 (Av Raul Barbosa) e 25 (Parque Adahil Barreto), porém

apenas aquela da estação 1 ultrapassou o Nível 1; e de zinco, nas estações 1 (Ponte da Perimetral) e 25 (Parque Adahil Barreto) ultrapassaram os Níveis 1 e 3.

Os hidrocarbonetos ficaram todos abaixo dos limites da Resolução CONAMA 344. Porém, os teores de Nitrogênio Kjeldahl Total, embora não tivessem ultrapassado os valores alerta, nas estações 11 (Av Raul Barbosa), 1 (Ponte da Perimetral) e 25 (Parque Adahil Barreto) eles foram bem mais elevados de que no restante das estações. Já o fósforo total nas estações 11 (Av Raul Barbosa) e 1 (Ponte da Perimetral) ultrapassou o valor alerta, além de dois outros, que mesmo sem ultrapassar o valor alerta, estavam muito elevados (4 e 25).

Quanto aos pesticidas, os valores mais altos foram encontrados todos na estação 10 (Canal da Aerolândia). O de BHC (alfa, beta e delta) e de clordano (alfa e gama) foram altos, embora não tenham ultrapassado os níveis estabelecidos pela Resolução CONAMA 344. O lindano ultrapassou o Nível 3 e “tocou” no Nível 1. O dieldrin ultrapassou apenas o Nível 3. Estes valores elevados de metais e nutrientes estão numa área relativamente restrita. Na estação 1 corresponde à contaminação do Distrito Industrial de Maracanaú. Nas demais, 4, 11 e 25 estas taxas altas são decorrentes do Aterro Sanitário de Jangurusu, o Canal da Aerolândia, que sai na altura da Av. Raul Barbosa com Av. Murilo Borges e do Canal do Tauape (Figura 54).



Figura 53 - Imagem com locais de amostragem e contaminação química. Fonte: AGROPOLOS (2008).

Nos ensaios de toxicidade aguda com *Daphnia similis*, entre as estações 1 e 13 (Ponte da Perimetral até a Av. Murilo Borges, não foi registrado nenhum efeito tóxico agudo, porém a partir da estação 14 (ponte de Sabiaguaba) até a 20 (à 3.000 m da ponte de Sabiaguaba), e nas estações 22 (Próximo à ponte do Parque do Cocó, 24 (à 1.000 da ponte do Parque do Cocó) e 25 (Parque Adahil Barreto), onde é mais nítida a influência da maré, o efeito tóxico foi detectado, e que segundo o

relatório da AGROPOLOS (2008), seria conseqüência da elevada salinidade das amostras, levando-se em conta que a *Daphnia similis* é organismo de água doce. Portanto foi usado o organismo errado para o ensaio de toxicidade (Figuras 54).

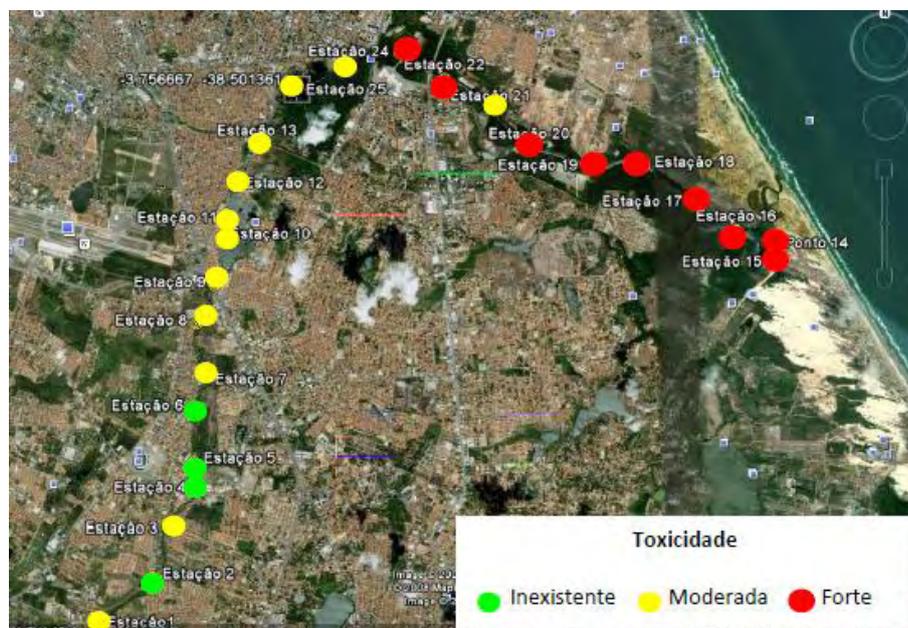


Figura 54 - Imagem com locais de amostragem e toxicidade. Fonte: AGROPOLOS (2008).

8.3.6. Avaliação do Estado Trófico

Pelos valores obtidos em trabalhos anteriores, desde 1992, até os mais recentes, os níveis de contaminação e poluição do rio Cocó são muito altos, pelos dejetos lançados no seu leito na altura da confluência com o riacho Timbó, na ponte da Perimetral, no Aterro Sanitário de Jangurussu, nos canais da Aerolândia e do Tauape, e pela incapacidade das marés de diluírem e exportarem estes poluentes.

O riacho Timbó drena área do distrito industrial de Maracanaú, com seus esgotos e dejetos das indústrias. A maior fonte poluidora do rio é o aterro de Jangurussu, inaugurado em 1978, a 16,5 km da foz, onde valores mais elevados de metais pesados, turbidez e coliformes totais, já começam a ser notados (Mavignier, 1992).

Pelos teores elevados de nitrogênio amoniacal, fósforo e coliformes fecais, as maiores fontes de poluição lançadas no leito são de esgotos não tratados, chorume de Jangurussu e águas ricas em matéria orgânica.

O aterro do seu leito, principalmente pelas areias de dunas, tem reduzido sensivelmente o volume do prisma de maré e a capacidade, de diluir e exportar os contaminantes e poluentes agravando ainda mais seu estado trófico.

Mesmo nas proximidades da foz, o teor de oxigênio dissolvido está abaixo do permitido, e, os valores de nitrogênio amoniacal, fósforo total e coliformes totais, acima do aceitável pelas normas.

Uma dragagem para aprofundar o seu leito, aumentando o prisma de maré, poderia ser uma solução, mas a possibilidade de colocar em suspensão os metais pesados, pesticidas e nutrientes depositados juntamente com o sedimento do fundo, deve ser levada em conta.

O ideal será um estudo de todo o rio, por trechos, analisando a característica de cada um deles, e sugerindo a recuperação das parcelas individuais do corredor fluvial.

Tudo isso tem de ser pensado levando-se em conta que, além de lançamento de esgotos no canal, foram construídos açudes e até mesmo aterros no leito, como foi caso da construção da av. Murilo Borges, entre as avenidas Raul Barbosa e Rogaciano Leite.

Na recuperação de corredores fluviais, FISRWG (2000) sugere as seguintes metas:

- Envolver ativamente a comunidade se ser responsável por suas necessidades.
- Otimizar a iniciativa dos cidadãos no consumo de combustíveis na propriedade privada, para proteger a vegetação e a bacia hidrográfica.
- Restaurar as características hidrológicas e vegetativas nas áreas de campinas e ribeirinhas.
- Criar e manter diversos habitats contendo diversas espécies.
- Garantir a mata ciliar para evitar a erosão das margens e aterro do leito.
- Reduzir a erosão durante a construção de estradas e melhoramentos.
- Prevenir e corrigir as descargas poluentes antes que afetem adversamente a qualidade da água.
- Reduzir o crescimento excessivo das espécies de capim inflamável.
- Aumentar a retenção da água e a fontes no âmbito da bacia.
- Otimizar e proteger as espécies nativas de água doce.

Para que estas metas sejam atingidas, segundo FISRWG (2000), o primeiro passo é estabelecer “as condições futuras desejadas” que colocarão juntas as necessidades de todos os signatários, bem como os proprietários locais e a população. Na restauração do corredor fluvial o grupo acredita que três perguntas devem ser feitas, se uma alternativa passiva não estrutural é apropriada; ou se uma recuperação mais ativa é mais necessária:

1. Quais foram as implicações de atividade de gerenciamento do passado no corredor fluvial (uma análise de causa-efeito)?
2. Quais são as oportunidades realísticas, para eliminação, modificação, mitigação, ou gerenciamento destas atividades?
3. Qual seria a resposta condições deterioração no corredor se estas atividades tivessem sido eliminadas, modificadas, mitigadas, ou gerenciadas?

É isso se pretende, senão responder, pelo menos abordar daqui para frente.

9. ANÁLISE DO RIO COCÓ E PROJETO DE RECUPERAÇÃO

O homem domina a natureza não pela força, mas pela compreensão. É por isso que a ciência teve sucesso onde a magia fracassou: porque ela não buscou um encantamento sobre a ciência (Jacob Bronowski, 1908 – 1974, matemático paleontólogo e poeta inglês nascido na Polônia).

9.1. ESTUDOS DO RIO COCÓ POR TRECHOS

Sempre foi uma preocupação dos estudiosos de cursos d'água definir e entender os processos que influenciam as relações e o caráter dos sistemas fluviais, levando em conta que a aparência física final, e este caráter do rio é um produto de ajuste de seus limites, com o fluxo de sua corrente, e o regime sedimentar.

A forma do rio e o processo fluvial evoluem simultaneamente, e se adaptam a um ajuste mútuo, para atingir a auto-estabilização (Rosgen, 1994).

A categorização dos sistemas de rios é proposta por Rosgen (1994) através da morfologia de canais, tendo os seguintes objetivos:

1. Predizer o comportamento do rio por sua aparência;
2. Desenvolver relações específicas de hidráulica e sedimentos, para um dado tipo e estado morfológico de canal;
3. Fornecer um mecanismo para extrapolar os dados coletados de um local específico, num trecho do canal, para aqueles de características similares;
4. Fornecer uma moldura consistente e reproduzível de referência de comunicação para aqueles que trabalham em sistemas fluviais numa gama de disciplinas profissionais.

A morfologia atual do canal de um rio é governada pelas leis da física através de características observáveis do canal do riacho e relacionadas aos processos fluviais. As relações morfológicas do riacho são diretamente influenciadas por oito variáveis maiores incluindo largura do canal, profundidade, velocidade, descarga, declividade do canal, rugosidade dos materiais do canal, carga de sedimento e tamanho do sedimento (Leopold *et al.*, 1964). A cada mudança em uma das variáveis vai causar ajustes no canal, que vão alterar as outras.

Rosgen (1994) propõe uma hierarquia do inventário do rio (Tabela 32):

Tabela 32 - Hierarquia dos inventários dos rios.

Nível de Detalhe	Descrição da relação	Informação Necessária	Objetivos
I	Caracterização Morfológica Geral	Paisagem, litologia, solos, clima, história deposicional, relevo da bacia, morfologia do vale, morfologia do perfil do rio, relações gerais do rio	Descrever as características fluviais gerais usando sensoriamento remoto e dados existentes de geologia, evolução da paisagem, morfologia dos vales, história deposicional e encostas do rio associadas, relevo e relações utilizadas para tornar gerais as categorias dos maiores tipos de riachos e as interpretações associadas.
II	Descrição Morfológica (tipos de riachos)	Relações de canais, relação de entrincheiramento, relação largura/profundidade, sinuosidade, material do canal, declividade	Este nível delinea os tipos de riachos homogêneos que descrevem encostas específicas, materiais dos canais, dimensões e relações das medidas do “trecho de referência”. Fornece um nível mais detalhado de interpretação e extrapolação que o nível I
III	“Estado” ou condição do riacho	Vegetação ciliar, características de deposição, formas de confinamento, indícios de habitat de peixes, regime de fluxo, categoria do tamanho do rio, existência de fragmentos de rocha, índice de estabilidade do canal, erodibilidade da margem	O “estado” dos riachos descreve as condições existentes que influenciam a resposta dos canais à mudança imposta e fornece informação específica para metodologias de previsão (tais como cálculos de erosão das margens dos riachos, etc.). permite descrições e previsão/interpretação associada muito detalhadas.
IV	Verificação	Envolve medidas/observações diretas de transporte de sedimentos, taxa de erosão das margens, processos agradiação/degradação, geometria hidráulica, dados biológicos tais como biomassa de peixes, insetos aquáticos, avaliações da vegetação ciliar, etc.	Fornece informação específica do trecho no processo do canal. Usado para avaliar as metodologias de previsão; para fornecer sedimento, informação hidráulica e biológica relacionada aos tipos específicos de riachos; e para avaliar a eficácia das medidas de mitigação dos impactos por atividade para cada tipo de riacho.

A caracterização geomorfológica (nível 1) é ampla e integra a paisagem e as feições fluviais da morfologia do vale, com o relevo do canal, interrelações, forma e dimensão. Ela combina as influências de clima, história deposicional, e habitat na morfologia do canal.

A presença, descrição e dimensões de planícies de inundação, terraços, leques aluviais, deltas e planícies de *outwash* são alguns exemplos de características identificadas de vales. A história deposicional e erosional se sobrepõe às feições dos canais neste nível.

Categorias generalizadas de “tipos de riachos” inicialmente podem ser delineadas utilizando-se amplas descrições de perfis longitudinais, seções transversais de vales e canais, e feições planares, vistas de cima (*plan-view*) (Figura 55).

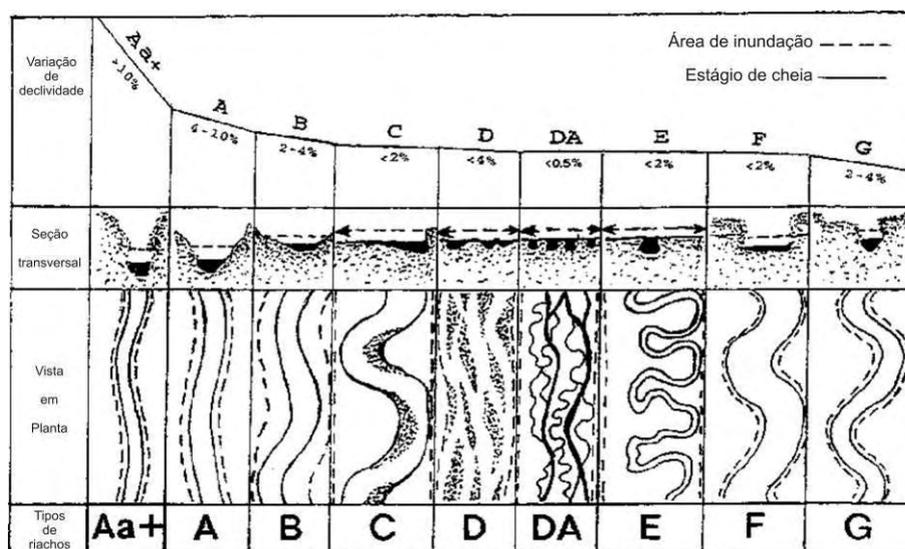


Figura 55 - Tipos principais de riachos vistos na longitudinal, em corte, e no plano.

Segundo Rosgen (1994), “O objetivo deste sistema de classificação de riachos apresentado aqui é ajudar a trazer as ‘peças’ para juntá-las com os trabalhos nas inúmeras disciplinas com rios num formato comum. – um tema central para comparação, uma base para extrapolação, predição e comunicação. O sistema de classificação de riachos pode ajudar na organização das observações dos dados de um rio e modelá-lo em várias peças juntas num sistema lógico, utilizável e reproduzível”.

Mas, uma tentativa de classificação do rio Cocó seria complicada, demandando estudos exaustivos, devido às transformações sofridas ao longo do seu curso. Ele é um rio temporário, cujas águas somente correm alguns dias por ano. Seus inúmeros barramentos e duas dragagens no estuário mudaram, em muito, suas características.

De qualquer maneira, todo esforço deveria ser direcionado para o melhor conhecimento do rio, desde que apoiado em fatos concretos, e não em simples hipóteses. Por isso, se tentou, onde foi possível, enquadrar os trechos do rio Cocó dentro da classificação de Rosgen (1994), para ajudar a formular as sugestões de sua recuperação, como corredor fluvial, e sem aprofundar na classificação, que, por si só, já seria objeto de uma tese.

Utilizando as imagens de radar (SRTM) procurou-se subdividir o curso do rio Cocó em trechos de características semelhantes na tentativa de classificação. A grande dificuldade, no entanto, é que para um rio com largura de poucos metros, como ocorre em alguns trechos no terço superior, o espaçamento de 90m entre os pontos cotados torna-se uma malha muito larga para delinear a morfologia do canal.

Na figura abaixo estão marcados os trechos em que foi subdividido o curso do rio (Figura 56).

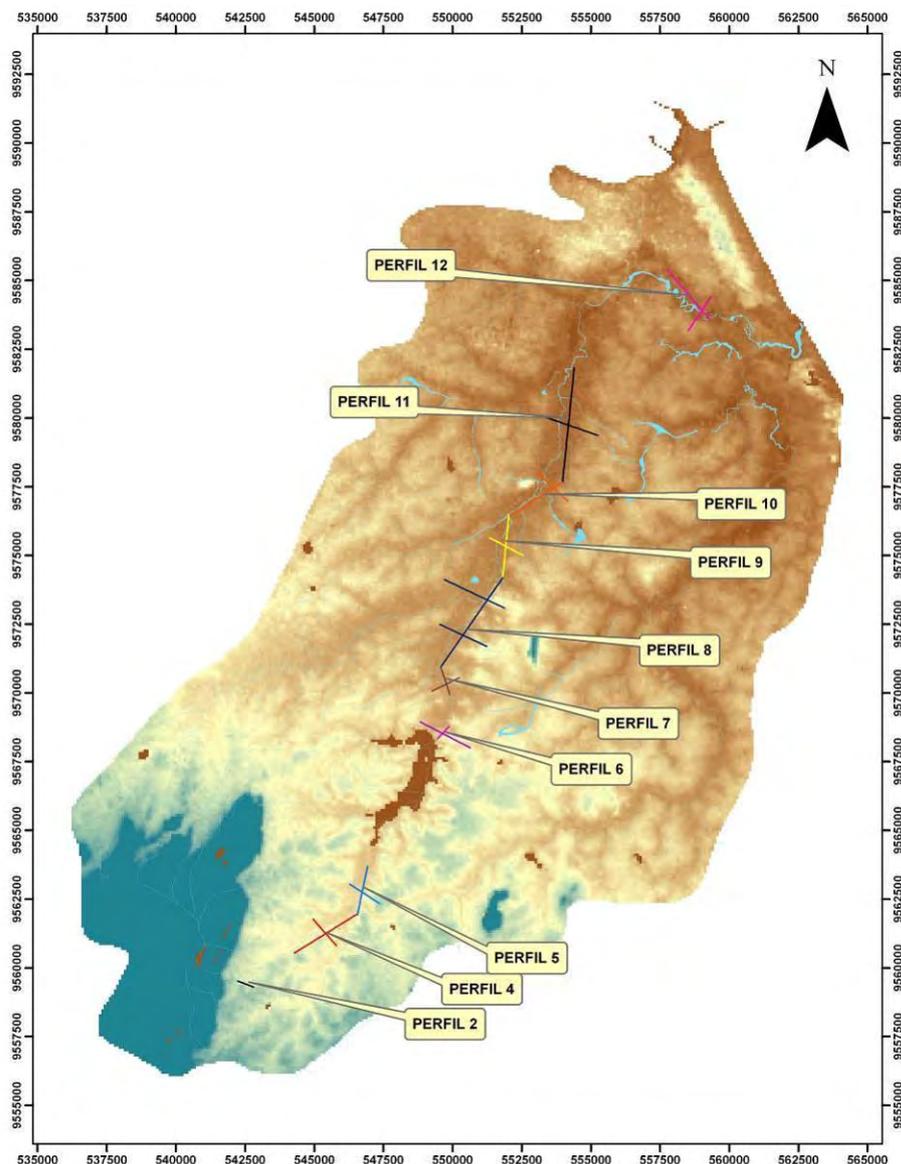


Figura 56 - Imagem SRTM da Bacia do rio Cocó com os trechos estudados.

No primeiro trecho não foi possível individualizar o canal na imagem SRTM, porém corresponde à descida pela encosta leste, com o nome Pacatuba, a partir do lago que lhe deu origem, no topo da serra da Aratanha/Pacatuba. Seu trajeto é retilíneo, seguindo a reta de maior declive, até atingir a planície da depressão Sertaneja, depois de Pacatuba. Sua declividade é superior a 10%, o canal estreito e profundo, com fundo rochoso, contendo grandes blocos de rocha cristalina, com batentes verticais, poços fundos e cachoeiras. Seria do tipo Aa (Foto 36).

O segundo trecho (Figura 57) tem uma declividade de 11,58%, porém sua calha era tão estreita que ficou entre dois pontos cotados consecutivos. Corresponde ao trecho de transição entre a serra e a depressão Sertaneja e corta o tálus pouco desenvolvido até se juntar com rio Gavião que nasce mais a sul. Sua planície fluvial é mais ampla, mas os meandros não são muito pronunciados. Ele se enquadraria no tipo Aa da classificação de Rosgen (1994).

PERFIL 2: Declividade = 11,58%

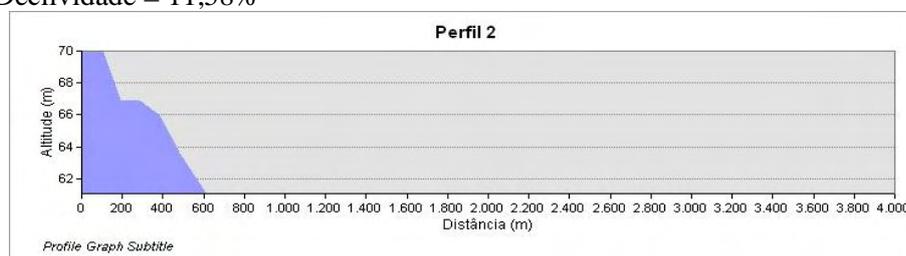


Figura 57 - Perfil do trecho 2 com a declividade

No trecho 4 (Figura 58) com declividade 2,04% e um amplo vale (± 1 km de largura), porém com canal mais estreito (± 100 m), quando ainda é o rio Gavião, ele tem poucos meandros e uma trajetória que é mais função da declividade do terreno do que da estruturação regional. Corresponderia ao tipo B.

PERFIL 4: Declividade = 2,04%

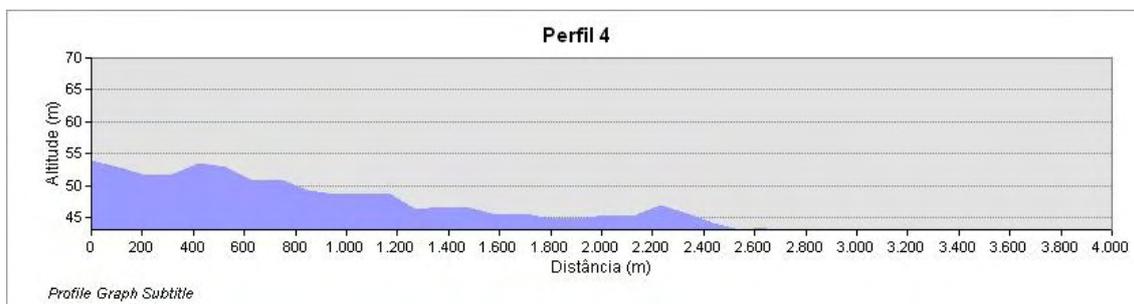


Figura 58 - Perfil do trecho 4 com a declividade

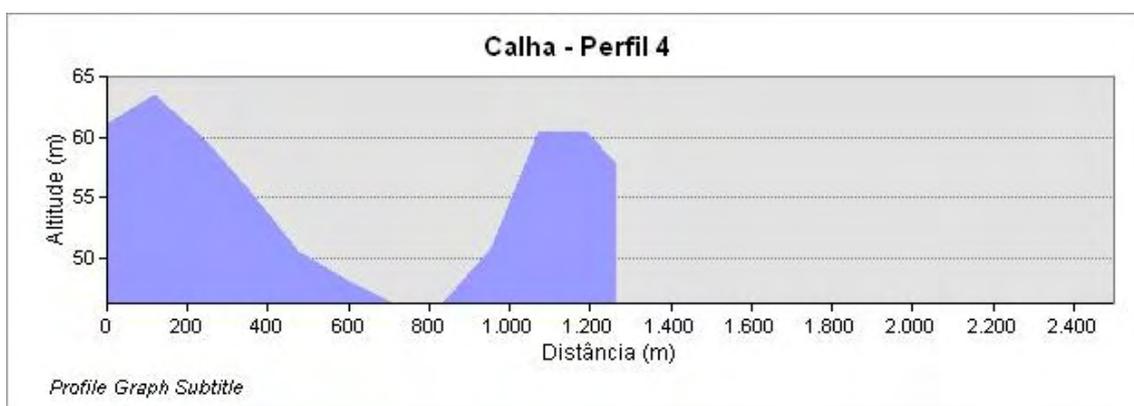


Figura 59 - Seção do trecho 4

O trecho 5 (Figuras 60 e 61) se estende até a barragem do Gavião, porém a declividade somente pode ser medida até o limite montante da água da represa. Nestas condições, ela é de 0,55%.

O vale tem mais de 1200 metros de largura, mas o canal é da ordem de poucas dezenas de metros de margem a margem. Seria do tipo DA de Rosgen (1994).

PERFIL 5: Declividade = 0,55%

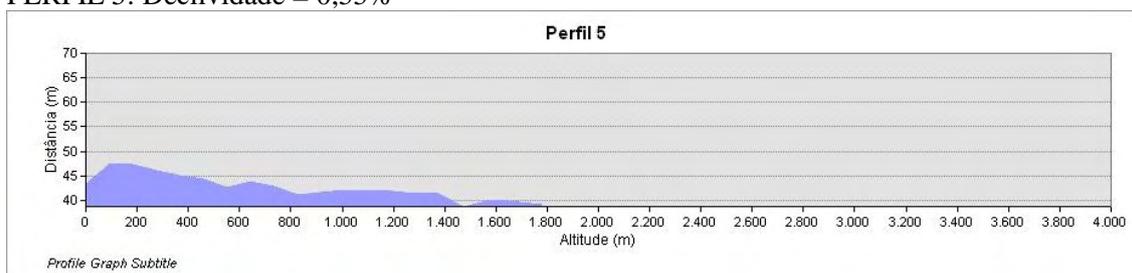


Figura 60 - Perfil do trecho 5 com a declividade

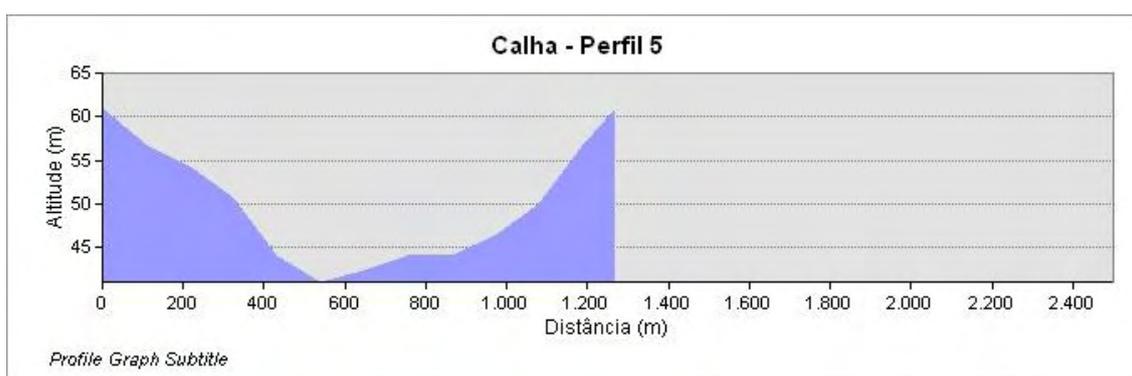


Figura 61 - Secção do trecho 5

O perfil 6 (Figuras 62 e 63) começa a jusante do açude Gavião e tem uma declividade maior que os outros trechos do rio, na depressão Sertaneja (5,53%). Seu vale tem uns 1700 metros de largura e o canal pouco mais de 100 metros. Sua planície de inundação é ampla, com meandros. Embora tenha uma declividade mais forte, pelas outras características, enquadraria melhor no tipo D do que A.

No trecho 7 (Figuras 64 e 65), a declividade é de 1,56% e o vale tem 1100 metros de largura, mas o canal é da ordem de 100 metros, com planície de inundação ampla. Poderia ser enquadrado no tipo F de Rosgen, principalmente pela grande largura, comparada com a profundidade.

PERFIL 6: Declividade: 5,53%

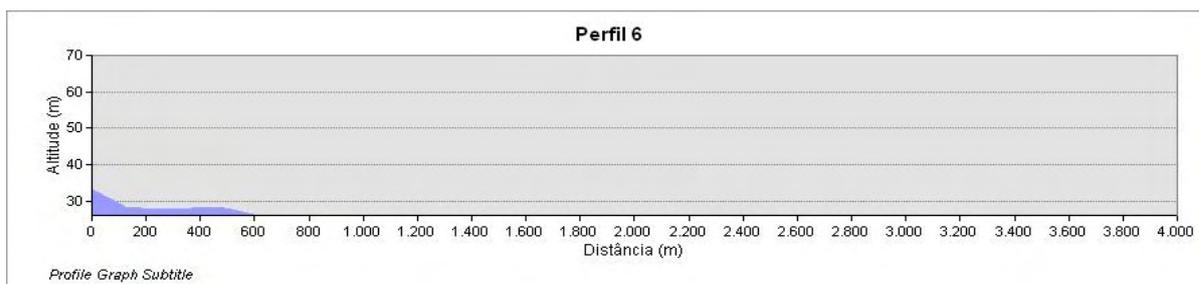


Figura 62 - Perfil do trecho 6 com a declividade

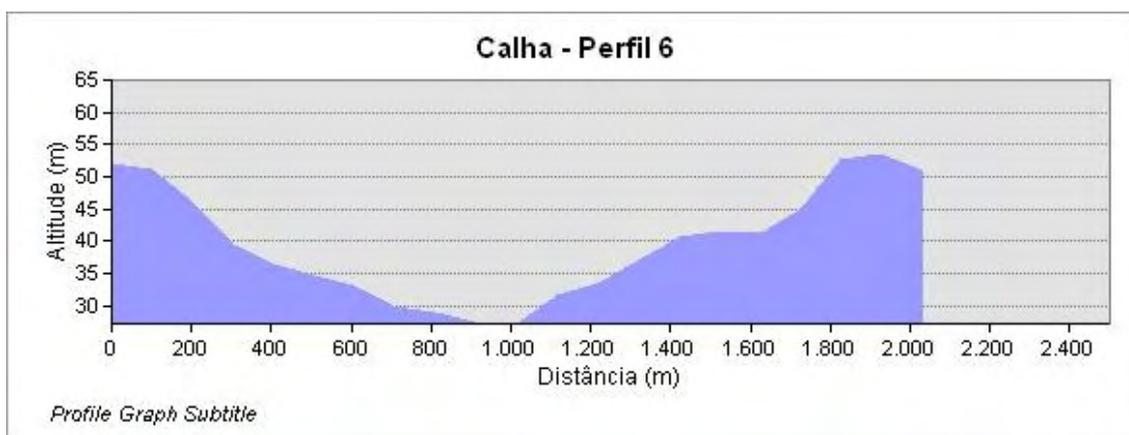


Figura 63 - Secção do trecho 6

PERFIL 7: Declividade = 1,66%

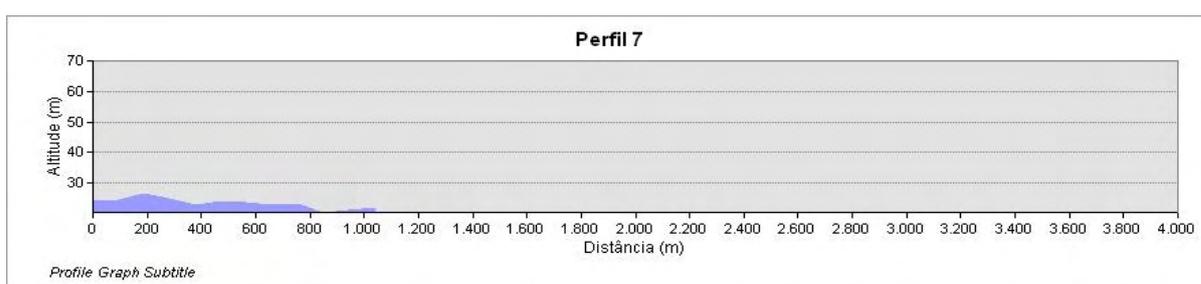


Figura 64 - Perfil do trecho 7 com a declividade

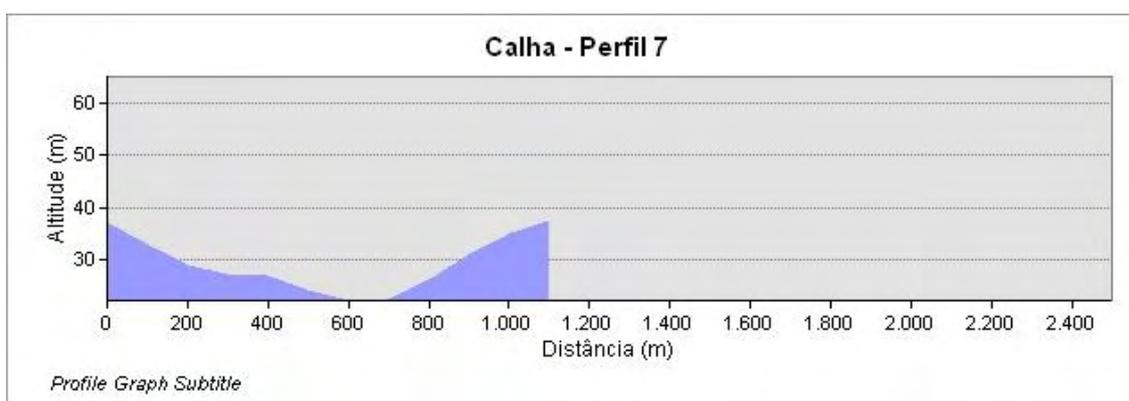


Figura 65 - Secção do trecho 7

O trecho 8 (Figuras 66, 67 e 68) abrange um amplo vale que bifurca, com canais do rio bem largos. No primeiro vale cuja largura é de 1.400 metros, o canal tem 500 metros de largura. Na outra calha, o vale tem 2.300 metros de largura e, o canal, pelo menos 900 metros.

A declividade é de 0,58%. O tipo na classificação de Rosgen seria E, por ter também uma largura do canal muito superior a profundidade.

PERFIL 8: Declividade 0,34%

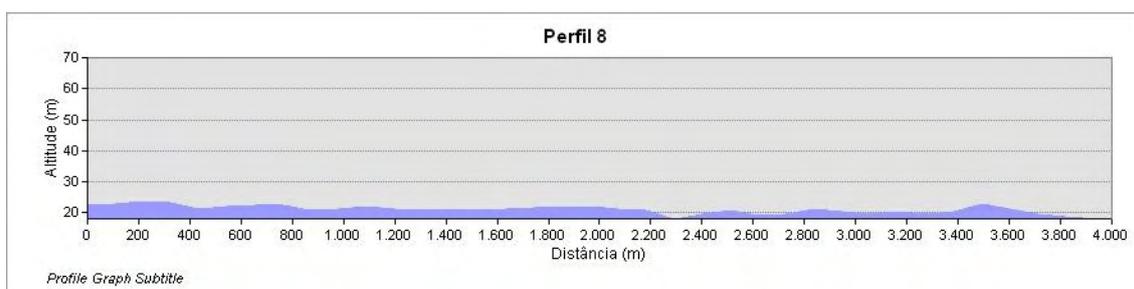


Figura 66 - Perfil do trecho 8 com a declividade

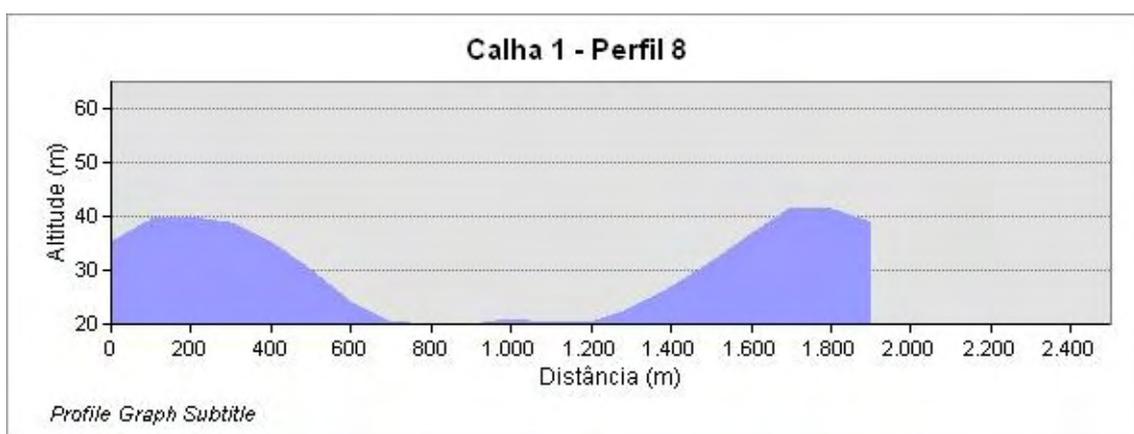


Figura 67 - Secção I do trecho 8

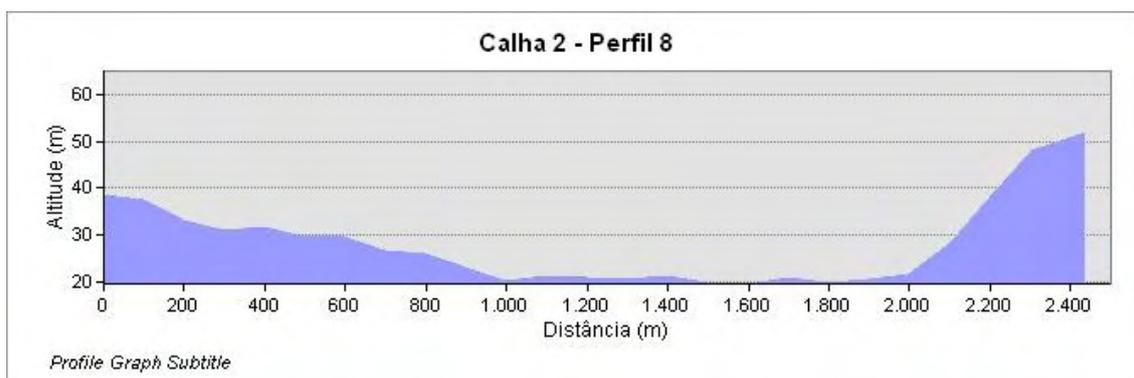


Figura 68 - Secção II do trecho 8

O trecho 9 (Figuras 69 e 70), em que o curso muda o trajeto para NW, tem uma declividade de 0,45%, um vale com 1.200 metros de largura e canal com mais de 200 metros de largura.

Poderia, pela sua ampla planície de inundação e declividade muito baixa, ser enquadrado no tipo DA.

PERFIL 9: Declividade = 0,45%

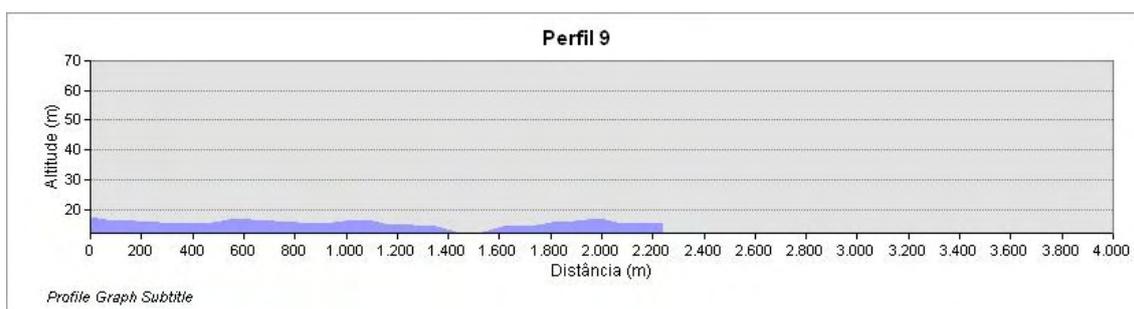


Figura 69 - Perfil do trecho 9 com a declividade

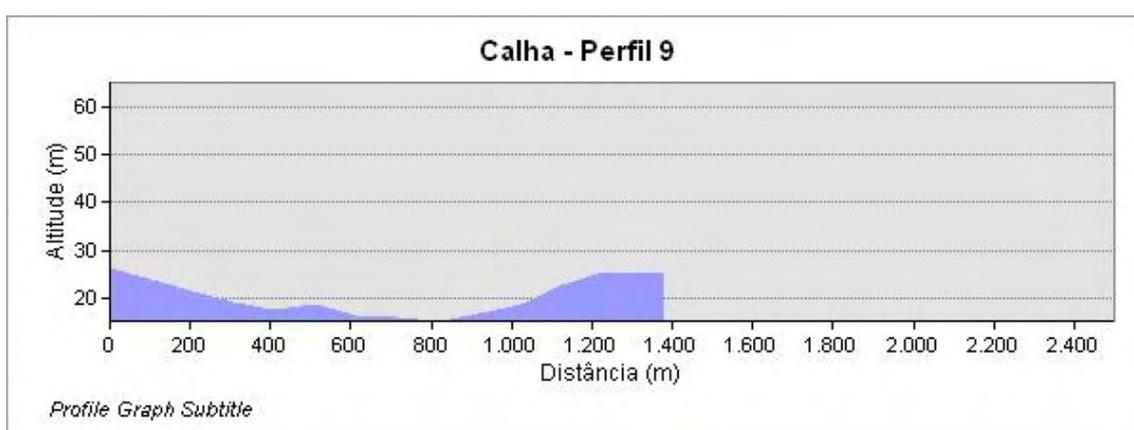


Figura 70 - Seção do trecho 9

O trecho 10 (Figuras 71 e 72) é o último da depressão Sertaneja. Sua declividade é 0,68%, o seu vale tem 1.400 metros de largura e, o canal, 200 metros, aproximadamente.

Tem ainda um amplo terraço de pelo menos 500 metros. Seria do tipo C por causa, principalmente de seus terraços e meandros abertos.

PERFIL 10: Declividade = 0,68%

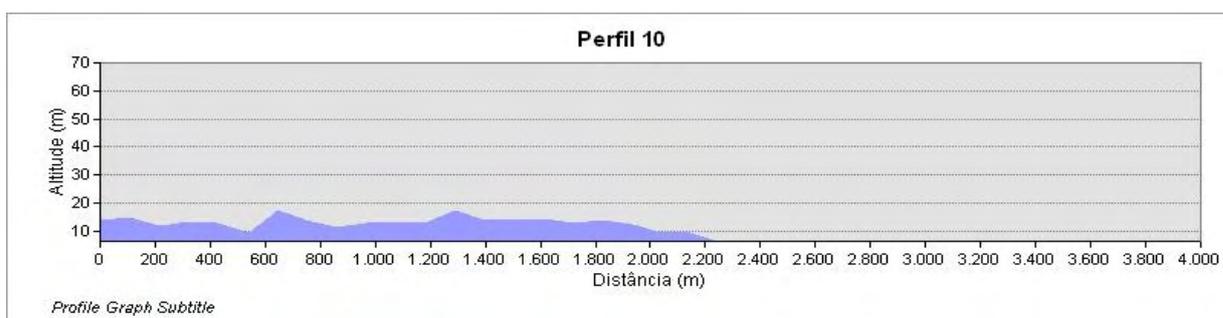


Figura 71 - Perfil do trecho 10 com a declividade

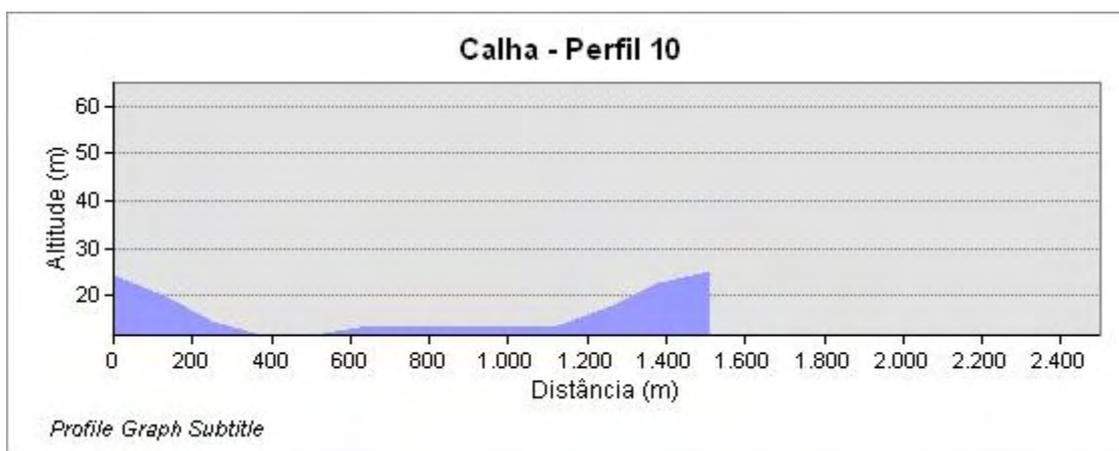


Figura 72 - Secção do trecho 10

O trecho 11 (Figura 73 e 74) já recorta os sedimentos da Formação Barreiras, embora parte do fundo do leito possa repousar sobre o embasamento cristalino. A secção longitudinal do leito é ondulada, mas a declividade é muito baixa (0,3%). O vale tem 1.500 metros de largura, um terraço ladeando as duas margens do canal tem uns 700 metros de um ponto a outro do vale, e, o canal, superior a 100 metros de largura. Dentro da classificação de Rosgenn (1994), seria do tipo DA, principalmente pelas barras longitudinais e baixa declividade.

PERFIL 11: Declividade 0,3%

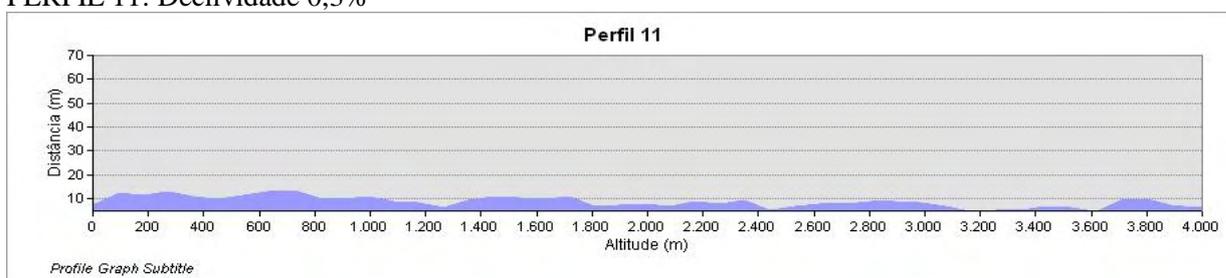


Figura 73 - Perfil do trecho 11 com a declividade

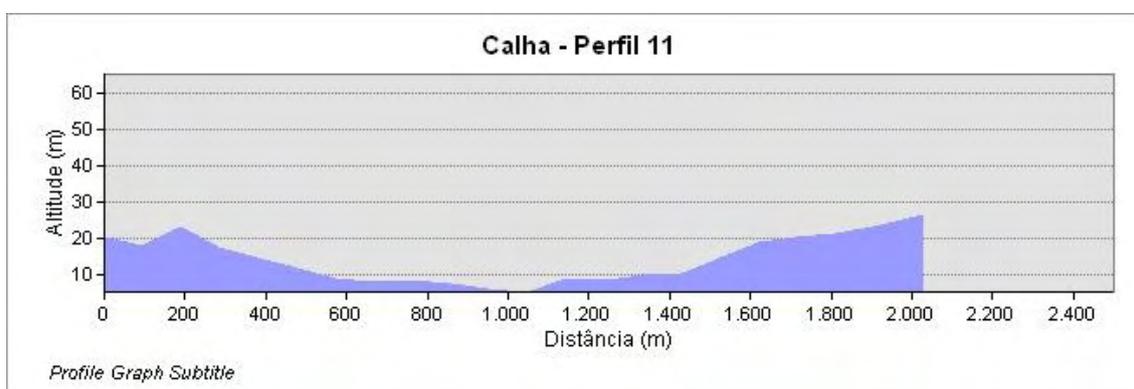


Figura 74 - Secção do trecho 11

Este trecho 12 (Figuras 75 e 76) corresponde à porção do estuário do rio Cocó, depois que ele inflete para SE e que foi dragada na década de 1960, para retificação do curso. O fundo do leito é ondulado e a declividade de 0,26%. O vale total tem 1.200 metros de largura, o canal com poucas dezenas de metros, além de um terraço na margem direita 500 metros de largura, que seria a planície de inundação topográfica acima da hidrológica.

PERFIL 12: Declividade = 0,26%

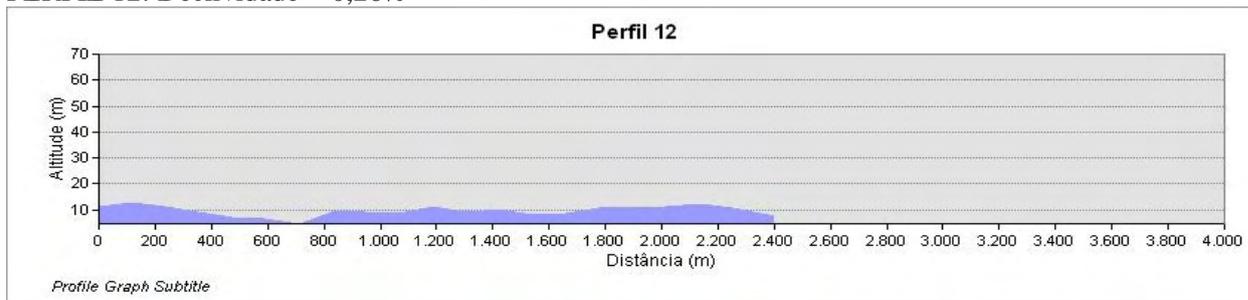


Figura 75 - Perfil do trecho 12 com a declividade

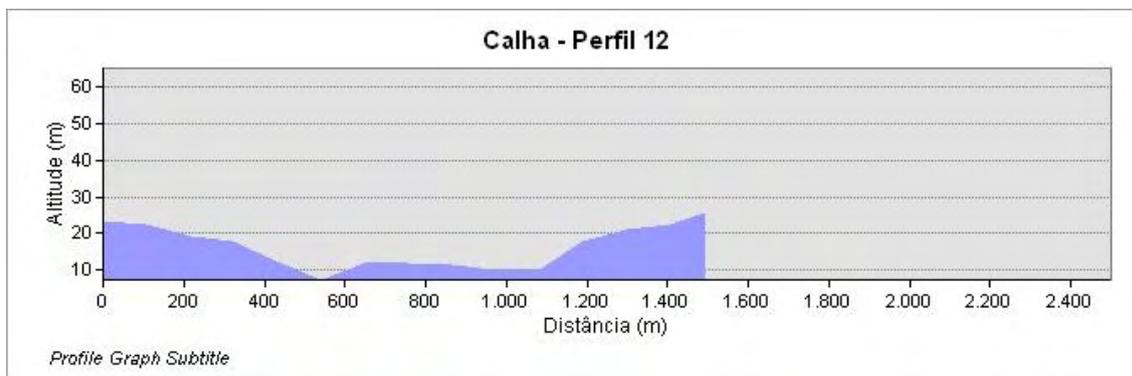


Figura 76 - Secção do trecho 12

Este estuário, segundo os teores de sal na superfície e no fundo encontrados por Moreira (1994) em três estações, tanto no período seco, quanto chuvoso, pode ser classificado como positivo e verticalmente misturado, dentro da classificação de Tomczak (2000).

Nesta classificação, a salinidade aumenta em direção ao mar, mas não varia com a profundidade. Os perfis de salinidade vertical não deixam perceber uma mudança de sensível de salinidade da superfície para o fundo, porém é nítido um aumento da salinidade de uma estação a outra, à medida que se vai aproximando do mar, como se pode observar na figura 77.

Estas três estações (E1, E2 e E3) correspondem às estações 1P, 2P e 3P, respectivamente, da tabela 16 e figura 53. Todos estes pontos estão dentro da zona de maior influência da maré (da foz até a Avenida Santana Júnior), mas se nota no gráfico da Figura 77, que à medida que se vai afastando do mar a salinidade vai diminuindo, mas as curvas dos valores de fundo e de superfície praticamente se superpõem seja na estação seca, ou chuvosa.

As diferenças entre estas curvas são resultado de maior ou menor entrada de água do mar, nas preamares e marés baixas, quando não tinha havido homogeneização no estuário.

As medidas de salinidade feitas pelo LABOMAR em 2004 corroboram estes dados de Moreira (1994). Os valores de salinidade de superfície e de profundidade das estações 1 a 5 (tabela 16 e figura 53) são praticamente iguais e pouco acima de 37 g/L.

Porém no ponto 6 (proximidades da favela do Dendê) o valor de superfície foi de 24,95 g/L e do fundo 30,22 espaçados de 1,5 metros na vertical. Na Avenida Engenheiro Santana Júnior (ponto 7), a salinidade de superfície foi de 24,95 g/L e, de fundo, 27,4 g/L. Isto mostra uma uniformidade da

salinidade na vertical e diminuição à medida que se afasta do mar, características de estuários verticalmente misturados.

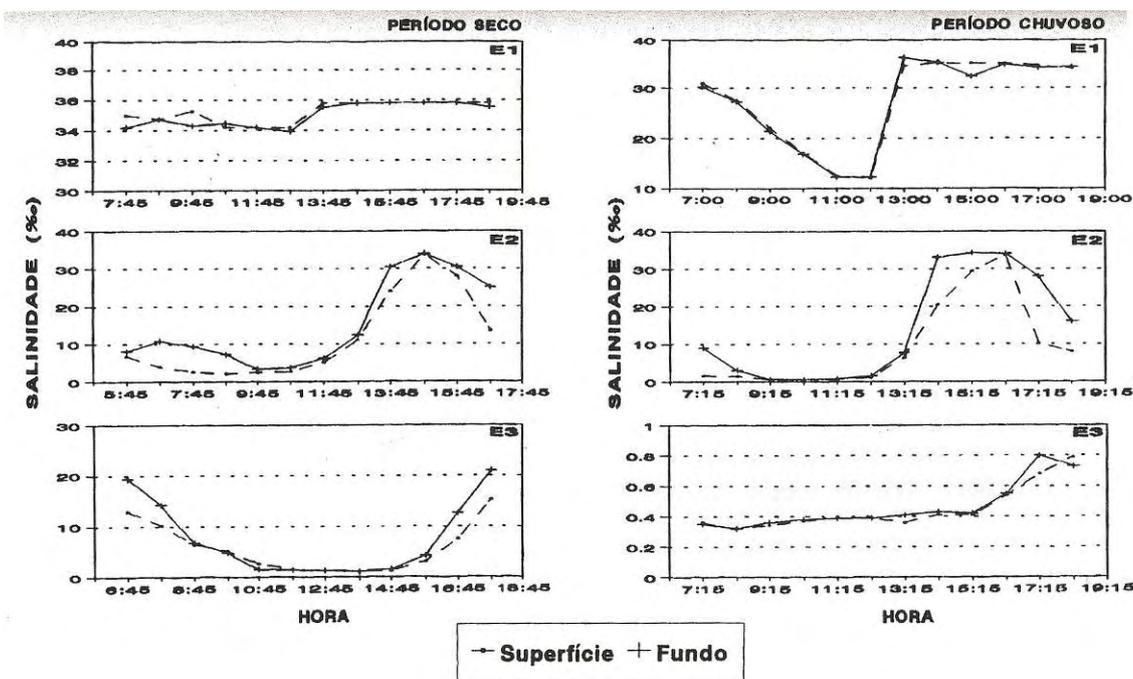


Figura 77 - Variação diurna da salinidade da água (‰) de superfície e fundo, em função do nível de maré, durante o período seco (agosto/1991) e chuvoso (abril/1992) em três estações. Fonte: Moreira (1994)

Neste tipo de estuário, dentro do modelo de Tomczak (2000), para rios de regiões áridas da Austrália, a razão R/V deve chegar a 0,005. Porém como foi visto no estudo da capacidade de suporte do Cocó, a razão R/V calculada para este rio foi de 0,6. Portanto, seria necessário um estudo específico para esta região semi-árida, para se estabelecer padrões para razão R/V, levando-se em conta, principalmente, os barramentos dos rios para abastecimento de água para a população.

Isso dificulta a previsão da qualidade da água, principalmente no caso do rio Cocó depois da construção do sistema Pacoti, Riachão e Gavião, para o abastecimento de água da Região Metropolitana de Fortaleza, com transposição das águas dos dois primeiros para este último, mudou todo o condicionamento hidráulico deste rio.

Este sistema deve ainda receber água do açude Castanhão, através do Canal da Integração, que vai levar água não só para a Região Metropolitana de Fortaleza, mas também para o Complexo Industrial-Portuário do Pecém. Aliás, as águas do rio Jaguaribe já chegam ao sistema Pacoti, Riachão e Gavião através do Canal do Trabalhador, a partir de Itaiçaba, porém em pequena quantidade ($5 \text{ m}^3/\text{s}$).

Da barragem do Gavião para frente ele só corre nas grandes cheias ou quando a barragem do Gavião libera água. Daí em diante somente no estuário, depois da BR-116, é que se nota a presença constante de água no canal.

De acordo como os estudos do FISRWG (2000), os barramentos que mudam as descargas dos rios causam efeitos à jusante, por aumento de erosão e perda do habitat ripariano com mudanças na morfologia do corredor fluvial. Alguns organismos residentes e migratórios dos corredores fluviais tendem a desaparecerem ou migrarem, afetando assim a cadeia trófica.

Até a matéria orgânica e o sedimento fino retido pela barragem vão fazer falta não só para os organismos, mas também para evitar que o mar avance estuário acima e ocasione a retração da linha de costa.

Mavignier (1992) para enquadrar as águas do rio Cocó segundo a Resolução CONAMA N° 20, de 18 de junho de 1986, separou-o em dois trechos. O primeiro de águas salobras (Classe 7), desde a foz até a ponte da Avenida Engenheiro Santana Junior, com concentrações de sais superiores a 0,05%, e uso preponderante de recreação de contato primário, proteção de comunidades aquáticas e criação natural de espécie destinadas à alimentação humana.

Daí para frente, até as cabeceiras, com valores de salinidades iguais ou inferiores a 0,05%, teria usos preponderantes para desententação de animais, irrigação, uso doméstico, etc.

Porém, nas recomendações, ele sugere “a interdição do rio para usos recreativos de contato primário, após o terceiro quilômetro, inclusive na área do Parque do Rio Cocó, enquanto perdurarem os atuais níveis de contaminação bacteriológica.”

As análises de Molisani *et al.* (2007) mostram a influência direta do mar até a Avenida Engenheiro Santana Junior. Quanto ao oxigênio dissolvido, com excessão da Bica das Andréias, praticamente todos os valores estão abaixo do limite (4 mg/L), da classe III de água doce. Quanto ao fósforo total, excetuando mais uma vez a Bica das Andréias, a maioria dos valores em todos os outros pontos, está acima do limite (0,15 mg/L).

Os valores de coliformes fecais, desde a foz, ultrapassam, em muito, o limite (4.000 coliformes por 100 ml) da classe III de água doce. Portanto, do ponto de vista de poluentes e contaminantes, ela somente poderia ser enquadrada na Classe IV, da Resolução CONAMA N° 357, de 17 de março de 2005, que dispõe sobre a classificação dos corpos de água e diretrizes ambientais para seu enquadramento.

As águas salobras da Avenida Engenheiro Santana Junior até a foz, pelos coliformes fecais, elas não se enquadrariam nem na classe III, da mesma Resolução N° 357, pois ultrapassa o limite (4000 coliformes por 100 ml).

Quanto ao estuário, a preocupação já não é mesmo nem o uso da água para consumo, mas para que o rio possa atingir as características de auto-depuração, através da diluição e retirada dos contaminantes e poluentes por ação das marés.

As análises de oxigênio dissolvido, nitrogênio amoniacal, fósforo total e coliforme fecais, realizadas desde 1992, mostraram de modo inequívoco que, mesmo próximo à foz, os níveis de contaminação e poluição estão acima dos parâmetros que fornecem os valores máximos, atestam a sanidade das águas.

Isto significa que o volume de água que penetra no estuário, entre as marés alta e baixa (prisma de marés) é insuficiente para diluir e exportar as substâncias nocivas, impedindo a auto-depuração.

As medidas para resolver os problemas são muitas, mas podem ser divididas em dois grupos: aquelas que necessitam apenas uma maior fiscalização e monitoramento dos dejetos e efluentes lançados no leito do rio, e as ações de intervenção direta no rio, ou em suas margens, como dragagem do canal, abertura de acessos para água do mar na Avenida Murilo Borges e fixação das dunas móveis, que avançam sobre a margem direita.

No entanto, para que se disponha de padrões que possam servir de comparação para atestar a efetividade destas medidas implementadas, é preciso fazer um trabalho de levantamento de parâmetros, antes de mais nada.

9.2. ESTUDOS DE PRÉ-OPERAÇÃO

O ideal era que se pudesse encontrar, dentro do estuário, locais em que as condições de referência tivessem sido preservadas. Porém como é uma região que em meio século houve uma expansão de 17 vezes da área ocupada, num local privilegiado, por sua proximidade com o litoral, e no rumo dos ventos dominantes seriam muito difícil encontrar estas condições.

Este termo “condições de referência” foi usado pela EPA em seu livro “NUTRIENT CRITERIA - TECHNICAL GUIDANCE MANUAL – ESTUARINE AND COASTAL MARINE WATERS” (2001), “na representação compreensiva de dados de vários locais ‘naturais’ similares, minimamente impactados num corpo de água ou de dentro de uma classe similar de corpos de água, i.e. valores médio de NT, PT, clorofila α , ou profundidade Secchi.(...) Há dois condicionantes básicos para suas determinações: (1) análise estuarina *in situ*, dados costeiros, e (2) análise da carga de nutrientes da bacia hidrográfica para o estuário e, através do transporte advectivo, a carga de nutrientes para o ambiente costeiro. A condição de referência é feita para explicitar as condições naturais através de várias medidas ambientais. Este manual está centrado no NT e PT como principais agentes causadores de eutrofização, mas suas importâncias relativas dependem da relação bacia hidrográfica e outras condições. Há duas variáveis de resposta: clorofila α , uma medida de biomassa algal; limpidez da água, relacionada com a biomassa algal através da clorofila α ; e comumente uma terceira deficiência em oxigênio dissolvido, particularmente em estuários. Eles explicitam as medidas que indicam o enriquecimento em nutrientes, mas estão relacionados conceitualmente a um contínuo recursos biológico e oportunidades recreacionais.”

EPA (2001) considera que os ecossistemas suportarão assembléias naturais de vida aquática e atividades recreacionais de alta qualidade, se um suprimento de nutrientes é alcançado e mantido a um nível para conservar o sistema biológico natural. Isto pode ocorrer, naturalmente, apenas se as outras condições ambientais são compatíveis.

No manual da EPA (2001) uma distinção é feita para estuários e águas costeiras entre águas “prístina” e minimamente impactadas. O período pré-colonial pode ter tido a qualidade e condições de habitat, incluindo a carga de nutrientes, que eram prístina. Isto aproximaria do ideal de “restauração e proteção da integridade físico-química e biológica” que é a meta principal do *Clean Water Act*. Mas este ideal é muito teórico, porque os métodos para estimá-lo invariavelmente contêm um grau relativamente alto de incertezas.

Entretanto, as condições “propício à pesca e à banho” são comumente usadas com uma meta interina do ato e representa uma meta do Programa de Nutriente, exemplificado pelas condições de referência, associadas com o enriquecimento em nutriente mínimo com mediação humana.

O termo “propício à pesca e a banho” não é facilmente quantificado em qualquer água devido a sua variabilidade natural inerente. Um exemplo de lago ajuda a fornecer a perspectiva. Quando um lago se transforma de um estado de pesca oligotrófico, para mesotrófico, por causa o superenriquecimento em nutriente, em algum ponto a mudança torna-se demonstrável. Iguamente, num estuário quando o enriquecimento em nutriente muda a produção de fitoplâncton e composição das espécies algais no rumo do domínio microbial, distanciado da produção de ostras, a mudança torna-se demonstrável.

Os indicadores precoces das mudanças iminentes tornam-se necessários. Esta é a importância do critério de nutriente. Embora esteja claro que uma pesquisa adicional é necessária, há suficiente conhecimento sintomático, tais como mudanças de espécies, com enriquecimento para merecer o seu estabelecimento, como critério de indicador.

Segundo a EPA (2001), para identificar uma condição de referência em águas degradadas deveria começar com uma análise das melhores águas existentes, seja em estuários ou no mar, dentro da área da bacia hidrográfica ou costeira, ou como comumente estabelecida, “a melhor do que sobrou”.

Devido às dificuldades de se identificar os locais de referência em alguns estuários superenriquecidos de águas costeira pode ser necessário utilizar uma condição de referência “implícita” comparando-se “a melhor que sobrou”, com o “que costumava ser”, como estabelecido pelos registros históricos. Em qualquer caso, é ainda importante identificar os melhores locais remanescentes no corpo de água de interesse. Onde os “melhores” locais são conhecidos com intensamente degradados, mais ênfase deve ser colocada em registros históricos, mas algum conhecimento do *continuum* do passado para o presente é necessário para estabelecer o critério de proteção.

Os impactos baseados em enriquecimento em nutrientes são uma função da concentração e suprimento de nutrientes, bem como condições ecológicas e processos de N e P característicos do sistema. Por estas razões, é importante conhecer os fatores que podem ter modificado a “capacidade assimilativa” dos corpos de água costeiros. As condições de referências não são os valores limiares (uma concentração inferior a um valor especificado).

O ponto importante é que as condições de referência deveriam ser interpretadas num contexto de ecossistema, especialmente quando o sistema sofreu superenriquecimento de nutrientes significativo e/ou está sujeito a desarranjo natural periódico, tal como secas (EPA, 2001). Alguns estudiosos argumentam que um dos primeiros sintomas de deterioração envolve uma estimulação do nutriente para desenvolvimento de alga danosa (cianofíceas) em detrimento da alga benéfica (clorofíceas).

Muitos tipos de *blooms* algais, que se tornam um incômodo, ou danoso, são claramente formas de poluição. Há evidência crescente de que muitos *blooms* algais danosos estão associados ao enriquecimento em nutrientes (NRC 2000). Mas antes de qualquer monitoramento, ou intervenção, será necessário um levantamento dos dados de modo sistemático para estabelecimento de padrões de comparação sobre os parâmetros físico-químicos, físicos, químicos e biológicos.

Estes parâmetros seriam temperatura do ar e da água na superfície e em profundidade, sólidos totais dissolvidos, sólidos em suspensão, material sedimentado, condutividade, cor, turbidez, pH, Eh, demanda química do oxigênio, demanda bioquímica de oxigênio, oxigênio dissolvido, fósforo, fósforo solúvel, sulfeto, nitrato, amônia total, amônia não ionizável, coliformes fecais. Destes indicadores, os quatro chamados primários, nitrogênio total, fósforo total, turbidez, clorofila α , além do oxigênio dissolvido, são os principais para mostrar a sanidade da água e as condições de eutroficação.

É fundamental o levantamento ecobatimétrico em todo o curso do rio Cocó na região do estuário, determinação do prisma de marés, vazões, tempo de residência. Os parâmetros biológicos mais importantes seriam a clorofila α , porque é a molécula que medeia a fotossíntese em quase todas as plantas verdes (exceto nas proclorófilas que contêm clorofila divinil), incluindo fitoplâncton; ela é relativamente fácil de se medir, seja por espectrofotometria, ou por fluorescência, e é comumente usada para indicar a biomassa de fitoplâncton. Outro indicativo seria a clorofila β (cianofíceas), que somente se desenvolvem em ambiente degradado, e as macroalgas, que são também importantes para a determinação da produtividade primária.

Estes levantamentos, coletas e análises devem ser realizadas tanto no período das chuvas quanto no estio, durante dois ou três anos para se estabelecer os padrões (*background*), que possam servir de comparação durante o monitoramento sistemático, e as intervenções, para saber quais os parâmetros que se alteraram com a sistemática de controle da poluição e obras no leito e nas margens, que possam aumentar o volume de água do mar, que penetra no estuário, melhorando o potencial de diluição e de exportação, que são responsáveis pelo aumento da capacidade de suporte de um estuário.

O espaçamento da amostragem não deve ser totalmente regular, mas em pontos estratégicos como foz, onde o rio muda de direção, antes e depois das confluências dos tributários, nas pontes onde as grandes vias de acesso cortam o leito do rio, e limite da influência marinha. É evidente que ao longo do curso, durante o ano nem todos os pontos da malha poderão ser amostrados para água já que ela somente corre alguns dias por ano, em certos trechos. Mas, no âmbito do estuário, estas medidas, coletas e análises devem ser sistemáticas.

9.3. MONITORAMENTO

O monitoramento, no princípio, deve ter uma frequência maior, talvez mensalmente, até que se possa determinar o espaço de tempo, entre as coletas de dados e de material para análise. Este monitoramento é indispensável para avaliar a qualidade da fiscalização contra a poluição e a efetividade das intervenções. De acordo com o National Research Council (NRC), através do National Strategy for the Restoration of Aquatic Ecosystems (1992, *apud* FISRWG, 2000), ele deve ser feito “Continuamente questionando o valor de elementos adicionais de uma recuperação, perguntando se as ações são ‘válidas’, seu custo adicionado é o modo mais prático de se decidir o quanto a recuperação é suficiente”. Independente dos custos, que não devem ser menosprezados, principalmente em relação ao custo/benefício, é o acompanhamento da efetividade das medidas tomadas na restauração, através do monitoramento, que se pode dizer se a recuperação já foi suficiente, ou não.

No desenvolvimento de um plano de monitoramento o FISRWG (2000) propõe três fases principais: planejamento; implementação e gerenciamento; e respostas aos resultados do monitoramento. Em cada uma das fases teria várias etapas. No caso do planejamento, definir a restauração, visão, metas e objetivos; desenvolver o modelo conceitual; e escolher o critério de performance; escolher os parâmetros e métodos de monitoramento; estimar os custos; categorizar os tipos de dados; e determinar no nível do esforço e duração do monitoramento.

Na fase de implementação e gerenciamento, o gerente deve ter uma visão para vida de um plano de monitoramento; regras e responsabilidades devem ser claramente definidas; ordenar procedimento de qualidade em segurança; interpretar os resultados, gerenciar os dados; e fazer contratos.

Quanto às respostas aos resultados do monitoramento, pode-se esperar várias coisas: nenhuma ação; manutenção; plano adicional, de abandono, ou de descomissionamento; modificação das metas do projeto; gerenciamento adaptativo, documentação e relatório; e disseminação dos resultados.

Para este grupo, dois procedimentos são críticos para escolha dos parâmetros eficientes de monitoramento, o primeiro seria identificar parâmetros para monitorar e um sistema relativamente fácil de medidas com bases científicas, que forneçam um *feedback* direto, sobre o sucesso, ou fracasso das ações de restauração. Três são os parâmetros principais a serem identificados: físicos, hidrológicos e ecológicos (NRC, 1992). O segundo procedimento é selecionar sistemas de parâmetros específicos e regionais.

O critério de desenvolvimento deve ser baseado no conhecimento do sistema em consideração (FISRWG, 2000). Por isso, é fundamental começar o monitoramento com uma pré-operação, como proposto, não só para se conhecer os valores dos parâmetros antes da operação, para comparar a evolução do meio ambiente, graças às medidas de recuperação do corredor fluvial, mas também para ir se familiarizando com os parâmetros já estudados.

9.4. ABERTURA DE ACESSOS PARA ÁGUA DO MAR NA AVENIDA MURILO BORGES.

O critério de desenvolvimento deve ser baseado no conhecimento do sistema em consideração (FISRWG, 2000). Por isso, é fundamental começar o monitoramento com uma pré-operação, como proposto, não só para se conhecer os valores dos parâmetros antes da operação, para comparar a evolução do meio ambiente, graças às medidas de recuperação do corredor fluvial, mas também para ir se familiarizando com os parâmetros já estudados.

O aterro da planície flúvio-marinha para construção da Avenida Murilo Borges impediu o fluxo de água do mar para a região do Lamagar, pois o que passa pela ponte é insuficiente para manter vivos, os mangues, principalmente os mais próximos da margem direita, como pode se observar no Mapa das Unidades Geoambientais, a partir de imagens de satélite de 2005 (Figura 28). A secção a ser aberta no aterro dependerá do volume a ser calculado de água salgada que permitiria o fluxo normal da maré, depois da dragagem do canal. Depois de sanado o problema de fluxo de água salgada, a sul da Avenida Murilo Borges, será necessário um replantio das espécies de mangue, que foram exterminadas, por falta de penetração das águas das marés.

9.5. FIXAÇÃO SEDIMENTOS EÓLICOS DA MARGEM DIREITA EM SABIAGUABA

Nas fotos aéreas (Fotos 12, 22, 26, 29 e 68) é bem nítido o transporte eólico de Sabiaguaba para o leito do rio Cocó, através de sua margem direita, começando na planície de deflação. Todo este trecho da planície de deflação e de dunas móveis precisa ser estabilizado com vegetação fixadora, para evitar o soterramento no leito do rio Cocó, nas proximidades de sua foz, que dificulta a entrada das marés no estuário.



Foto 68 - Transporte eólico de areias de Sabiaguaba para o canal do rio Cocó. Ortofoto (1994)

É uma área relativamente grande, 5,6 hectares (Figura 78), mas que precisa ser estabilizada, se se pretende manter a capacidade de diluição e exportação dos poluentes e contaminantes do estuário

do rio Cocó, para que ele possa auto-depurar. Pela foto pode-se notar que haveria interesse na fixação das dunas móveis, até para proteger a estrada que sairá da ponte, para Lagoa Redonda.

Castro & Leal (1998) no “Projeto de Controle de Sedimentos e Estabilização de Dunas”, na Usina Eólica da Prainha, município de Aquiraz-CE, sugerem para implantação de um projeto de estabilização de sedimentos dunares deve-se levar em consideração os seguintes aspectos:

- Conhecimento dos condicionantes naturais da área a ser trabalhada e do seu entorno como clima, solo, relevo, disponibilidade hídrica e etc.;
- Conhecimento do potencial biótico em área com características físicas semelhantes;
- Definição de espécies com capacidade de reprodução em ambientes onde as condições do meio são inóspitas como alta insolação, alta salinidade, ventos fortes, solos ácidos e etc.;
- Seleção de espécies com capacidade de adaptação ao meio;
- Compartimentação da área do projeto para identificação dos setores onde o processo erosivo é mais intenso, bem como definição dos setores críticos;
- Definição de metodologias eficientes quanto ao controle dos sedimentos arenosos e estabilização das dunas, as quais além de funcionais deverão apresentar resultados satisfatórios a curto prazo; e
- Definição dos materiais a serem utilizados no projeto, os quais deverão ser de fácil aquisição na região.

É preciso, no entanto, primeiro conhecer o mecanismo de avanço das dunas. O transporte de areia pelo vento ocorre, segundo Nickling & Davidson-Arnott (1990), por ordem de importância, através de saltação, escorregamento e em suspensão. As pequenas partículas (<60-70 μm) são transportadas, normalmente, por suspensão; por saltação são carregadas as areias entre 60 e 500 μm e, aquelas de diâmetros superiores a 60 e 100 μm , e são empurradas pelo impacto dos outros grãos sofrem apenas escorregamento.

A saltação pura ocorre quando o componente turbulento vertical da velocidade não tem efeito significativo na trajetória da partícula. Não existe uma distinção nítida entre a verdadeira suspensão e saltação. Devido as grandes diferenças de densidade dos grãos de areia e do ar, o transporte em suspensão é pouco importante nas dunas de praia. A verdadeira suspensão só ocorre quando a velocidade de deposição da partícula é muito menor que a velocidade oriunda da tensão de cisalha. Esta é uma das grandes diferenças entre o transporte eólico e subaquático (Nickling & Davidson-Arnott 1990).

Basicamente, uma partícula em repouso começa a se movimentar quando a tensão de cisalha sobre a superfície de um grão excede o valor crítico. A partícula pode ser movimentada, tanto diretamente pelo vento quanto pelo impacto das outras partículas, já em movimento. A velocidade

crítica de cisalha depende diretamente do diâmetro, e da densidade da partícula. Os grãos com diâmetro de cerca de 0,10 mm são os primeiros movimentados por um vento de velocidade crescente; também se pode notar que o impacto da velocidade inicial é cerca de 80 % da inicial do fluido. Não importa o quanto o vento sopra, nem o tamanho do gradiente da velocidade, a velocidade do vento numa certa altura permanece quase a mesma (Bagnold, 1954).

De acordo com este autor, o transporte de areia representa uma contínua transferência de energia do vento para as partículas, pelo impacto, ou a suspensão da areia numa corrente de ar. A maior parte do transporte ocorre através da saltação, cerca de 25% como escorregamento e uma pequena percentagem como suspensão.

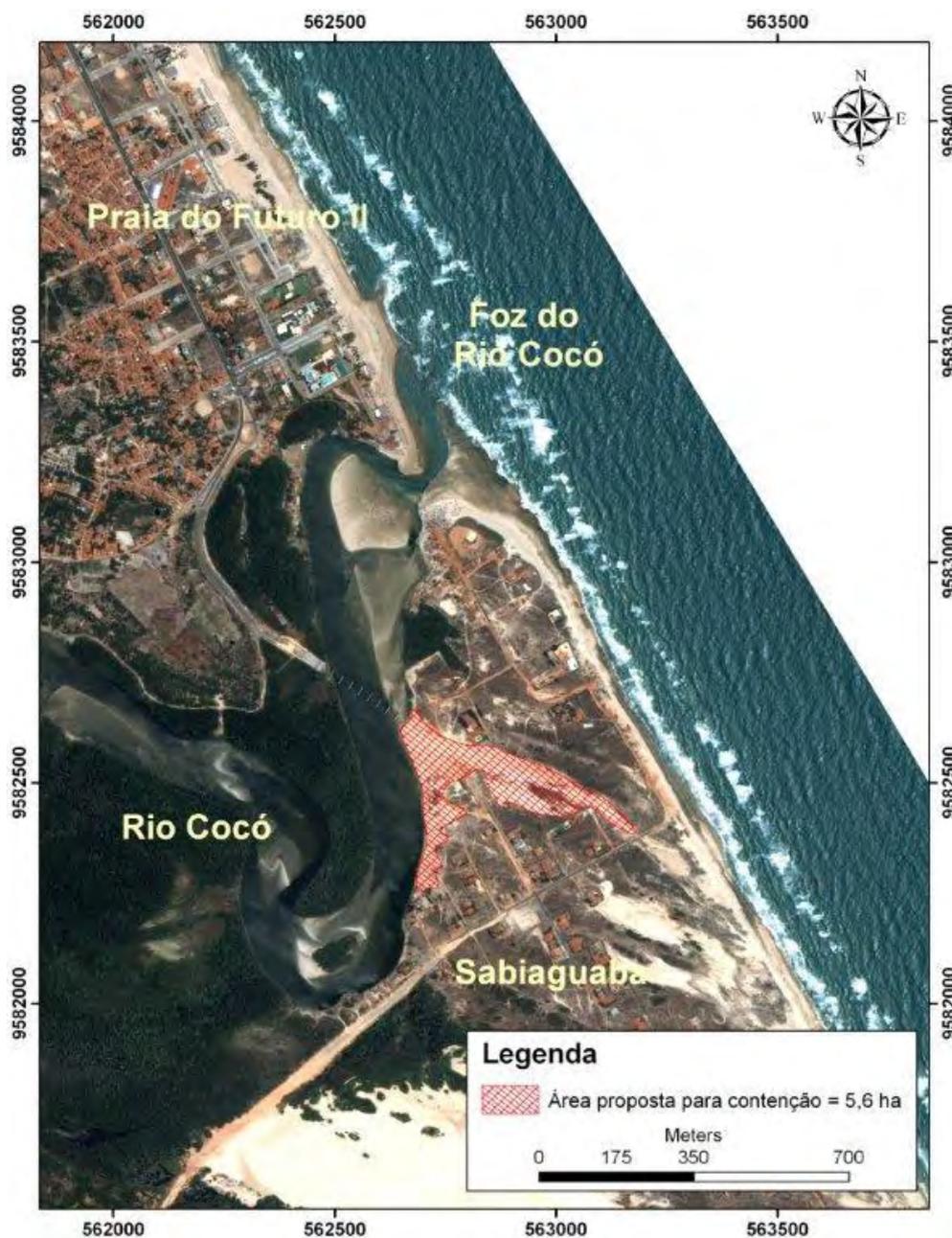


Figura 78 - Mapa com indicação das dunas de Sabiaguaba a serem estabilizadas

Johnson (1965), usando dados experimentais, achou que com um alto teor de água (um excesso de 1%), a velocidade do vento necessária para iniciar o movimento da areia torna-se altamente afetada.

Chepil & Woodruff (1963), sugerem que solos com 20 a 30% de argila, 40 a 50% de silte e 20 a 40% de areia produzem o maior número de solos não erodíveis, com o maior grau de estabilidade mecânica, e é o menos afetado pela abrasão.

Estudos realizados por Maia *et al.* (1997) sobre o transporte eólico de sedimentos da região costeira do Ceará, permitiram a separação do litoral em torno de Fortaleza em duas células costeiras distintas, tendo a ponta do Mucuripe como divisor. “A primeira, a barlar, é dominada por processos de acreção marinha e supressão eólica, e se constitui na área fonte para formação de dunas, ocorrendo o inverso na célula a sotamar, onde domina a supressão marinha e a acreção eólica”. A área da foz do rio Cocó está no primeiro caso. As medidas associadas com as velocidades dos ventos em alturas variáveis revelaram que “a intensidade do vento aumenta com a altura de forma log-linear”. A velocidade a um metro foi vinte vezes maior que a velocidade de cisalha”. O transporte de sedimentos cresce exponencialmente com o aumento da velocidade.

Sauermann *et al.* (2003) encontraram valores de 7,5 m/s para a velocidade média do vento em Jericoacoara, que é praticamente constante. A velocidade média de avanço das dunas nesta região, calculada por eles foi de 20 metros por ano. Leal (2003) estudando as dunas móveis da Canavieira e do Cumbe, no litoral de Aracati, num período entre 1958 e 2002, verificou que as dunas avançavam em velocidade variando de 3,9 a 9,3 metros por ano. Do exposto acima, vê-se que se pode reduzir sensivelmente o transporte eólico das areias, atacando em várias frentes. Ao aumentar a rugosidade do terreno, a granulometria dos sedimentos superficiais por cobertura, umidificação do solo, ou plantio de vegetação, vai dar início ao processo de fixação destas dunas e da planície de deflação.

Foram estes métodos sugeridos por Castro & Leal (1998) e que chamaram de métodos físicos e biológicos. Segundo eles, “Os métodos físicos constam da instalação de barreiras perpendiculares a direção dos ventos, recobrimento de setores da superfície para contenção do transporte eólico, instalação de cercas, e recobrimento de setores com solo orgânico, dentre outros métodos possíveis de serem utilizados. Os métodos biológicos estão relacionados diretamente à introdução de espécies vegetais, compreendendo formação de cobertura vegetal herbácea para proteção das superfícies contra a ação do vento, arborização da área de entorno das estações eólicas, e formação de cortina vegetal de contato, quando for o caso.

A vantagem da cobertura vegetal é que, além de ser um processo natural, tem várias utilidades, como fixação das areias da superfície pelas raízes, supressão do impacto direto das gotas d'água no solo, amenização da temperatura na superfície do terreno, constituição da camada superficial de solo fértil, e, por fim, aumentar a rugosidade do terreno, para estabilização da dinâmica erosiva e deposicional. Ela não só beneficiará a paisagem, como também resultará em maior diversidade da

fauna de pequeno porte, uma vez que os animais serão atraídos pela oferta de abrigo e alimento. Com a atração da fauna, relações bióticas serão estabelecidas favorecendo a troca de energia numa biocenose, onde as variações compensatórias serão destacadas com a evolução do potencial biótico da região. O solo das dunas é constituído de areias estéreis do ponto de vista de cultura vegetal, e dependendo do tipo de vegetação a ser introduzida, a camada superficial deverá receber um recobrimento orgânico para facilitar o processo de iniciação da vegetação através do lançamento de serrapilheira. Por outro lado, nos setores onde a vegetação a ser introduzida será àquela adaptada ao crescimento em areias distróficas, não haverá necessidade de colocação de solo orgânico. Porém sempre que possível, nos setores onde se pretende desenvolver uma cobertura sub-arbustiva mais adensada as superfícies deverão receber suporte de matéria orgânica.

Um fator de fundamental importância, no caso da formação de cobertura vegetal de grandes superfícies, é que as espécies sejam pouco exigentes quanto às necessidades de água. Para isso, a escolha das espécies vegetais a serem plantadas é de extrema importância. No caso, além de ser adaptável à natureza do solo e assegurar uma fixação do solo arenoso e incoerente, por um importante sistema radicular, as espécies a serem selecionadas devem formar, rapidamente uma cobertura fechada e favorecer o desenvolvimento de húmus, o mais rápido possível (Castro & Leal, 1998).

As espécies vegetais fixadoras mais comumente usadas em projetos de revegetação ou estabilização de dunas no litoral cearense, e sugeridas por Castro & Leal (1998) são as seguintes:

- ✓ *Ipomoea pes caprae* (salsa) – a salsa de praia é uma herbácea rasteira da família das *Convolvaceae*. Absorve água e nutrientes hidrosféricos e é encontrada nas linhas de praias arenosas, tanto estáveis quanto alteradas. Suas folhas são protegidas dos herbívoros pela presença do alcaloide ergotamina pelo látex leitoso. As flores duram apenas um dia; elas abrem na alvorada, e fenecem no início da tarde. A corola cai na manhã seguinte. As sementes têm, também, ergotamina que as protege, porém os insetos polinizam as flores, sendo a dispersão predominante por meio do crescimento dos ramos (caule) e por sementeira. Os indivíduos nativos apresentam comprimentos entre-nós de 17 cm, em média e com raízes variando entre 7 e 16 cm, com uma média de 3 raízes por nós. Os indivíduos devem ser introduzidos nos locais de fixação através de ramos com 2 metros de comprimento, por ser o tamanho que mostrou em experiências anteriores, o desenvolvimento mais acentuado. Os melhores resultados podem ser obtidos quando o plantio for feito na estação chuvosa.
- ✓ *Paspalum maritimum* (capim gengibre) – Gramínea herbácea que desenvolve-se em forma de touceiras. Sua propagação é feita através do seu caule subterrâneo e sementes que são jogadas ao solo pela gravidade e o vento. Leva, em média, 18 dias depois do plantio, para aparecimento das primeiras folhas sobre as dunas. Seu plantio ideal é entre as linhas de salsa.
- ✓ *Tunera ulmifolia* (chanana) - Herbácea, facilmente encontrada na orla marítima e nas dunas costeiras. Seu plantio é feito através de “mudas lavadas”, de preferência mudas jovens, com o

seu resistente tubérculo. Se plantadas em dias nublados, ou chuvosos, as mudas nada sofrem. A reprodução feita por sementes também apresenta ótimos resultados. Na área são encontradas outras espécies de Tuneráceas e de igual comportamento, sendo a espécie *Tunera ulmifolia* a mais freqüente e abundante.

- ✓ *Phaseolus panduratus* (oró) – Herbácea excelente fixadora de dunas. Pega tanto de rama (principalmente se tiver raiz) como por semente (pouco encontrada). Cresce em todo os sentidos cobrindo a duna e fixando-a. Não exigente em termos de água. Seu plantio pode ser realizado em condições naturais de solo.
- ✓ *Canavalia brasiliense* (fava de boi) – Herbácea, encontrada freqüentemente na orla marítima. Costuma ser confundida, ao longe com a Ipoméia. É excelente fixadora de dunas. Possui várias florações no correr do ano, tornando possível a coleta de seus frutos em grande quantidade. Sua germinação é rápida (2-4 dias) e crescimento vigoroso. Seu plantio pode ser realizado através de sementes (duas por cova), devendo ser recobertas com palhas de coqueiro. É necessário rega diária, até o surgimento das primeiras folhas.
- ✓ *Jatropha mollissima* (pião bravo) – é uma Euphobiaceae arbustiva de pequeno porte, retendo água com muita facilidade, e sua reprodução mais comum é sexuada (por meio de sementes), mas a estaquia também tem dado bons resultados, chegando até 100% de germinação por este métodos, em ensaios feitos em dunas litorâneas.
- ✓ *Cyperus sp.* (Capim manibu) – é uma das raras Cyperáceas que se adapta ao meio árido. Forma pequenas concentrações dispersas com altura de 50 centímetros em média. O meio de propagação mais comum é sexuada através de sementes levadas pelo o vento. Em experimentos realizados em outras áreas de dunas apresentou resultados positivos.
- ✓ *Paspalum vaginatum* (capim praturá) – Herbácea, fixadora que se espalha em todas as direções fixando a duna com grande eficácia. O plantio é realizado por meio de estacas em covas fundas buscando solo mais profundo e úmido em condições naturais do solo. Experiências em revegetação de dunas apresentaram resultados altamente encarajadores. Brota em poucos dias e pede, inicialmente, regas diárias. Seu melhor desenvolvimento só depende de manutenção das regas.
- ✓ *Aspilia procumbens* (pirricho do mato)- Herbácea, de floração perene, ótima fixadora, com crescimento em várias direções. Seu plantio pode ser feito por meio de mudas. De início as mudas sentem um pouco, mas logo se adaptam. Exigente quanto a rega diária. Sua reprodução através de sementes é dificultosa.
- ✓ *Cynodon dactylon* (capim de burro) – Herbácea de excelente poder de fixação. Seu plantio pode ser realizado por meio de “blocos” ou de “mudas” isoladas apresentando uma adaptação bastante favorável.

- ✓ *Canvalia sp.* (fava das dunas) – Leguminosa Papilionoidae, herbácea rasteira, encontrada freqüentemente nas dunas de nosso litoral. Sua propagação se dá por via sexuada, porém as sementes como não podem ser transportadas pelos ventos têm de ser lançadas para reprodução.

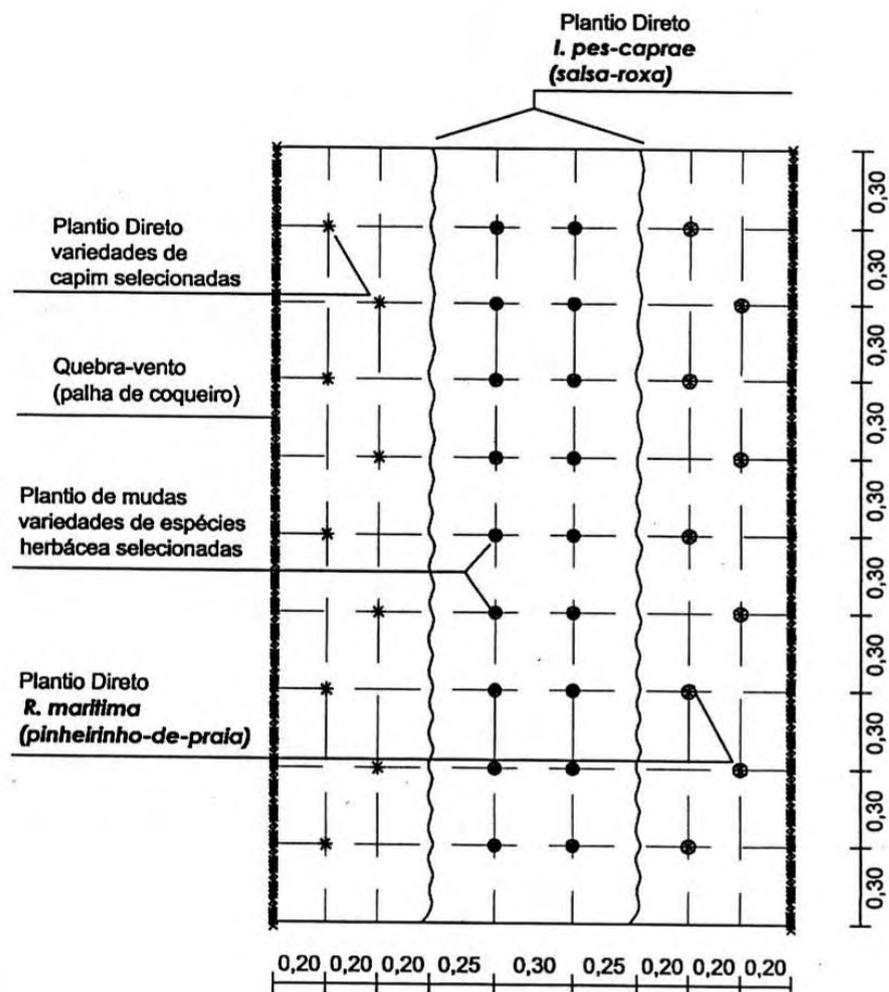


Figura 79 - Esquema de plantio de mudas para fixação de dunas (medidas em metro). Fonte Castro & Leal (1998)

Segundo aqueles autores, pelas experiências de reprodução e manejo realizadas pela PETROBRÁS em Paracuru e, para fixação de dunas os melhores resultados foram obtidos com a *Ipomoea pes caprae* (salsa) e o *Paspalum maritimum* (gengibre), entre as herbáceas rasteiras e, a *Jatropha mollissima* (pião) dentre as arbustivas, mesmo em período de chuvas regulares. Segundo Nickling & Davidson-Arnott (1990), acima de 4% de água no sedimento “a taxa de transporte é reduzida dramaticamente, comparada com o valor da areia seca, mas o efeito não é evidente para ventos que excedam muito a velocidade de início do movimento”.

Belly (1964) mostrou, em estudos de túnel de vento, que uma mistura gravimétrica de 0.6%, na superfície do terreno pode dobrar a velocidade necessária para o início do transporte e que acima do teor de 5% desta mistura, o material de granulometria de areia é resistente ao deslocamento pela maioria dos ventos naturais. Na realidade, qualquer crosta, não importa o modo de formação, argila,

fungos, algas ou precipitação de sais solúveis, pode evitar a erosão, por aumentar a velocidade para retirada de partículas da superfície e decaimento do suprimento de grãos de areia, na corrente de ar. A rugosidade do terreno tem esta mesma propriedade de dificultar o movimento da areia.

No caso de implantação de barreiras contra a ação dos ventos, elas poderão ser construídas de palha de coqueiro, abundantes da região, em linhas perpendiculares à direção dos ventos, contendo 14 palhas, de 2,5 metros em média, a cada 10 metros. Em algumas experiências o espaçamento ideal entre as linhas seria de três metros.

Sua principal função seria reduzir a velocidade do vento, causando a precipitação dos grãos de areia que estaria sendo transportada. Com o tempo, esta areia depositada vai se estabilizando até ser colonizada pela vegetação pioneira. Para acelerar o processo de fixação da duna, em associação com a implantação de barreiras de palha de coqueiro, poderiam ser plantadas espécies nativas que se adaptem ao ambiente de praia, se propaguem facilmente e com baixo custo de plantio, tais como *Romírea marítima* (pinheirinho-da-praia), *Sporobolus vaginatum* (capim-da-praia), *Ipomoea pes caprae* (salsa-roxa), *Phaseolus panduratus* (oró). Na Figura 79, Castro & Leal (1998) propõem um modelo do plantio de mudas.

9.6. DRAGAGEM DO RIO COCÓ

A dragagem do rio Cocó para retificação do leito no trecho do estuário, realizada entre 1958 e 1968 pode ter melhorado o fluxo, com o recorte dos meandros, mas causou sérios problemas ao meio ambiente. É possível que esta intervenção tenha começado antes da promulgação do Código Florestal de 1965, que considera os manguezais Áreas de Preservação Ambiental, mas a dragagem na planície flúvio-marinha do rio Cocó, principalmente no intervalo de médio-litoral médio destruiu boa parte do manguezal (49 hectares), correspondente a 42% (passando de 117 para 68 hectares) da área anterior.

A análise das fotografias aéreas de 1958 e de 1968 mostra que todo o manguezal que existia no leito e nas margens, nas proximidades do canal, foi removido. O material retirado do fundo foi jogado nas margens, como mostra a Foto 42. Agora que o manguezal ocupa uma área de pelo menos 542 hectares, qualquer dragagem, se não forem tomados cuidados especiais, vai danificá-lo.

Na retirada do material do fundo do canal deve ser usada uma draga de pequeno porte que não atinja as margens vegetadas com mangue, principalmente nas curvas do rio. Das 31 amostras coletadas de sedimentos do fundo pela AGROPOLOS (2008), apenas três (1, 4 e 11) tinham predominância de silte. Em todas as demais a dominância era de areia, de média a fina, (dominância em areia grossa foi verificada apenas na estação 9). Freire (1989) estudando o estuário do rio Pacoti, apenas alguns quilômetros a leste de rio Cocó, verificou que o aporte eólico é muito mais importante do que os aportes continentais vindos pelo rio. Para ele, os depósitos eólicos são os responsáveis pela formação dos bancos de areia que se encontram na parte mais a jusante do estuário.

Assim, a dragagem, à medida que for aprofundando o leito, vai causando desmoronamento das bordas dos sulcos. Por isso, deve ser um processo lento, com monitoramento através de medidas de parâmetros físicos e físico-químicos e coleta de amostra de água e sedimentos, para serem comparados com os valores padrões, determinados na pré-operação.

Outro problema sério da dragagem é a mudança da morfologia fluvial, principalmente com relação ao nível de base final, em que os rios tendem a erodir seus leitos para atingir o seu perfil de equilíbrio. Segundo Alfredini (2005), “um rio estará em equilíbrio se o balanço de seus processos de erosão e deposição, ao longo do período estabelecido, não produzir alterações mensuráveis em suas características. Tais rios são, portanto, sistemas em equilíbrio, sendo as vazões líquidas e sólidas consideradas variáveis independentes das características do canal, as quais, no equilíbrio, atingem uma condição tal que toda carga de sedimentos trazida pela rede de afluentes é transportada sem que haja erosão ou deposição no leito”. De qualquer modo, após a dragagem deverá haver um plano de recuperação das áreas degradadas, que permita o replantio do mangue destruído.

O Governo do Estado do Ceará está licitando a construção de um barramento (Barragem Palmeiras) e a dragagem de dois trechos do rio Cocó e um de um afluente (Canal da Aerolândia) para controlar as cheias. O primeiro trecho vai desde a Avenida Costa e Silva (Perimetral), até a confluência do Canal da Aerolândia, logo depois do Lagamar. O segundo trecho vai desta confluência até a foz. O terceiro, no Canal da Aerolândia, desde a confluência como rio Cocó, na ponte da Avenida Murilo Borges, até o entroncamento da Avenida Aguanhambi, com a BR 116 (AGROSOLOS-ENGESOF, 2008).

No primeiro trecho, a declividade depois de dragado será da ordem de 0,11%. No segundo, a declividade será ainda inferior (0,08%). Serão retirados do fundo do leito 459.029,794 metros cúbicos de sedimento, que serão colocados no Aterro Metropolitano Leste, em Aquiraz, distante de 24,6 até 37,3 km das áreas dragadas (AGROSOLOS-ENGESOF, 2008).

A uniformização do leito, segundo FISRWG (2000), vai suprimir os riflados e os poços, perturbando o ciclo de uma grande variedade de organismos aquáticos. De acordo com estes estudos, até a retirada de toras de madeira do leito seria prejudicial, já que elas permitem a cultura de alta densidade de macroinvertebrados aquáticos, que seriam retirados junto.

10. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Chegar à verdade não pode ser obra de um instante: não é senão através do trabalho histórico universal, com suas tentativas, com suas experiências, com suas transformações, que o homem avança progressivamente para ela (Rudolph Christoph Eucken, 1846-1921, filósofo alemão, Prêmio Nobel de literatura).

O rio Cocó, que nasce na serra da Aratanha/Pacatuba, recorta todas as unidades geoambientais de sua bacia, antes de desaguar, hoje, na praia, entre Sabiaguaba e Praia do Futuro. Porém seu curso, originalmente, era outro. Ao deixar o embasamento cristalino, onde estava encaixado no fraturamento N20°E, do Ciclo Brasileiro, ele recortava os sedimentos da Formação Barreiras, contornava o alto estrutural do embasamento, seguia por onde foi construída a Cidade 2.000, e desaguava na enseada do Mucuripe, ao lado da Estátua de Iracema, que hoje é a foz do riacho Maceió.

A mudança do seu curso se deveu à deposição de areias eólicas (paleodunas atuais) no seu leito, barrando e fazendo com que ele capturasse um afluente da margem esquerda do rio Coaçu, e, por seu maior volume, transformasse este rio em seu principal afluente, da margem direita. A deposição das areias eólicas, para formar as paleodunas, data de 40.000 anos A.P. e marca a idade desta mudança de curso do rio Cocó.

Três ambientes geoambientais foram identificados na bacia hidrográfica do rio Cocó: Terras Altas, Corredores Fluviais e Frente Marinha. Nas Terras Altas duas unidades geoambientais são mais estáveis para ocupação, a depressão Sertaneja e os tabuleiros pré-litorâneos. Nos maciços residuais, as encostas íngremes e os topos são considerados, pelo Código Florestal, Áreas de Preservação Permanente (APP), portanto não edificantes.

Os Corredores Fluviais são de difícil ocupação por serem áreas inundáveis, sejam pelas águas doces do rio (planície fluvial), ou com influência marinha (planície flúvio-marinha). Dentro do estuário, o manguezal situado no médio-litoral médio é uma APP, enquanto os salgados e apicuns, que se posicionam em cotas um pouco mais elevadas do médio-litoral superior, embora não sejam protegidos pela legislação, são áreas inundáveis.

Na Frente Marinha encontram-se as dunas móveis e fixadas pela vegetação, paleodunas, planície de deflação, terraços marinhos, cordões litorâneos, praias, *beachrocks*, recifes de arenito e depósitos submersos. Dentre elas, apenas as praias, cordões litorâneos, *beachrocks* e dunas são APPs.

Os estudos da evolução destas unidades geoambientais em fotografias aéreas e imagens de satélite multi-temporais, cobrindo um intervalo de tempo de aproximadamente meio século, mostram que as dunas vegetadas dobraram de área (390 para 793 ha) e, mesmo não havendo variação sensível da área da planície flúvio-marinha, a superfície do manguezal quase quadruplicou (117 para 541 ha), embora tenha havido uma redução entre 1958 e 1968, por causa da dragagem para retificação do canal.

A ocupação urbana, no entanto, foi a de maior expansão superficial, aumentando dez vezes (1.795 para 17.709 ha), em meio século de evolução.

O gráben individualizado a norte do Cocó e leste da estrutura do Ciclo Brasileiro N20°E, na qual está encaixada a maior parte do curso do rio, seria possivelmente a continuação do Gráben de Mecejana e um reservatório potencial de água subterrânea que mereceria um estudo geofísico com sondagem geológica, para determinar suas reservas.

O estuário é do tipo verticalmente misturado e, do ponto de vista de sanidade, o rio Cocó já esgotou sua capacidade de suporte, tanto devido ao lançamento de dejetos e efluentes no seu leito, como também por que as areias das dunas jogadas no canal, pelo vento, na região de Sabiaguaba, reduziram sensivelmente a capacidade de diluição, num estuário com baixo potencial de escoamento, por causa dos barramentos ao longo do seu curso.

Para a recuperação do rio como corredor fluvial é necessário, primeiro um controle dos efluentes lançados no canal, através de uma fiscalização intensiva acompanhada de um monitoramento sistemático. Do ponto de vista de intervenção, a primeira providência seria a fixação das dunas móveis na margem direita em Sabiaguaba, evitando que as areias eólicas soterrassem seu leito, impedindo a entrada das marés, que seriam responsáveis pela diluição e exportação dos poluentes.

Outra intervenção seria uma dragagem para aprofundamento do canal, aumentando o volume do prisma de marés, que resultaria numa melhor diluição e exportação dos contaminantes. Porém, ela teria de ser precedida por uma análise sistemática das características das águas, para compará-los com novos valores medidos depois da intervenção. Somente assim, é possível avaliar a importância e a intensidade das transformações.

Se as autoridades pretendem que o manguezal atinja a extensão original, até à BR-116, é preciso abrir acessos para a água do mar, no trecho que foi aterrado, para construção da Avenida Murilo Borges.

Finalmente, tudo que for feito em termos de recuperação do rio Cocó, deve-se levar em consideração a advertência que fazia o primeiro professor da cadeira de Estradas da UFC, aos seus alunos, no primeiro dia de aula: “Deus perdoa todos os pecados, os homens, alguns, e a Natureza, nenhum. Ninguém contraria a Natureza impunemente”.

11. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AGROPOLOS – 2008 – Relatório Técnico N° 0107-1: *Avaliação da Qualidade do Sedimento do Rio Cocó*. Fortaleza, Relatório Inédito, 85 p.

AGROPOLOS-ENGESOFT – 2008 – *Estudos de Impactos Ambientais e Relatório de Impactos sobre o Meio Ambiente na Região dos Rios Maranguapinho e Cocó* – Detalhamento do Projeto Básico de Dragagem do Rio Cocó Volume I – Textos. Fortaleza. Inédito.

Alfredini, P. – 2005 – *Obras e Gestão de Portos e Costas – A técnica aliada ao enfoque logístico ambiental*. Editora Edgard Blücher, São Paulo. 688 p.

Almeida, F.F.M. – 1977 – *O Cráton do São Francisco*. Revista Brasileira de Geociências, 7 (4): 349-364.

Almeida, F.F.M.; Carneiro, C.D.R.; Machado Jr, D.L.; Dehira, L.K. – 1988 – *Magmatismo Pós-Paleozóico no Nordeste Oriental do Brasil*. Revista Brasileira de Geociências 18 (4). 451-456.

Andrews, J.E.; Brinblecombe, P; Jickells, T.D.; Liss, P.S. – 1996 - *An Introduction to Environmental Chemistry*, Blackwell Science Ltd, Norwich.

Arai, M. – 2006 - *A grande elevação eustática do Mioceno e sua influência na origem do Grupo Barreiras*. Rev. Inst. Geociências – USP, Geol. USP Sér. Cient., São Paulo, 6, 2, pp. 1–6.

Arz, H.W.; Pätzold, J.; Wefer, G. – 1998 – *Correlated millennial-scale changes in surface hydrography and terrigenous sediment yield inferred from last-glacial marine deposits off northeastern Brasil*. Quaternary Research 50,157-166.

Auler, A.S.Wang, X.; Edwards, R.L. ; Cheng,H.; Cristalli, P.S. ; Smart, P.L.; Richards, D.A. – 2004 – *Quaternary ecological and geomorphic changes with rainfall events in presently semi-arid northern Brazil*. Journal of Quaternary science 19(7) 693-701. Ed. John Wiley & Sons, Ltd.

AUMEF/SDU – 1978 – *Plano Diretor de Drenagem da Região Metropolitana de Fortaleza*. SOC/Governo do Estado do Ceará. Fortaleza, Inédito, 565 p.

Azevedo (Nirez), M.A. de – 2001 - *Cronologia Ilustrada de Fortaleza – Roteiro para um Turismo Histórico e Cultural*, UFC, Casa José de Alencar, Programa Editorial – Banco do Nordeste, Fortaleza, 2 Volumes, 780 p.

Bagnold, R.A. – 1941 – *The Physics of Blown Sands and Desert Dunes*, Methuen, London, England.

Barroso, G. – 2004 – *À Margem da História do Ceará*, 2ª Edição. Fundação da Cultura, Esporte e Turismo, Fortaleza. 417 p.

Belly, P. Y. – 1962 – *Sand Movement by wind. Technical Memorandum. TM-1*, Coastal and Hydraulics Laboratory. U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station. Vicksburg. MS.

Chepil, W. S. & Woodruff, N. P. - 1963 - *The Physics of Wind Erosion and its Control*, In *Advanced in Agronomy*.

Béthard, F. – 2007 – *Montagnes Humides au Coeur du Nordeste Brésilien Semi-Aride : Le Cas du Massif de Baturité*. Thèse pour obtenir le grade de Docteur de l'Université Paris IV-SORBONNE

Behling, H.; Arz, H.W.; Pätzold, J.; Wefer, G. – 2000 – *Late Quaternary vegetational and climate dynamics in northeastern Brazil, inferences from marine core GeoB 3104-1*, Quaternary Science Review 19, 981-994, Pergamon Elsevier Science Ltd.

Behling, H & Hooghiemstra, H. – 2000 – *Neotropical savanna environments in space and time: Late Quaternary interhemispheric comparisons*. In: Markgraf, V. (Ed.), In *Inter-hemispheric climats linkages (Present and past inerhemispheric climats linkages in the Americas and theirs social efects)* Academic Press, Lond, in press.

Bezerra, F.H.R. – 1998 – *Neotectonics in Northern Brazil*. Ph. D. Thesis, University of London, London, UK., 208 pp

Bezerra, F.H.R.; Barreto, A.M.F.; Suguio, K. – 2003 – *Holocene sea-level history on the Rio Grande do Norte State, coast, Brazil*, Marine Geology, International journal of Marine Geology, Geochemistry and Geophysics, 196 p 73-89, ElsevierScience B.V.

Bezerra, L.J.C. – 2009 – *Caracterização dos Tabuleiros Pré-Litorâneos do Estado do Ceará*. Dissertação de Mestrado em Ciências Marinhas Tropicais do Instituto de Ciências do Mar-UFC. Fortaleza, 132 pp.

Bigarella, J.J. & Andrade, G.D. -. 1964 – *Considerações sobre a estratigrafia dos sedimentos Cenozóicos em Pernambuco (Grupo Barreiras)* Arq. Inst. Cien. da Terra 2: 2-14. Recife.

Bittencourt, A.C.S.P.; Martin, L.; Dominguez, J.M.L.; Vilas BOAS, G.S., Flexor, J.M. – 1979 – *Quaternary marine formation of the coast of the state of Bahia (Brazil)*. Atas do Simp. Inter. Evol. Cot. Quaternário, 232-253, São Paulo.

Bolin, B. & Rodhe, H. – 1973 – *A note on concepts of age distribution and transit time in natural reservoirs*. Tellus 25 (1): 58-62.

Braga, A. de P. G.; Passos, C.A.B.; Souza, E.M. de; França, J.B.; Medeiros, M. de F. e Andrade, V.A – 1981 – *Geologia da Região Nordeste do Estado do Ceará*, MME-DNPM-CPRM Série Geologia Básica nº 9, Brasília, 123 pp.

Brandão, R.L. - 1995 – *Mapa Geológico da Região de Fortaleza. Série Cartas Temáticas volume 01*, Companhia de Pesquisa de recursos Minerais – CPRM, Fortaleza, 46 p.

Brandão, R.L. - 1998 - *Diagnóstico Geoambiental e os Principais Problemas de Ocupação do Meio Físico da Região Metropolitana de Fortaleza (Sistema de Informações Para Gestão e Administração Territorial da Região Metropolitana de Fortaleza - Projeto Sinfor - Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM*.

Branner, J.C. – 1902 – *Geology of the Northern coast of Brazil*. Bull. Geol. Soc. Am., 13:41-98.

BRASIL 1981 - Projeto RADAMBRASIL, Folha SA. 24 - FORTALEZA - Vol.21, Geologia, Geomorfologia, Pedologia, Vegetação e Uso Potencial da Terra, Rio de Janeiro, Vol. 23.

- Bremaeker, François E.J. de – 2000 – *Evolução demográfica dos municípios das regiões metropolitanas brasileiras, segundo a base territorial de 1997 – Série Estudos Demográficos nº 19*, Instituto Brasileiro de Administração Municipal – IBAM, Rio de Janeiro.
- Briker, O.P. – 1971 – *Beachrocks and intertidal cement*, In Briker, O.P. (ed) John Hopkins University Studies in Geology, 19: 1-3.
- Briker, S.B.; Clement, S.B.; Pirhalla, D.E.; Orlando, S.P.; Farrow, D.R.G. – 1999 – *National estuarine eutrophication assessment: effects of nutrient enrichment in the Nation's estuaries*. NOAA, National Ocean Service, Special Project Office, and national Center for Coastal Ocean Science, Silver Spring, MD.
- Cameron, W.M. & Pritchard, D.W. – 1963 – *Estuaries*. In: Hill, M.N. (ed) *The Sea. Ideas and Observations on Progress in the Study of the Seas*. New York. Intersci. pp. 306-324.
- Campos, M. de; Braga, A. P. G.; Souza, E. M. de; Silva, F. A. F. da; França, J. B. de (1976) – *Projeto Rio Jaguaribe*. Recife, CPRM/DNPM, V. 1.
- Carter, R.W.G. - 1976 – *Formation, maintenance and geomorphological significance of an eolian Shell pavement*. Journal sediment. Petrol., 46, 418-429.
- Carter, R.W.G.; Nordstrom, K.F.; Psuty, N.P. – 1990 – *The study of coastal dunes*, pp.1-11, in Nordstrom, K.; Psuty, N. e Carter, B. – 1990 – *Costal Dunes – Forms and Process*, John Wiley & Sons Ltd, West Sussex, England
- Carvalho, A.M.; Domingues J.M.L.; Maia, L.P. – 2005 – *A influência da estruturação do Embasamento Pré-Cambriano na elaboração de Morfologia Costeira*, Revista de Geologia de UFC, volume 18 – Número 1, Fortaleza, p 83-94.
- Castro, G.L. & Leal, J.R.L.V. – 1998 – *Projeto de Controle de Sedimento e Estabilização de Dunas – Usina Eólica de 10 MW da Prainha, Aquiraz-CE*. Espaço Técnico Ltda. Fortaleza. 63 pp. Inédito.
- Chaves, N.S. & Sial, A.N. – 1998 – *Mixed oceanic and freshwater depositional conditions for beachrocks of Northeast Brazil: Evidence from Carbon and Oxygen Isotopes*. International Geology Review, Vol. 40 p 748-754, V.H. Winston & sons, Inc.
- Chung, J.C. – 1982 - *Correlations between the tropical Atlantic trade winds and precipitation in northeastern Brazil*. International Journal of Climatology 2, 35–46.
- Claudino Sales, V., 2002. *Evolution géomorphologique de la zone côtière de Ceará (Nord-est du Brésil): du long terme au court terme*. Ph.D. thesis, Univ. Paris IV.
- Claudino-Sales, V. & Peulvast, J.P., 2004. *Barriers, Spits and Coastal Plains In the State of Ceará, Northeastern Brazil*,. Journal of Coastal Research, SI 39 (Proceedings of the 8th International Coastal Symposium), pg-pg. Itajaí, SC – Brazil, ISSN 0749-0208.
- Chaves Júnior, E. – 2008 – *O aniversário de Fortaleza (Controvérsias & Equívocos)* Fortaleza, Ce. 34 p.
- Chepil, W. – 1945 – *Dynamics of Wind Erosion, II: Initiation of soil movement*, Soil Sci., 6, 397-411.
- Cintron, G. – 1987 – *Caracterisacione y manejo de areas del mangle*. In, *Simposio sobre Ecossistemas da Costa Sul e Sudeste Brasileira: Síntese dos Conhecimentos, Cananéia*. Anais. São Paulo, Academia de Ciência do Estado de São Paulo, V 3, pp 75-77.

CPRM - Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – 2003 – *Mapa Geológico do Estado do Ceará*.

Conley, D.J. & Malone, T.C. – 1992 – *Annual cycle of dissolved silicate in Chesapeake Bay: implications for the production and fate*.

Corbett, I. - 1993 -*The modern and ancient patterns of sandflow through the southern Namib deflation basin, in Aeolian Sediments Ancient and modern*, Special Publication, Number 16 of the International Association of Sedimentologists, , pp 45-60, Edited by K. Pye and N. Lancaster and published by Blackwell Scientific Publications). Namíbia,

Costa, R.S. da & Alcântara Filho, P. de – 1987 – *Contribuição ao Conhecimento dos manguezais do Nordeste do Brasil*. Coleção ESAM Ano XX – Volume 5 / Mossoroense vol. CCCLX, Mossoró, RN.

Cunha, A. G. da – 1978 – *Dicionário Histórico das Palavras Portuguesas de Origem Tupi*, Cia. Melhoramentos – Editora da UnB, São Paulo.

Dalrymple, R.W.; Zaitlan, B.A.; Boyd, R. – 1992 – *Estuarine facies models: conceptual basics and stratigraphic implications*. J. Sediment. Petrol. 62, 1030-1046.

Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahljensen, D., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U., Hvidberg, C.S., Steffensen, J.P., Sveinbjornsdottir, A.E., Jouzel, J., Bond, G. - 1993 - *Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record*. Nature 364, 218–220.

Darwin, C. – 1909 – *The Voyage of The Beagle*, Library: Historical Documents Copyright © Internet Infidels, 1995-2005.

Derruau, M. –1966 – *Geomorfologia*, Editiones Ariel, S.A., Barcelona, edition em lingua castellana, Espanha.

Diniz, R.F. – 2002 – *Erosão Costeira ao Longo do Oriental do Rio Grande do Norte: Causas, Conseqüências, e Influência dos Processos de uso e Ocupação da Região Costeira*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências-UFPA, p 159.

Dominguez, J.M.L.; Martin, L.; Bittencourt, A.C.S.P. – 1987 – *Sea-level history and quaternary evolution of rivers mouth-associated beach-ridge plains along the east-southwest brazilian coast: A Summary*. Based on a Symposium in Honor of William Armstrong Price sponsored by Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, Oklahoma 115-126.

Dyer, K.R. – 1973 – *Estuaries: a physical introduction*, John Willey Sons, 140 p.

Ellwood, B.B.; Petruso, K.M.; Harrold, F.B. – 1997 – *High resolution paleoclimatic trends for the Holocene identified using magnetic susceptibility data from archeological excavation in caves*. Journal of Archeological science 24: 569-573.

Emerson, K; Russo, R.C.; Lund, R.E.; Thurston, R.V. – 1975 – *Aqueous ammonia equilibrium calculations: effect of pH and temperature*. J.Fish Res.Bd. Can. 32: 2379-2383.

EPA – U.S. Environmental Protection Agency – 2001 – *Nutrient criteria – Technical guidance manual – Estuarine and Coastal marine waters*.

FISRG - Federal Interagency Stream Restoration Working Group - 2000 – *Stream Corridor Restoration* , part 653 do National Engineering Handbook, do USDA – Natural Resources Conservation Service, USA.

- Finkl, C.W., 2004. *Coastal Classification: Systematic Approaches to considerer in the development of a Comprehensive Scheme*. Journal of Coastal Research, 20(1), 166-213. West Palm Beach (Flórida), ISSN 0749-0208.
- Font, Y & Calvet, - 1997 - "*Beachrocks*" *Holocenos de la Isla de la Reunión, Oceano Índico* Cuadernos de Geología Ibérica, num, 22, 81-102. Servicio de Publicaciones. Universidad Complutense, Madrid.
- Freire, G.S.S – 1989 – *Etude Hydrologique et Sedimentologique de L'Estuaire du Rio Pacoti (Fortaleza-Ceará-Brasil)*. Thèse de Doctorat. Faculté des Sciences e des Techniques de L'Université de Nantes. Nantes, France, 229 pp.
- Friedman, G.M. – 1998 – *Rapidity of marine carbonate cementation – implications for carbonate diagenesis and sequence stratigraphy: perspective*. Sedimentary Geology, 119: 1-4
- Fryberger, S.G. - 1979 - *Dune forms and wind regime*. In: McKee, E.D. (Ed.), Geological Survey Professional Paper, 1052. U.S. Geological Survey, Washington. U.S., pp. 137–169.
- GAU – Guimarães Arquitetura e Urbanismo - 2002 – *Diagnóstico Sócio-Ambiental da APA de Canoa Quebrada. Fortaleza* (Inédito).
- Geyer, W.R. – 1997 – *Influence of wind on dynamics and flushing of shallow estuaries*. Estuarine Coastal Shelf Sci. 44: 713-722.
- Girão, R – 1979 – *Geografia Estética de Fortaleza*, 2ª Edição. Editora Banco do Nordeste do Brasil, Fortaleza. 257 p.
- Girão, R. – 1983 – *Os municípios cearenses e seus distritos. Superintendência do Desenvolvimento do Estado do Ceará- SUDEC, Secretaria de Planejamento e Coordenação*, Fortaleza, CE. 384 p.
- Girão, R. – 2000 - *Fortaleza e a crônica histórica*. Coleção Alagadiço Novo, Casa de José de Alencar, Programa Editorial, UFC.
- Guerra, a.t. – 1972 – *Dicionário Geológico – Geomorfológico* 4ª ed. Série ^a Biblioteca Geográfica Brasileira – FIBGE, Rio de Janeiro, 21, 439 pp.
- Guilcher, A. – 1954 – *Morphologie Littorale et sous-marine*, Paris, PUF, França.
- Heródoto - 1964 - *História, Volume XXIII 1º Volume*. Clássicos Jackson, WM Jackson INC Editores, Rio de Janeiro, 377 pp.
- Hesp, P.A. – 2000 – *Coastal Sand Dunes – Form and Function*, 28 pp., Massey University, Nova Zelândia
- Hesp, P.A. & Thom, B.G. – 1990 – *Geomorphology and evolution of an ative transgressive dune field*, In Nordstrom, K.; Psuty, N. e Carter, B. – 1990 – *Costal Dunes – Forms and Process*, John Wiley & Sons Ltd, West Sussex, England
- Holland, H. D. – 1978 – *The chemistry of the atmosphere and oceans*. Wiley, New York, Washington, 351 pp.
- IPLANCE – 1989 - *Atlas do Ceará*, Fortaleza, 56 pp., escala 1: 1.500.000.

Jardim de Sá, E.F.; Vasconcelos, P.M.; Saadi, A.; Galindo, A.C.; Lima, M.G.; e Oliveira, M.G. – 2005 – *Marcos temporais para a evolução cenozóica do Planalto da Borborema*. In SBG/Núcleo Paraná/ X Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos. Curitiba. Boletim de resumos Expandidos, p 160-162.

Johnson, J. W., 1965. *Sand Movement on Costal Dunes*, in Federal Inter-Agency Sedimentation Conference Proceedings.

King, L.C. – 1956 – *A geomorfologia do Brasil Oriental*. Revista brasileira de Geografia 18, 3-121.

Kjerfve, B. Schettini, C.A.; Knoppers, B.; Lessa, G.; Ferreira, H.O. – 1996 - *Hydrology and salt balance in a large, hypersaline coastal lagoon: lagoa de Araruama, Brazil*, Estuarine Coastal and Shelf Sci. 42, 701-725.

Kjerfve, B.; Ribeiro, C.H.; Dias, G.T.; & Fillipo, A.M. – 1997 – *Oceanographic characteristics of Kjerfve, B. an impacted coastal bay: Baía de Guanabara, Rio de Janeiro, Brazil*. Estuarine Coastal and Shelf Sci.17 (13), 1609-1643.

Kocurek, G.A. – 1996 - *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*, Third Edition, Edited by H.G. Reading, Published by Blackwell Science, 1996). p 144

Koster, H. – 2003 – *Viagens ao Nordeste do Brasil*, Tradução, prefácio e comentários de L.C. Cascudo 12º Edição. ABC Editora. São Paulo-Fortaleza. 611 pp.

Krauscopf, K – 1972 – *Introdução à Geoquímica*. Ed Polígono USP, São Paulo.

LABOMAR – Instituto de Ciências do Mar – 1983 – *Estudos bioecológicos e de produtividade de espécies no Estuário do Rio Cocó (Fortaleza – CE)*. Relatório referente ao ano de 1983. UFC, Fortaleza, 56 p.

LABOMAR-SEMACE – 2006 - *Zoneamento Ecológico-Econômico do Ceará (Zona Costeira)*. Elaborado pelo Instituto de Ciências do Mar – LABOMAR e Publicado pela Superintendência Estadual do Meio Ambiente – SEMACE, Fortaleza.150 pp.

Leal, J.R.L.V. & Maia, L.P. – 2002a- *Zoneamento Geoambiental da Canoa Quebrada –CE*, Anais do XLI Cong. Brás. Geol.. João Pessoa.

Leal, J.R.L.V. – 2003 – *Zoneamento Geoambiental da Área de Proteção Ambiental de Canoa Quebrada – Aracati-Ceará*, Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia da UFC, 178 p, Fortaleza.

Leopold, L.B.; Wolman, M.G. E Miller, J.P. – 1964 – *Fluvial Processes in geomorphology*. Freeman, San Francisco, 522 pp.

Little, M.G.; Schneider, R.; Kroon, D; Price, B.; Summerhayes, C.; Segl, M. – 1997 – *Trade Winds forcing of upwelling, seasonality, and Heinrich events as a response to sub-Milankovitch climate variability*. Paleoceanography 12, 568-576.

Lucena, I.S. – 1998 – *Projeto de Interface para Álgebra de mapas em Geoprocessamento no Ambiente Spring*. Dissertação de mestrado em Computação Aplicada – IMPE, São José dos Campos.

Lucrèce, T. – 1954 – *De la Nature*, poème en six chants traduit pra René Waltz. Annales de L'Université de Lyon 3^{ème} Série, Fascicule 24. Société D'Édition de Belles Lettres, Paris. 213 pp.

Maia, L.P.; Sabadia, J.A.B.; Freire, G.S.S.; E Raventos, J.S. – 1997 – *Caracterização Geoquímica e Diagenética da Cimentação Carbonática dos Beachrocks e Eolianitos da Região Costeira do Ceará*. XVII Simpósio de Geologia do Nordeste, SBG-Núcleo Nordeste, Fortaleza, p 177-187.

Maia, L. P.; Sá Freire, J. S.; Pessoa, P. R. S.; Rodrigues, A. C. B.; Magalhães, S. H. O.; Araujo, P. S.A. -1997 - *Transporte Eólico de Sedimentos na Região Costeira do Ceará. Fluxo de Sedimentos e Características Granulométricas*, in XVII Simpósio de Geologia do Nordeste.

Maia, L.P. – 1998 – *Processos costeros y balance sedimentário a lo largo de Fortaleza (NE-Brasil): Implicationes para una gestión adecuada de la zona litoral*. Tesis Doctoral, Universitat de Barcelona, facultat de Geologia, Departament d'Estratigrafia i Paleontologia, 269 p, Baelona, Espanha.

Maia, L.P.; Leal, J.R.L.V.; Castro, G.L.; Freire, G.S.S.; Salles, R. de; Ferreira, A.G. – 2004 - *Relatório do Diagnóstico Socioambiental e Proposta de Zoneamento da Faixa Marinha do Setor Leste da Zona Costeira do Estado do Ceará*, Convênio MMA/SEMACE – PNMA II Fortaleza, Inédito.

Maia, L.P.; Santiago, M.M & Sabadia, J.A.B. – No prelo – *Caracterização Geoquímica e Diagenética da Cimentação Carbonática dos Beachrocks e Eolianitos da Região Costeira do Ceará*, 5 p.

Maia, L.P. et al. – 2005 - *Relatório de Mapeamento Geoambiental - Zoneamento Ecológico Econômico do Estado do Ceará e Ecossistema Associados – ZEE*, Fortaleza –CE: SEMACE / LABOMAR, Inédito.

Martin, L. 1988 – *Mapeamento Geológico ao longo da Costa Brasileira, Anais do Simpósio dos Depósitos Quaternários das Baixadas Litorâneas Brasileira: Origem, Características Geotécnicas e Experiência de Obras*. Rio de Janeiro.

Mavignier, A.L. – 1992 – *Estudo Físico, Químico e Bacteriológico do Rio Cocó*. Dissertação de Mestrado, UFC. Fortaleza. 108 p.

Matos, R.M.D. – 2000 – *Tectonic evolution of the equatorial South Atlantic*. In: Mohriak, W.U.; Talwani, M. (eds). *Atlantics Rifts and Continental margins*. American Geophysical Union, Geophysical Monograph, 115: 331-354.

Medeiros, C. e Kjerve, B. – 1993 – *Hydrology of a tropical estuarine system: Itamaracá, Brazil*, Estuarine Coastal and Shelf Sci. 36, 495-515.

Meireles, A.J.A. – 1991 – *Mapeamento Geológico-geomorfológico do Quaternário Costeiro de Icapuí – Extremo leste do estado do Ceará*. Dissertação de Mestrado UFPE, 133 p. Recife.

Meireles, A.J.A. & Maia, L.M. – 1998 – *Indicadores Morfológicos de los Cambios de Nivel del Mar em la Llanura Costera de Ceará – Nordeste de Brasil*, Investigaciones recientes de la Geomorfología española, A. Gomez Ortiz & F. Salvador Franch (editores), pp. 325-332, Barcelona.

Melton, F.A. – 1940 - *A tentative classification of sand dunes; its application to dune history in the southern High Plains*. J. Geology., 48, 113-174.

Mestrinho, S.P. – sem data – *Geoquímica e Contaminação de Águas Subterrâneas. Notas de aula do curso patrocinado pela ABAS Núcleo Ceará*. Fortaleza.

Mikhailov, V.N. – 1964 - *Hydrology and formation of river-mouths bars, in Scientific Problems of the Humid Tropical Zone Deltas and Theirs Implications* (Proceedings of Dacca Symposium, 59-64, UNESCO, Paris.

Ministério do Meio Ambiente – MMA – 2004 - *Diretrizes Metodológicas para o Zoneamento Ecológico-Econômico do Brasil*. Brasília - Secretaria de Políticas para o Desenvolvimento Sustentável. MMA. 124 pp.

Miranda, P. T.C; Martins, M. L. R.; Soares, Z. M. L. – 1988 – *Levantamento e quantificação das áreas de manguezais no Estado do Ceará (Brasil) através do sensoriamento remoto*. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Natal. Anais v.1, p 90-94.

Mizusaki, A.M.P.; Tomaz-Filho, A.; Milani, P. e Césero, P. 2002 – *Mesozoic and Cenozoic igneous activity and its tectonic control in Northeastern Brazil: journal of South American Earth Sciences*. 15: 183-198.

Molisani, M.M.; Lisieux, R; Cavalcante, M.D. e Maia, L.P. – 2007 – *Effects of water management on hydrology and water quality of a semi-arid watershed in the Northern of Brazil*. Braz.J. Aquat. Sci, Tecnol. 11 (1): 43-49.

Morais, J.O. – 1981 – *Evolução Sedimentológica da Enseada de Mucuripe (Fortaleza- Ceará – Brasil)*. Arq. Ciências do Mar, 21(1/2): 19-46. Fortaleza. UFC.

Moreira, M.M.M.A & Gato, L.C.S. – 1981 – *Geomorfologia*. In: BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Secretaria. Projeto RADAMBRASIL. Folha AS. 24 – Fortaleza.v.21, p. 213-252. Rio de Janeiro.

Moreira, M.O.P. – 1994 – *Produção do fitoplâncton em um ecossistema estuarino tropical (Estuário do rio Cocó, Fortaleza, Ceará)*. Dissertação de Mestrado. Recife-Pe, 338 p.

Nickling, W. G., e Davidson-Arnott, R. G. D., 1990. *Aeolian Sediment Transport on Beaches and Coastal Sand Dunes*, in Proceedings of the Symposium on Coastal Sand Dunes.

Nimer, E. – 1977 – *Clima. Geografia do Brasil. Região Nordeste*. (2) 47- 81p.

NRC – U.S. National Research Council – 2000 – *Clean Coastal Waters: Understanding and Reducing the Effects of Nutrient Pollution*. Washington, DC. National Academy Press.

NRC – U.S. National Research Council – 2003 - *Clean Coastal Waters do Committee on Causes and Management of Coastal Eutrophication – Ocean Studies Board and Waters Science and Technology*, Commission on Geosciences, Environment and Resources.

Parsons, T.R. & Takahashi – 1973 – *Biological Oceanographic Processes*. New York: Pergamon Press.

Oliveira, M.I.M.; Bagnoli, E; Farias, C.C.; Nogueira, A.M.B.; Santiago, M – 1990 – *Considerações sobre a geometria, petrografia, sedimentologia, diagênese e idade dos beachrocks do Rio Grande do Norte*. In: Anais do XXXVI Congresso Brasileiro de Geologia, Natal-RN, V.2, p. 621-634.

Oliveira, P.E.; Barreto, A.M.F.; Suguio, K. – 1999 – *Late Pleistocene/Holocene climatic and vegetational history of the Brazilian caatinga: the fóssil dunes of the middle São Francisco River*. PALAEO, Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology 152 p 319-337. Elsevier Science B.V.

- Oliveira, R.G. – 2008 – *Arcabouço Geofísico, Isostasia e Causas do magmatismo Cenozóico da Província Borborema e sua Margem Continental (Nordeste do Brasil)*. Tese de Doutorado na UFRN, Natal, 411 p.
- Pessoa, E. V. – 2002 – *Estudo do “Standing Crop” da água do estuário do Rio Cocó (Ceará-Brasil), como indicador das modificações físico-químicas do meio ambiente*. Dissertação de Mestrado, UFC. Fortaleza, 141 p.
- Pessoa Neto, O. C. – 2003 - *Estratigrafia de seqüências da plataforma mista neogênica na Bacia Potiguar, margem equatorial brasileira*. Rev. Bras. Geociênc. 33, 263–278.
- PETCOM – 2000 – *Estudo Objetivando Definir as Causas do Assoreamento do Porto de Fortaleza*. Relatório Final. Fortaleza. Inédito.
- Peulvast, J.P. & Claudino Sales, V – 2004 – *Stepped surfaces and paleolandforms in the northern Brazilian “Nordeste” constraints on models of morphologic evolution*. *Geomorphology* 62:89-122.
- Peulvast, J.P.; Claudino Sales, V.; Bétard, F.; Gunnell, Y. – 2008 – *Low post-Cenomanian denudation depths across the Brazilian Northeast: Implications for long-term landscape evolution at a transform continental margin*. *Science I.B.Direct, Global and Planetary Changes* 62 (2008) 39-60. Elsevier B.V.
- Pritchard, D.W. -1952 – *Estuarine Hydrography*. *Abances in Geophysics* 1, 243-280.
- Pritchard, D.W. –1955 – *Estuarine circulation paterns*. *Proc. Am. Soc. Civil Engineering* 81, pp 1-11.
- Pritchard, D.W. – 1967 – *What is an Estuary: physical view-point*. *Estuaries*, in Lauff, G.H, - 1967 – (Ed.) *Am. Assoc. Advanc. Sci.*, Washington, 83: 3-5.
- Pye, K, & Tsoar, H. – 1990 – *Aeolian Sand and Sand Dunes*, Unwin Hyman, London, 396 pp.
- Reineck, H.E. & Singh, I.B. -1980 - *Depositional Sedimentary Environments, with Reference to Terrigenous Clastics*, Second and Updated Edition, Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York, 1980, 549 pp)
- Rosgen, D.L. – 1994 – *A classification of natural rivers*. *CATENA* 22 (1994) 169-199. Elsevier Science B.V.
- Sauermann, G.; Andrade Jr, J.S.; Maia, L.P.; Costa, U.M.S.; Araújo, A.D.; Hermann, H.J. – 2003 – *Wind velocity and sand transport on a barcan dune*. Elsevier Science B.V.. *Geomorphology* 54 245-255.
- Schobbenhaus, C. & Brito Neves, B.B. – 2003 – *A Geologia do Brasil no Contexto da Plataforma Sul-Americana*. In: *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. L.A. BIZZI; C. Schobbenhaus; R.M. Vidotti; e J.H. Gonçalves (edts). CPRM, Brasília. P 2-25
- Schubel, J.R. – 1971 – *Estuarine circulation and sedimentation*. *Short Course Lecture Notes*, Am. Geol. Inst., Washington.
- Setti, A.A. – 2000 – *Legislação para Uso dos Recursos Hídricos, In Gestão de Recursos Hídricos*. Editores D.D. da Silva & F.F. Pruski, MMA, Brasília. P 121-410.

- Shimabukuro, S., Arai, M. – 2001 - *A discordância tortoniana e sua relação com o arcabouço estratigráfico do Grupo Barreiras e unidades correlatas (Neogeno do Brasil)*. XVII. Congr. Bras. Paleontologia. Acre, Rio Branco, p. 54. Boletim de resumos.
- Short, A.D. & Hesp, P.A. – 1982 – *Wave, beach, dune interations in S.E. Australia*. Mar. Geol., 48, 259-284.
- Soriano Aderaldo, M. – 1974 – *História Abreviada de Fortaleza e Crônicas Sobre a Cidade Amada*. Ed. Imprensa Universitária da Universidade Federal do Ceará, Fortaleza. 201 pp.
- Souza, M.J.N. de – 1988 – *Contribuição ao Estudo das Unidades-morfoestruturais do Estado do Ceará*, Revista de Geologia, v 1, p 73-91, Edições Universidade Federal do Ceará, Fortaleza.
- Stoddart, D.R. & Cann, J.R. – 1965 – *Nature and origin of beachrock*. Journal of Sedimentary Petrology, 35(1): 243-247.
- Szatmari, P.; Francolim, J.B.L.; Zanotto, O.; Wolff, S. – 1987 – *Evolução Tectônica da Margem Equatorial Brasileira*. Revista Brasileira de Geociências 17 (2): 180-188.
- Tison, L.J. – 1964 - *Problèmes de sedimentation dans les deltas, in Scientific Problems of the Humid Tropical Zone Deltas end Theirs Implications* (Proceedings of Dacca Symposium, 41-57, UNESCO, Paris.
- Takeoka, H. – 1984 – *Fundamental concepts of exchange and transport time scales in a coastal sea*. Continental Shelf Res. 3(3): 311-326.
- Thurman, H.V. & Trujillo, A.P. – 1999 – *Essentials of Oceanography*. Prentice Hall, New Jersey.
- Tomczak, M. – 2000 – *Definition of Estuaries: Empirical Estuary Classification*. Shelf and Estuary Oceanography. Internet.
- Tsoar, H. – 2004 - *Sand Dunes*. In: HELLEL, D. (Eds). Encyclopedia of Soils in the Environment. Elsevier, Oxford, pp 462-471.
- Tsoar, H., 2005. *Sand dunes mobility and stability in relation to climate*. Physica A357, 50–56.
- Tsoar, H. – 2008 – *Land use and its effect on the mobilization and stabilization od the negev sand dunes*. In: Brecler, S.W.; Yair, A.; & Vest, M. (Eds). Arid dune Ecosystems. Springer, Berlin, pp 79-89.
- Tsoar, H.; Levin, N.; Potat, N.; Maia, L.P.; Hermann, H.J.; Tatumi, S.H.; Claudino-Sales, V – 2009 – *The effect of climate change on the mobility and stability of coastal sand dunes in Ceará State (NE Brazil)*. Quaternary Reserch, volume 71, number 2, Editors Derek B. Booth e Alan R. Gillespie. Elsevier, p 217-226.
- USACE - U.S. Army Corps of Engineers - 1992 – *Coastal Litoral Transport, Engineer Manual EM 1110-2-1502*, Washington D.C. 20314-1000, Estados Unidos
- USACE - U.S. Army Corps of Engineers - 2002 – *Surf Zone Hydrodynamics, Engineer Manual EM 1110-2-1100 (Part III)*, Washington D.C. 20314-1000, Estados Unidos.
- USADA – U.S. Department of Agriculture, National Resuources Conservation Service – 1998 – *Stream Visual Assessment Protocol. National Water and Climate Center Tecnical Note 99-1*.

Vandoros, P. & Oliveira, M. A. F. – 1968 – *Sobre o fonolito de Mecejana*. Academia Brasileira de Ciências, 40 (2), 203-206.

Vasconcelos, F.P. & Freire, G.S.S. – 1985 – *Estudo preliminar dos aspectos hidrodinâmicos e sedimentológicos do estuário do Rio Cocó, Estado do Ceará*. Arquivo de Ciências do Mar, Fortaleza, v. 24, p.81-87

Vilas Boas, G.S. Bittencourt, A.C.S.P.; Martin, L. – 1979 – *Paleogeographic and paleoclimatic evolution during the Quaternary in the norther half of the state of Bahia*. Proceedings Inter. Symp. on Costal Evolution in the Quaternary, 254-263, São Paulo.

Walsh, G.E. – 1974 - *Mangroves: a review*. Academy Press, London, 174 pp.

Wang, X.; Auler, A.S.; Edwards, R.L.; Cheng, H.; Cristalli, P.S.; Smart, P.L.; Richards, D.A. & Shen, C.C. – 2004 – *Wet periods in northern Brazil over the past 210 kyr linked to distant climate anomalies*. Letters to nature, Nature Publishing Group. Nature, vol 432, p 740-743.

Wright, L.D. & Short, A.D. – 1984 – *Morphodynamic Variability of Surf Zone and Beaches: A Syntesis*, marine Geology, Vol 56, pp 93-118, Estados Unidos.

Yizhaq, H., Ashkenazy, Y., Tsoar, H. - 2007 - *Why do active and stabilized dunes coexist under the same climatic conditions?* Physical Review Letters 98 Art. No. 188001.

Zimmerman, J.T.F. – 1976 – *Mixing and flushing of tidal embayments in the western Dutch Wadden Sea, Part I: Distribution of salinity and calculation of mixing times scales*. Netherlands J. Sea Res. 10(2): 149-191.