



Universidade Federal do Pará
Centro de Geociências
Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**MORFODINÂMICA E SEDIMENTOLOGIA DA PRAIA DE AJURUTEUA -
NE DO PARÁ.**

TESE APRESENTADA POR

MARCELO AUGUSTO MORENO DA SILVA ALVES

Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em
Ciências na Área de GEOLOGIA.

Data de Aprovação: **10 / 10 / 2001**

Comitê de Tese:

MAÂMAR EL-ROBRINI (Orientador)

DIETER MUEHE

WERNER TRUCKENBRODT

Belém

DEDICATÓRIA

*A meus pais Expedito e Léa, minha
esposa Janete e minhas filhas Ana
Carolina e Ana Beatriz.*

AGRADECIMENTOS

O autor expressa aqui seus sinceros agradecimentos às seguintes pessoas e instituições que contribuíram e viabilizaram em grande parte a realização desta Dissertação de Mestrado:

À DEUS por estar sempre no meu caminho, e por dar-me consciência da real razão da minha existência.

À Universidade Federal do Pará, através do Centro de Geociências pela oportunidade de ter tido ensino público gratuito e de qualidade.

Ao Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (CPGG), do Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará pela oportunidade de desenvolver a Dissertação.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela concessão da bolsa de Mestrado, que permitiu o desenvolvimento deste trabalho.

Ao Prof. Dr. Maâmar El-Robrini, meu orientador, pela oportunidade de executar esta Dissertação, pela liberdade dada para elaboração do tema da pesquisa desenvolvida, pelo apoio para realização deste trabalho e pelas oportunidades de pesquisa, trabalho e amizade ao longo destes anos.

Ao Prof. Dr. Werner Truckenbrodt pela participação na Banca Examinadora da Dissertação, comentários e importantes contribuições a esse trabalho, e também pela amizade cativada nesses anos.

Ao Prof. Dr. Dieter Muehe que veio compor a Banca Examinadora da Dissertação, pela avaliação final da mesma, pelos comentários e importantes contribuições a esse trabalho.

Aos Profs. Drs. Basile Kotschoubey e Paulo Sérgio de Sousa Gorayeb, coordenadores do CPGG, durante o meu tempo no Curso de Pós-Graduação.

Ao Dr. Pedro Walfir Martins e Sousa Filho pela inestimável ajuda em relação à Dinâmica Costeira da Planície Costeira Bragantina, cuja colaboração nos trabalhos de campo, comentários e importantes contribuições, e também pela amizade cativada nesses anos, foram imprescindíveis para a conclusão desta Dissertação.

Ao Técnico Afonso Quaresma de Lima, um amigo pra todas as horas, que muito ajudou nos trabalhos de campo, quando dos levantamentos topográficos, coletas de sedimentos e análise dos parâmetros oceanográficos.

Ao doutorando Msc. Heitor Augusto de Moraes Tozzi pela colaboração nos comentários e importantes contribuições à cerca da aplicabilidade dos dados de perfis de praias no monitoramento da dinâmica costeira.

À doutoranda Profa. Msc. Carmena Ferreira de França pela ajuda no fornecimento de bibliografias e pelas discussões a respeito da geomorfologia costeira da região norte.

Ao mestrando Marcos Gleidson Lima da Silva pela ajuda inestimável nos trabalhos de campo, pelas fotografias da área e discussões a respeito da geologia costeira da região norte.

À mestranda Maria Helena Santos El-Robrini pela ajuda no fornecimento de bibliografias e pelas discussões a respeito da geomorfologia costeira da região norte.

À Chefe do Laboratório de Oceanografia Profa. Msc. Maria de Lourdes Sousa Santos, pelo incentivo e pela cessão de um espaço no Laboratório de Oceanografia.

Ao Técnico do Laboratório de Sedimentologia João Lopes Barbosa Filho, pelo auxílio nas análises no Laboratório de Sedimentologia.

Ao Prof. Dr. Roberto Dall'agnol pelo incentivo.

Ao Prof. Dr. Carlos Eduardo Mesquita de Barros pelo incentivo.

Às secretárias do CPGG Nilza e Gladys

Às bibliotecárias Rosemarie e Lúcia

Aos mestrandos e doutorandos Albano, Jackson, Davis, Alan, Alex, Ivanilce, Elcinice, Marlene, Kátia, Marivaldo, Márcia e Luciana.

Por fim, eu gostaria de agradecer a meus pais Expedito e Léa, pelo amor e pela boa educação que tive.

À minha esposa Janete por todos esses anos de convivência.

E às minhas duas princesas Ana Carolina e Ana Beatriz, que são minhas fontes constantes de inspiração e força interior.

*"Conhecimento verdadeiro é saber porque
as coisas são como são, e não meramente o
que são."*

Isaiah Berlin (1909-1997), filósofo alemão.

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	i
AGRADECIMENTOS	ii
EPÍGRAFE	iv
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	vii
RESUMO	1
ABSTRACT	3
1-INTRODUÇÃO	5
1.1-Apresentação	5
1.2-Characterização da Área	7
1.2.1-Costa Atlântica do Salgado Paraense	7
1.2.2-A Praia de Ajuruteua (Campo do Meio)	8
1.2.3-Localização e Acesso	9
1.2.4-Aspectos Sócio-Econômicos	10
1.3-Objetivos	10
1.3.1-Objetivo Geral	10
1.3.2-Objetivos Específicos	10
1.4-Metodologia	11
1.4.1-Morfologia praial	11
1.4.2-Medição dos parâmetros físicos	13
1.4.2.1-Medição da Maré	13
1.4.2.2-Medição de Ondas	13
1.4.2.3-Ventos	13
1.4.3-Análise dos sedimentos	13
1.4.4-Parâmetros Morfodinâmicos	14
1.4.5-Softwares utilizados	15
2-ASPECTOS GEOLÓGICOS, GEOMORFOLÓGICOS, METEOROLÓGICOS E OCEANOGRÁFICOS REGIONAIS	16
2.1-Geologia Regional	16
2.1.1-Litoestratigrafia Cenozóica	16
2.1.2-Aspectos Estruturais	18
2.2-Geomorfologia Regional	19
2.2.1-Planalto Rebaixado da Amazônia	19
2.2.2-Planície Flúvio-Marinha	19
2.2.2.1-Planície Costeira	20
2.2.2.1.1-Manguezais	21
2.2.2.1.2-"Chenier"	21
2.2.2.1.3-Dunas Costeiras	21
2.2.2.1.4-Deltas de Maré	23
2.2.2.1.5-Praia-Barreira ("Barrier-Beach Ridge")	23

2.3-Solos e Vegetação	25
2.4-Clima	26
2.5-Parâmetros Oceanográficos	26
2.5.1-Marés e correntes de maré	26
2.5.2-Ventos	28
2.5.3-Ondas	29
3-AMBIENTE PRAIAL: DEFINIÇÃO, PROCESSOS COSTEIROS E MORFODINÂMICA	32
3.1-Definição	32
3.2-Processos costeiros	35
3.2.1-Ondas	35
3.2.2-Marés	36
3.2.3-Correntes Costeiras	37
3.2.4-Transporte Litorâneo	38
3.3-Morfodinâmica de praias arenosas	40
3.3.1-Modelo de Guza & Inmam (1975)	43
3.3.2-Modelo de Wright & Short (1984)	44
3.3.3-Modelo de Masselink & Short (1993)	47
4-MORFODINÂMICA DA PRAIA DE AJURUTEUA	49
4.1-Morfologia dos perfis da praia de Ajuruteua	49
4.1.1-Setor I (Porção SE da praia de Ajuruteua)	51
4.1.2-Setor II (Porção Central da praia de Ajuruteua)	52
4.1.3-Setor III (Porção NW da praia de Ajuruteua)	52
4.2-Morfodinâmica da praia de Ajuruteua	56
4.4-Acresção	63
4.5-Balanço Sedimentar	64
4.6-Transporte e Deriva Litorânea	66
5-SEDIMENTOLOGIA	69
5.1-Estruturas sedimentares deposicionais	69
5.2-Parâmetros Estatísticos	71
5.2.1-Média	72
5.2.2-Selecionamento	74
5.2.3-Assimetria	75
5.2.4-Curtose	77
6-DISCUSSÃO	80
7-CONCLUSÕES	88
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	93

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Setorização da Zona Costeira Paraense (GERCO, 1996).	6
Figura 2 - Mapa de localização da praia de Ajuruteua, Bragança-PA. As linhas vermelhas representam a localização do perfis praias levantados. O círculo azul representa a Estação Meteorológica da REDECELPA. Modificado de Tavares <i>et al.</i> (1998).	9
Figura 3 - Método de levantamento topográfico da "Stadia" (Birkemeier, 1981).	12
Figura 4 - Esquema da utilização dos postes de iluminação que ocorrem ao longo da praia de Ajuruteua. Os mesmos representam os pontos iniciais dos perfis.	12
Figura 5 - Medição do clima de ondas da praia de Ajuruteua. Medidas feitas na zona de arrebenção, em frente aos perfis C, F e I. A seta indica a posição da régua.	14
Figura 6 - Peneirador e jogo de peneiras.	15
Figura 7 - Mapa Geológico do NE do Pará (Modificado de Souza Filho, 1995).	16
Figura 8 - Mapa Tectônico do NE do Pará (Modificado de Aranha <i>et al.</i> , 1990; Asmus, 1981).	18
Figura 9 - Mapa Geomorfológico da Zona Costeira Bragantina, mostrando o Planalto Rebaixado da Amazônia (A), a Planície Costeira Bragantina (B) e seus subambientes associados como Manguezais (1), "Cheniers"(2), Praias e Dunas (3) e Delta de Maré (4).	20
Figura 10 - Canal da Barca. Notar os manguezais (A) que circundam a praia de Ajuruteua, onde, também pode ser visto, o respectivo canal de maré vazante (B).	22
Figura 11 - "Chenier". Observar, também, as extensas áreas de manguezal e bancos arenosos que ocorrem. Proximidades do Canal do Chavascal. Setor III.	22
Figura 12 - Dunas costeiras da praia de Ajuruteua. Dunas piramidais do Setor III (A) e dunas escarpadas por atividade das ondas no Setor II (B).	23
Figura 13 - Delta de maré vazante. Observar o banco arenoso (A) e seu respectivo canal de maré (B). Canal da Barca. Setor I.	24
Figura 14 - Vista aérea da praia de Ajuruteua, classificada como "Barrier-Beach Ridge" (Souza Filho, 1995, 2001).	24
Figura 15 - Direções preferenciais das correntes de maré e da Corrente Costeira Norte Brasileira na zona costeira paraense. Modificado de Santos (1996) e DHN (1962).	27
Figura 16 - Principais características dos ventos na Planície Costeira Bragantina. REDECELPA (1998).	29
Figura 17 - Perfil praial médio da praia de Ajuruteua.	34
Figura 18 - Efeitos do lençol freático no corte e preenchimento do perfil praial durante as marés de enchente (A) e vazante (B) (modificado de Duncan, 1964).	39
Figura 19 - Representação em perfil e planta dos seis estágios morfodinâmicos propostos por Wright & Short (1984).	46
Figura 20 - Modelo morfodinâmico para praias de macromaré (Masselink & Short, 1993).	48
Figura 21 - Morfologia do tipo "crista e calha" ("ridge and runnel") de relevo muito suave. Notar o banco arenoso (A) situado após a calha (B). Setor III.	50
Figura 22 - Perfis topográficos do Setor I da praia de Ajuruteua.	53
Figura 23 - Perfis topográficos do Setor II da praia de Ajuruteua.	54

Figura 24 - Perfis topográficos do Setor III da praia de Ajuruteua.	55
Figura 25 - Erosão atuante nas casas, onde observa-se a inclinação da mesma (A). Notar também a escarpa de erosão causada nas dunas frontais (B). Setor II.	60
Figura 26 - Trecho situado à direita do anterior. Notar a erosão a que estão submetidas as casas. Verificar a inclinação de uma das vigas de sustentação (A). Observa-se, também, a escarpa de erosão causada nas dunas frontais (B). Setor II.	60
Figura 27 - Fossas abandonadas (A) dentro de uma calha ("runnel") (B). Zona de intermaré média. Setor II.	61
Figura 28 - Variação da linha de praia de Ajuruteua no período de 09/1999-03/2001.	62
Figura 29 - Erosão causada no campo de dunas frontais, formando um leque de lavagem ("washover fan"). A seta branca mostra a altura da duna rompida (1,8m). Setor II.	62
Figura 30 - Minerais pesados acumulados por processos de erosão e espriamento ("swash") na zona de intermaré superior. Setor II.	63
Figura 31 - Trecho da praia de Ajuruteua que está protegida contra o processo de erosão. Observar várias concentrações de minerais pesados nas linhas de espriamento. Setor I.	64
Figura 32- Ação eólica sobre os sedimentos da zona de intermaré média. As setas indicam os sedimentos migrando em direção às dunas frontais. Setor I.	64
Figura 33 - Célula de deriva litorânea proposta para a Ilha de Ajuruteua. As setas vermelhas indicam duas células que configuram o sistema de correntes de retorno de Sonu (1972). As setas verdes indicam o trem de ondas chegando normais à costa. As setas amarelas pequenas indicam a direção da deriva litorânea, a seta amarela grande indica a direção preferencial da deriva litorânea. As setas brancas mostram as morfologia das feições costeiras e as laranjas indicam a mudança na direção dos canais de maré.	68
Figura 34 - Marcas onduladas em uma calha ("runnel") localizada na zona de intermaré média. Setor III.	70
Figura 35 - Calhas ("runnel") (A), que se ligam ao lençol freático ("water table") (B) aflorante, onde há a formação de marcas de escorrimento ("rill marks") (C). Setor II.	70
Figura 36 - "Sandwaves" localizadas na linha de maré baixa (zona de intermaré inferior/inframaré). A seta indica a direção da corrente (340°Az). Setor I.	71
Figura 37 - Comportamento da Média, durante os períodos seco (A) e chuvoso (B).	73
Figura 38 - Comportamento do Seleccionamento, durante os períodos seco (A) e chuvoso (B).	74
Figura 39 - Comportamento da Assimetria, durante os períodos seco (A) e chuvoso (B).	76
Figura 40 - Comportamento da Curtose, durante os períodos seco (A) e chuvoso (B).	78

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Principais características das ondas na praia de Ajuruteua.	31
Tabela 2 - Parâmetro dimensionador do surfe ("Surf scalling parameter") (Guza & Inmam, 1975).	44
Tabela 3 - Estágio modal das praias (Wright & Short, 1984).	45
Tabela 4 - Características da praia de Ajuruteua em relação aos modelos de Guza & Inman (1975), Wright & Short (1984) e Masselink & Short (1993).	56
Tabela 5 - Quadro comparativo dos domínios morfodinâmicos costeiros (Modificado de Sazaki, 1980 <i>apud</i> Carter, 1988).	57

Tabela 6 - Variação de linha costa da praia de Ajuruteua no período de 09/1999-03/2001.	61
Tabela 7 - Variação de volume sedimentar para a praia de Ajuruteua no período de 09/1999-06/2000.	65
Tabela 8 - Modelos de predição de transporte " <i>onshore/offshore</i> ". Modificado de Seymour & Castel (1989, <i>apud</i> Trenhaile <i>op cit</i>).	67

RESUMO

A Planície Costeira Bragantina, situada na Costa Atlântica do Salgado Paraense, é caracterizada por uma dinâmica significativa, sobretudo, por tratar-se de uma costa transgressiva, dominada por macromaré ($\approx 6\text{m}$), além de apresentar problemas relacionados a ocupação desordenada, o que vem afetando praias, dunas e manguezais. Neste contexto, situa-se a praia de Ajuruteua, classificada como uma “*barrier-beach ridge*”, que vem registrando os eventos mais recentes da evolução da Planície Costeira Bragantina. Esta Dissertação, através da caracterização sedimentológica, da morfodinâmica praial e dos processos costeiros atuantes, procura contribuir ao conhecimento científico da Zona Costeira Paraense, constituindo, uma abordagem em escala de semi-detálhe. A praia de Ajuruteua, também chamada de Campo do Meio, situa-se na faixa costeira do município de Bragança, na região NE do Estado do Pará. Apresenta-se como uma extensa área plana, de aproximadamente 2,5km de extensão e 400m de largura, de suave inclinação em direção ao mar. Situa-se entre o Canal da Barca e o Canal do Chavascal. É formada por cordões arenosos lineares constituídos, principalmente, de areias quartzosas unimodais finas, de coloração cinza clara a esbranquiçada e bem selecionadas. Os trabalhos de campo foram realizados em 26 e 27/09/1999 (período seco) e 05 e 06/06/2000 (período chuvoso), e incluíram, o levantamento de perfis praias, amostragem de sedimentos, caracterização de ondas e marés, além de tomadas de fotografias. As observações de campo mostram que a praia de Ajuruteua apresenta dois “estados morfológicos”. O primeiro “estado morfológico”, ocorre durante o período chuvoso, em função do grande poder erosivo das marés de sizígia e pela força das ondas, que erodem parte dos sedimentos das zonas de supramaré e intermaré, sendo que as dunas frontais passam a desenvolver escarpas de praia de 0,5 a 3m. Os sedimentos erodidos são depositados na zona de inframaré sob a forma de bancos arenosos. Como configuração geral, o perfil praial torna-se plano. O segundo “estado morfológico” é encontrado no período seco, onde os sedimentos removidos das zonas de supramaré e intermaré, são reincorporados à praia. Nesta situação ocorre a formação da berma praial, de um sistema de crista e calha (“*ridge and runnel*”) suave, a migração de sedimentos da zona de intermaré para a costa, através da atividade eólica e do deslocamento dos bancos arenosos, e a migração longitudinal dos sedimentos através das calhas (“*runnels*”). Em função das diferenças morfológicas de alguns trechos da praia, a mesma foi dividida em três setores: Setor I: Setor SE (Perfis A, B, C e D), Setor II: Setor Central (Perfis E, F e G), Setor III: Setor NW (Perfis H, I e J). Morfológicamente, existe uma semelhança entre

os perfis dos Setores I e III. A análise granulométrica dos sedimentos mostrou a predominância de grãos do tamanho areia fina. Com base nestes parâmetros, pode-se dizer que a praia de Ajuruteua é composta basicamente de grãos de areia fina, quartzosos, unimodais, bem selecionados, platicúrticos e de assimetria positiva. A homogeneidade do material sedimentar, deve-se principalmente à dinâmica das macromarés, que agem diariamente no transporte e seleção dos sedimentos, distribuindo-os homogeneamente ao longo da zona de intermaré. Pode-se dizer que os agentes dinâmicos atuantes no condicionamento morfológico da praia de Ajuruteua tem sua morfologia particular controlada pelos processos de macromaré associados à ação das ondas. Há ainda o processo de retirada de sedimentos pela atividade eólica, que ocorre apenas no período menos chuvoso. De acordo com os parâmetros morfodinâmicos a praia de AJURUTEUA apresenta características intermediárias no período seco, e adquire condições dissipativas no período chuvoso. A erosão ocorre em todos os três setores da praia, porém, o setor mais prejudicado, é o Setor II, que vem sendo submetido a um forte processo erosivo, que expuseram pousadas e casas de veraneio, antes situadas no pós-praia, à erosão na zona de intermaré. Estas condições, propiciaram, no Setor II, um recuo de linha de costa de até 25m (09/1999-06/2000). Nos Setores I e II, no mesmo período, esta variação foi de 4 e 3m, respectivamente. No período seguinte (06/2000-03/2001), durante evento de maré equinocial de sizígia, observou-se, um recuo mais intenso, no Setor II, o recuo médio foi de 27m, e no Setor III, que antes era mais estável, sofreu um recuo 28m. Em certos trechos do Setor III, a erosão rompeu o campo de dunas frontais, formando um leque de lavagem (“*washover fan*”) sobre a zona de supramaré (pós-praia). O Setor I, relativamente mais estável, teve um recuo de 9m. Os perfis dos Setores I e III, apresentaram um balanço positivo, em sua variação de volume de 50,14 e 22m³/m, respectivamente. O Setor II, por sua vez, submetido a severo processo de erosão, apresenta para o mesmo período um balanço negativo de 47,65m³/m. Não foram feitas medidas diretas do transporte sedimentar, porém, é possível tecer algumas inferências à respeito. De acordo com a morfologia das feições costeiras, e com as análises dos modelo de predição de transporte, a incidência de ondas que chegam normais à costa, a ação constante de ventos alísios de NE, a configuração das formas costeiras com suas terminações e orientações, além das mudanças na direção do curso dos deltas de maré vazante, sugerem uma célula de circulação, com transporte litorâneo resultante no sentido de NW para SE.

ABSTRACT

The Bragança Coastal Plain, located at Paraense Atlantic Salt Coast, is characterized by a significant dynamic, overall, for being a macrotidal dominated transgressive coast ($\approx 6\text{m}$), besides presenting problems related to the unordered occupation, that comes affecting beach, dunes and mangroves. In this context, Ajuruteua beach registered the recent events of the Bragança Coastal Plain evolution. This Monography, through the sedimentological characterization, beach morphodynamics and coastal processes, look for to contribute for the scientific knowledgement of Paraense Coastal Zone, constituting a semi-detail scale study. Ajuruteua beach is located in the coastal zone of Bragança City, in NE region of Pará's State. It's presents as a extensive flat area of 2,5km of extension and 400m of width, between the Barca and Chvascal tidal channel's. It's formed by sandy barrier-beach ridges consisting, principally, of well selected fine unimodal quartz sand. The work fields was realized in 26 and 27/09/1999 (dry period), and 05 and 06/06/2000 (wet period), and included, beach profiles, sedimentological samples and measurements of tides and waves. The field observations shows that Ajuruteua beach presents two morphological states. The first morphological state, is finded in the wet period, in function of strong spring tides and waves, who eroded the sediments of supratidal and intertidal zones, and develop 0,5 to 3m high beach scarps on the foredunes. The erode sediments are deposited in the infratidal zone as sandy ridges. As general pattern, the beach profile becomes flat. The second morphological state, is finded in the dry period, where sediments eroded of supratidal and intertidal zones, are reincorporated to the beach. In this situation, there is the formation of beach berm, ridge and runnel system, aeolian activity, movement of the sand ridges, and longshore transport in the runnels. In function of morfological diferences, the Ajuruteua beach was subdivided in three sectors: Sector I (SE Sector): Profiles A, B, C and D; Sector II (Central Sector): Profiles E, F and G; and Sector III (NW Sector): Profiles H, I and J. Morphologically, exists a similarity between profiles I and III. The granulometrical analysis shows a predominance of fine sand. This form, Ajuruteua beach is composed of well selected, platycurtic, of positive skewness, fine unimodal quartz sand. The homogeneity of the sedimentary material, must, mainly, to the dynamics of the macrotides, who acts diarially in the transport and selection of the sediments along intertidal zone. It can be said that the dynamic agents who act in the morphologic conditioning of the Ajuruteua beach has your particular morphology controlled by macrotidal processes associated to strong waves. It still has the process of withdrawal of

sediments for the aeolian activity, that occurs only in the dry period. According to the morphodynamical parameters the Ajuruteua beach shows intermediary characteristics in the dry period and acquires dissipative conditions in the wet period. The erosion occurs in all the three sectors of the beach, however, the sector most wronged is Sector II, that it comes being submitted to a strong erosive process, that it displayed summering house, before situated in the backshore, to the erosion in the intertidal zone. These conditions, had propitiated, in Sector II, a shoreline retreat of until 25m (09/1999-06/2000). In Sectors I and III, in the same period, this variation was of 3 and 4m, respectively. In the following period, (06/2000-03/2001), during an event of equinoctial spring tide, a more intense retreat was observed, in Sector II, the average was of 27m, and in Sector III, that before it was more steady, it suffered a retreat from 28m. In certain stretches, the erosion breached the foredune field, forming a washover fan on the supratidal zone. The Sector I, relatively more steady, suffered a retreat from 9m. The profiles of Sectors I and III, had presented a positive variation of volume, 50,14 and 22m³/m, respectively. The Sector II, in turn, submitted the severe process of erosion, presents for the same period a negative variation of volume, of 47,65m³/m. It has not been made direct measures of the sedimentary transport, but, is possible to weave some inferences to the respect. In accordance with the morphology of the coastal features, beyond the analyses of the models of transport prediction, the incidence of the waves that arrive normal at the coast, the action of the trade winds coming from NE, the pattern of the coastal forms with its terminations and orientations, beyond the changes in the direction of the course of the ebb tidal deltas, suggest a circulation cell, with resultant littoral transport in direction NW to SE.

1-INTRODUÇÃO

1.1-APRESENTAÇÃO

A zona costeira é um sistema complexo e bastante dinâmico, onde seus ambientes sofrem transformações temporais de curto, médio ou longo períodos, em função da atuação de vários processos, o que faz variar suas características, dentre elas sua morfologia.

Segundo Inman & Nordstrom (1971 *apud* Trenhaile, 1997), a morfologia das zonas costeiras está ligada à sua posição em relação ao movimento das placas tectônicas, desta forma, a Costa Brasileira, da qual faz parte a Zona Costeira Paraense, é classificada como uma costa do tipo “*Amero-Trailing Edge Coast*”, caracterizada por apresentar formas costeiras de topografia plana e plataforma continental mais larga, ocorrendo, também, costas de colisão e montanhas no lado oposto do continente, além de uma larga bacia de drenagem.

A Zona Costeira Paraense é recortada por várias reentrâncias, formadas por baías flúvio-estuarinas, configurando um litoral de “rias”, que são vales fluviais afogados. Estas “rias” são caracterizadas por uma abundante comunidade biótica, que formam um macro sistema de manguezais, que bordejam as baías e os canais flúvio-estuarinos, perfazendo uma extensão em torno de 466,8 Km² (Souza Filho, 1995).

A Zona Costeira Paraense apresenta três regiões com características fisiográficas diferenciadas: Setor 1: Setor Costa Atlântica do Salgado Paraense, onde se enquadra a área de trabalho; Setor 2: Setor Continental Estuarino e; Setor 3: Setor Insular Estuarino (Figura 1) (GERCO, 1996).

A Planície Costeira Bragantina, situada na Costa Atlântica do Salgado Paraense, é caracterizada por uma dinâmica significativa, sobretudo, por tratar-se de uma costa transgressiva, dominada por macromaré ($\approx 6\text{m}$) (Souza Filho, *op cit.*), além de apresentar problemas relacionados a ocupação desordenada, o que vem afetando praias, dunas e manguezais.

A Planície Costeira Bragantina está inserida na bacia Bragança-Viseu, que possui um regime neotectônico distensivo, e, juntamente com as flutuações do nível do mar, vêm controlando a evolução da paisagem desta região (Igreja, 1991; Souza Filho, *op cit.*; Souza Filho & El-Robrini, 1998), onde, a máxima transgressão marinha, ocorrida a 5.200 anos A.P., durante o final do Pleistoceno Superior e Holoceno, marca o início desta evolução (Souza Filho, *op cit.*).

Segundo Souza Filho & El-Robrini (1997), estes eventos estão registrados na plataforma continental adjacente, principalmente na atual quebra da plataforma ($\approx 80\text{m}$), ocorrendo também, registros através das falésias pleistocênicas inativas, nas planícies costeiras holocênicas e planícies lamosas progradacionais pós-holocênicas.



Figura 1 - Setorização da Zona Costeira Paraense (GERCO, 1996).

Além dos aspectos anteriormente citados, as variações climáticas sazonais, os processos oceanográficos e os fatores antrópicos, seriam os responsáveis pelas modificações na dinâmica costeira e na geomorfologia da planície costeira bragantina.

Neste contexto, situa-se a praia de Ajuruteua, classificada como uma “*barrier-beach ridge*” (Souza Filho & El-Robrini, 1997), que vem registrando os eventos mais recentes da evolução da Planície Costeira Bragantina.

Vários trabalhos de monitoramento da dinâmica costeira foram feitos em praias influenciadas por micromaré, e a técnica do método topográfico da “*Stadia*” (Birkemeier, 1981), produziu bons resultados. Em praias com macromaré, porém, esta situação é mais complexa, pois, os “estados ou estágios” morfológicos de uma dada praia, mudam com os níveis de maré, e a porção superior do perfil, pode ser morfodinamicamente diferente da porção inferior (Masselink & Hegge, 1995).

A morfodinâmica de praias de macromaré tem sido estudada por diversos pesquisadores (Short, 1979; Short, 1982; Short & Hesp, 1982; Wright *et al.*, 1982a,b; Short, 1991; Masselink & Short, 1993; Masselink & Hegge, *op cit.*; Souza Filho *et al.*, 2000; Souza Filho, 2001), porém, apesar de relativamente estudada, é um campo da ciência ainda fértil, e, conforme observa Carter (1986), referindo-se também às praias de mesomaré, muito pouco é conhecido a respeito de sua dinâmica.

Segundo Davies (1964 *apud* Komar, 1976), a praia de Ajuruteua é classificada como uma praia de macromaré (> 4m). No Brasil, as praias de macromarés, ocorrem apenas na região NE do Pará ($\approx$ 6m) e NW do Maranhão ($\approx$ 8m).

Assim, esta Dissertação, através da caracterização sedimentológica, da morfodinâmica praial e dos processos costeiros atuantes, procura contribuir ao conhecimento científico da Zona Costeira Paraense, constituindo, uma abordagem em escala de semi-detalle, e, juntamente com os trabalhos executados por Silva (*no prelo*), El-Robrini, (*no prelo*), França, (*em andamento*), Tozzi, (*em andamento*) e Souza Filho, (2001), além de estudos anteriores, vem abordando questões relativas ao uso e ocupação da zona costeira, morfodinâmica praial, dinâmica sedimentar, morfoestratigrafia holocênica e seus processos meteorológicos e oceanográficos associados.

1.2-CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA

1.2.1-Costa Atlântica do Salgado Paraense

A Costa Atlântica do Salgado Paraense, localizada no NE do Estado do Pará, pertence à Mesorregião Nordeste Paraense, da qual faz parte a Microrregião Bragantina. Fica compreendida no trecho entre a Baía do Marajó e o Rio Gurupi, e é limitada ao norte e nordeste pelo Oceano Atlântico, à leste e ao sul pela Zona Bragantina, e à oeste pela foz do rio Pará e pelo Complexo Estuarino do Golfão Amazônico (Figura 1).

Esta região possui uma superfície aproximada de 82.600km² e 1200km de extensão (Gerco, 1996), destacando-se por apresentar a conformação de um litoral bastante recortado, constituído de um expressivo conjunto de reentrâncias ("rias"), onde, formam-se também baías, falésias, praias, mangues, dunas e restingas.

Este setor do litoral caracteriza-se por possuir um relevo plano a suave ondulado, onde ocorrem transformações morfossedimentares rápidas, sob a influência de um regime de macromaré ($\approx 6\text{m}$) de alta energia (Souza Filho, 1995; Souza Filho & El-Robrini, 1997). Ao longo desse conjunto, sobressaem-se extensas áreas de praias, com grande potencial turístico.

1.2.2-A Praia de Ajuruteua (Campo do Meio)

A praia de Ajuruteua, também chamada de Campo do Meio, situa-se na faixa costeira do município de Bragança, na região nordeste do Estado do Pará (Figura 2). Apresenta-se como uma extensa área plana, de aproximadamente 2,5km de extensão e 400m de largura (medida em baixa-mar de sizígia), de suave inclinação em direção ao mar. Situa-se entre o Canal da Barca, que a separa da praia dos Pescadores, e o Canal do Chavascal, que a separa das praias do Farol Velho e Chavascal.

A Praia de Ajuruteua é formada por cordões arenosos lineares ("*sandy barrier-beach ridges*") (Souza Filho, 2001), constituídos, principalmente, de areias quartzosas unimodais finas, de coloração cinza clara a esbranquiçada, bem selecionadas, com fragmentos de conchas, plantas e outros organismos. Localmente, observam-se ocorrências de "*placers*" de minerais pesados, ao longo da linha de maré alta, ocorrendo também na base de dunas frontais.

É regularmente inundada pela maré semi-diurna, e suas ondas sempre quebram distantes da praia, com duas linhas de arrebentação, dissipando a sua energia, o que lhes confere características construtivas.

Esta praia migra, juntamente com as dunas, em direção ao continente, sobre os depósitos progradantes de manguezais de intermaré, constituindo uma praia arenosa de costa transgressiva (Souza Filho, *op cit.*).

1.2.3-Localização e Acesso

O acesso a área de estudo é feito por via rodoviária, à partir do qual, segue-se um percurso de 210km à partir de Belém, através da Rodovia Federal BR-316, passando por Ananindeua, Marituba, Santa Isabel, Castanhal e Santa Maria do Pará, onde, toma-se o entrocamento com a Rodovia Federal BR-010 (Belém-Brasília), até a cidade de Capanema. Em seguida, segue-se um percurso de 53km pela Rodovia Estadual PA-242, chegar-se até a cidade de Bragança, município sede de Ajuruteua. À partir daí, seguem-se os 38km da rodovia PA-458, uma estrada de asfalto construída sobre manguezal, até a praia de Ajuruteua (Figura 2).

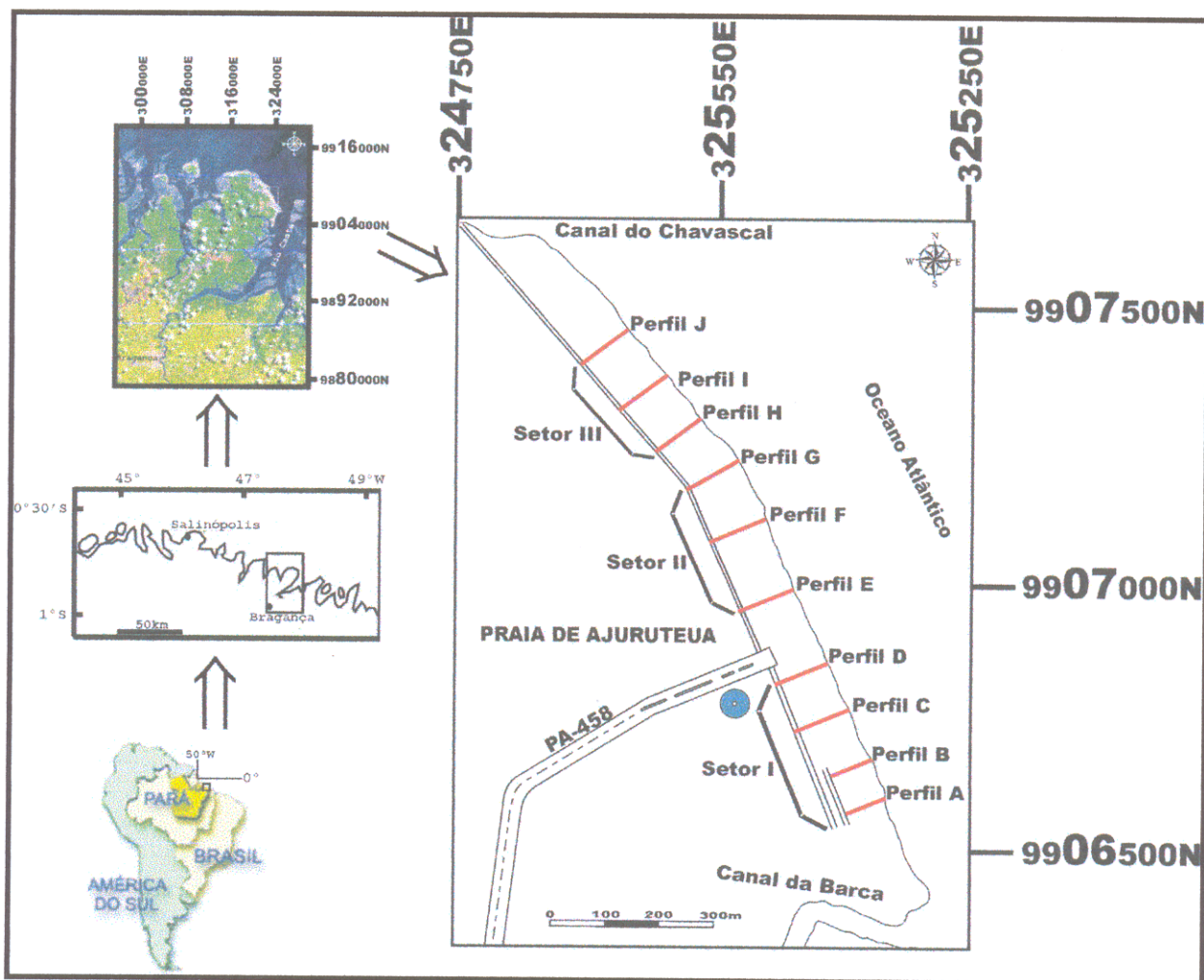


Figura 2 - Mapa de localização da praia de Ajuruteua, Bragança-PA. As linhas vermelhas representam a localização dos perfis praias levantados. O círculo azul representa a Estação Meteorológica da REDECELPA. Modificado de Tavares *et al.* (1998).

1.2.4-Aspectos Sócio-Econômicos

O Município de Bragança atualmente tem como atividades econômicas principais a piscicultura, a agricultura, a pecuária, o comércio e o turismo. Situada 29 metros acima do nível do mar, Bragança tem uma área aproximada de 2.345km². Possui como distritos: Almoço, Caratateua, Nova Mocajuba e Piabas.

Para se chegar ou sair do Município de Bragança, viagens regulares de ônibus e vans podem ser feitas através do Terminal Rodoviário Teivelino Guapindaia.

Segundo o Censo de 1996, Bragança possui atualmente 102.641 habitantes (IBGE, 1996). Apresenta uma infraestrutura bancária razoável, onde existem agências do Banco do Brasil, Caixa Econômica Federal, Banco da Amazônia e Banco do Estado do Pará.

A praia de Ajuruteua, ponto forte do turismo bragantino, é atualmente muito procurada por veranistas. Pouco habitada, tornou-se uma praia muito agradável para o veraneio. Mesmo sendo considerado um lugar ainda primitivo, Ajuruteua oferece ao visitante uma boa infraestrutura de hospedagem. Ao longo da praia, existem pequenas pousadas e barracas simples de madeira, porém, aconchegantes, que acolhem muito bem os visitantes. Os preços das diárias variam de acordo com a temporada. Desde 1998, conta com energia elétrica e serviço telefônico.

1.3-OBJETIVOS

1.3.1-Objetivo Geral

O presente estudo teve por objetivo central a caracterização da morfologia praial e da dinâmica costeira sazonal da praia de Ajuruteua.

1.3.2-Objetivos Específicos

- Caracterizar a morfologia praial através do método topográfico da “*Stadia*” (Birkemeier, 1981);
- Avaliar a distribuição e a variação sazonal dos sedimentos, considerando os parâmetros estatísticos de Folk & Ward (1957);
- Aplicar os modelos de Guza & Inmam (1975), Komar (1983) Wright & Short (1984) e Masselink & Short (1993) para a praia de Ajuruteua;
- Identificar e caracterizar as zonas sujeitas a erosão e acreção;
- Conhecer os fatores condicionantes da dinâmica costeira e da deriva litorânea.

1.4-METODOLOGIA

No período de 25 e 26/08/1999, foi realizado um reconhecimento logístico para localização dos pontos iniciais dos perfis, sendo definidos como tais, os postes de iluminação localizados na praia.

Os trabalhos de campo foram realizados em 26 e 27/09/1999 (período seco) e 05 e 06/06/2000 (período chuvoso), e incluíram, o levantamento de perfis praias, amostragem de sedimentos, caracterização de ondas e marés, além de tomadas de fotografias. No dia 18/03/2001, foram feitas fotografias e medição das distâncias entre os pontos iniciais dos perfis e as escarpas de praia.

1.4.1-Morfologia praial

A morfologia praial foi obtida em duas etapas de campo, através do método topográfico da “*Stadia*”, aperfeiçoado para praias por Birkemeier (1981), e ocorreram nos seguintes períodos: 26 e 27/09/1999 (período seco), e 05 e 06/06/2000 (período chuvoso). Este método, utiliza um Nível Automático Nikon AX 1S, que consta de uma mira telescópica apoiada em um tripé e uma mira falante (régua graduada escalonável de 5m) (Figura 3).

Foram realizados 10 perfis topográficos ao longo da praia, distantes aproximadamente 200m entre si, à partir dos postes de iluminação que ocorrem ao longo da praia (Figura 4). Os levantamentos foram realizados em situação de maré baixa de sizígia. Todos os pontos iniciais dos perfis estão georreferenciados, onde foram anotadas as coordenadas geográficas mediante o uso de um GPS.

Nos locais previstos para o levantamento de cada perfil, foi determinada a orientação dos mesmos, por meio de uma Bússola de “*Brunton*”, sempre em uma direção aproximadamente perpendicular à linha de praia.

Para a uniformização das cotas levantadas nos diferentes perfis, tomou-se como “*datum*” (nível de referência), a linha de maré alta de sizígia, para a qual, as leituras foram niveladas.

Neste trabalho, foi utilizada a definição proposta por Masselink & Short (1993), para a descrição das zonas do perfil praial.

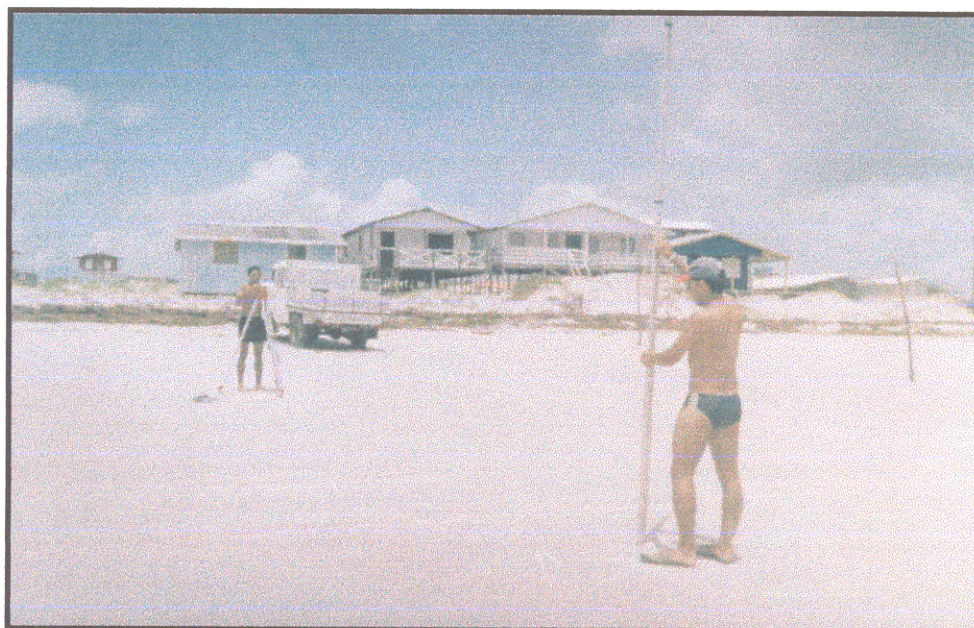


Figura 3 - Método de levantamento topográfico da “*Stadia*” (Birkemeier, 1981).



Figura 4 - Esquema da utilização dos postes de iluminação que ocorrem ao longo da praia de Ajuruteua. Os mesmos representam os pontos iniciais dos perfis.

1.4.2-Medição dos parâmetros físicos

1.4.2.1-Medição da Maré

As medidas de marés foram previamente tomadas através das Tábuas de Marés da DHN, para os meses de Setembro/99 e Junho/2000. Para comparação com os valores obtidos, foram tomadas medidas da amplitude das marés no trapiche do Furo da Estiva, às proximidades da Vila dos Pescadores de Ajuruteua (Silva, *no prelo*).

1.4.2.2- Medição de Ondas

O “regime ou clima” de ondas é definido pela distribuição das alturas, períodos e direções de propagação das ondas, durante um intervalo de tempo em uma dada localidade. Para caracterizar o clima de ondas da praia de Ajuruteua, foi utilizado o método descrito por Muehe (1998a). A altura significativa da onda na zona de arrebentação (H_b 1/3), foi obtida através da diferença de altura, entre a crista e a cava subsequente, utilizando-se a mira falante. O período das ondas (T), foi medido através de decorrida a passagem de 11 cristas consecutivas, correspondente a 1/10 do tempo total. O ângulo de incidência foi obtido através de medições com Bússola de “Brunton”. Para tal, foram alocados três pontos fixos na zona de arrebentação, em situação de maré alta de sizígia, em frente aos perfis C, F e I (Figura 5). Como na praia de Ajuruteua apresentam-se, geralmente, 2 linhas de arrebentação, foi considerada a linha mais externa.

1.4.2.3-Ventos

Os dados de vento (velocidade e direção) foram obtidos na Estação Meteorológica da REDECELPA, localizada na entrada da Praia de Ajuruteua (Figura 2). O sensor registra os dados a uma altura de 10m do solo, e os mesmos referem-se ao ano de 1998.

1.4.3-Análise dos sedimentos

Foram feitas coletas sistemáticas de sedimentos a cada 20m, à partir da linha de maré alta de sizígia, simultaneamente à realização dos levantamentos topográficos, mediante o uso de uma tampa de tubo PVC de 5cm, utilizada para coletar apenas os primeiros 3cm, referentes à deposição semi-diurna mais recente, totalizando de 12 a 15 pontos em cada perfil. Após a coleta das amostras de sedimentos, estes foram acondicionados em sacos plásticos e etiquetados. No laboratório, as amostras foram lavadas com água destilada e secas em estufa a 80°C. Logo após, as amostras foram quarteadas, e divididas em alíquotas de 50g.



Figura 5 - Medição do clima de ondas da praia de Ajuruteua. Medidas feitas na zona de arrebentação, em frente aos perfis C, F e I. A seta indica a posição da régua.

Finalmente, estas alíquotas foram submetidas a peneiramento a seco, durante um período de 10 minutos, através do peneirador e, manualmente durante 1 minuto, sendo que, as malhas das peneiras utilizadas, foram as seguintes na ordem de abertura: 2.000, 1.410, 1.000, 0.710, 0.500, 0.350, 0.250, 0.125, 0.082 e 0.062mm (Figura 6).

O “software” “Sistema de Análise Granulométrica” (SAG) (LAGEMAR-UFF), foi utilizado para caracterizar os parâmetros estatísticos (média, mediana, selecionamento, assimetria e curtose) (Folk & Ward, 1957).

1.4.4-Parâmetros Morfodinâmicos

Para se estimar o nível de energia da praia, foi utilizada a equação sugerida por Komar (1983). A caracterização do estado morfodinâmico da praia de Ajuruteua, foi obtida, segundo os modelos de Guza & Inmam (1975), Wright & Short (1984) e Masselink & Short (1993) existentes para morfodinâmica de praias arenosas.

Medidas de declividade da zona de intermaré e largura média da praia também foram tomadas. Os resultados foram utilizados para calcular o balanço sedimentar, as condições morfodinâmicas, a mobilidade sedimentar e a susceptibilidade das praias à erosão.



Figura 6 - Peneirador e jogo de peneiras.

Os valores de velocidade média de decantação das partículas sedimentares (W_s) foram extraídos das tabelas de Gibbs *et al.* (1971), introduzindo-se na mesma, as correções calculadas para grãos naturais segundo a fórmula de Baba & Komar (1981).

Para caracterização da deriva litorânea foram utilizados a posição e migração de feições costeiras (geoindicadores), além dos modelos de predição de transporte “*crosshore*” (“*onshore/offshore*”) de Short (1978 *apud* Trenhaile, 1997) e Hattori & Kawamata (1980 *apud* Trenhaile *op cit.*).

1.4.5-Softwares utilizados

O “Interactive Survey Reduction Program” (ISRP) (Birkemeier, 1985) foi utilizado para verificar alterações métricas na linha de praia e no volume sedimentar, entre diferentes levantamentos em perfis consecutivos.

O “2-D Graphing System 1.29” (GRAPHER) e “Surface Mapping System 7.0” (SURFER) (Golden Software), permitiram a montagem dos mapas, perfis e o modelo digital de terreno da praia.

2-ASPECTOS GEOLÓGICOS, GEOMORFOLÓGICOS, METEOROLÓGICOS E OCEANOGRÁFICOS REGIONAIS

2.1-GEOLOGIA REGIONAL

2.1.1-Litoestratigrafia Cenozóica

As unidades litoestratigráficas aflorantes no nordeste do Estado do Pará incluem rochas ígneas, metamórficas e sedimentares, com idades variando do pré-cambriano até o recente. As rochas pré-cambrianas, restringem-se à porção continental adjacente, onde se registram suas ocorrências na zona costeira do Estado do Pará (Figura 7). A Bacia Bragança-Viseu é assoalhada por rochas pré-cambrianas, sobre as quais sobressaem-se os sedimentos cenozóicos do terciário e do quaternário.

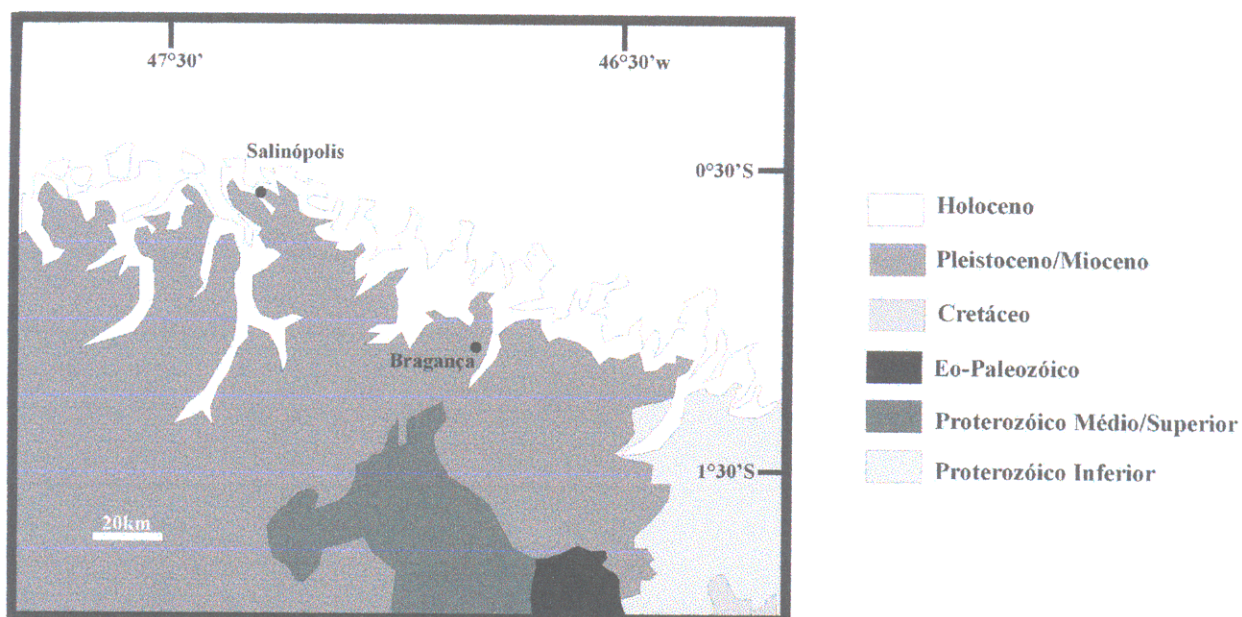


Figura 7 - Mapa Geológico do NE do Pará (Modificado de Souza Filho, 1995).

O terciário é marcado inicialmente pela sedimentação da Formação Pirabas no Mioceno Inferior. Esta formação é representada por calcários marinhos, compostos de micritos, bioclastitos, dolomicritos, biohermitos e margas intercalados com folhelhos cinza esverdeados a negros, contendo vegetais piritizados, tendo sido encontrados arenitos calcíferos nas camadas superiores (Ferreira, 1982). Esta unidade foi dividida em três fácies: Castelo, Capanema e Baunilha Grande (Ferreira, *op cit.*). Góes *et al.* (1990), no entanto, definiram sete fácies:

biocalcirudito, biocalcarenito não estratificado, biocalcarenito estratificado, marga, folhelho, biohermito e calcirudito, os quais foram depositados em uma plataforma carbonática marinha de águas rasas e, secundariamente em lagunas e mangues em uma fase transgressiva.

Segundo Maury (1925 *apud* Ferreira, 1982) a Formação Pirabas é do Mioceno Inferior.

Subseqüentemente, à esta deposição, predominantemente transgressiva, houve uma fase regressiva responsável pela instalação do Grupo Barreiras. Segundo Rosseti *et al.* (1989), o Grupo Barreiras possui litofácies exclusivamente siliciclásticas. Goés & Truckenbrodt (1980) e Góes (1981) concordam na divisão do Grupo Barreiras em três litofácies: argilo-arenosa, arenosa e conglomerática. Rosseti *et al.* (*op cit.*) conseguiram identificar treze litofácies para os sedimentos Barreiras e Pós-Barreiras do NE paraense. Esses autores admitem um modelo deposicional de leques aluviais/planícies de areia/planície de lama, com rápidas inundações ocorrentes em clima árido e semi-árido. Posteriormente, Rosseti *et al.* (1990), Fernandes *et al.* (1992), Arai *et al.* (1994) e Truckenbrodt *et al.* (1994), confirmaram a influência marinha no Grupo Barreiras.

Concentrações residuais de conchas (sambaquis) encontradas na sua porção superior, com idade absoluta de aproximadamente 5.200 A.P., sugerem que, pelo menos parte da deposição do Grupo Barreiras, ocorreu durante o Holoceno (Rosseti *et al.*, 1994).

Os depósitos sedimentares do Pós-Barreiras repousam sobre os sedimentos do Grupo Barreiras, e destes separam-se por uma discordância erosiva (Sá, 1969). Sua idade ainda é objeto de controvérsias, sendo assumida constantemente como pleistocênica. Rosetti *et al.* (*op cit.*), porém, consideram parte destes sedimentos como de idade holocênica. Constituem-se de sedimentos areno-argilosos, mal selecionados, depositados à partir da atuação de movimentos gravitacionais (Rosetti *op cit.*). Costa *et al.* (1992) incluem esses depósitos como pleistocênicos juntamente com o Arenito Pilões, um fácies cujas estruturas sugerem a presença de um paleolitoral com barras arenosas, planícies de maré e pântanos de supramaré.

O Quaternário é representado por sedimentos areno-argilosos pleistocênicos do Pós-Barreiras e pelos depósitos da planície aluvionar, estuarina e costeira da cobertura sedimentar recente.

2.1.2-Aspectos Estruturais

Na Zona Costeira Paraense, duas unidades estruturais podem ser observadas: Plataforma Bragantina e a Bacia Costeira Bragança-Viseu.

A área de estudo faz parte da Bacia Costeira Bragança-Viseu, que representa uma fossa tectônica delimitada por falhas normais de direção NW-SE (Aranha *et al.*, 1990) (Figura 8).

As rochas pré-cambrianas apresentam-se orientadas, segundo direções preferenciais WNW-ESSE, compondo o cinturão de cisalhamento Gurupi e, NW-SE, a faixa de cisalhamento Tentugal (Costa *et al.*, 1988).

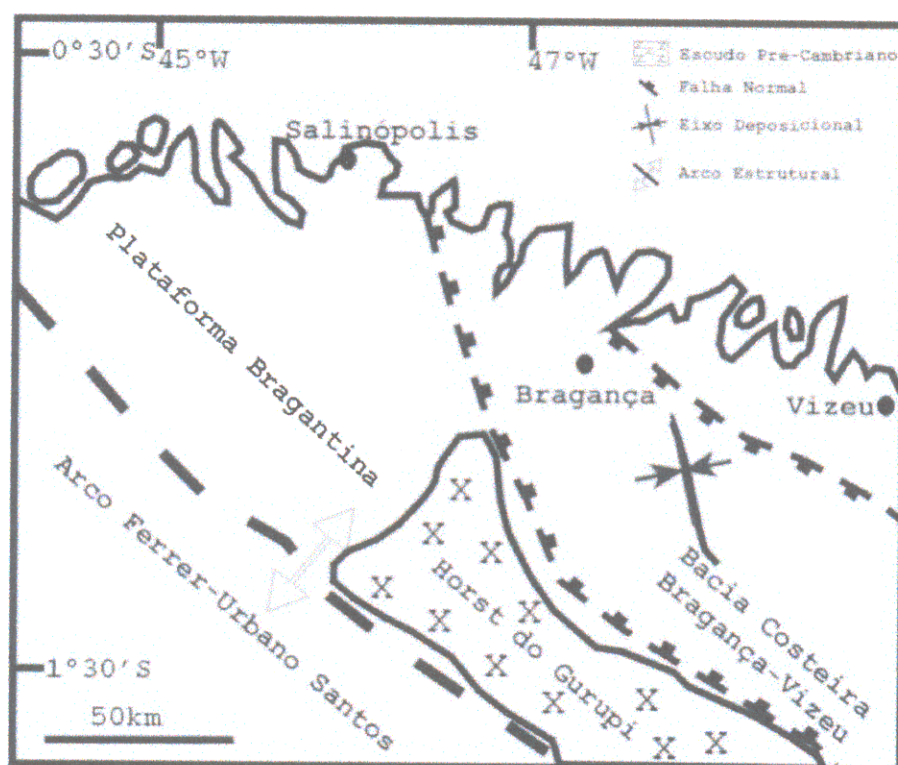


Figura 8 - Mapa Tectônico do NE do Pará (Modificado de Aranha *et al.*, 1990; Asmus, 1981).

Durante o Paleozóico, a região esteve sujeita a uma tectônica distensiva de direção NW-SE, relacionada à abertura do Atlântico, originando falhas normais de direção N-S e NE-SW e falhas transferentes de direção NW-SE (Costa *et al.*, 1991). A estruturação do Mesozóico é consequência da abertura do Atlântico Equatorial, a partir do jurássico, o que possibilitou a geração de falhas normais NW-SE e falhas transferentes de direção NE-SW, devido a extensão do eixo NE-SW (Costa *op cit.*).

A tectônica cenozóica é controlada pela movimentação da placa sul americana par W, onde as principais estruturas geradas são falhas transcorrentes de E-W de movimentação dextral e falhas normais NW-SE (Costa *et al.*, 1991).

A origem e evolução destas estruturas tectônicas tem sido explicada através do modelo de Margens do tipo Atlântico (Asmus, 1981).

2.2-GEOMORFOLOGIA REGIONAL

Na análise da geomorfologia regional da área de estudo, preferiu-se, a exemplo de Costa *et al.* (1991), descrever o relevo de litoral de "rias", utilizando-se o termo de Planície Flúvio-marinha, entretanto, foi mantida a terminologia de Planalto Rebaixado da Amazônia para caracterizar a unidade de relevo de maior amplitude (Planalto Costeiro), onde se situa o município de Bragança. A geomorfologia da região pode ser visualizada na Figura 9, onde observam-se o Planalto Costeiro, a Planície Costeira e seus subambientes associados, como manguezais, dunas e praias.

2.2.1-Planalto Rebaixado da Amazônia

Esta unidade, ocorre em grande parte na área do município de Bragança, na forma de relevo ondulado. Apresenta uma superfície plana e arrasada, suavemente ondulada e intensamente dissecada. A topografia é modesta, não havendo valores altimétricos expressivos. As partes mais elevadas não ultrapassam os 60 metros, sendo que na região do município de Bragança alcançam em torno de 30m (Figura 9). É constituído pelos sedimentos do Grupo Barreiras, seu contraste em relação a Planície Costeira é distinto, tanto litológica e morfológicamente quanto pela cobertura vegetal (Costa *et al.*, 1991; Souza Filho, 1995; Souza Filho, 2001).

2.2.2-Planície Flúvio-Marinha

Esta unidade regional ocorre no norte do município de Bragança, e é compartimentada em três unidades geomorfológicas: (1) Planície Aluvial, com canal fluvial, diques marginais e planície de inundação; (2) Planície Estuarina, com canal estuarino, subdividido em curso superior, segmento reto, segmento meandrante e funil estuarino e (3) Planície Costeira, com ambientes de pântano salino (interno e externo), planície de maré (manguezais de supramaré,

intermaré e inframaré, planície arenosa com baixios de maré), “*cheniers*”, dunas costeiras e praias. Todas essas unidades estão assentadas sobre o Planalto Costeiro (Souza Filho, 1995).

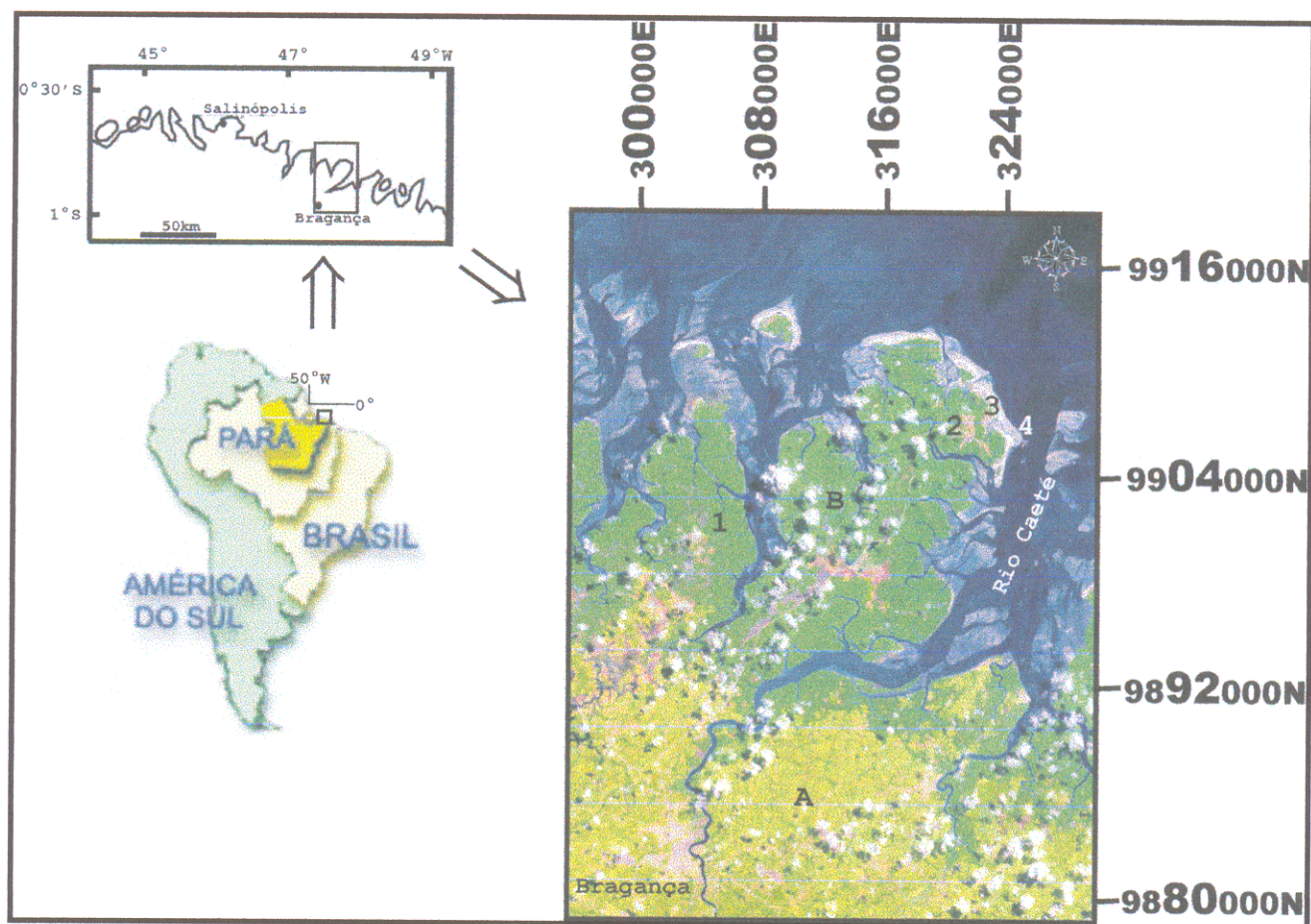


Figura 9 - Mapa Geomorfológico da Zona Costeira Bragantina, mostrando o Planalto Rebaixado da Amazônia (A), a Planície Costeira Bragantina (B) e seus subambientes associados como Manguezais (1), “*Cheniers*”(2), Praias e Dunas (3) e Delta de Maré (4).

2.2.2.1-Planície Costeira

Com ampla extensão na região, alcança mais de 20km na porção norte, compreende desde as amplas planícies de maré até os cordões duna-praia dominadas pelos processos oceanográficos. Nesta, estão inseridos os subambientes de manguezais, planícies arenosas, “*cheniers*”, dunas costeiras ativas e inativas, deltas de maré enchente e vazante, e praias-barreira (“*barrier-beach ridge*”) (Figura 9) (Souza Filho, *op cit.*).

2.2.2.1.1-Manguezais

São extensas áreas lamosas, densamente recobertas por vegetação característica de manguezais, que chegam a ultrapassar 20km de largura. Ocorrem na planície costeira, desde o nível médio de maré alta de sizígia, até as porções mais inferiores, que ficam sob a água, podem ser individualizados em: manguezais de supramaré, manguezais de intermaré e manguezais de inframaré (Souza Filho, 1995).

Os manguezais são os limites que bordejam a praia circularmente, estão presentes também na porção interna, junto aos “*cheniers*” e os depósitos arenosos das praias-barreira (“*barrier-beach ridge*”), do qual faz parte a praia de Ajuruteua (Figuras 9 e 10).

2.2.2.1.2-“Chenier”

São antigos cordões duna-praia isoladas dentro da planície lamosa, e constituem-se de depósitos arenosos finos, esbranquiçados, de geometria linear e curvada em contato com os manguezais. Segundo Souza Filho (*op cit.*), sua formação é condicionada às oscilações do nível do mar, com o recuo da linha de costa, em regime de transgressão, associada à progradação dos depósitos lamosos (Figuras 9 e 11).

Nas proximidades da área, os “*cheniers*” encontram-se constituindo o local, onde a comunidade da Vila dos Pescadores se assentou.

2.2.2.1.3-Dunas Costeiras

As dunas são o resultado do retrabalhamento dos sedimentos arenosos da zona de intermaré, que, expostos durante a maré baixa, são transportados pela atividade eólica, causando a migração destes depósitos em direção aos manguezais. Esses depósitos tem forma linear, às vezes piramidal, e são transversais à direção principal do vento. Estas dunas estão cobertas total ou parcialmente por vegetação (Figuras 9 e 12).

Estão distribuídas em toda a linha de costa, e separam as praias dos manguezais. São constituídas por areias finas a muito finas predominante, com ocorrência de “*placers*” de minerais pesados, que se localizam principalmente na porção inferior. As dunas apresentam estratificação cruzada tabular (Souza Filho & El-Robrini, 1997).

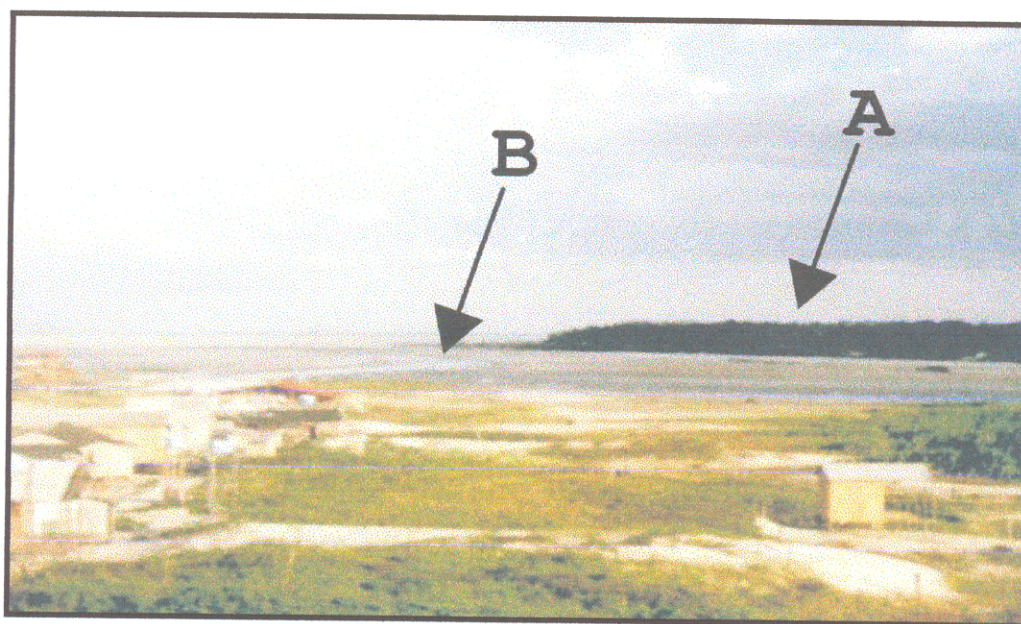


Figura 10 - Canal da Barca. Notar os manguezais (A) que circundam a praia de Ajuruteua, onde, também pode ser visto, o respectivo canal de maré vazante (B).



Figura 11 - “Chenier”. Observar, também, as extensas áreas de manguezal e bancos arenosos que ocorrem. Proximidades do Canal do Chavascal. Setor III.

As dunas apresentam-se escarpadas, seja pela atividade dinâmica das ondas, seja pelas correntes de maré. No Setor II, as dunas frontais têm alturas máximas, que chegam a 3m, e apresentam-se escarpadas (Figura 12). Já nos Setores I e III, as dunas, são menores, com alturas inferiores a 1,8m, porém, mais preservadas, protegidas com cobertura vegetal superficial, sendo que, vez por outra, apresentam-se escarpadas.



Figura 12 - Dunas costeiras da praia de Ajuruteua. Dunas piramidais do Setor III (A) e dunas escarpadas por atividade das ondas no Setor II (B).

2.2.2.1.4-Deltas de Maré

São barras arenosas coalescentes, normais à costa, expostas durante a maré baixa, e recortadas por canais de maré rasos. Este sistema contém uma variedade de formas de leito, entre elas, marcas onduladas em várias escalas e “*sand waves*”. São constituídas por areias finas a muito finas, bem selecionadas, contendo fragmentos de conchas.

Ocorrem nos limites da praia de Ajuruteua, formados através dos canais de maré delimitadores da praia de Ajuruteua, e configuram deltas de maré vazante (“*ebb tidal delta*”), com suas barras e canais associados. Não foram notadas a presença de deltas de maré enchente (“*flood tidal delta*”), indicando, assim, que as correntes de maré vazante são mais energéticas, o que pode impedir a formação do delta de maré enchente. Apresenta uma dinâmica complexa, inclusive com incursões na zona de intermaré inferior (Figuras 9 e 13).

2.2.2.1.5-Praia-Barreira (“*Barrier-Beach Ridge*”)

São as áreas mais dinâmicas da Planície Costeira, e configuram elevações arenosas que se estendem desde o cordão de dunas vegetadas até a linha média de maré baixa de sizígia.

Margeiam as áreas de manguezais interiores, e são dominadas pelos processos de macromaré semidiurna.

As praias-barreira são constituídas essencialmente por cordões arenosos lineares (Figuras 9 e 14) (Souza Filho, 1995; 2001), constituídos, principalmente, de areias quartzosas unimodais finas, de coloração cinza clara a esbranquiçada, bem selecionadas, com fragmentos de conchas, plantas e outros organismos. Localmente, observam-se ocorrências de “*placers*” de minerais pesados, ao longo da linha de maré alta, ocorrendo também na base de dunas frontais.

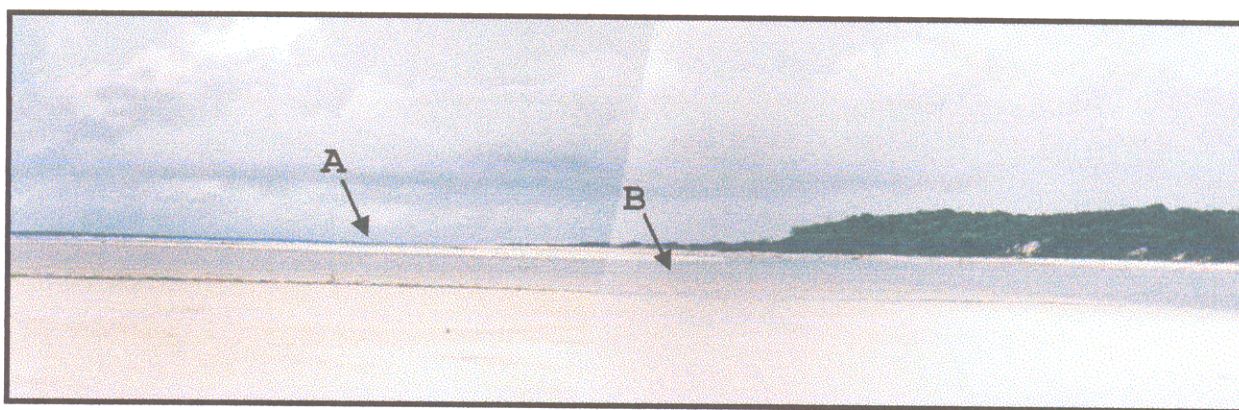


Figura 13 - Delta de maré vazante. Observar o banco arenoso (A) e seu respectivo canal de maré (B). Canal da Barca. Setor I.



Figura 14 - Vista aérea da praia de Ajuruteua, classificada como “Barrier-Beach Ridge” (Souza Filho, 1995, 2001).

2.3-SOLOS E VEGETAÇÃO

Na área de trabalho, predominam os Latossolos amarelos cascalhentos, os Concrecionários e os Podzólicos vermelho-amarelos, estando presentes também os solos Lateríticos, Plintossolos, solos indiscriminados de mangue, solos hidromórficos indiscriminados e solos aluviais. Todos parcialmente lixiviados e com baixa fertilidade natural, possuindo entretanto, boas características físicas (GERCO, 1996).

A cobertura vegetal da região está enquadrada no contexto das florestas secundárias sobre o planalto costeiro e das formações pioneiras.

A vegetação de mangue ocupa toda a planície costeira, penetrando em direção ao continente ao longo dos canais estuarinos. Esta vegetação instala-se nas áreas sob influência de águas salinas e salobras, sendo constituídas, somente por comunidades típicas. Os gêneros dominantes são *Rhizophora L.*, *Avicenia L.* e *Lagunculária L.*

A *Rhizophora L.*, é conhecida popularmente, como mangue vermelho ou mangal. É dominante na área de estudo e facilmente reconhecida pela ramificação peculiar das raízes de sustentação, arqueadas e subaéreas, o que permite às árvores, fixarem-se em ambientes constituídos por sedimentos lamosos ou encharcados. A *Avicenia L.*, conhecida vulgarmente como mangue preto ou siriubal, apresenta dois tipos de raízes: uma raiz horizontal muito ramificada responsável pela sustentação, e, outras verticais e subaéreas (pneumatóforos) responsáveis pela filtração dos nutrientes. A *Lagunculária L.*, é conhecida como mangue branco ou tinteiro. Não possuem raízes aéreas e sim expansões das raízes nutreicas com pneumatóforos (Schaeffer *et al.*, 1986 *apud* Souza Filho, 1995).

A vegetação de restinga é uma paisagem típica de quase todo o litoral, onde, ocorrem terrenos arenosos com uma grande quantidade de sal misturada ao solo. A característica dessas áreas, são as plantas herbáceas (gramíneas) e arbustivas, as quais podem ficar submersas durante a maré alta.

A vegetação de campo herbáceo, diz respeito às ervas que possuem consistência, ocorrem em áreas alagadas periodicamente, sob influência pluvial e de águas salobras, e são representadas pelos pântanos salinos, canalizados predominantemente por *A. leucharias sp.* (juncos).

Os campos arbustivos ocorrem sobre “*cheniers*” e dunas, e são representadas por *Chrysobalanus icaco L.* (ajuru), *Anacardium occidentale L.* (caju) e *Byrsonma crassifolia H.*

B. K. (muruci), com *graminae* e *cyperaceneae* associada.

2.4-CLIMA

Com base nas Normas Climatológicas do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), a classificação climática para Bragança, segundo Thornwhite & Mather (1955 *apud* Costa *et al.*, 1996), caracteriza um clima do tipo AwA'a', ou seja, um clima muito úmido, megatérmico, com deficiência de água moderada nos períodos de julho a dezembro.

No que se refere à temperatura, esta apresenta uma pequena variação anual, oscilando entre 18°C (mínima) e 33°C (máxima), com média de 27°C, sendo, os valores mais elevados, observados nos meses de agosto a outubro, onde chegam a atingir 42°C.

A pluviosidade é elevada, a média anual gira em torno de 2.500mm/ano. Observa-se a existência de duas épocas com características distintas, uma época chuvosa, que vai de dezembro a junho, e outra seca, que vai de julho a dezembro. Tal distribuição deve-se, principalmente, ao deslocamento sazonal da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) sobre a região.

A unidade relativa do ar apresenta-se sempre elevada durante todo o ano, variando entre 86 e 91%.

2.5-PARÂMETROS OCEANOGRÁFICOS

A posição geográfica do NE do Estado do Pará, aliada ao embaçamento costeiro, e à grande extensão da Plataforma Continental Pará/Maranhão, proporcionam a esta região características de um ambiente de alta energia.

2.5.1-Marés e correntes de maré

Segundo Martins (1987 *apud* Pinheiro, 1987), a dinâmica atual da região costeira Norte Brasileira é representada pelas ações incisivas da descarga fluvial e das correntes de maré, que geram uma morfologia tipicamente estuarina, com planícies de marés e manguezais associados.

Além de alterar os padrões hidrodinâmicos e a mobilidade da praia, os efeitos das macromarés sobre as praias, dizem respeito, principalmente, ao deslocamento periódico das zonas de espraçamento e de surfe e às flutuações diárias e sazonais no nível do mar.

As principais correntes que atuam no litoral paraense são as correntes de maré (Figura 15), e, secundariamente, as correntes litorâneas resultantes da chegada das ondas à costa, que são responsáveis pelo transporte de sedimentos da plataforma continental para o litoral.

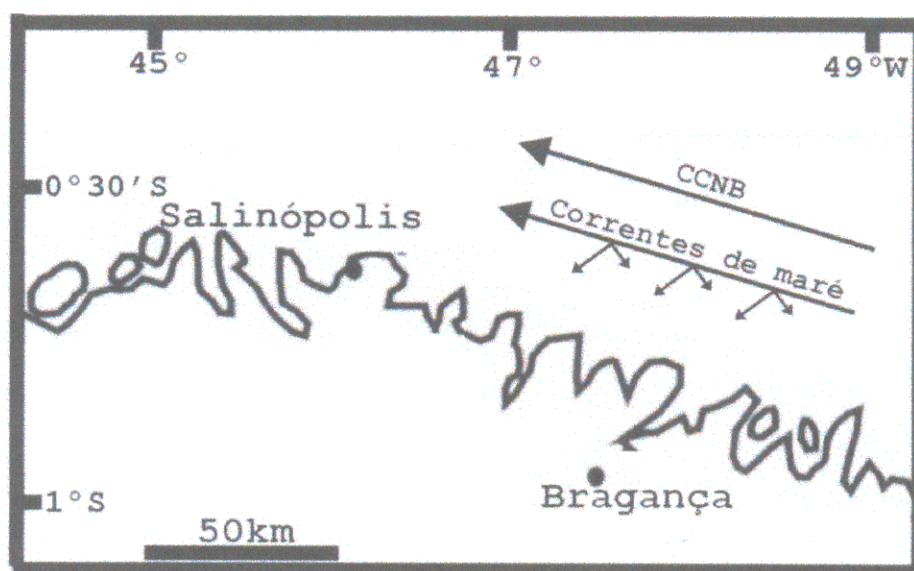


Figura 15 - Direções preferenciais das correntes de maré e da Corrente Costeira Norte Brasileira na zona costeira paraense. Modificado de Santos (1996) e DHN (1962).

As correntes de maré, dependem do tipo e da amplitude da maré, tendendo a serem mais fortes em marés semi-diurnas de grande amplitude (Davies, 1977 *apud* Souza Filho, 1995). Em ambientes de macromaré, as marés induzem correntes que podem ter um efeito morfológico, marcado por fundos irregulares na plataforma aberta, onde correntes retilíneas de grande escala podem gerar grandes bancos arenosos (“*tidal current ridges*”). Segundo El-Robrini *et al.* (1992), essas correntes exercem uma forte influência no transporte dos sedimentos na faixa litorânea, formando os bancos arenosos perpendiculares à linha de costa do Estado do Pará.

Nesta região, atingem velocidades máximas de 2,1nós (6 horas antes da preamar nas marés de sizígia), e mínimas de 1,9nós (4 horas depois da preamar nas marés de quadratura) em Salinópolis, com direções E-NW e NE (DHN, 1962).

Quase sempre acompanhada por correntes horizontais, resultado da influência das forças astronômicas, a maré oceânica ao aproximar-se da costa brasileira, sofre influência da pouca profundidade do fundo marinho e, ao penetrar nas baías e estuários, aumenta sua amplitude (Franco, 1978 *apud* Pinheiro, 1987).

As correntes de maré atuam durante todo o ano, e, predominam na circulação da plataforma continental, até próximo ao litoral, onde, existem as correntes de maré reversas, as quais, agem perpendicularmente à costa, com velocidades máximas, superiores a 1,5 nós. Para

NW, predominam as correntes residuais ou permanentes, as quais, são formadas principalmente pelas correntes de deriva litorânea. A densa drenagem contribui para a concentração de energia perpendicular à costa, embora não afete significativamente a circulação oceânica (Zembruski *et al.*, 1971; Palma, 1979).

Esta região dominada por macromarés semi-diurnas, apresentaram para área de trabalho, alturas máximas em torno de 5,5m (1999) e 5,75m (2000), obtidas no Fundeadouro de Salinópolis (DHN, 1999, 2000). Em comparação com estes valores, os registros obtidos no Trapiche do Furo Grande, às proximidades da Vila dos Pescadores de Ajuruteua (Silva, *no prelo*), apontaram valores máximos de 5,6 m. Segundo dados obtidos por Tozzi (*em andamento*), foram observados valores anômalos superiores a este.

2.5.2-Ventos

Os ventos exercem um papel importante na dinâmica de ambientes costeiros, como por exemplo na formação de ondas, que, ao atingirem a costa, retrabalham, erodem e/ou misturam os sedimentos depositados na zona de intermaré. São responsáveis, também, pelo processo de transporte litorâneo dos sedimentos nas diversas zonas das praias.

Os principais ventos que atingem a Costa Atlântica do Salgado Paraense, são os ventos alísios, que possuem direção preferencial NE, com variações para N e E (Figura 16). Estes ventos sopram ao nível do solo, sendo originados por dois anticiclones subtropicais: o Anticiclone Tropical Atlântico (ATA) e o Anticiclone Tropical Atlântico Norte (ATAN). O encontro, na linha do Equador, dos ventos alísios gerados por estes anticiclones, resulta na Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), que corresponde a uma área de extensão variável, com fracas pressões e poucos contrastes, ventos fracos e de direções variáveis.

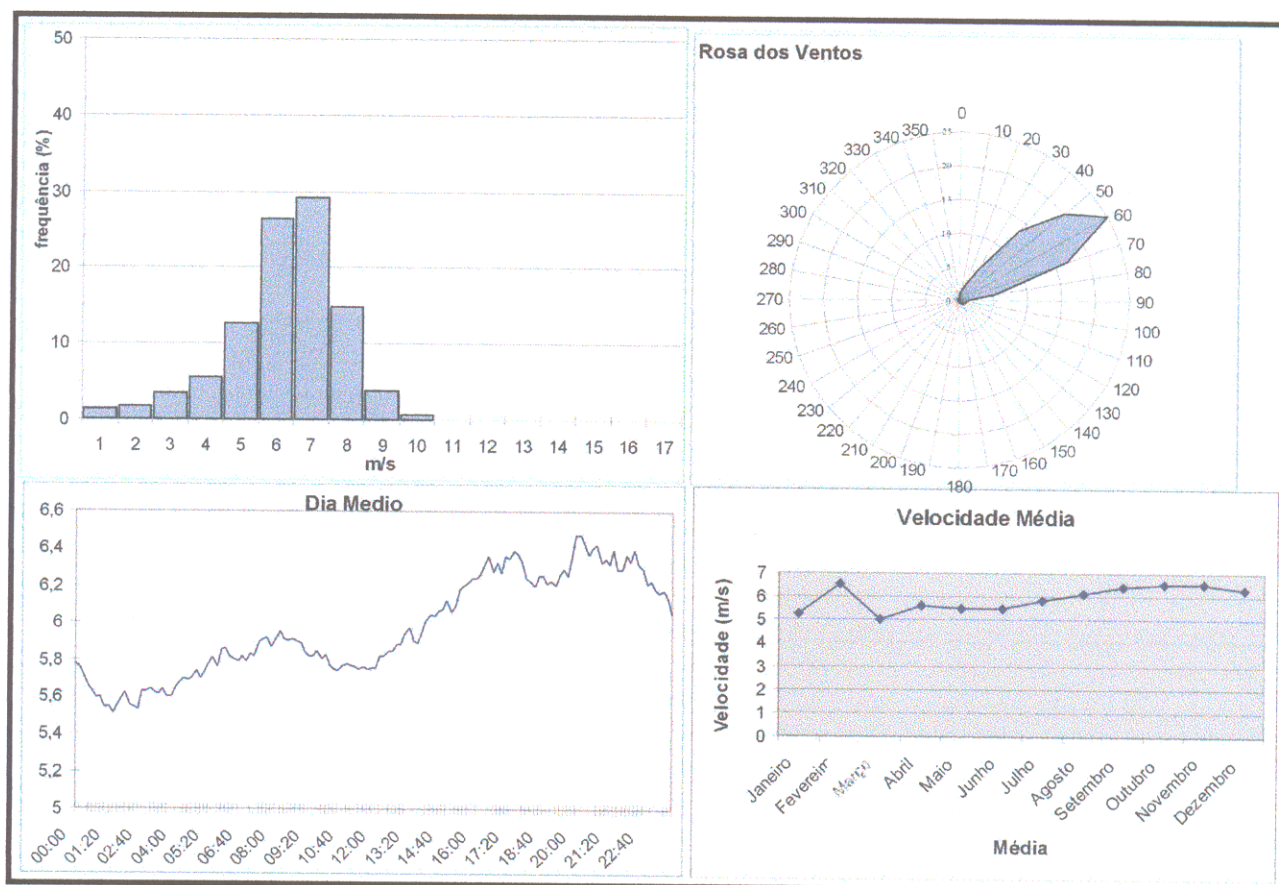
Esta zona sofre deslocamento sazonal, e atinge diretamente o litoral paraense no período chuvoso, com ventos alísios de NE, constantes e moderados, com velocidades de até 7,9m/s (DHN, 1986). Esses ventos são geralmente precedidos de calmaria e, quase sempre, acompanhados de rajadas violentas e chuva intensa.

Os dados de ventos obtidos na Estação Meteorológica da REDECELPA mostram que os ventos apresentam valores máximos de velocidade da ordem de 6,56m/s, mínimos da ordem de 5,03 m/s, e valor médio em torno de 5,92 m/s (Figura 16).

Segundo o gráfico de velocidade (Figura 16), há uma maior concentração em torno de 7m/s, onde a direção preferencial é a NE, estas direções preferenciais dos ventos são atestadas,

principalmente, pela direção de deslocamento dos campos de dunas, e pela orientação preferencial das ondas, que atingem a linha de costa.

A média anual da observação diária mostra que nas primeiras horas da manhã, os ventos têm uma queda na sua velocidade até às 10:00hs, permanecendo assim até próximo às 12:00hs. No início da tarde, a velocidade do vento aumenta, chegando a valores em torno de 6 m/s, e as velocidades máximas chegam a 6,5 m/s entre às 20:00 e 22:00hs (Figura 16).



2.5.3-Ondas

Até o presente momento, não existem estudos aprofundados sobre o "regime ou clima de ondas" no litoral paraense.

Segundo Brown *et al.* (1989 *apud* Santos, 1996), a maioria das ondas são geradas pelos ventos. No entanto, observações de campo, fotografias panorâmicas e imagens de satélite, permitiram identificar a influência mais pronunciada desse parâmetro na porção oceânica, em

virtude dos ventos alísios de direção ENE (Santos, 1996; Souza Filho, 2001).

A plataforma continental reentrante na costa norte, coincide com um padrão de propagação do conjunto onda-maré perpendicular à linha de costa. Essa condição é propícia à ressonância e conseqüente amplificação deste conjunto, e conseqüentemente, ao aumento da esbeltez e velocidade tanto das ondas, quanto das correntes de maré.

Praias de baixa declividade, como a praia de Ajuruteua, são propícias para a formação de ondas deslizantes, nas quais, as ondas gradualmente empinam-se para então deslizar pelo perfil, dissipando sua energia através de uma larga faixa da zona de surfe.

Aos pontos de quebra comumente associa-se a ocorrência de um banco arenoso, seguido por uma cava. Por armazenarem um grande volume de sedimentos, os bancos arenosos desempenham um papel importante no balanço dos sedimentos dos sistemas praias e também na determinação da energia que alcança a face praial, uma vez que são responsáveis pela dissipação de uma parte considerável da energia das ondas incidentes.

Estudos e observações sobre o "clima de ondas" em praias de macromarés, têm sido feitos em diversas partes do mundo.

Wright *et al.* (1982) utilizando o parâmetro ϵ (Guza & Inman, 1975), observaram que os valores ϵ mudam, quando a zona de arrebentação que está migrando, durante a maré de enchente, atravessa sobre gradientes locais diferentes da zona de intermaré. As ondas apresentam-se entre deslizantes e mergulhantes nas zonas de intermaré média e inferior, e tipicamente mergulhantes na zona de intermaré superior.

Jago & Hardisty (1984) encontraram variações semelhantes nos valores do parâmetro ϵ , e observaram que ondas mergulhantes ocorrem na zona de intermaré superior, e deslizantes nas zonas de intermaré média e inferior.

A altura significativa da arrebentação na praia de Ajuruteua (Tabela 1), mostrou que, durante o período chuvoso, as ondas apresentam uma altura significativa (1,2m) maior que no período seco (1,0m), isso deve-se ao fato, de que a velocidade dos ventos é mais forte durante este período.

O período das ondas (T), praticamente foi o mesmo, que correspondeu em média a 11s no período chuvoso, e 13s no período seco. As frentes de onda atingem a praia paralelamente a sub-paralelamente, com ângulo de incidência de no máximo 3°, em relação à linha de costa, no período seco.

Tabela 1 - Principais características das ondas na praia de Ajuruteua.

Período / Mês	H _b (média)	H _b (máxima)	H _b (mínima)	T(s)	Direção	α (máximo)
Seco / Set/1999	1,0m	1,0m	0,8m	13	339°Az	1°
Chuvoso / Jun/2000	1,2m	1,3m	0,9m	11	339°Az	1°

3-AMBIENTE PRAIAL: DEFINIÇÃO, PROCESSOS COSTEIROS E MORFODINÂMICA

3.1-DEFINIÇÃO

Vários autores elaboraram conceitos para definir o termo praia, estes, porém, são muito diferenciados, sendo que todos conservam o caráter não coesivo dos sedimentos e a dominância de fatores hidrodinâmicos primários atuantes (Short, 1982).

Shepard (1973) diz que o termo praia deve ser aplicado à parte da costa com cobertura de areia ou cascalho, excluindo costas lamosas, como as encontradas próximas a alguns deltas e costas rochosas, onde há pouca disposição de sedimentos, e ao contrário destas últimas, são muito mais instáveis.

Komar (1976) caracterizou a praia como uma acumulação de sedimentos inconsolidados, que se estendem da linha média de maré baixa, até onde haja alguma mudança fisiográfica, como campo de dunas ou falésias.

Davis Jr. (1978) considera a praia como uma zona de sedimentos inconsolidados, que se estendem à partir do limite mais superior da ação das ondas, até o nível de maré baixa média. O seu limite, em direção ao continente, é marcado por uma mudança abrupta de sedimentos e/ou de declividade, podendo ser representada por dunas costeiras ou falésias.

Suguio (1992) descreve a praia como sendo uma zona perimetral de um corpo aquoso (lago, mar, oceano), composta de material inconsolidado, em geral arenoso, que se estende desde o nível de baixamar média para cima, até a linha de vegetação permanente (limite das ondas de tempestade), ou onde há mudanças na fisiografia, como campo de dunas ou falésias.

Definições mais recentes, buscam os processos hidrodinâmicos atuantes, para a delimitação e caracterização do ambiente praial (Hoefel, 1998), sendo que até hoje em dia não existe uma nomenclatura padronizada para designar os subambientes praias, e mesmo seus limites. Tessler (*em preparação apud Hoefel, op cit.*) apresenta uma boa revisão sobre o assunto e observa só haver concordância em relação ao uso do termo pós-praia.

Existem diversas escolas de pensamentos, no que se diz respeito à descrição de perfis de praia. No Brasil, há uma grande variedade de termos utilizados para designar as porções que constituem uma praia, ocasionando desta forma, muita discussão a respeito.

Sendo as praias, ambientes tão variáveis espaço-temporalmente, a delimitação dos

subambientes deve considerar também a ação dos agentes dos processos hidrodinâmicos dominantes, que promovem a modificação desses ambientes. Do ponto de vista hidrodinâmico, distinguem-se três zonas principais: (a) Zona de arrebentação (“*Breaking zone*”): é a zona na qual as ondas ao se aproximarem de águas mais rasas, tendem a instabilizar-se até que a velocidade na crista da onda exceda a do grupo, ponto no qual, tende a quebrar. Aos pontos de quebra, comumente, associa-se a ocorrência de um banco arenoso seguido de uma cava; (b) Zona de surfe (“*Surf zone*”): esta zona depende diretamente do modo de dissipação energética das ondas incidentes, ou seja do tipo de quebra. Em praias com baixa declividade, as ondas quebram-se formando vagalhões. Em praias muito íngremes, a zona de surfe tende a ser dominada por movimentos de frequência subharmônica. A menos que a arrebentação seja pontual ou muito estreita numa praia, é impossível dissociá-la da zona de surfe. Horikawa (1988 *apud* Hoefel, 1998) sugere que, num sentido amplo, os termos zona de arrebentação e zona de surfe sejam mesclados, utilizando a zona de surfe para designar ambas e (c) Zona de espraiamento (“*Swash zone*”): é identificada como sendo a região da praia delimitada entre a máxima e a mínima excursão das ondas sobre a zona de intermaré, onde atuam os processos de fluxo e refluxo (“*uprush*” e “*backwash*”, respectivamente).

Do ponto de vista morfológico, distinguem-se as três zonas principais (Figura 17): (a) Pós-praia (“*Backshore*”): está limitado, em direção ao mar, pelo nível de maré alta de sizígia, onde observa-se uma escarpa de praia, e em direção ao continente por dunas costeiras. Quase sempre, as dunas apresentam uma porção plana, também chamada de berma, que apresenta uma estratificação suave em direção ao continente. Em áreas de intensa erosão, o berma é inexistente; (b) Estirâncio (“*Foreshore*”): é a face de praia propriamente dita e está limitada pelo nível de maré alta e baixa, correspondendo à zona de intermaré, e apresentando configurações variadas. O limite entre o pós-praia e a zona de intermaré é uma feição chamada de crista de berma. A zona de intermaré é, frequentemente, subdividida em três zonas: estirâncio superior (à partir do nível de maré alta de quadratura até o nível de maré alta de sizígia), estirâncio médio (à partir do nível de maré baixa de quadratura até o nível de maré alta de quadratura) e estirâncio inferior (à partir do nível de maré baixa de sizígia até o nível de maré baixa de quadratura) e (c) Face praial (“*Shoreface*”): está situada entre a linha de maré baixa e o limite em direção ao mar, onde ocorre a ação das ondas no substrato. É caracterizada por barras “*longshore*”, paralelas à linha de costa.

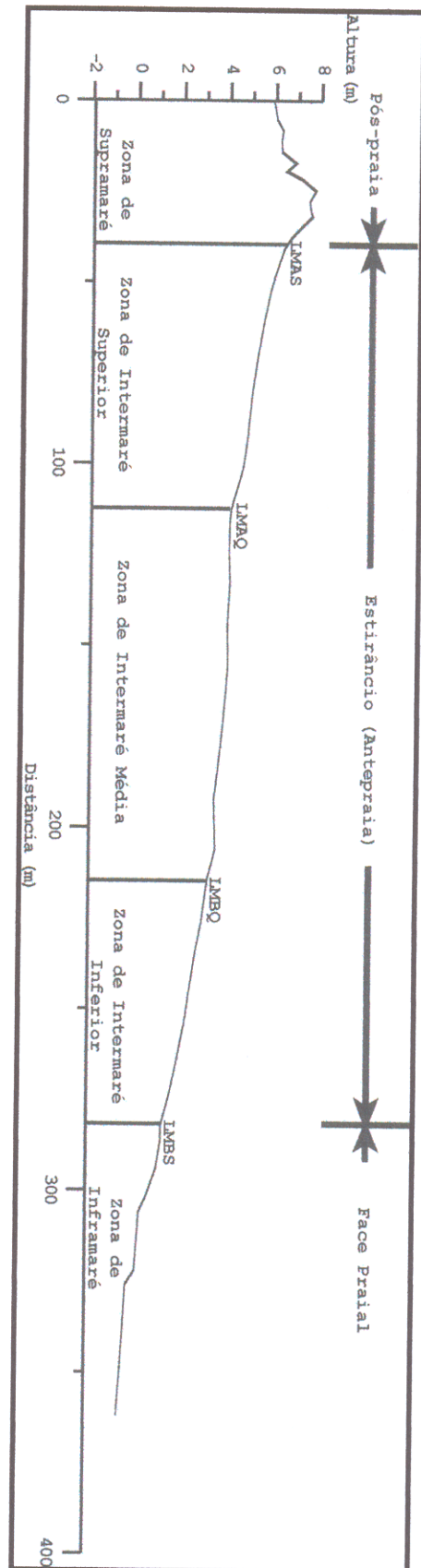


Figura 17 - Perfil praiar médio da praia de Ajuruteua.

3.2-PROCESSOS COSTEIROS

A movimentação dos sedimentos e a morfologia das praias estão intrinsecamente associados à atuação dos processos oceanográficos físicos. Esses processos envolvem basicamente a ação das ondas, marés e ventos, além das correntes geradas por cada um destes fatores.

Os principais agentes naturais da dinâmica costeira são gerados por forças astronômicas, impulsivas e meteorológicas. As forças astronômicas são responsáveis pelas marés, que causam mudanças periódicas no nível do mar, e portanto, modificam a largura das faixas praias, nas quais, atuam outros processos. As forças impulsivas são responsáveis pelos terremotos, deslizamentos subaéreos e erupções vulcânicas, que podem provocar, por exemplo, “*tsunamis*“, gerando, assim, mudanças catastróficas na zona costeira. As ondas são os principais agentes ligados às forças meteorológicas que, por sua vez, podem ser refratadas, difratadas, refletidas ou absorvidas durante a sua propagação na zona costeira. Por outro lado, a ação do homem também interfere na alteração da dinâmica costeira.

3.2.1-Ondas

Segundo Reineck & Singh (1980), a energia das ondas é um dos principais fatores controladores do desenvolvimento e das variações morfológicas das praias.

A principal variável na indução dos processos costeiros de curto e médio prazos, é o clima das ondas, responsável pelo transporte de sedimentos nos sentidos longitudinal e transversal à linha de costa (Muehe, 1998a). Em analogia aos processos morfoclimáticos, cuja intensidade e ciclicidade comandam a esculturação do relevo emerso, é a energia das ondas, e a intensidade e recorrência das tempestades, que comandam a dinâmica dos processos de erosão e acumulação na interface continente-oceano e fundo marinho.

A morfologia resultante depende de fatores adicionais como: tipo e disponibilidade de sedimentos, geologia, variação do nível relativo do mar, modificações geoidais, etc..., mas a identificação da abrangência espacial de diferentes climas de ondas, constitui um primeiro e importante passo para a identificação de compartimentos costeiros.

As ondulações que chegam à costa (ondas incidentes ou gravitacionais) sofrem o efeito de refração no fundo marinho (em função da diminuição da profundidade) ou difração, que é o fenômeno de transmissão lateral de energia de uma onda, através de sua crista, ao redor de

obstáculos (presença de ilhas, promontórios, etc..). Esses fenômenos geram perturbações na direção de propagação das ondas, de tal modo que, quando convergem para um determinado local, há concentração de energia no mesmo, predominando a erosão, e quando divergem, há dispersão de energia, ocorrendo, então, a deposição. Outro fenômeno que ocorre, é a reflexão das ondas, quando voltam em direção contrária à da propagação inicial, após chocar-se com um obstáculo (praias fortemente inclinadas, barreiras, muros de arrimo, etc..), gerando um novo trem de ondas, que acaba se superpondo ao anterior.

A quebra se dá basicamente de quatro modos: (1) progressiva ou deslizante, em praias de baixa declividade, na qual, a onda empina-se para em seguida deslizar pelo perfil, perdendo sua energia através de uma larga faixa; (2) mergulhante, em praias de declividade moderada a alta, na qual a onda empina-se abruptamente ao aproximar-se da costa, para em seguida quebrar violentamente, formando um tubo, perdendo sua energia através de uma pequena parte do perfil, através de uma alta turbulência; (3) ascendente, em praias de declividade tão alta, que a onda não chega a quebrar propriamente, ascendendo e interagindo com o refluxo das ondas anteriores e; (4) frontal, é o tipo mais difícil de identificar, sendo considerada intermediária entre ascendente e mergulhante.

A incidência de ondas na linha de costa gera grande variedade de correntes costeiras, onde predominam as componentes paralelas à praia (Komar, 1991 *apud* Souza, 1997).

3.2.2-Marés

Marés são os movimentos periódicos de elevação e abaixamento da superfície dos oceanos, mares e lagos. Este fenômeno é provocado pelas atrações gravitacionais simultâneas do Sol e Lua, sobre as águas da Terra. Pelo fato de a Terra ser mais próxima da Lua, esta lhe causa maior influência.

As marés ocorrem a intervalos regulares de 12 horas e 12 minutos - a cada 24 horas e 50 minutos, existe o movimento de translação da lua, também conhecido como dia lunar - o mar sobe e desce, com o tempo aproximado de 6h e 06minutos, constituindo o fluxo e refluxo das águas.

Nos períodos de Luas grandes, onde Sol e Lua estão em oposição ou conjunção, nas fases de Lua Nova e de Lua Cheia, ocorre uma somatória de forças desses astros, fazendo, assim, que

ocorram as marés de sizígia ou de águas-vivas, fazendo com que as águas corram em grande velocidade e se tornem mais violentas.

Durante as quadraturas da Lua, nas fases da Lua Crescente e de Lua Minguante, não ocorrem eclipses, a maré alta não é tão alta, e a maré baixa também não é tão baixa. As marés de Quadratura são bem moderadas e por essa razão são chamadas de marés de águas mortas ou pequenas marés.

As variações na altura das marés foram classificadas por Davies (1964 *apud* Komar, 1976), segundo sua amplitude de maré de sizígia em: (1) Micromaré: amplitude menor que 2m; (2) Mesomaré: amplitude entre 2-4m e; (3) Macromaré: amplitude maior que 4m. Alguns autores, porém, chegam a utilizar o termo Megamaré, para se referir a marés excepcionais, cujas amplitudes atingem mais de 10m, como as que ocorrem em Chignecto Bay (14m) e Minas Basin (15,6m) no Canadá, em Normandie na França (11,4m) e no Igarapé do Inferno (12m) no Amapá.

3.2.3-Correntes Costeiras

Conforme apresentado no Capítulo 3.2.1, a incidência de ondas na linha de costa gera correntes costeiras, onde o ângulo de incidência das mesmas nas praias é que determinará o tipo de circulação costeira.

Às proximidades da linha de costa, a arrebentação das ondas é acompanhada de uma forte liberação de energia, que se traduz pela formação de correntes paralelas à linha de costa e pelo transporte de areias em suspensão. As correntes induzidas por ondas são geradas por dois mecanismos e divididas em: correntes de deriva litorânea (*“longshore currents”*) e correntes de retorno (*“rip currents”*).

Também chamadas de correntes longitudinais, as correntes de deriva litorânea ocorrem quando as ondas incidem obliquamente, estabelecendo um fluxo paralelo à linha de costa da região litorânea (*“nearshore zone”*) (Brown *et al.*, 1989 *apud* Santos, 1996). São geralmente mais ativas na zona de surfe, e também, são o principal agente de movimentação e retrabalhamento dos sedimentos ao longo da costa, e muitas vezes seguem, nas praias, os sistemas de crista e calha (*“ridge and runnel systems”*) (Michel & Howa, 1999).

Quando duas correntes longitudinais convergem para um ponto, ou há um forte desvio de uma corrente causado por algum obstáculo (difração), tem-se o desenvolvimento de uma corrente de retorno concentrada (Komar, 1991 *apud* Souza, 1997). Esta pode transportar grande volume

de sedimentos para costa afora. A velocidade da corrente longitudinal varia principalmente em relação ao ângulo de incidência das ondas. Segundo Larras (1961 *apud* Souza, *op cit.*), as maiores velocidades são alcançadas quando o ângulo de incidência das ondas atinge entre 45 e 58°. Muehe (1995), porém, diz que ângulos superiores a 5°, podem ser suficientes para produzir velocidades de correntes bastante eficientes.

De acordo com Komar (*op cit*), duas correntes convergentes de deriva litorânea, com ondas se aproximando paralelamente à linha de costa, ou correntes com apenas um sentido preferencial e geradas por ondas que atingem a praia em ângulos $\leq 5^\circ$ podem produzir correntes de retorno concentradas. As correntes de retorno podem ser, também, resultantes de ondas oblíquas que se aproximam das praias. Segundo Reineck & Singh (1980), representam um produto de águas acumuladas por ondas e ventos nas praias, no sistema de crista e calha. Este acúmulo chega a um “*stress*” máximo, e a água acumulada retorna em ângulos quase retos em direção ao mar, sob a forma de fortes correntes, que geram canais de ângulos igualmente retos em relação à linha de costa.

Estudando praias do sul da Califórnia, Cook & Gorsline (1972) constataram que, as correntes de retorno são muito mais ativas nos meses de inverno, devido aos fortes ventos atuantes, ondas altas e de curto período, sendo mais fracas durante as calmarias do verão.

3.2.4-Transporte Litorâneo

Uma das causas frequentes da erosão ou progradação costeira, é a alteração no volume de sedimentos transportados paralelamente à linha de costa. Este transporte, efetuado pelas correntes longitudinais na zona de surfe ocorre de maneira vetorial, sendo importante não só a corrente longitudinal, mas também os vetores gerados pela agitação das águas.

Geralmente, não é muito fácil realizar no campo, medições diretas de deriva litorânea, entretanto, alguns métodos indiretos podem mostrar, aproximadamente, a evolução da deriva litorânea. Segundo Komar (1976), três métodos têm sido utilizados: (1) medindo-se taxas de acreção ou “*bypassing*” de areias em um litoral com obstáculos, como “*jetties*” ou quebra-mares; (2) calculando a deriva litorânea, através de dados estatísticos de onda, utilizando uma equação que os relacione e; (3) medindo-se a taxa de diluição dos minerais pesados nas areias de praia.

A direção da deriva litorânea pode, às vezes, ser determinada através da observação da configuração da linha de costa, nas vizinhanças de estruturas costeiras, naturais ou feitas pelo

homem. Promontórios e outras barreiras litorâneas naturais podem, similarmente, ser usadas para indicar a direção de transporte. Entretanto, não podem ser utilizadas para estimar quantitativamente as taxas de transporte (Komar, 1976). A migração dos canais de maré e foz de canais ao longo da costa, têm sido utilizados para se determinar a direção da deriva litorânea.

Duncan (1964) investigando os efeitos do lençol freático no padrão de reajustamento dos perfis em um ciclo de maré, caracterizou que, a maior parte dos sedimentos transportados através do estirâncio pelo processo de “*swash*” durante a maré enchente, é depositada no limite superior do “*swash*” (Figura 18). Em oposição durante a maré vazante, o processo de “*backwash*”, mais intenso, remove a areia e a deposita em direção à costa, onde o mesmo colide com a zona de surfe incidente, e perde sua capacidade de transporte.

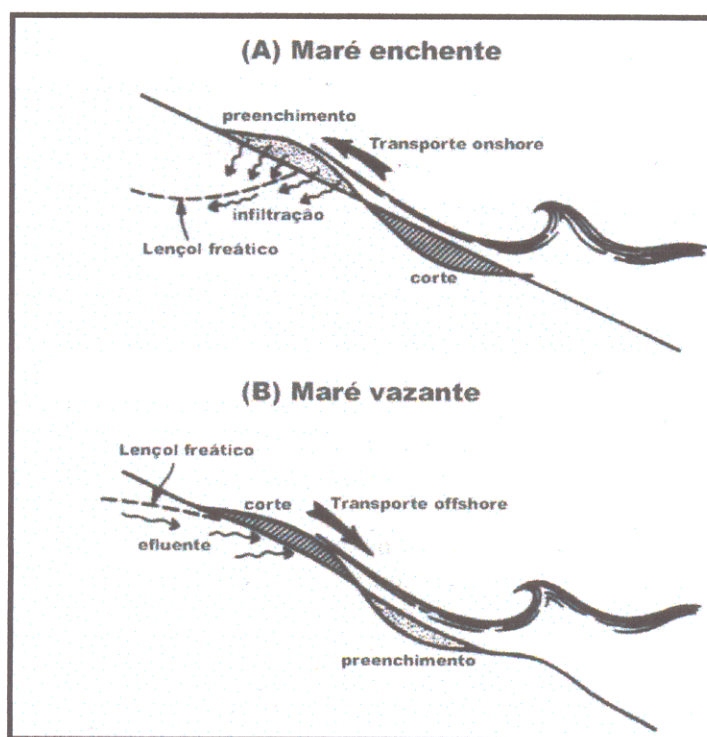


Figura 18 - Efeitos do lençol freático no corte e preenchimento do perfil praias durante as marés de enchente (A) e vazante (B) (modificado de Duncan, 1964).

3.3-MORFODINÂMICA DE PRAIAS ARENOSAS

As praias e as zonas litorâneas adjacentes agem como acumuladores de energia das ondas, em consequência disso, são muito sensíveis a mudanças, em escalas que variam de poucos segundos a vários anos.

A ampla observação de praias arenosas no mundo inteiro, levou à identificação das variáveis e dos processos globais responsáveis pelo seu comportamento dinâmico.

Nos últimos anos, a descrição morfológica das praias recebeu um novo enfoque, resultante, principalmente, dos estudos realizados em praias australianas. A escola australiana de geomorfologia costeira têm tido ampla aceitação e uso de seus princípios, já que empregaram com sucesso uma abordagem essencialmente morfodinâmica, onde identificaram estudos morfológicos distintos associados a diferentes regimes de ondas.

O termo morfodinâmica refere-se à interação entre a atividade dinâmica de alguns processos físicos e as feições morfológicas construídas por estas atividades dinâmicas.

De acordo com Friedman *et al.* (1992 *apud* Masselink & Short, 1993), a atividade dinâmica básica nas praias é o resultado da arrebentação das ondas.

A morfologia de uma praia em um determinado tempo é função da característica dos sedimentos, ondas imediatas e antecedentes, condições de maré e vento, e estágio da praia antecedente. Entretanto, durante um longo período de tempo, uma dada praia tende a exibir um estágio recorrente modal ou mais freqüente, que depende das condições ambientais.

Os primeiros estudos das praias recebiam principalmente a atenção da geomorfologia, cujo enfoque era essencialmente descritivo e dedutivo. Com o passar do tempo, os processos praias passaram a ser estudados por novos profissionais e muitas informações começaram a ser geradas, embora até hoje os mecanismos exatos envolvidos no equilíbrio dinâmico de uma praia, e os próprios processos sedimentares costeiros estejam longe de ser totalmente entendidos (Horikawa, 1988 *apud* Hoefel, 1998).

Vários autores no mundo inteiro estudaram o ambiente praias e sua variabilidade morfodinâmica. No Brasil, porém, a pequena difusão da prática de estudos sistemáticos de praias, e a dificuldade ao acesso de equipamentos necessários para este tipo de trabalho, foram fatores que contribuíram para o impedimento no desenvolvimento da morfodinâmica praias. A abordagem da maioria dos estudos realizados, enfatizam as relações entre alterações

morfológicas de praias e seus aspectos sedimentológicos.

Kowsmann (1970 *apud* Hoefel, 1998) pesquisando a praia de Copacabana, foi o primeiro pesquisador brasileiro, a descrever mudanças morfodinâmicas de praia, associadas à passagem de sistemas frontais, identificando também o comportamento sazonal.

Muehe (1979) estabeleceu correlações múltiplas entre granulometria, morfologia de praia e comprimento do arco praial, através de perfis transversais entre Rio de Janeiro e Cabo Frio.

Short (1979) mostrou que o estado da praia varia amplamente com a altura da onda, quando o tamanho do sedimento permanece constante.

Sazaki (1980 *apud* Carter, 1988) elaborou um quadro comparativo contendo as principais características das praias para os três estados morfodinâmicos: dissipativo, intermediário e reflectivo.

Wright & Short (1984) após análises de dados coletados durante seis anos de observações, caracterizaram um modelo evolutivo baseado na descrição de seis “estágios ou estados” morfodinâmicos praias observados em praias australianas. Estas praias estudadas, porém são praias de micro-marés dominadas por ondas. Seu modelo proposto introduziu a classificação morfodinâmica de praias.

Bittencourt *et al.* (1987) estudando a Praia da Armação (BA), investigaram as variações temporais e espaciais na textura dos sedimentos, e nela identificaram uma sucessão de ciclos erosivos e construtivos relacionados à variações sazonais no regime de ventos local.

Faria Jr *et al.* (1987) estudando a dinâmica sedimentar da praia do Maçarico em Salinópolis (PA), fizeram os primeiros estudos descritivos na zona costeira do nordeste paraense.

Muehe & Albino (1992) descreveram a erosão e recuperação de um pontal arenoso, junto à foz do Rio Macaé, onde processos erosivos provocaram o desaparecimento de 300m do mesmo, e com os resultados evitaram a construção de um quebra-mar na região.

Calliari & Klein (1993) mostraram que no litoral do Rio Grande do Sul, entre Rio Grande e Chuí, a variabilidade das praias é função de diferenças na granulometria dos sedimentos, da morfologia da plataforma continental interna e da orientação da linha de costa.

Masselink & Short (1993) combinando e ampliando as idéias de Wright & Short (*op cit.*), propuseram o modelo conceitual de praia, onde o estado da praia é relacionado às características das ondas e sedimentos, via parâmetro de velocidade de decantação adimensional Ω .

Weschenfelder *et al.* (1993) estudaram praias oceânicas, num trecho entre Imbé e Arroio

do Sal (RS), e caracterizam que o padrão morfológico destas praias, obedece a uma dinâmica controlada pelas variações sazonais, evidenciados por erosão nos meses de inverno e acresção nos meses de verão.

Calliari & Klein (1995) monitorando praias oceânicas entre Rio Grande e Chuí (RS), caracterizaram três zonas morfodinamicamente distintas, as quais, são evidenciadas pela declividade praial, freições secundárias, características erosivas e hidrodinâmicas associadas, mostrando também o comportamento sazonal destas praias, devido ao regime de ondas predominante.

Soares *et al.* (1995) avaliando o problema de erosão costeira na região de Matinhos (PR), sob o enfoque morfodinâmico, caracterizaram que a utilização inadequada de obras de contenção de erosão costeira e outros impactos antrópicos, aumentaram desproporcionalmente a erosão neste trecho da costa.

Souza Filho (1995) estudando a Planície Costeira Bragantina, caracterizou-a como um ambiente altamente dinâmico, dominado por macromarés (4-6m).

Tozzi (1995) estudando a morfodinâmica da praia do Cassino (RS), mostrou que as oscilações entre os estado destrutivos e construtivos do perfil praial local, devem-se a variações no regime energético.

Bastos & Silva (1997a) estudando perfis de praia entre Cabiúnas e Atafona (RJ), à partir de dados da PETROBRÁS, mostraram que os sistemas frontais, associados a massas de ar polar, são os responsáveis pelos eventos de alta energia, que causam a mobilidade erosiva nos perfis de praia. Mostraram também que, o evento de maior energia registrado, corresponde a um intenso processo erosivo com grande perda de volume sedimentar.

Bentes *et al.* (1997) estudando o comportamento morfodinâmico de quatro praias do Rio de Janeiro: Massambaba Oeste, Massambaba Leste, Verão Vermelho e Lagomar, caracterizaram seus perfis de equilíbrio e as classificaram segundo a metodologia de WRIGHT & SHORT (1984).

Menezes & Klein (1997) monitorando 19 praias do litoral centro-norte catarinense, mostraram que neste trecho a variabilidade da morfologia praial, e consequentemente, dos parâmetros morfológicos estudados, está relacionada com o tamanho de grão do sedimento, com a orientação da linha de costa e com a morfologia da ante-praia.

Tozzi & Calliari (1997) estudando o trecho entre as praias de Rio Grande e Chuí (RS),

determinaram que a distribuição e a frequência das tempestades extratropicais são os responsáveis pelo balanço dos sedimentos, determinando ciclos de erosão e acreção nos distintos sistemas praias.

Hoefel (1998) fez uma sucinta revisão bibliográfica acerca da morfodinâmica de praias arenosas oceânicas. Sua realização deve-se ao fato da escassez de fontes de informações compiladas sobre o assunto

Muehe (1998a) estudando 4 praias a norte e oeste de Cabo Frio (RJ), propôs uma nova abordagem para a determinação do estado morfodinâmico no momento da observação, através da inferência da morfologia da praia e das zonas de surfe e arrebentação, por meio da comparação da altura e período da onda significativa, na zona de arrebentação mais externa, e altura e duração do espraio da onda na face praial.

Pivel & Calliari (1998) estudando as praias do Balneário de Torres (RS), mostraram que as mesmas apresentam altos índices de mobilidade e as classificaram como praias intermediárias.

Os trabalhos sobre as praias do litoral paraense, antes de 1995, são muito escassos, sendo, os trabalhos de Marçal (1981), Fernandes (1985) e Faria Jr *et al.* (1987), que iniciaram alguns estudos descritivos nas praias paraenses. Entre os grandes trabalhos, em que figuram as praias, com ênfase maior para as planícies costeiras, estão os de análise morfoestratigráfica, dentre os quais, ocorrem uma ou outra referência mais direta em relação ao ambiente praial. Destacam-se entre esses trabalhos: Souza Filho (1995), Mendes *et al.* (1996); Santos (1996), Silva (1996), Silva (1998), Silveira (1998); Souza Filho (2001); Silva (*no prelo*); El-Robrini (*no prelo*); Tozzi (*em andamento*) e França (*em andamento*).

3.3.1-Modelo de Guza & Innam (1975)

Os autores introduziram parâmetro dimensionador do surf ("*Surf scaling parameter*"), para representarem as condições da zona de surfe e estabelecer as relações existentes entre as diversas variáveis condicionantes do relevo praial. Este parâmetro quantitativo é dado por:

$$\varepsilon = \frac{0.5H\sigma^2}{g\tan^2\beta} \quad (1)$$

onde H é a altura da onda incidente, σ é o radiano de frequência angular da onda ($\frac{2\pi}{T}$, onde T é o período da onda), g é a constante gravitacional e $\tan\beta$ é o gradiente praial.

A Tabela 2 mostra os limites do parâmetro dimensionador do surf (“*Surf scaling parameter*”).

Tabela 2 - Parâmetro dimensionador do surfe (“*Surf scaling parameter*”) (Guza & Inmam, 1975).

ε	Estado
$\varepsilon < 2,5$	Refletivo
$2,5 < \varepsilon < 30$	Barra e calha longitudinal
$\varepsilon > 30$	Dissipativo

3.3.2-Modelo de Wright & Short (1984)

Os estudos pioneiros de Wright *et al.* (1979 *apud* Wright & Short, 1984) e Short (1979) culminaram com a publicação de um modelo evolutivo baseado na descrição de seis “estágios ou estados morfodinâmicos” praias observados em praias australianas. O modelo é fundamentado por dados coletados durante seis anos de observações. Porém, estas praias estudadas eram praias de micro-marés dominadas por ondas. Este modelo proposto por Wright & Short (1984), introduziu a classificação morfodinâmica de praias, para referir-se às assembléias deposicionais completas, processos de redistribuição de sedimentos e os registros de processos hidrodinâmicos associados a uma praia.

Wright & Short (*op cit.*) propõem neste modelo que o estado da praia é relacionado às características das ondas e sedimentos, via parâmetro de velocidade de decantação adimensional Ω , e através deste parâmetro, caracterizam o estágio das praias da seguinte forma:

$$\Omega = \frac{H_b}{w_s \cdot T} \quad (2)$$

onde H_b é a altura da onda na arrebentação, ω_s é a velocidade de decantação dos sedimentos e T é o período da onda.

Segundo esses autores, à medida que as praias se ajustam a um estado de equilíbrio, em função das condições ambientais locais, as mesmas variam entre dois estágios morfodinâmicos extremos.

A Tabela 3 mostra os estágios modais e seus limites para os vários tipos de praia.

Tabela 3 - Estágio modal das praias (Wright & Short, 1984).

Ω	Desvio Padrão	Estado
$\leq 1,5$	-----	Refletivo
2,40	0,19	Terraço de Maré Baixa
3,15	0,64	Retorno e Barras transversais
3,50	0,76	Praia e barra em cúspide
4,70	0,93	Barra e calha longitudinal
$> 5,5$	-----	Dissipativo

Tipicamente os extremos podem ser descritos desta forma: (a) Dissipativo: Zonas de surfe muito desenvolvidas em decorrência da incidência de ondas de alta energia e/ou de granulometria geralmente fina em praias de declividade suave. A arrebentação é deslizante e a progressiva dissipação da energia da onda ao longo de uma larga porção do perfil promove a excitação de oscilações estacionárias de infragravidade; (b) Refletivo: Neste estado, as condições de energia são baixas, nota-se na porção superior do pós-praia, uma berma linear bem desenvolvida. A porção subaquosa do perfil é caracterizada por um relevo de alta declividade. Comumente, a granulometria é grossa, e dominam as ondas incidentes de energia moderada, que passam a exercer uma papel erosivo sobre o perfil praial (Figura 19).

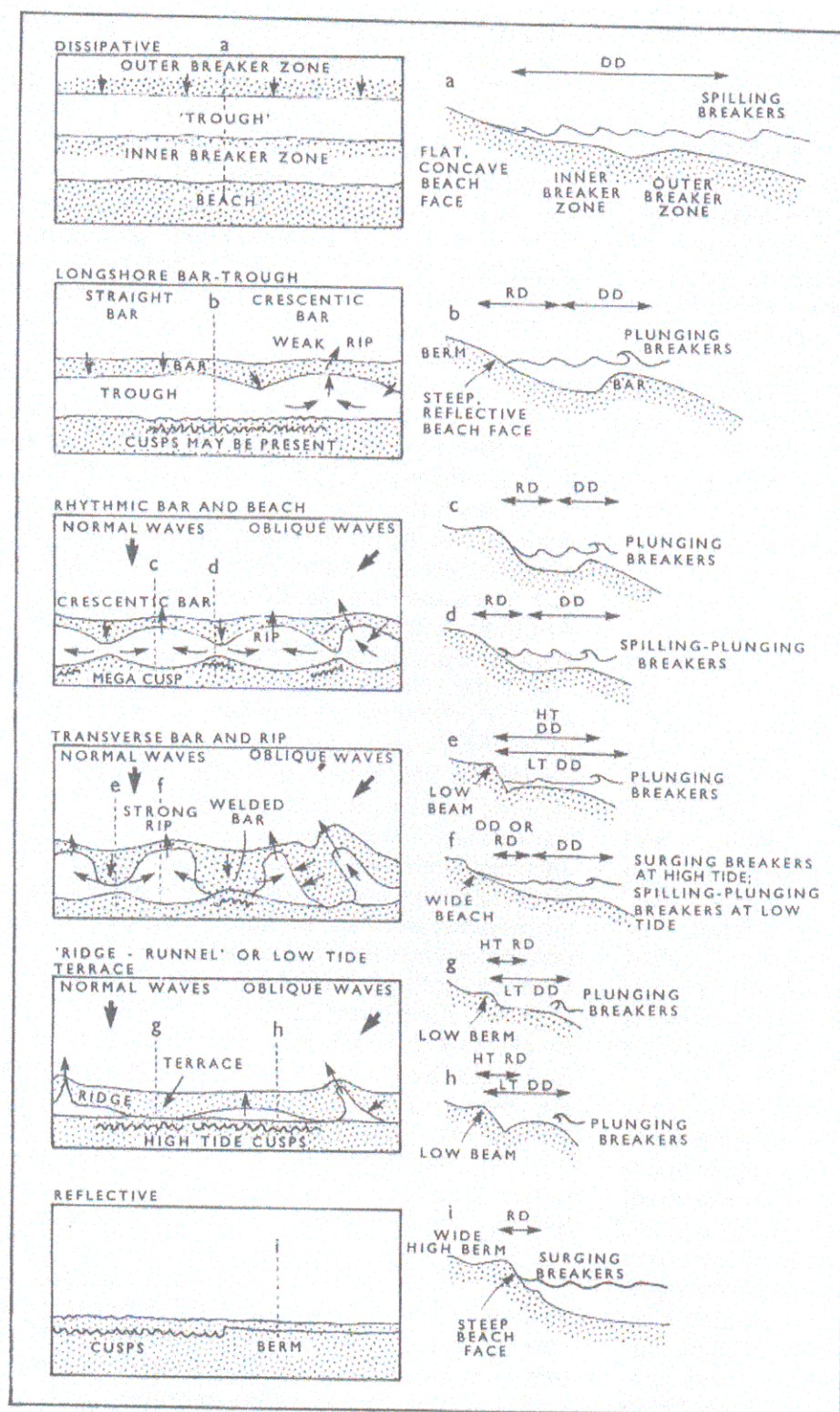


Figura 19 - Representação em perfil e planta dos seis estágios morfodinâmicos propostos por Wright & Short (1984).

3.3.3-Modelo de Masselink & Short (1993)

Este modelo apresentado por Masselink & Short (1993), como continuação do trabalho Wright & Short (1984), combinou e ampliou as idéias anteriormente propostas por aqueles autores, e propuseram um modelo conceitual baseado no parâmetro Ω , passando a considerar também, os efeitos relativos às marés na morfologia das praias, onde a variação relativa das marés RTR (*“relative tide range”*), é introduzido como um novo parâmetro (Figura 20). Este parâmetro é dado pela equação:

$$RTR = \frac{TR}{H_b} \quad (3)$$

onde TR é a variação da maré e H_b é a altura da onda na arrebentação. Altos valores de RTR indicam domínio de maré, e baixos valores indicam dominância de ondas.

Embora tenha caráter conceitual, este modelo representa um importante ponto de partida, para o desenvolvimento de trabalhos, que considerem a maré como fator importante na dinâmica de praias, e devem estabelecer mais informações sobre praias meso/macro-marés.

Os processos de *“swash”* e da zona de surfe dominam a parte superior do perfil, quando o valor de RTR se situa entre 3 e 7, porém, ondas do tipo *“shoaling waves”* dominam a porção inferior do perfil. Essas praias de macromarés têm energia de alta a moderada.

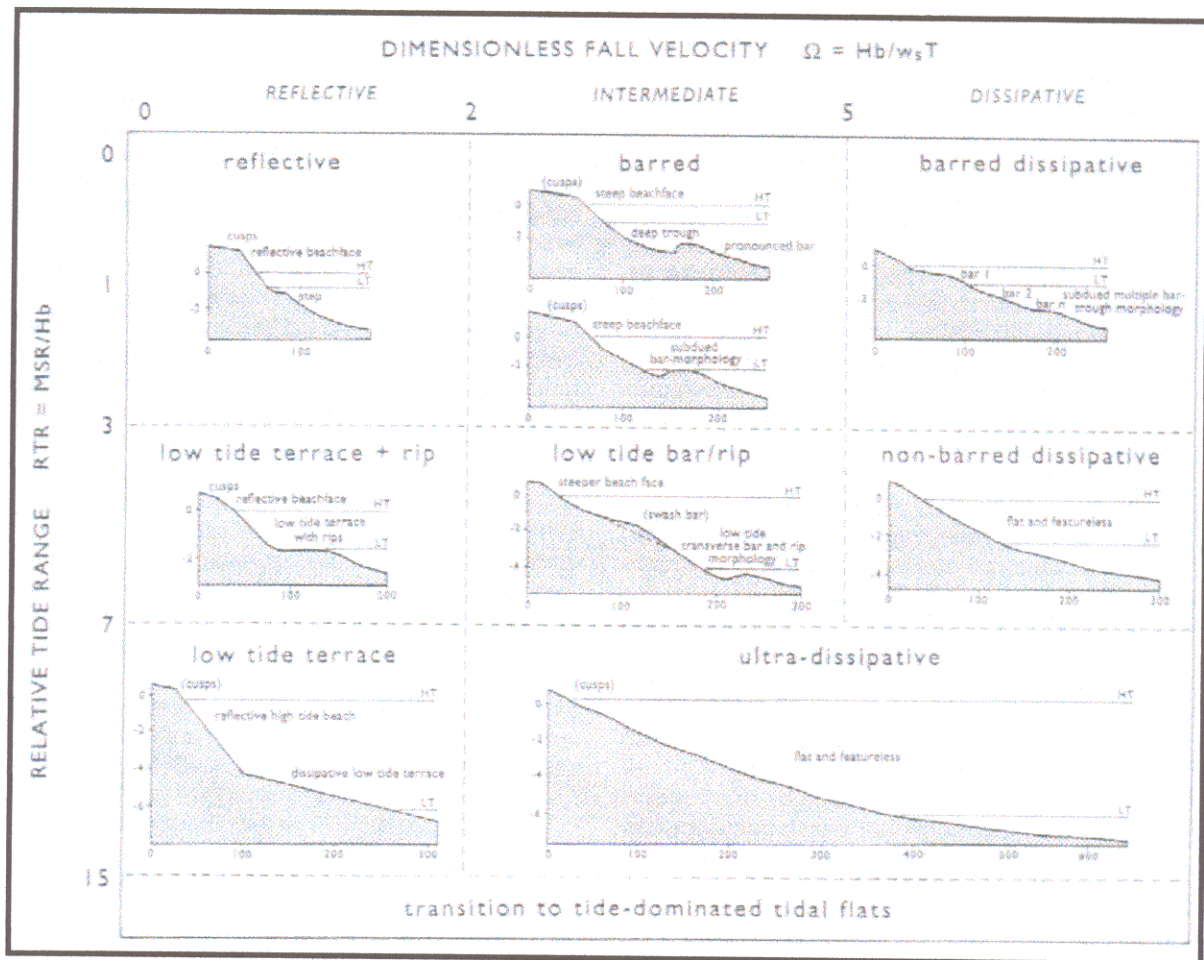


Figura 20 - Modelo morfodinâmico para praias de macromaré (Masselink & Short, 1993).

4-MORFODINÂMICA DA PRAIA DE AJURUTEUA

Nos últimos anos, a descrição morfológica de perfis praias recebeu um novo enfoque, resultado de vários experimentos realizados em praias australianas (Wright *et al.*, 1979; Short & Hesp, 1982; Wright *et al.*, 1982a,b). Estes autores, empregando uma abordagem morfodinâmica, identificaram que os "estágios ou estados morfológicos" de uma praia estão associados a diferentes regimes de ondas. Seus estudos mostraram que, após determinado evento de alta energia, na busca de um perfil de equilíbrio, a praia se modifica, segundo uma sequência temporal regular e previsível. Estes estados abrangem na realidade uma sequência de situações morfológicas envolvendo erosão dos sedimentos das zonas de supramaré e intermaré, o armazenamento destes na zona de inframaré, sob a forma de bancos arenosos, e seu gradual retorno à praia, durante períodos normais de baixa energia, quando ocorre a formação de dunas embrionárias e de berma praial (Short, 1991).

Embora o conceito de "estágios ou estados morfológicos", impliquem em uma assembléia completa de formas deposicionais e processos hidrodinâmicos (Wright & Short, 1984), que resultam em 6 diferentes configurações morfodinâmicas praias, estes estágios podem ser examinados em seus dois extremos: (1) totalmente dissipativo, com praias suaves, extensas e com grande estoque de sedimentos subaquosos e, (2) altamente reflectiva, com praias íngremes, pequenos estoque de sedimentos subaquosos, porém, grande estoque de sedimentos subaéreos.

4.1-MORFOLOGIA DOS PERFIS DA PRAIA DE AJURUTEUA

Um importante parâmetro na caracterização morfológica de uma praia, relacionado com a granulometria dos sedimentos e com o nível de energia, é a declividade média do perfil. Desta forma, o perfil topográfico transversal a uma praia e a sua variabilidade são resultantes, principalmente, de sua granulometria e do seu "clima de ondas".

O levantamento topográfico dos 10 perfis praias revelou que, a praia caracteriza-se por apresentar uma baixa declividade em toda a sua extensão, com valores entre $1^{\circ}41'$ e 2° , tendo como valor médio $1^{\circ}52'$ ($\text{tg}\beta = 0,019$). Estes valores condizem com a granulometria e o nível de energia da praia.

A praia de Ajuruteua apresenta um traçado retilíneo, orientado segundo a direção NW-SE, apresentando suas extremidades recurvadas. Ao longo deste segmento praial, que possui

aproximadamente 3km de extensão, e sua largura média desde a base das dunas frontais até a linha de maré baixa média, varia entre 230m e 286m, com uma média em torno de 258m. As únicas irregularidades que interrompem a homogeneidade desta praia, são os canais de maré, que configuram deltas de maré vazante. Estes dois deltas, Canal da Barca (Setor I) e do Chavascal (Setor III), são os delimitadores deste segmento praial.

Para o período estudado, revelaram o padrão de variação sazonal típico de praias dissipativas, que mostra a alternância de formação de berma e barra arenosa com sistema de crista e calha "crista e calha" ("*ridge and runnel*") (Figuras 21, 22, 23 e 24).

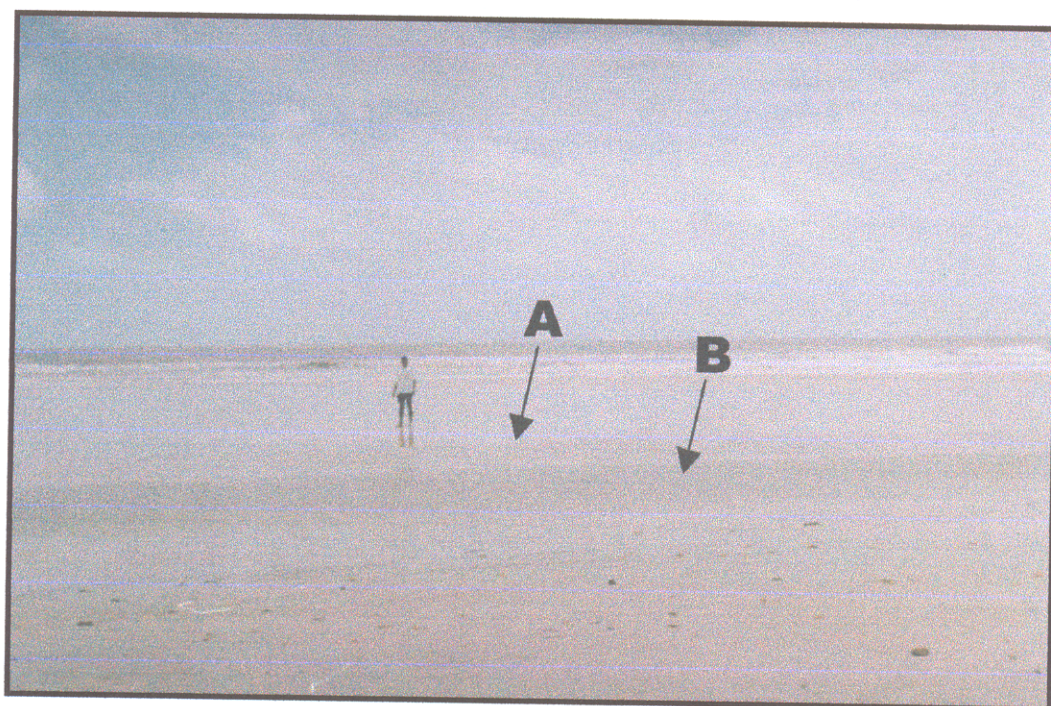


Figura 21 - Morfologia do tipo "crista e calha" ("*ridge and runnel*") de relevo muito suave. Notar o banco arenoso (A) situado após a calha (B). Setor III.

Baseando-se nos níveis relativos de maré de Wright *et al.* (1982b), a praia foi dividida em: (1) Zona de supramaré: que se estende à partir do nível de maré alta de sizígia, que coincide com a escarpa das dunas, até o limite das dunas vegetadas. Esta zona é constituída por dunas vegetadas, de aproximadamente 7m de altura, seguidas por uma planície arenosa e uma berma praial, que estão abaixo do nível médio de maré alta de sizígia de 0,5 a 1m. Ocorre à partir daí, um campo de dunas frontais, que situam-se de 1 a 3m acima do nível médio de maré alta de sizígia; (2) Zona de Intermaré: que ocorre entre os níveis de maré alta e baixa de sizígia. Esta

zona é subdividida em três subzonas: (a) Zona de intermaré superior com largura aproximada de 50m e gradiente de 1:25 ($\text{tg}\beta = 0,040$), situada à partir do nível de maré alta de sizígia, até o nível de maré alta de quadratura; (b) Zona de intermaré média com largura aproximada de 110m e gradiente de 1:55 ($\text{tg}\beta = 0,018$), situada do nível de maré alta de quadratura, até o nível de maré baixa de quadratura e; (c) Zona de intermaré inferior com largura aproximada de 65m e gradiente de 1:33 ($\text{tg}\beta = 0,019$), situada do nível de maré baixa de quadratura, até o nível de maré baixa de sizígia, e (3) Inframaré: consiste na área mais baixa do perfil praiial, e ocorre sob o nível de maré baixa de sizígia, estendendo-se até a zona de arrebentação com gradiente de 1:86 ($\text{tg}\beta = 0,019$).

Utilizando-se dos conceitos morfodinâmicos, constatou-se que na maior parte do tempo, a praia de Ajuruteua comporta-se como uma praia tipicamente dissipativa. Seu perfil transversal possui uma declividade suave (Figura 17), além de uma larga zona de surfe, em geral, apresentando duas linhas de arrebentação (Figura 14), indicando a ocorrência de barras paralelas.

Parte dos sedimentos que constituem estas barras é transferida lentamente em direção à praia, onde passa a desenvolver, na zona de intermaré, uma morfologia do tipo "crista e calha" ("*ridge and runnel*") de relevo muito suave (Figuras 21, 22 e 24). Este estado morfológico, é interrompido por eventos de alta energia, como marés equinociais de sizígia, associadas a ondas altas, que removem grande parte destas areias da praia para a zona de inframaré.

Em função das diferenças morfológicas de alguns trechos da praia, a mesma foi dividida em três setores: Setor I: Setor SE (Perfis A, B, C e D), Setor II: Setor Central (Perfis E, F e G), Setor III: Setor NW (Perfis H, I e J).

4.1.1-Setor I (Porção SE da praia de Ajuruteua)

Os perfis do Setor I (Perfis A, B, C e D) (Figura 22) apresentam uma zona de intermaré superior com uma largura média de 35m, morfologicamente é limitada, nos perfis A e B, por um campo de dunas frontais de 1,5 a 2m de altura. Este campo de dunas, porém, não ocorre nos perfis C e D, devido à implantação de casas neste trecho. No período chuvoso, ocorre a erosão deste campo de dunas, formando escarpas praiiais de 1,8m. Seu gradiente médio é de 1:33 ($\text{tg}\beta = 0,030$). A zona de intermaré média apresenta uma largura aproximada de 130m e seu gradiente médio fica em torno de 1:65 ($\text{tg}\beta = 0,015$). Apresenta um sistema de crista e calha ("*ridge and runnel*") suave, paralelo à linha de costa. Esta calha, de aproximadamente 40cm de profundidade, ocorre em torno de 100m, à partir da linha de maré alta de sizígia. No período chuvoso, porém,

esta calha sofre um preenchimento, devido o deslocamento da crista arenosa em direção à praia. Neste momento, observa-se o aplainamento da zona de intermaré média. A zona de intermaré inferior apresenta um gradiente em torno de 1:42 ($\text{tg}\beta = 0,023$).

4.1.2-Setor II (Porção Central da praia de Ajuruteua)

Os perfis do Setor II (Perfis E, F e G) (Figura 23) possuem uma morfologia diferente dos perfis do Setor I e III, por apresentarem um perfil plano em ambos os períodos, sem a ocorrência do sistema de crista e calha ("*ridge and runnel*"), característico do período seco. Sua zona de intermaré superior apresenta uma largura média de 43m, sendo limitada, em todos os perfis, por uma escarpa praial de até 3m de altura, desenvolvida nas dunas frontais. Seu gradiente médio é de 1:46 ($\text{tg}\beta = 0,021$). A zona de intermaré média apresenta uma largura de 110m, e seu gradiente é de 1:60 ($\text{tg}\beta = 0,016$). Apresenta uma área maior, menor inclinação e aplainamento da superfície desta zona, além da ausência do sistema de crista e calha ("*ridge and runnel*") em ambos os períodos. A zona de intermaré inferior, apresenta-se suave e seu gradiente tem valor médio de 1:33 ($\text{tg}\beta = 0,030$). No período chuvoso, porém, a morfologia dos perfis do Setor II, só é quebrada pela erosão na escarpa praial, onde, verificam-se recuos de até 25m na linha de costa.

4.1.3-Setor III (Porção NW da praia de Ajuruteua)

Os perfis do Setor III (Perfis H, I e J) (Figura 24) apresentam, uma morfologia semelhante à dos perfis do Setor I. A zona de intermaré superior tem uma largura média de 45m, limitada, por um campo de dunas frontais de 1 a 1,5m de altura. No período chuvoso, porém, não ocorre a erosão deste campo de dunas, mostrando uma certa estabilidade deste segmento praial. Seu gradiente médio gira em torno de 1:40 ($\text{tg}\beta = 0,025$). A zona de intermaré média apresenta uma largura de 98m, sendo seu gradiente de 1:52 ($\text{tg}\beta = 0,019$). Morfologicamente, apresenta um sistema de crista e calha ("*ridge and runnel*") suave, paralelo à linha de costa. Esta calha, de aproximadamente 50cm de profundidade, ocorre em torno de 100m, à partir da linha de maré alta de sizígia. No período chuvoso, como ocorre com os perfis do Setor I, a calha é preenchida, novamente, devido o deslocamento da crista arenosa em direção à praia. Neste momento, observa-se o aplainamento da zona de intermaré média, com exceção do perfil J, onde observa-se a continuidade da morfologia da calha, que passa a atingir 40cm de profundidade. A zona de intermaré inferior apresenta-se com gradiente em torno de 1:41 ($\text{tg}\beta = 0,024$).

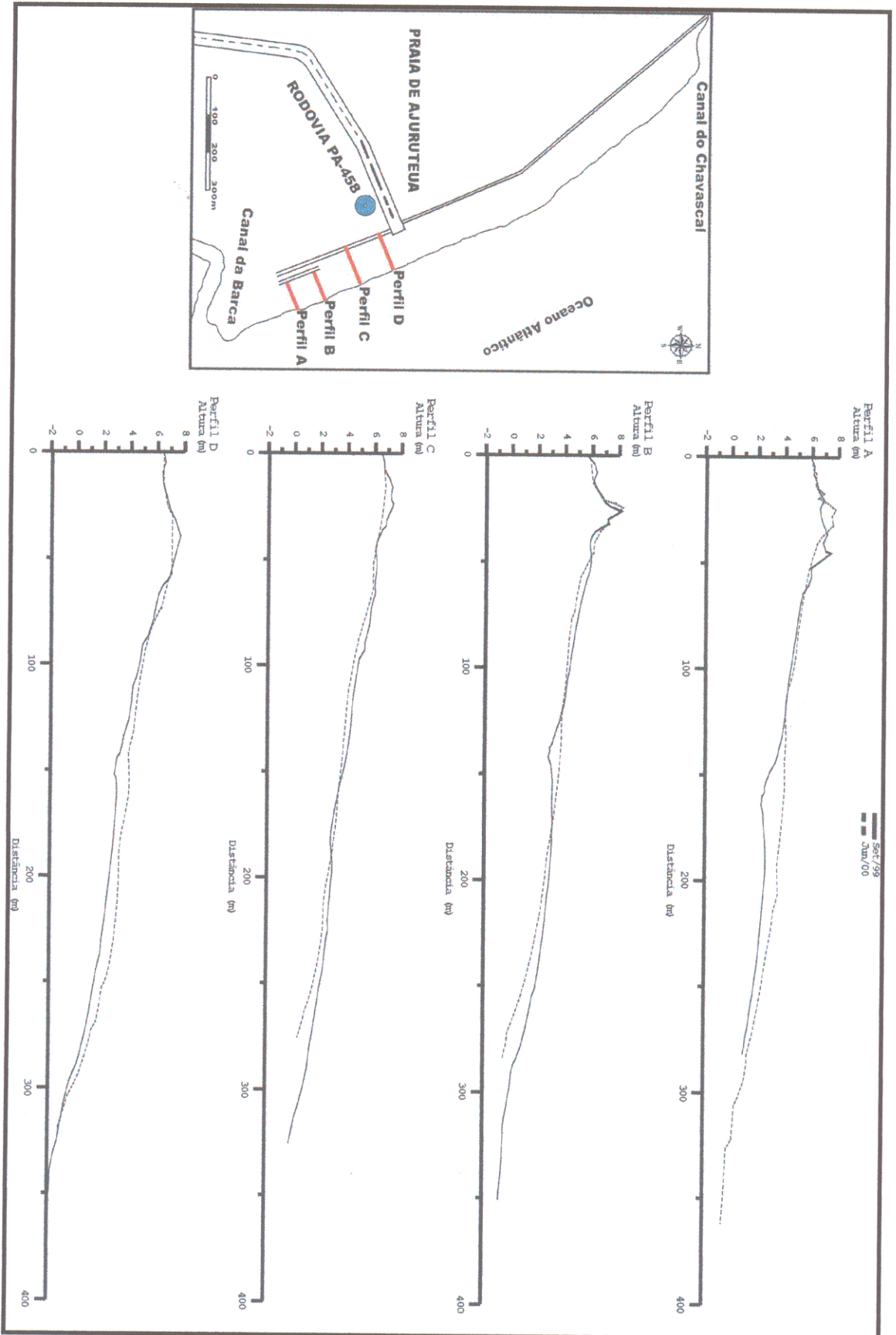


Figura 22 - Perfis topográficos do Setor I da praia de Ajuruteua.

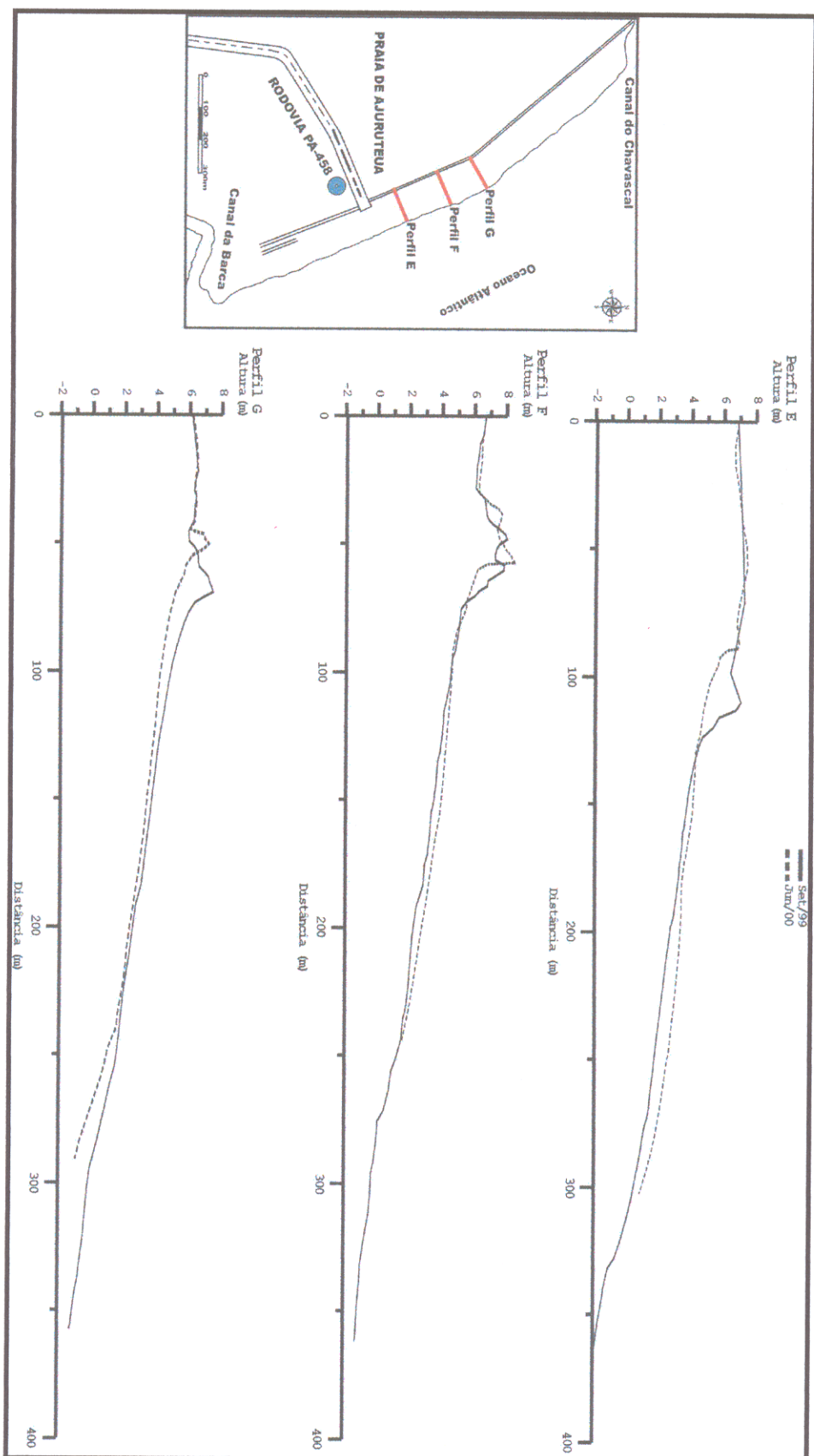


Figura 23 - Perfis topográficos do Setor II da praia de Ajuruteua.

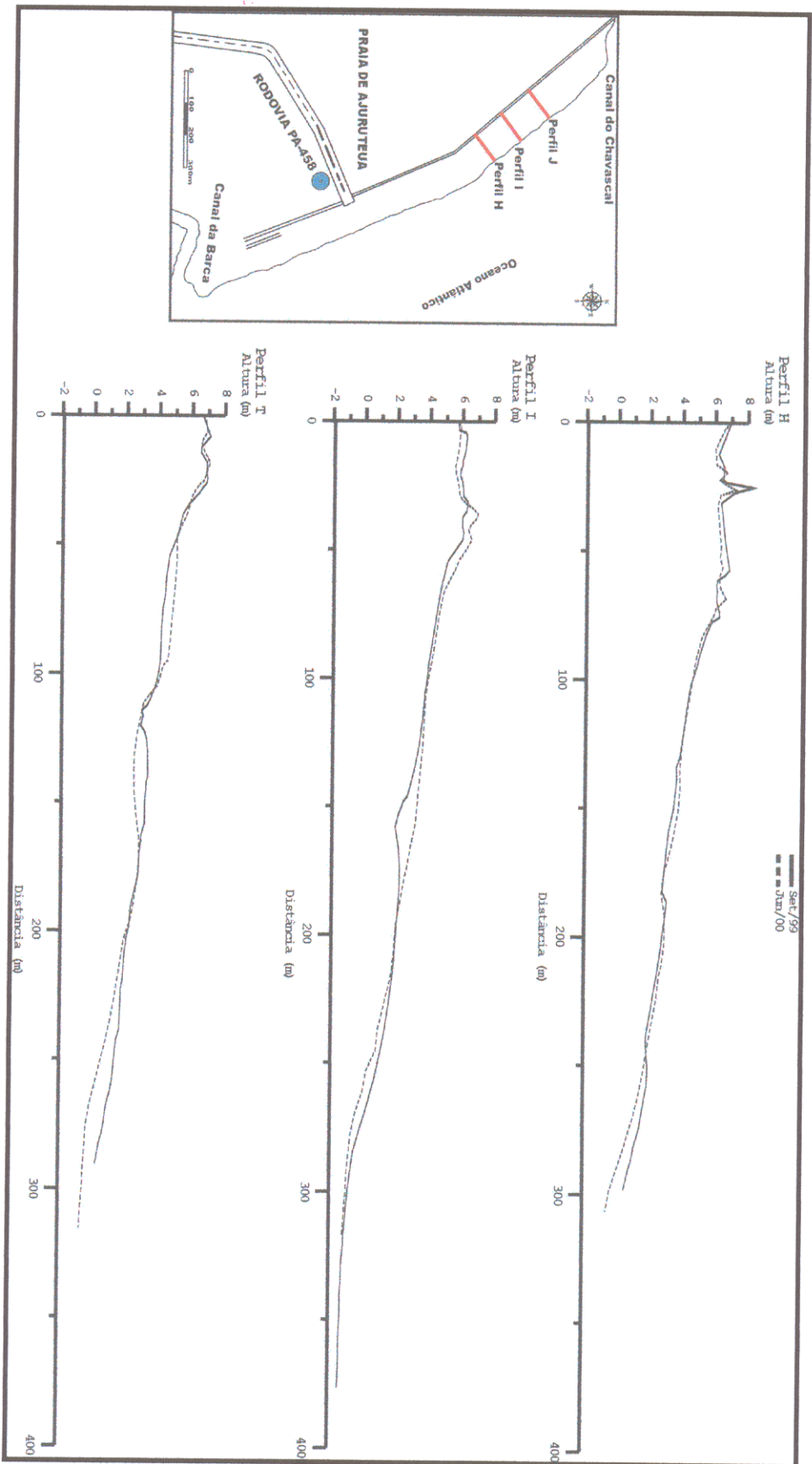


Figura 24 - Perfis topográficos do Setor III da praia de Ajuruteua.

4.2-MORFODINÂMICA DA PRAIA DE AJURUTEUA

Com base nos modelos propostos por Guza & Inman (1975), Komar (1983), Wright & Short (1984) e Masselink & Short (1993), foi possível caracterizar as condições morfodinâmicas da praia de Ajuruteua. A Tabela 4 sumariza as características da praia de Ajuruteua em relação aos modelos estudados.

De acordo com a equação sugerida por Komar (*op cit.*), para se estimar o nível de energia de uma praia, a praia de Ajuruteua apresentou valores entre $\epsilon_{seco} = 1,25$ e $\epsilon_{chuvoso} = 1,8$ (Tabela 4), caracterizando-a como praia de energia moderada.

Segundo o modelo de Guza & Inman (*op cit.*), que indica as condições morfodinâmicas da zona de surfe, como função da altura da onda incidente, para o qual foi utilizado um período fixo $T = 11s$, a praia de Ajuruteua, apresenta no período chuvoso, um valor de $\epsilon_{chuvoso} = 31,05$, o que coincide com o padrão de uma praia plana, com larga zona de surfe e ondas deslizantes, lhe conferindo, assim características dissipativas. O período seco, por sua vez, mostra um valor $\epsilon_{seco} = 25,28$, indicando, assim, condições intermediárias da zona de surfe (banco e calha longitudinal) (Tabela 4).

O parâmetro Ω de Wright & Short (*op cit.*), apresenta no período seco, um valor de $\Omega_{seco} = 6,95$, e no chuvoso, um valor de $\Omega_{chuvoso} = 8,3$. Ambos os valores, a classificam como praia dissipativa.

Os valores obtidos pelo modelo para praias de macromaré de Masselink & Short (*op cit.*), caracterizam a praia de Ajuruteua, como uma praia dissipativa sem bancos ($RTR = 4,79$; $\Omega_{seco} = 6,95$ e $\Omega_{chuvoso} = 8,3$), no caso, aplicável apenas para o período chuvoso, quando ocorre o aplainamento da zona de intermaré.

Tabela 4 - Características da praia de Ajuruteua em relação aos modelos de Guza & Inman (1975), Wright & Short (1984) e Masselink & Short (1993).

Modelos	Características Gerais	Praia de Ajuruteua	
		Período Seco	Período Chuvoso
Guza & Inman (1975)	Condições da zona de surfe	$\epsilon_{seco} = 25,28$	$\epsilon_{chuvoso} = 31,05$
Komar (1983)	Energia da praia	$\epsilon_{seco} = 1,25$	$\epsilon_{chuvoso} = 1,8$
Wright & Short (1984)	Classificação de praias	$\Omega_{seco} = 6,95$	$\Omega_{chuvoso} = 8,3$
Masselink & Short (1993)	Níveis relativos de maré	$RTR = 4,79$	$RTR = 4,79$

Sazaki (1980 *apud* Carter, 1988) elaborou um quadro comparativo contendo as principais características das praias para os três estados morfodinâmicos: dissipativo, intermediário e reflectivo.

A Tabela 5 mostra uma comparação destes parâmetros com os parâmetros observáveis na praia de Ajuruteua.

Tabela 5 - Quadro comparativo dos domínios morfodinâmicos costeiros (Modificado de Sazaki, 1980 *apud* Carter, 1988).

Parâmetros	Dissipativa	Intermediária	Praia de Ajuruteua
Ondas			
Tipo de quebra	deslizante	deslizante / mergulhante	deslizante / mergulhante
Número de quebras	> 3	1-3	2-3
Reflectividade	Baixa	-----	-----
Nível relativo de energia	alto	médio	médio
Ângulo de incidência	normal à costa	médio (0-10°)	normal à costa
Correntes			
Horizontais	grandes giros	pequenos giros	-----
"Offshore"	grandes correntes de retorno	médias correntes de retorno	médias correntes de retorno
Morfologia			
Barras	múltiplas / paralelas	em crescente	paralelas
Inclinação da praia e zona submersa	< 2°	2-4°	1°41'-2°
Cúspides	embaixamentos rítmicos	cúspides de surfe	-----
Perfil praial	plano	transicional	Plano
Transporte de sedimentos			
Resultante ao longo da costa	baixo	médio	médio
"Onshore-offshore"	alto	médio	alto
Modo dominante	suspensão	misto	suspensão
Granulometria	finíssima	média	finíssima
Atividade eólica	alto	médio	alta

4.3-Erosão

A erosão praial é um dos fenômenos mais impressionantes entre os processos costeiros, que acabou transformando-se em um problema emergencial, na maioria das áreas costeiras do mundo. Segundo Bird (1985, *apud* Souza, 1997), mais de 70% das costas arenosas têm exibido uma tendência erosiva nas últimas décadas, menos de 10% apresentam progradação e de 20-30% mostram-se estáveis. A erosão praial é um processo pelo qual, há a remoção de sedimentos praias pela ação das ondas, ventos, marés e deriva litorânea. Este processo é acelerado, quando ocorre um déficit de fornecimento, em relação à taxa de remoção dos sedimentos.

Esta tendência à erosão das praias arenosas, nos dias de hoje, têm sido discutidas por numerosos autores, e a maioria deles admite um aumento do nível do mar relativo, como causa mais importante. Komar (1983), sugeriu que a erosão costeira é o resultado de uma complexa interação entre os processos físicos, bem como de movimentos combinados de águas induzidos pelas ondas incidentes e de tempestades, marés e correntes litorâneas, interagindo com a costa.

As dunas, as praias arenosas e as zonas costeiras adjacentes atuam como verdadeiros amortecedores da energia das ondas sendo, portanto, essenciais na proteção do continente contra a erosão. Desta forma, atuam como ambientes sedimentares extremamente dinâmicos e sensíveis, em escalas de tempo que vão de poucos segundos a vários anos.

Short (1979), Wright *et al.* (1979) e Short & Hesp (1982) sugeriram que os estados morfodinâmicos da praia e da zona de surfe, são, também, outros fatores importantes nos processos erosivos de escala local e de curta duração. Silva *et al.* (2000) estudaram a Praia dos Pescadores (NE do Pará), e descreveram as mudanças ocorridas neste ambiente, caracterizando as correntes estuarinas e a deriva litorânea, a causa dos processos erosivos, que retrabalham as areias removidas da linha de costa. Souza Filho *et al.* (2000) descreve os efeitos da ocupação desordenada na Planície Costeira Bragantina (NE do Pará), e propõe soluções para minimizar os problemas decorrentes da erosão.

Segundo Souza Filho (1995), os processos naturais atuantes na Planície Costeira Bragantina, são extremamente energéticos, o que vem propiciando intensas modificações na paisagem costeira. Souza Filho & El-Robrini (1997) observaram que a posição geográfica do NE do Pará (0-1°S), aliada a suas reentrâncias, e à grande extensão da Plataforma Continental do Pará/Maranhão, proporcionam o desenvolvimento de um ambiente de alta energia, dominado por

macro-marés semi-diurnas, ondas geradas por ventos alísios de NE, correntes de maré de vazante de SE-NW, e correntes de maré de enchente de NW-SE.

Os perfis levantados indicaram que a praia está sendo afetada por processos erosivos, decorrentes, principalmente, da ação das marés equinociais de sizígia, que amplificam a energia das ondas.

A erosão ocorre em todos os três setores da praia, porém, o setor mais prejudicado, é o Setor II, que vem sendo submetido a um forte processo erosivo, devido à fortes ondas com alturas de até 1,5m, e uma amplitude de maré de aproximadamente 6m, que expuseram pousadas e casas de veraneio, antes situadas no pós-praia, à erosão na zona de intermaré (Figuras 25, 26 e 27; Tabela 6).

Estas condições, propiciaram, no Setor II, um recuo de linha de costa de até 25m (09/1999-06/2000) (Tabela 6; Figura 28). Nos Setores I e II, esta variação é menor, e o recuo médio da linha de costa é de 4 e 3m, respectivamente.

No período seguinte (06/2000-03/2001), durante evento de maré equinocial de sizígia, observou-se, um recuo mais intenso na linha de costa (Tabela 6; Figura 28). No Setor II, o recuo médio foi de 27m, e no Setor III, que antes era mais estável, sofreu um recuo médio de 28m. Em certos trechos do Setor III, rompeu o campo de dunas frontais, formando um leque de lavagem (*"washover fan"*) (Figura 29) sobre a zona de supramaré (pós-praia). O Setor I, relativamente mais estável, teve um recuo de 9m.

Outro fator relacionado à erosão, segundo Duncan (1964), é a perda de sedimentos, devido à entrada e saída da maré na zona subsaturada, onde, durante os períodos de maré baixa, ocorre a retirada de sedimentos através de uma ampla rede de marcas de escoamento (*"rill marks"*).

Os minerais pesados também têm sido utilizados como indicadores de erosão. Frihy & Komar (1993), observando as praias do Delta do Nilo, conseguiram relacionar zonas de erosão da linha de costa, e mostraram que há uma grande correlação com a distribuição e concentração de minerais pesados (*"placers"*), nas áreas sujeitas à erosão. Segundo estes autores, com a erosão mais atuante, haverá uma concentração mais alta de minerais pesados.

Minerais pesados podem ser observados em todos os setores na praia de Ajuruteua, porém, no Setor II, a acumulação destes minerais é bem maior que nos outros setores, e, esta acumulação, ocorre, principalmente, nas base das dunas frontais, exatamente na área adjacente às

escarpas das dunas frontais, onde tem-se erosão (Figura 30). A concentração destes minerais, deve-se ao fato de sua maior densidade, o que dificultaria o seu transporte.



Figura 25 - Erosão atuante nas casas, onde observa-se a inclinação da mesma (A). Notar também a escarpa de erosão causada nas dunas frontais (B). Setor II.

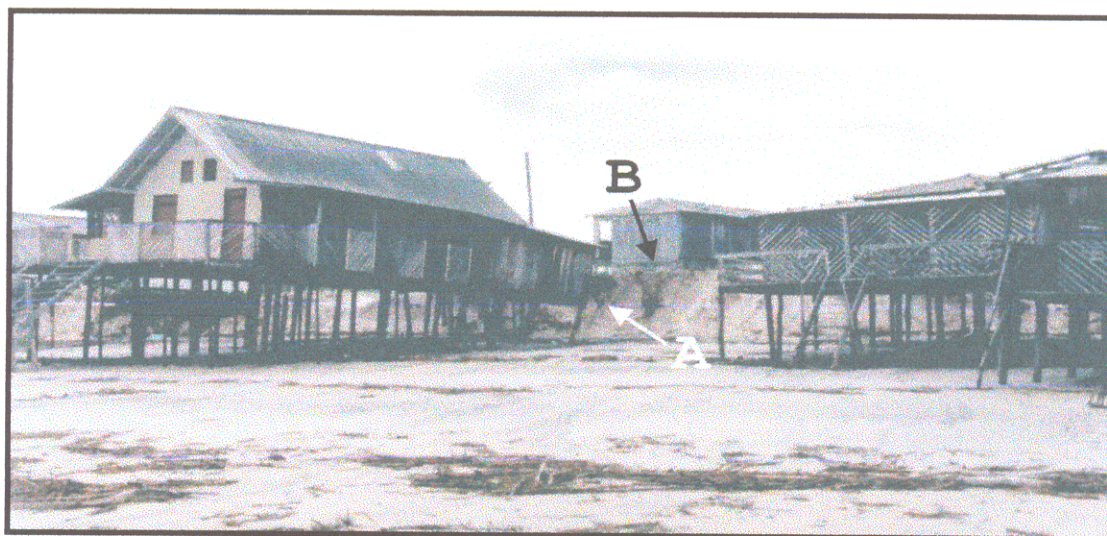


Figura 26 - Trecho situado à direita do anterior. Notar a erosão a que estão submetidas as casas. Verificar a inclinação de uma das vigas de sustentação (A). Observa-se, também, a escarpa de erosão causada nas dunas frontais (B). Setor II.

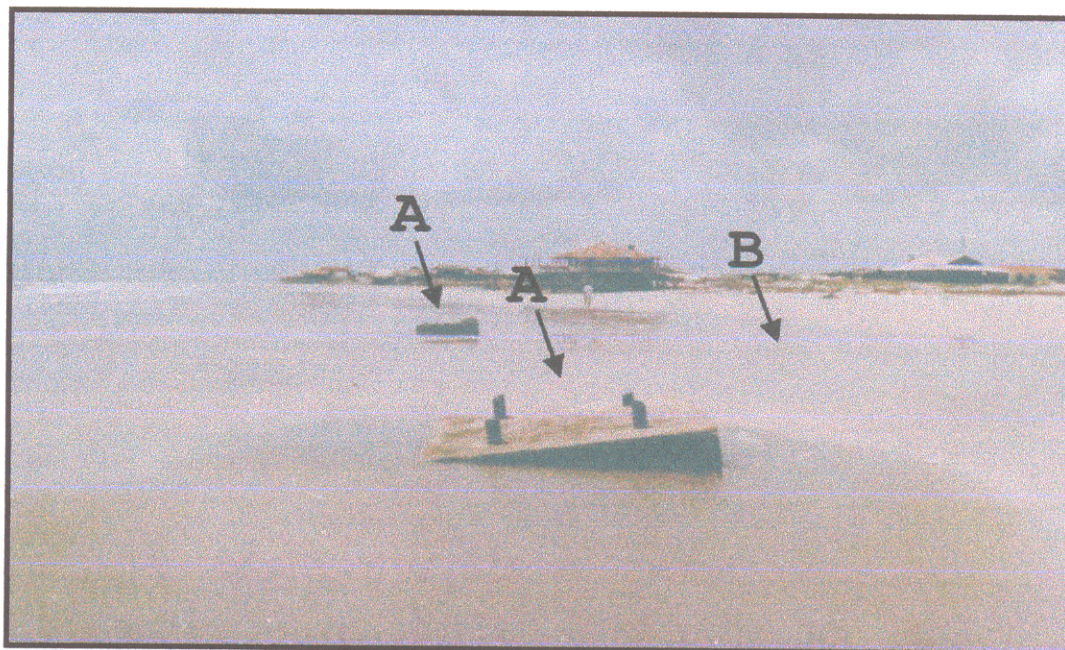


Figura 27 - Fossas abandonadas (A) dentro de uma calha (“runnel”) (B). Zona de intermaré média. Setor II.

Tabela 6 - Variação de linha costa da praia de Ajuruteua no período de 09/1999-03/2001.

Setores	Variação da linha costa (m)		Taxa de recuo (m/mês)
	09/1999-06/2000	06/2000-03/2001	09/1999-03/2001
Setor I			
Perfil A	-7	-7	-0,77
Perfil B	-5	-10	-0,83
Perfil C	-7	-4	-0,61
Perfil D	+3	-15	-0,66
Variação Média	-4	-9	-0,72
Setor II			
Perfil E	-25	-26	-2,83
Perfil F	-14	-24	-2,11
Perfil G	-16	-33	-2,72
Variação Média	-18	-27	-2,5
Setor III			
Perfil H	-2	-26	-1,88
Perfil I	+5	-45	-2,22
Perfil J	+3	-15	-0,88
Variação Média	0	-28	-1,55

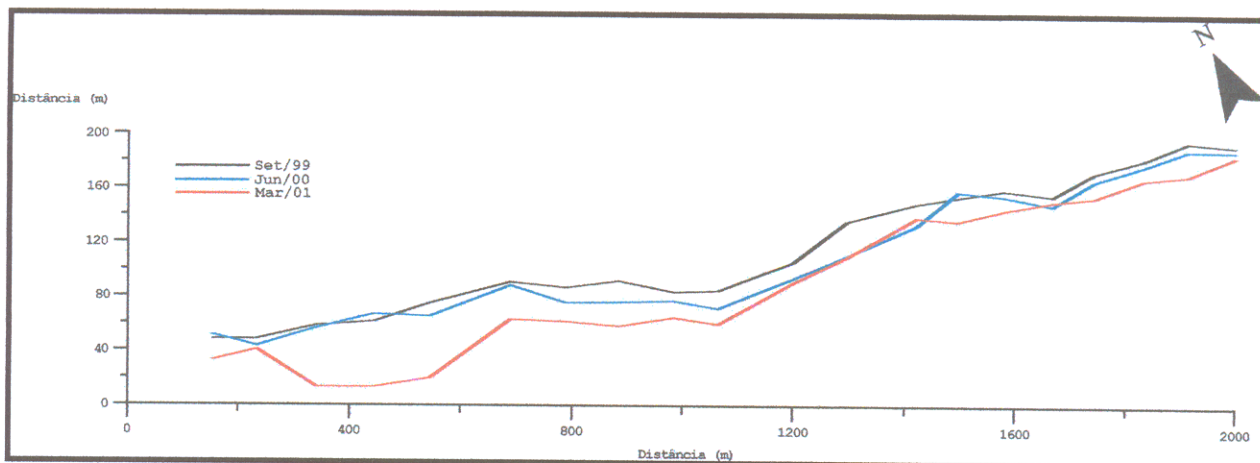


Figura 28 - Variação da linha de praia de Ajuruteua no período de 09/1999-03/2001.

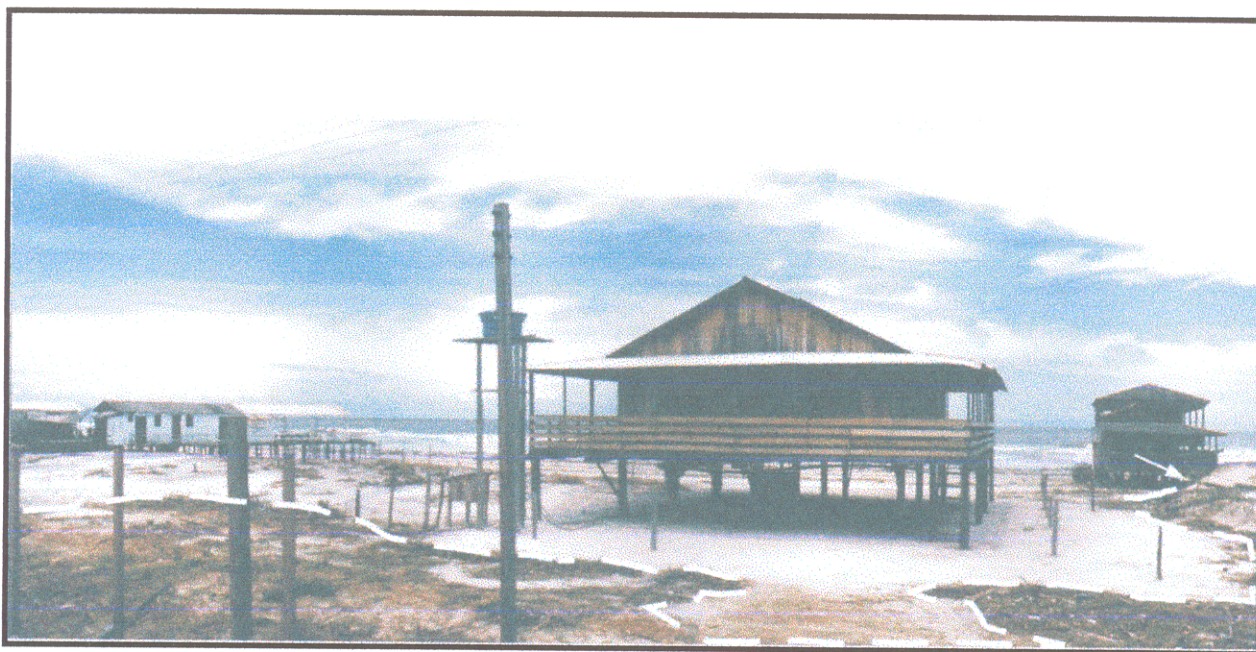


Figura 29 - Erosão causada no campo de dunas frontais, formando um leque de lavagem ("washover fan"). A seta branca mostra a altura da duna rompida (1,8m). Setor II.



Figura 30 - Minerais pesados acumulados por processos de erosão e espraçamento ("swash") na zona de intermaré superior. Setor II.

4.4-ACRESÇÃO

O Setor I da praia de Ajuruteua, devido ao seu posicionamento às margens do Canal da Barca, onde, um amplo delta de maré vazante, que funciona como armadilha de sedimentos, propicia o suprimento e a deposição dos mesmos, protegendo este setor, dos processos de erosão (Figura 31).

Outro fator condicionante, é o controle climático exercido no campo de dunas frontais. Os fortes ventos alísios que sopram continente adentro, seriam os responsáveis, durante o período seco, pela migração e acumulação de sedimentos nas dunas frontais (Figura 32), sendo, este processo interrompido durante a estação chuvosa.

Segundo Souza Filho (2001) durante a maré baixa, o retrabalhamento pelo vento das areias da zona de intermaré, possibilita a formação de pequenas acumulações arenosas na escarpa de praia, que formam pequenas dunas, e provocam o alargamento da berma praial.

Sob condições normais, algumas plantas podem colonizar estas dunas dentro de pouco tempo. Seu contínuo crescimento, estabiliza as dunas, protegendo o litoral contra a erosão, e por conseguinte, propiciando uma acresção da linha de costa.



Figura 31 - Trecho da praia de Ajuruteua que está protegida contra o processo de erosão. Observar várias concentrações de minerais pesados nas linhas de espraiamento. Setor I.

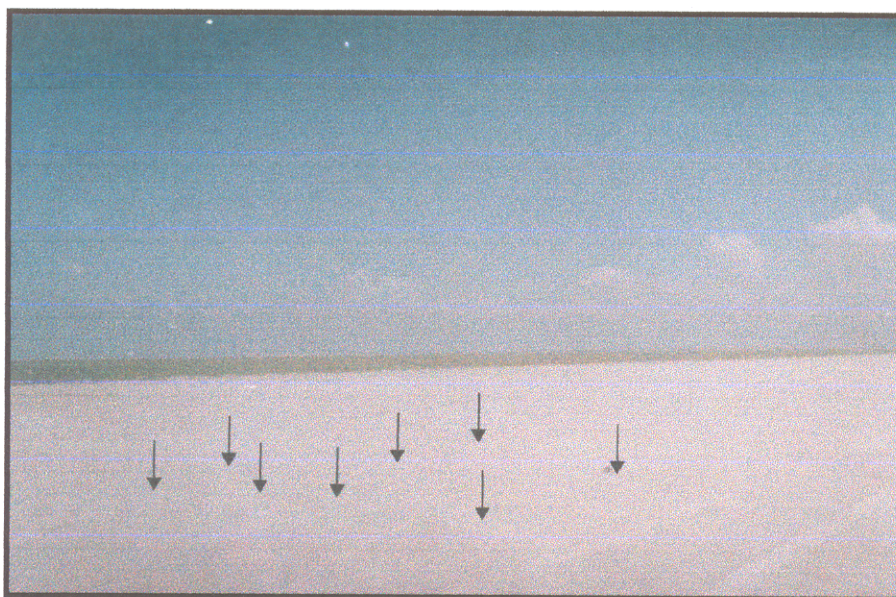


Figura 32- Ação eólica sobre os sedimentos da zona de intermaré média. As setas indicam os sedimentos migrando em direção às dunas frontais. Setor I.

4.5-BALANÇO SEDIMENTAR

A construção ou destruição de uma praia arenosa depende da manutenção do estoque arenoso na área considerada. Perdas de areia significam erosão, enquanto que os ganhos indicam crescimento dos depósitos praias. Desta forma, a estabilidade de uma praia depende do equilíbrio entre o balanço de perdas e ganhos (Paskoff, 1985 *apud* Pereira, 1998).

Os balanços negativos (perdas sedimentares) estão relacionados, principalmente, às zonas de intermaré superior dos perfis, quando ocorre erosão das dunas frontais. Esta erosão, causa recuos de até 25m na linha de costa.

Os balanços positivos (ganhos sedimentares) são justificados pela migração de bancos arenosos e retrabalhamento dos sedimentos pela ação das marés de sizígia que retiram sedimentos da zona de intermaré superior, transportando-os para as zonas de intermaré média e inferior.

O perfil A, localizado às proximidades de um delta de maré vazante (Canal da Barca), é o que possui o maior balanço positivo, justificado pela migração dos bancos arenosos do delta de maré, que migram em direção a este perfil. A Tabela 7 mostra o balanço sedimentar entre os perfis consecutivos.

Tabela 7 - Variação de volume sedimentar para a praia de Ajuruteua no período de 09/1999-06/2000.

Setores	Variação de volume (m ³ /m)
	09/1999-06/2000
Setor I	
Perfil A	+149,66
Perfil B	-66,10
Perfil C	-120,11
Perfil D	+129,26
Variação Média	+50,14
Setor II	
Perfil E	+58,71
Perfil F	-85,72
Perfil G	-115,95
Variação Média	-47,65
Setor III	
Perfil H	-33,89
Perfil I	+27,98
Perfil J	-60,09
Variação Média	+22

Apesar de submetidos à erosão os perfis dos Setores I e III, apresentaram um balanço positivo, em sua variação de volume (50,14 e 22m³/m, respectivamente). O Setor II, por sua vez, submetido a severo processo de erosão, apresenta um balanço negativo (47,65³/m).

Parte deste sedimento do Setor II, pode ter sido deslocado pelas correntes de maré, para os outros dois Setores, haja visto que, ambos também sofrem erosão, que é menos intensa no Setor I.

4.6-TRANSPORTE E DERIVA LITORÂNEA

A deriva litorânea não é constante no tempo e no espaço e as formas costeiras são indicadores bastante adequados para a sua determinação (Komar, 1976; Dominguez *et al.*, 1983; Villwock & Tomazelli, 1995).

Segundo Komar (1976), não é muito fácil a caracterização da deriva litorânea no campo, entretanto, alguns métodos indiretos podem mostrar, aproximadamente, sua evolução. Dentre esses métodos, a deriva litorânea pode, às vezes, ser determinada através da observação da configuração da linha de costa, nas vizinhanças de estruturas costeiras, naturais ou feitas pelo homem. Promontórios e outras barreiras litorâneas naturais, podem, similarmente, ser usadas para indicar a direção de transporte. A migração dos canais de maré e foz de canais ao longo da costa, têm sido utilizados para se determinar a direção da deriva litorânea.

Os mais utilizados para determinar o transporte litorâneo, porém, são as morfologias apresentadas por algumas feições costeiras, como esporões arenosos (Komar, *op cit.*, Silva, *no prelo*, Souza Filho, 2001). Entretanto, não podem ser utilizadas para estimar quantitativamente as taxas de transporte (Komar, *op cit.*).

Segundo Komar (*op cit.*), três métodos têm sido utilizados: (1) medindo-se taxas de acresção ou “*bypassing*” de areias em um litoral com obstáculos, como “*jetties*” ou quebra-mares; (2) calculando a deriva litorânea, através de dados estatísticos de onda, utilizando uma equação que os relacione e; (3) medindo-se a taxa de diluição dos minerais pesados nas areias de praia.

Sonu (1972) fez um estudo sucinto sobre as relações entre a topografia da zona litorânea e a célula de circulação no Golfo do México, onde constatou que, com as ondas chegando normais à costa ($\alpha = 0^\circ$), as correntes de retorno ocupam calhas, com “*shoals*” presentes entre as correntes de retorno.

Como mostrado por Pedreros *et al.* (1996) e Michel & Howa (1999), durante os eventos de menor energia, como no período seco, ocorre a migração “*offshore/onshore*” dos sedimentos, com formação de sistemas de crista e calha (“*ridge and runnel*”). Durante eventos de maior energia, como no período chuvoso, há a migração “*onshore/offshore*” dos sedimentos, com preenchimento das calhas e o aplainamento da zona de intermaré.

Não foram feitas medidas diretas do transporte sedimentar, porém, é possível tecer algumas inferências à respeito. Segundo Souza Filho (2001), na praia de Ajuruteua, ocorrem

mudanças na deriva litorânea de um setor a outro, onde existem duas direções preferenciais, devido, principalmente, às variações na orientação da linha de costa e nas condições oceanográficas. A migração dos canais de maré, e da foz destes canais ao longo da costa, têm sido utilizados para se determinar a direção da deriva litorânea.

Seymour & Castel (1989 *apud* Trenhaile, 1997) testaram alguns modelos de predição de transporte "crossshore", dentre os quais, alguns são mostrados na Tabela 5. Em semelhança aos valores limites, por estes autores fixados, os valores da praia de Ajuruteua enquadram-se muito bem, o que pode mostrar que, esta praia possui um padrão sazonal bem característico no transporte "onshore/offshore". Dentre estes modelos, está o de Short (1978 *apud* Trenhaile, 1997), que leva em conta, as características das ondas na zona de arrebentação. De acordo com o modelo deste autor, na praia de Ajuruteua, durante o período seco, ocorre transporte "onshore" (Tabela 8), e durante o período chuvoso, o transporte é "offshore".

O modelo de Hattori & Kawamata (1980 *apud* Trenhaile, 1997), porém, indica apenas transporte na direção "onshore" ($< 0,5$).

Modelos	Características Gerais	Praia de Ajuruteua	
		Período Seco	Período Chuvoso
Short (1978 <i>apud</i> Trenhaile, 1997)	H	100cm	120cm
Short (1978 <i>apud</i> Trenhaile <i>op cit</i>)	$\left[\frac{\rho g^2}{16\pi} \right] H^2 T$	31	21,45
Hattori & Kawamata (1980 <i>apud</i> Trenhaile <i>op cit</i>)	$2 \frac{H \tan \beta}{\varpi_s T}$	0,34	0,41

Tabela 8 - Modelos de predição de transporte "onshore/offshore". Modificado de Seymour & Castel (1989, *apud* Trenhaile *op cit*).

De acordo com a morfologia das feições costeiras, e com as análises dos modelos de predição de transporte, é que se pôde chegar a um padrão de uma célula de circulação para a praia de Ajuruteua. Este padrão parece obedecer ao sistema de correntes de retorno com ondas normais à costa, proposto por Sonu (1972), haja visto que, durante as etapas de campo, nenhuma obliquidade foi observada na direção das ondas incidentes, e as morfologias dos perfis do Setor II (Figura 23), poderiam ser consideradas como a zona de "shoaling", situada entre as duas calhas, que seriam as morfologias dos perfis dos Setores I e III (Figuras 22 e 24, respectivamente). A Figura 33 mostra a proposta para a área de estudo.

A incidência de ondas que chegam normais à costa, a ação constante de ventos alísios de NE, a configuração das formas costeiras com suas terminações e orientações (esporão arenoso da praia do Pescador e as extremidades recurvadas da praia de Ajuruteua), além das mudanças na direção do curso dos deltas de maré vazante, sugerem uma célula de circulação, com transporte litorâneo resultante no sentido de NW para SE (Figura 33).

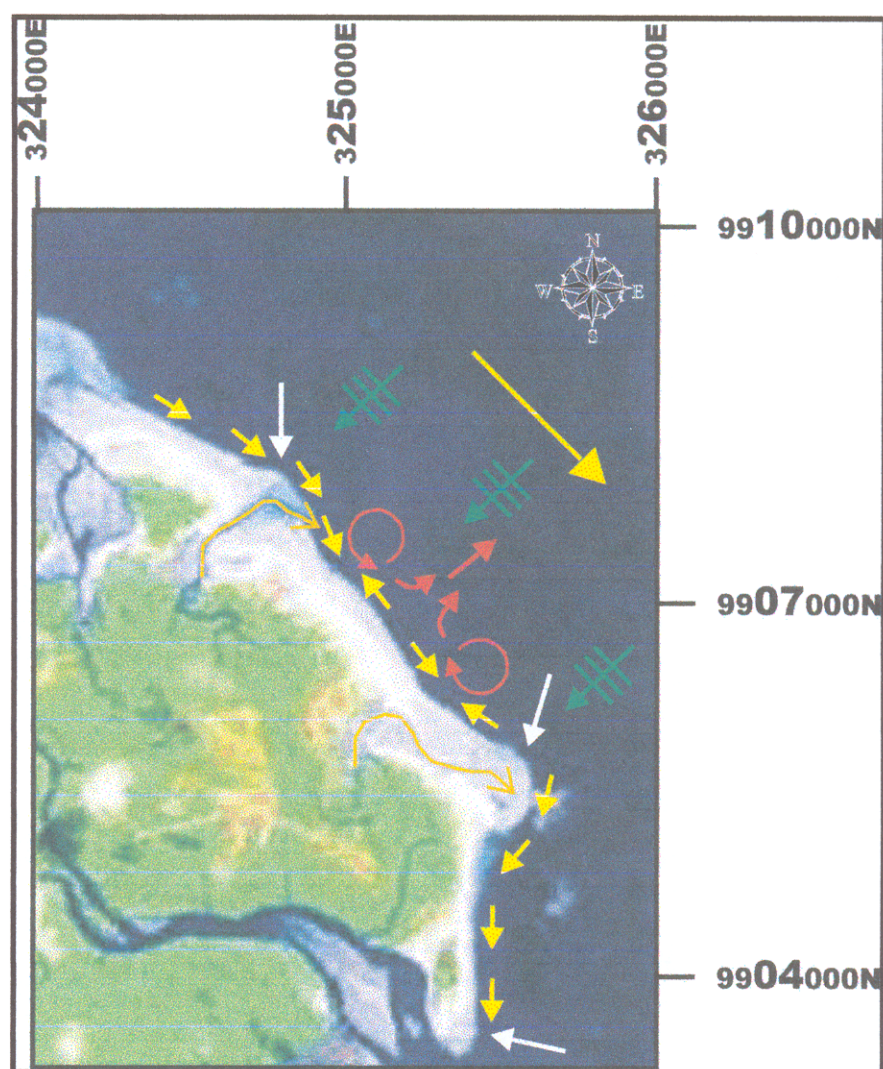


Figura 33 - Célula de deriva litorânea proposta para a Ilha de Ajuruteua. As setas vermelhas indicam duas células que configuram o sistema de correntes de retorno de Sonu (1972). As setas verdes indicam o trem de ondas chegando normais à costa. As setas amarelas pequenas indicam a direção da deriva litorânea, a seta amarela grande indica a direção preferencial da deriva litorânea. As setas brancas mostram as morfologia das feições costeiras e as laranjas indicam a mudança na direção dos canais de maré.

5-SEDIMENTOLOGIA

5.1-ESTRUTURAS SEDIMENTARES DEPOSICIONAIS

As estruturas sedimentares desenvolvidas nas areias da praia de Ajuruteua, são resultantes basicamente, da limitada variação granulométrica dos sedimentos (areia fina a muito fina), da predominância de um estado morfológico regular, da amplitude das marés, da ação do espraçamento e refluxo (“*swash*” e “*backwash*”, respectivamente) das ação das ondas sobre as areias, atividade dos ventos, etc... Desta forma, a superfície praial exhibe várias feições deposicionais, tais como: bancos arenosos, calhas, marcas onduladas de diversos tipos, marcas de espraçamento (“*swash marks*”), marcas de escoamento (“*rill marks*”), rastros de organismos, etc..., em resposta à ação destes agentes.

Uma das feições características da praia, são os sistemas de crista e calha (“*ridge and runnel*”) (Figuras 21, 34 e 35A) que desenvolvem-se na zona de intermaré média nos Setores I e III. As calhas (“*runnel*”) possuem formato retilíneo (Figura 21), e estão dispostas paralelas à linha de costa. A feição característica do leito dessas calhas, são as marcas onduladas, que apresentam cristas ondulatórias, indicativas de regime de fluxo inferior ($F < 1$) (Figura 34).

Durante o período chuvoso, o nível do lençol freático (“*water table*”) está mais alto e, vez por outra, aflora na zona de intermaré média/inferior (Figura 35B). Durante a maré vazante, as calhas (“*runnel*”) ligam-se ao lençol freático, por onde a água escoar, causando a formação de marcas de escoamento (“*rill marks*”) (Figura 35C).

Observou-se no Setor I, na zona de intermaré inferior, durante condições de maré baixa de sizígia, a ocorrência de “*sandwaves*”, dispostas perpendicularmente à linha de costa. Estas “*sandwaves*”, provavelmente, fazem parte de um leito de uma calha (“*runnel*”), que possui direção paralela à linha de costa, caracterizada como uma extensão do canal de maré da Barca. Estas “*sandwaves*” só são observáveis, durante as condições citadas (Figura 36).

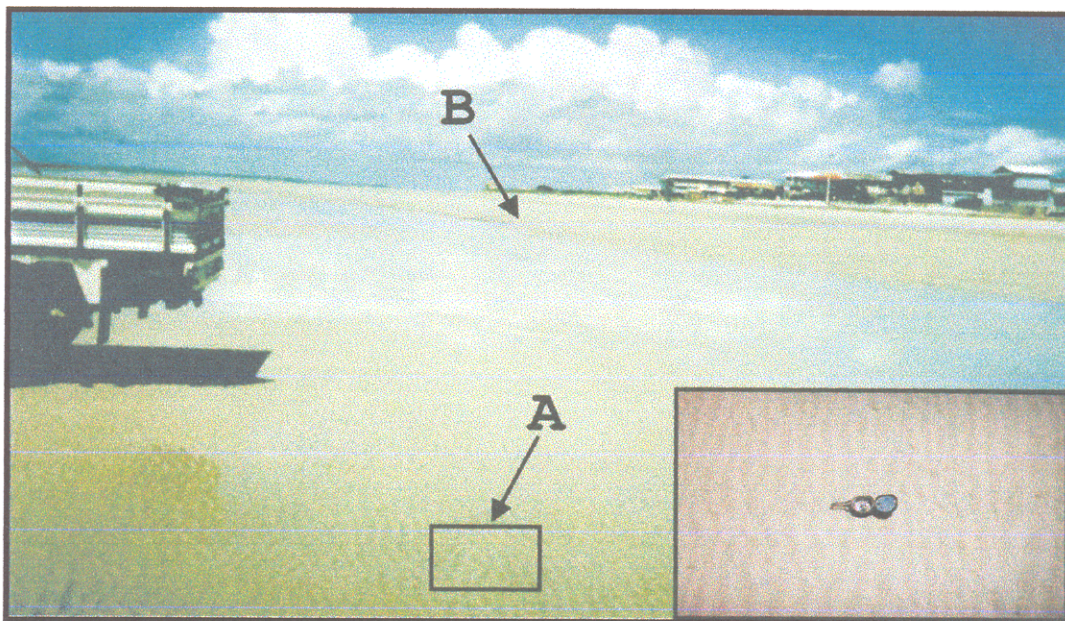


Figura 34 - Marcas onduladas em uma calha (“runnel”) localizada na zona de intermaré média. Setor III.

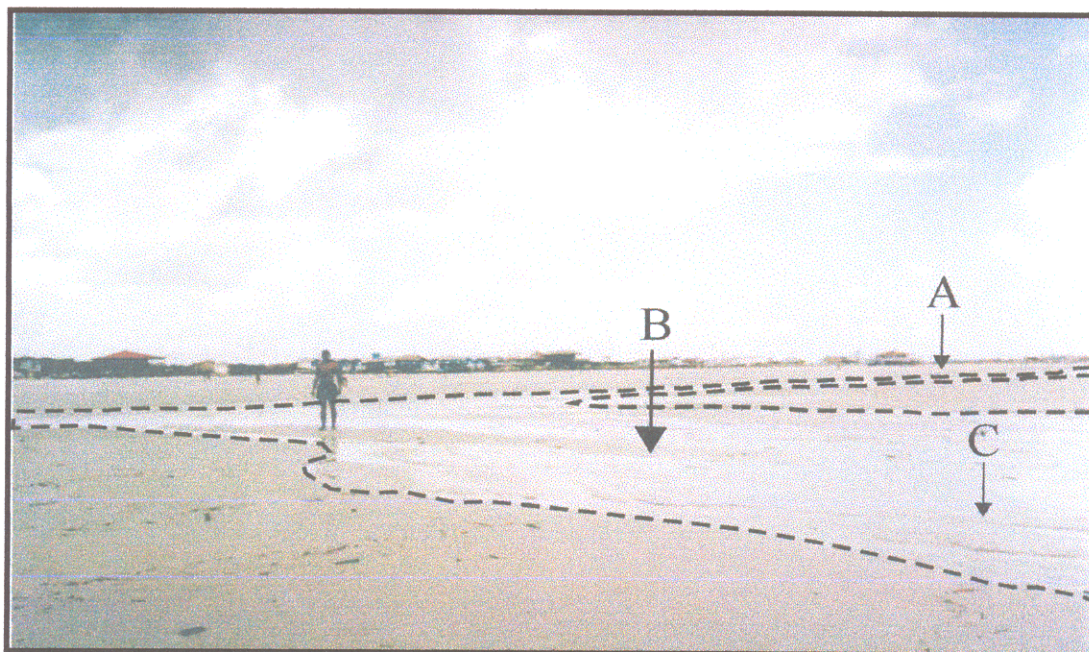


Figura 35 - Calhas (“runnel”) (A), que se ligam ao lençol freático (“water table”) (B) aflorante, onde há a formação de marcas de escoamento (“rill marks”) (C). Setor II.

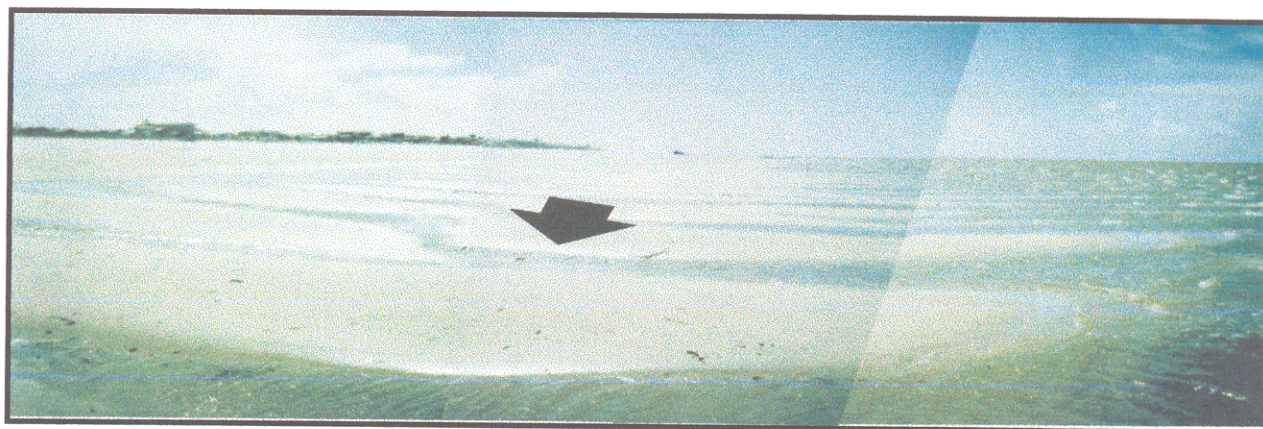


Figura 36 - “Sandwaves” localizadas na linha de maré baixa (zona de intermaré inferior/inframaré). A seta indica a direção da corrente (340°Az). Setor I.

5.2-PARÂMETROS ESTATÍSTICOS

A interpretação dos valores das distribuições granulométricas de amostras sedimentares, visando a caracterização do ambiente deposicional, tem sido largamente utilizado na literatura.

as características granulométricas dos sedimentos praias foram avaliadas a partir dos parâmetros estatísticos de Folk & Ward (1957): média, selecionamento, assimetria e curtose. O significado geológico dos dois primeiros é consenso entre muitos pesquisadores, tendo seus usos se tornado indispensáveis a qualquer trabalho envolvendo sedimentologia. Os significados da assimetria e da curtose, apesar de amplamente discutidos, ainda causam muitas controvérsias.

Tanto a média, quanto a mediana, foram utilizadas nas análises preliminares, entretanto, apenas os valores da média constam no trabalho, devido, ambos os parâmetros mostrarem resultados equivalentes.

Nesta praia, predominam areias finas bem a muito bem selecionadas, aproximadamente simétricas e platicúrticas a mesocúrticas. O comportamento textural apresentou algumas variações, entre os perfis de inverno e verão. Essas mudanças podem ser explicadas pelas variações sazonais de energia ao longo da praia, associadas à presença ou não de canais. A maior energia causaria erosão mais rápida e intensa, com a lavagem dos finos, e consequentemente um aumento da granulometria do depósito residual.

5.2.1-Média

A Média indica a tendência central do tamanho médio dos grãos de um dado sedimento.

Segundo Sahu (1964), o tamanho médio do grão, fornece dados sobre a energia cinética média do agente de deposição, embora a mesma, seja, também, dependente da distribuição do tamanho do grão dos materiais disponíveis como fonte.

O comportamento da média é mostrado na Figura 37.

No período seco, observa-se uma heterogeneidade na distribuição da média, com valores variando de 2,45 até 2,9 ϕ , tendo como valor médio 2,67 ϕ .

A zona de intermaré superior apresenta valores diferentes para os três setores da praia. Os valores da média em todo o Setor I, apresentam um valor médio de 2,95 ϕ . O Setor II apresenta os menores valores da média, que variam de 2,45 a 2,65 ϕ , provavelmente, devido à erosão a que este setor está submetido. O Setor III apresenta, também altos valores, que se situam entre 2,75 e 2,85 ϕ .

A zona de intermaré média, no Setor I, apresenta valores que variam de 2,6 a 2,95 ϕ . Estes valores, que na porção superior da zona de intermaré média, são da ordem de 2,95 ϕ , diminuem à medida que se afastam da zona de intermaré superior, e na porção média, atingem seus menores valores (2,6 ϕ), coincidindo com as calhas existentes neste setor. No Setor II, a média apresenta valores semelhantes aos da zona de intermaré superior deste mesmo setor, com valores entre 2,45 a 2,85 ϕ . O Setor III, por sua vez, apresenta como valor médio 2,9 ϕ .

Na zona de intermaré inferior, no Setor I, observa-se, como na porção da zona de intermaré média do mesmo setor, a ocorrência de valores em torno de 2,65 ϕ . No Setor II, também, como observado em sua zona de intermaré superior, a ocorrência dos valores baixos do tamanho médio de grão (2,5 ϕ). O Setor III apresenta altos valores (2,9 ϕ), semelhantes aos do Setor I.

No período chuvoso, a distribuição da média é mais homogênea em relação ao período seco. Seus valores variam de 2,55 até 3 ϕ , tendo como valor médio 2,79 ϕ .

As zonas de intermaré superior e média apresentam valores idênticos para os três setores da praia, e giram em torno de 2,95 ϕ . Esta distribuição homogênea do tamanho do grão, pode ser

resultante do retrabalhamento dos sedimentos erodidos das dunas frontais, e depositados nestes setores na zona de intermaré.

A zona de intermaré inferior, apresenta valores semelhantes aos anteriores, para os Setores I e III. O Setor II, porém, apresenta valores em torno de $2,75\phi$. Estes valores podem ser oriundos do lençol freático aflorante nesta zona do Setor II, o que pode causar uma retirada dos grãos menores.

O comportamento da média, mostra que existe um controle sazonal de sua distribuição ao longo da praia. No período chuvoso, a erosão e retrabalhamento das dunas frontais pelas ondas, fazem com que os sedimentos muito bem selecionados destas dunas, sejam transportados para a zona de intermaré pela ação das marés de sizígia.

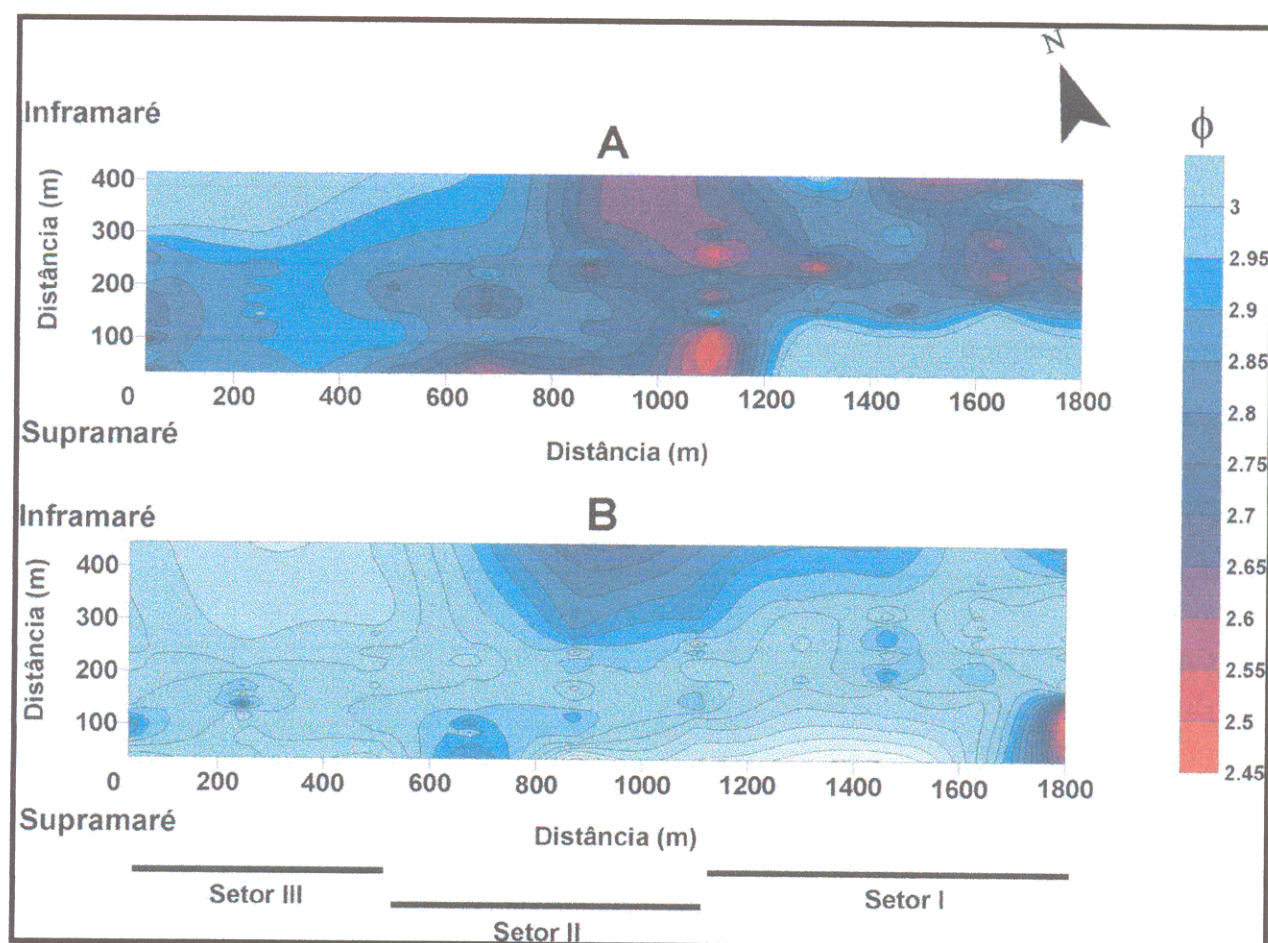


Figura 37 - Comportamento da Média, durante os períodos seco (A) e chuvoso (B).

5.2.2-Selecionamento

O selecionamento (desvio padrão) mede o grau de seleção de um sedimento, indicando as flutuações do nível energético do agente deposicional, e sua capacidade de classificar os materiais mobilizados. Entretanto, se não houver uma disponibilidade da área fonte, em fornecer diferentes tamanhos de grão ao agente de deposição, as diferenças energéticas do meio, não serão retratadas no material acumulado, o que mostra, que, a distribuição de tamanho dos materiais da área fonte, influencia, de certo modo, o grão de seleção dos sedimentos depositados em um dado ambiente (Sahu, 1964). Segundo Friedman (1962) estabeleceu o intervalo de $0,35 < \sigma_\phi < 0,50$ para a faixa de distribuição das areias de praia.

Segundo Nordstrom (1977), valores de selecionamento no intervalo de $0,37 < \sigma_\phi < 0,48$, representam sedimentos de praias com níveis de energia alto a moderado.

O comportamento do selecionamento é mostrado na Figura 38.

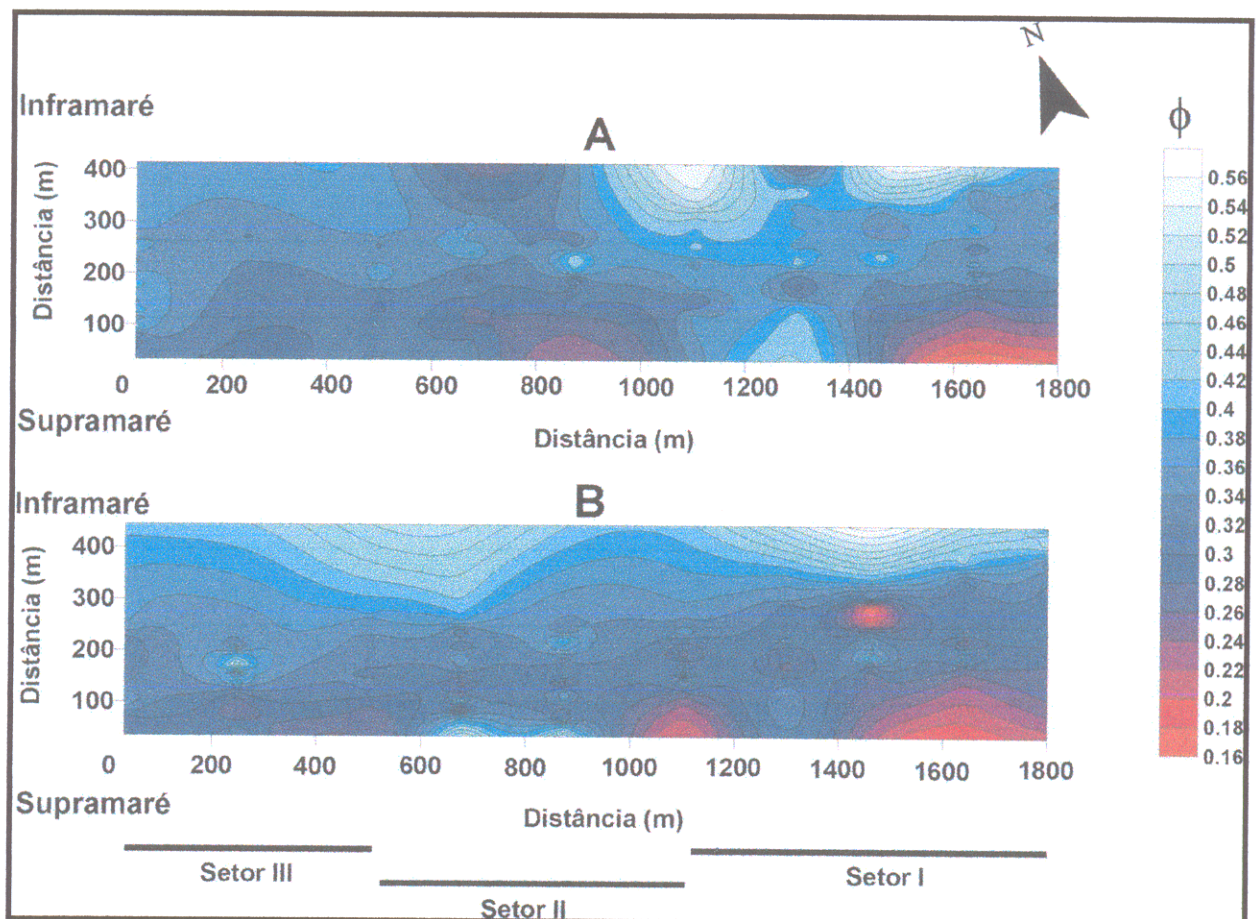


Figura 38 - Comportamento do Selecionamento, durante os períodos seco (A) e chuvoso (B).

Há uma semelhança no comportamento da distribuição do selecionamento, com valores variando de 0,16 (sedimentos muito bem selecionados) até 0,56 (sedimentos moderadamente selecionados) com média de 0,44 (sedimentos bem selecionados).

Nos períodos seco e chuvoso, nos três setores, a zona de intermaré superior apresenta sedimentos muito bem selecionados (com valores de 0,16 a 0,32). Entre os Setores I e II, porém, observa-se um trecho com sedimentos bem selecionados (valores entre 0,36 e 0,42).

O mesmo ocorre na zona de intermaré média, que, em ambos os períodos, para três setores, também apresentam sedimentos muito bem selecionados (com valores de 0,22 a 0,32).

A zona de intermaré inferior, por sua vez, apresenta sedimentos que variam de muito bem selecionados a moderadamente selecionados (com valores entre 0,16 a 0,32). Os sedimentos moderadamente selecionados, que ocorrem no Setor II, podem ser oriundos da maior energia a que está submetida esta zona, devido à presença do lençol freático aflorante na praia.

5.2.3-Assimetria

A assimetria de uma distribuição granulométrica traduz a posição da mediana em relação à média aritmética. Em um sedimento, onde tem-se a predominância do material fino sobre o grosseiro, a assimetria é positiva, mostrando que o tamanho médio é menor que a mediana.

A mais defendida utilização da assimetria como parâmetro estatístico sensível aos processos sedimentares é sua característica de apresentar predominância de valores negativos nos sedimentos da face de praia (Mason & Folk, 1958; Friedman, 1961, 1967, 1979; Duane, 1964; Folk, 1966; entre outros *apud* Bittencourt, 1992). Todavia, vários são os autores que não encontraram resultados significativos nesse sentido (Shepard & Young, 1961; Bigarella & Popp, 1966; McLaren, 1981 entre outros *apud* Bittencourt *op cit.*).

O comportamento da assimetria é mostrado na Figura 39.

De uma maneira geral, para os dois períodos, o comportamento da assimetria varia desde valores negativos (-0,16) até valores muito positivos (0,242), com seu valor médio aproximadamente simétrico (0,015).

No período seco, predominam valores simétricos (0,05). A zona de intermaré superior apresenta valores diferentes para os três setores da praia. Os valores de assimetria no Setor I são muito positivos (0,55). No Setor II, os valores de assimetria mostram-se de simétricos (0) a negativos (-0,2). O Setor III apresenta valores positivos (0,25).

A zona de intermaré média apresenta valores praticamente idênticos de assimetria para os três setores da praia, com predominância de valores simétricos (0,05), além destes, ocorrem, no Setor I, de valores positivos (0,25) de assimetria, principalmente no Setor I.

Na zona de intermaré inferior, observa-se, novamente, a predominância de valores simétricos (0). Ocorrem, porém, valores negativos de assimetria, como no Setor III (-0,3), e em um pequeno trecho do Setor II (-0,25).

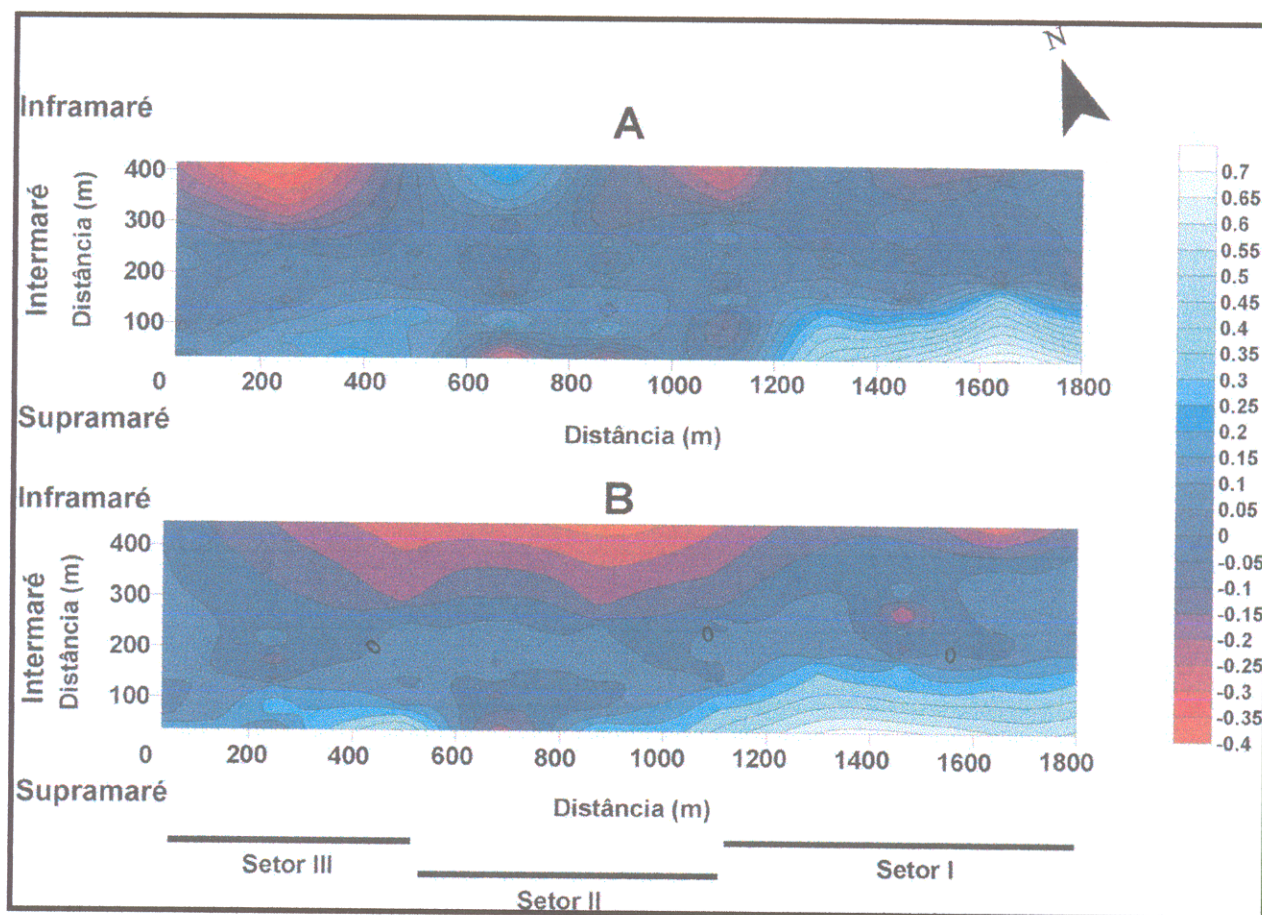


Figura 39 - Comportamento da Assimetria, durante os períodos seco (A) e chuvoso (B).

No período chuvoso, a predominância de valores simétricos também se faz presente (-0,05), porém, a incidência de valores positivos e negativos de assimetria aumenta.

A zona de intermaré superior apresenta-se com valores muito positivos para o Setor I (0,55). No Setor II, os valores de assimetria mostram-se simétricos (-0,05) a positivos (0,25). Já o Setor III apresenta valores positivos (0,35).

A zona de intermaré média, como ocorre no período seco, apresenta valores praticamente idênticos de assimetria para os três setores da praia, com predominância de valores simétricos (0,05), além destes, no Setor I, ocorrem valores muito positivos (0,55) de assimetria.

Na zona de intermaré inferior, observa-se, novamente, a predominância de valores simétricos (0,1). Ocorrem, porém, valores negativos de assimetria no Setor II (-0,25), e em uma parte do trecho do Setor III (-0,35).

Os dados analisados indicam que, os sedimentos da praia de Ajuruteua apresentam uma distribuição aproximadamente simétrica, apesar da existência de valores positivos e negativos, são independentes da variação sazonal. Tal característica, deve estar relacionada a baixa variabilidade das ondas locais (Nordstrom, 1977). A pequena variação da assimetria que resulta nos valores positivos e negativos, devem refletir a uma maior variabilidade das ondas atuantes.

Segundo Duane (1964), os valores negativos de assimetria sugerem uma tendência à processos de erosão, e quando seus valores positivos, sugerem processos deposicionais. Segundo Bittencourt (1992), inexistente uma relação direta entre o sinal da assimetria e processos erosivos. A Figura 40 mostra, porém, que, conforme demonstrado por Duane (*op cit.*), e diferente do que considera Bittencourt (*op cit.*), os valores negativos de assimetria ocorrem, principalmente, nas áreas sujeitas à maior nível de energia atuante, que, no caso da praia de Ajuruteua, são as zonas sujeitas à erosão (Setor II).

5.2.4-Curtose

A curtose tem sido amplamente estudada por vários pesquisadores, e relacionada com sucesso ao nível de energia das ondas, ou ao nível de energia do ambiente deposicional, sendo inversamente proporcionais. Os valores altos de curtose, indicam uma diminuição no nível de energia das ondas, e os valores baixos de curtose, indicam um aumento no nível de energia das ondas.

O comportamento da curtose é mostrado na Figura 40.

No período seco, a distribuição da curtose é heterogênea, com valores variando de 0,4 (muito platicúrtica) até 1,3 (leptocúrtica), com média de 0,85 (platicúrtica).

Na zona de intermaré superior do Setor I, observam-se os menores valores de curtose (0,5 a 0,8). Estes baixos valores indicam uma influência da energia mais alta das ondas neste setor. No Setor II, ocorrem os mais altos valores de curtose (1,3 a 1,6). Estes valores indicam um nível de

energia mais baixo neste setor, podendo estar relacionado, à ação das marés no retrabalhamento dos sedimentos. No Setor III, os valores são baixos (0,8), novamente indicando áreas de maior energia de ondas.

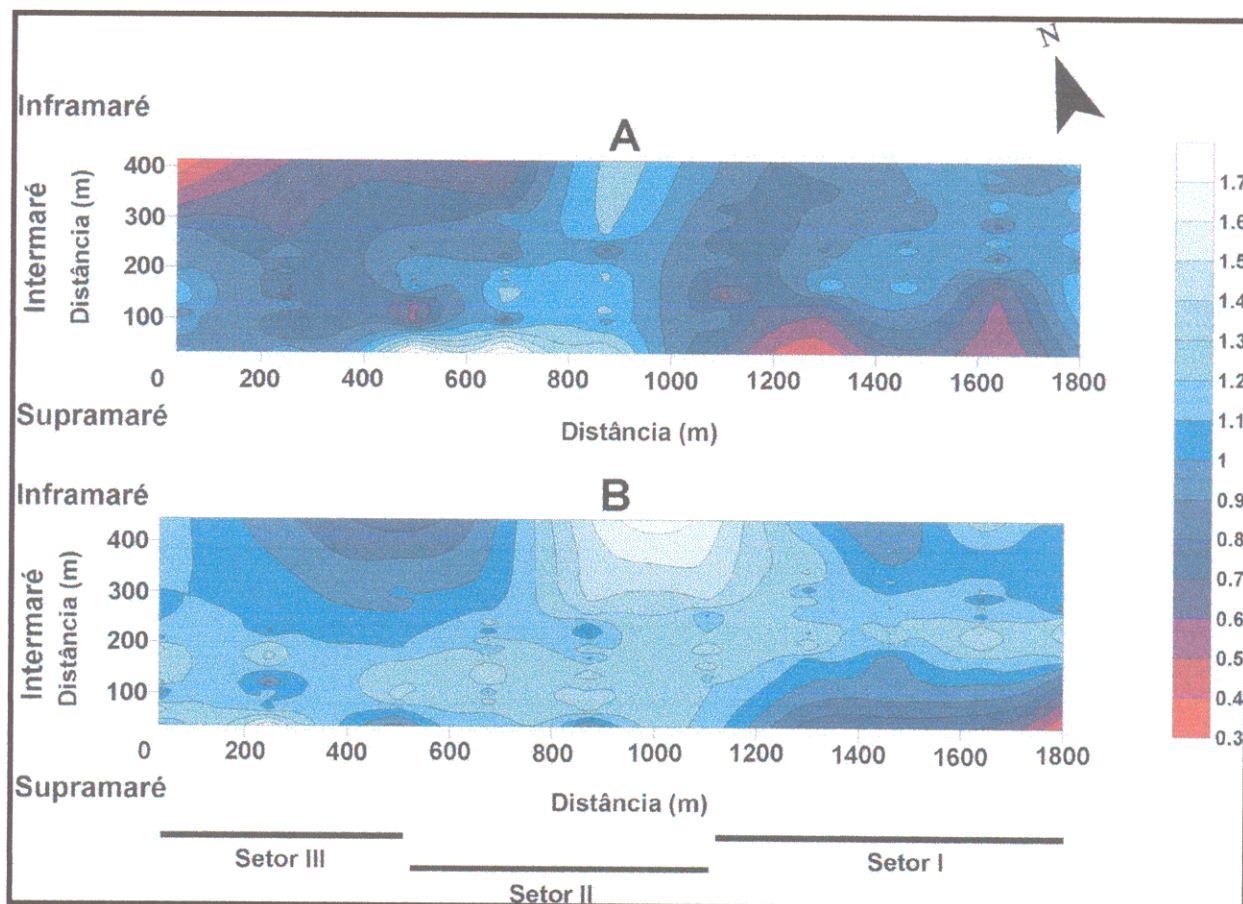


Figura 40 - Comportamento da Curtose, durante os períodos seco (A) e chuvoso (B).

Na zona de intermaré média do Setor I, onde seus valores são maiores (1 a 1,4) em relação à zona de intermaré superior, estão localizadas as calhas. O fluxo das correntes de maré, nesta calha, pode ser o fator condicionante da menor energia, e conseqüentemente dos valores mais altos da curtose. Entre os Setores I e II, ocorre um trecho de mais altos valores de curtose (0,5 a 0,7). No Setor III, porém, ocorrem novamente os baixos valores de curtose.

Na zona de intermaré inferior do Setor I, os valores de curtose são semelhantes aos da zona de intermaré média, e variam de 0,6 a 0,8. No setor II, como na zona de intermaré média, ocorrem os mais altos valores de curtose (1,3 a 1,6). Estes valores, da mesma forma que na zona

de intermaré média, coincidem com nível de energia mais baixo. No Setor III, os valores são baixos (0,7), novamente indicando áreas de maior energia.

No período chuvoso, em oposição ao que ocorre no período seco, observa-se uma distribuição mais homogênea da curtose.

Na zona de intermaré superior do Setor I, como no período seco, continuam os baixos valores de curtose, que ficam em torno de 0,7. No setor II, ocorrem novamente os mais altos valores de curtose (1,3 a 1,6). No Setor III, diferente dos valores do período seco, são mais altos (1,3), indicando áreas de menor energia.

Na zona de intermaré média do Setor I, seus valores são maiores em relação aos observados nesta zona no período seco.

No Setor II, como na zona de intermaré superior ocorrem os mais altos valores de curtose, que giram em torno de 1,4. Estes valores, da mesma forma que na zona de intermaré média, coincidem com um nível de energia mais baixo, originado pelo fluxo através dos canais do lençol freático, que afloram neste setor da zona de intermaré. No Setor III, os valores são medianos, em torno de 1,1.

Na zona de intermaré inferior do Setor I, os valores de curtose são um pouco maiores que os da zona de intermaré média, e variam de 0,8 a 1. No Setor II, como na zona de intermaré média ocorrem os mais altos valores de curtose, que variam de 1,3 a 1,6. Estes valores, da mesma forma que na zona de intermaré média, coincidem com os fluxos através dos canais do lençol freático, que afloram neste setor da zona de intermaré. No Setor III, os valores são mais baixos (0,9).

6-DISCUSSÃO

Segundo Souza Filho (1995), a posição geográfica do NE do Estado do Pará, aliada a seus embaixamentos costeiros ("rias") e à grande extensão da Plataforma Continental do Pará/Maranhão, proporcionam um ambiente de alta energia.

A praia de Ajuruteua é ambiente muito dinâmico, tendo sua morfologia relacionada a processos de alta energia, devido, principalmente, a macromarés associadas com ação das ondas. Apresenta um traçado retilíneo, orientado segundo a direção NW-SE, apresentando suas extremidades recurvadas. Ao longo deste segmento praial, que possui aproximadamente 3km de extensão, e sua largura média, desde a base das dunas frontais até a linha de maré baixa média, varia entre 230m e 286m. Seu perfil transversal possui uma declividade suave, em toda a sua extensão, com valores entre $1^{\circ}41'$ e 2° , tendo como valor médio $1^{\circ}52'$ ($\text{tg}\beta = 0,019$), sua larga zona de surfe, em geral, apresenta duas linhas de arrebentação, indicando a ocorrência de barras paralelas.

Parte dos sedimentos que constituem estas barras é transferida lentamente em direção à praia, onde passa a desenvolver, na zona de intermaré, uma morfologia do tipo "crista e calha" ("*ridge and runnel*") de relevo muito suave. Este estado morfológico, é interrompido por eventos de alta energia, como marés equinociais de sizígia, associadas a ondas altas, que removem grande parte destas areias da praia para a zona de inframaré. Durante estes eventos há o aplainamento da zona de intermaré

As únicas irregularidades que interrompem a homogeneidade desta praia, são os canais de maré, que configuram deltas de maré vazante, e que são os delimitadores deste segmento praial.

Foi constatada uma tendência sazonal das características morfológicas, condicionadas pela variabilidade no comportamento hidrodinâmico, ocorrendo uma predominância de perfis de acreção, no período seco, e perfis de erosão, durante o período chuvoso. Esta variação, é refletida, principalmente, na variação de energia das ondas, que durante o período seco são moderadas, e mais energéticas, devido à ação das macromarés de sizígia, durante o período chuvoso.

As observações de campo mostram que a praia de Ajuruteua apresenta dois "estados morfológicos" distintos. O primeiro "estado morfológico", é encontrado no período chuvoso, em função do grande poder erosivo das marés de sizígia associadas à ação das ondas. Desta forma,

parte dos sedimentos das zonas de supramaré e intermaré são erodidos. As dunas frontais submetidas ao conjunto onda-maré, sofrem erosão e passam a desenvolver escarpas de praia de 0,5 a 3m. Os sedimentos erodidos são depositados na zona de inframaré sob a forma de bancos arenosos, que migram da zona de intermaré para a zona de inframaré. Como configuração geral, o perfil praial torna-se plano, apresentando as escarpas de praia como feições morfológicas maiores.

O segundo "estado morfológico", ocorre no período seco, quando os sedimentos removidos das zonas de supramaré e intermaré, são reincorporados à praia. Nesta situação, observa-se a migração do banco em direção da praia, a formação de uma morfologia do tipo "crista e calha" ("*ridge and runnel*") de relevo muito suave, a formação da berma praial, e os efeitos da atividade eólica, que transporta os sedimentos até as dunas frontais. Estes sistemas de crista e calha ("*ridge and runnel*"), desenvolvem-se, somente, na zona de intermaré média dos Setores I e III da praia de Ajuruteua.

Utilizando-se dos conceitos morfodinâmicos, constatou-se que na maior parte do tempo, a praia de Ajuruteua comporta-se como uma praia tipicamente dissipativa, porém alguns parâmetros lhe dão condições intermediárias.

De acordo com a equação sugerida por Komar (1983), para se estimar o nível de energia de uma praia, a praia de Ajuruteua apresentou valores entre $\epsilon_{\text{seco}} = 1,25$ e $\epsilon_{\text{chuvoso}} = 1,8$. Estes valores a caracterizam como praia de energia moderada.

O parâmetro dimensionador do surfe (Guza & Inmam, 1975), apresenta características intermediárias da zona de surfe (banco e calha longitudinal), no período seco ($\epsilon_{\text{seco}} = 25,28$), o que é comprovado pela menor energia das ondas, em relação ao período chuvoso, que adquire condições dissipativas ($\epsilon_{\text{seco}} = 31,05$), com ondas mais energéticas.

O parâmetro Ω de Wright & Short (1984), apresenta para o período seco, um valor de $\Omega_{\text{seco}} = 6,95$, e para o chuvoso, um valor de $\Omega_{\text{chuvoso}} = 8,3$. Ambos os valores, a classificam como praia dissipativa, o que corresponde ao comportamento observado.

Os valores obtidos pelo modelo de praias de macromaré de Masselink & Short (1993), caracterizam a praia de Ajuruteua, como uma praia dissipativa sem bancos ($RTR = 4,79$; $\Omega_{\text{seco}} = 6,95$ e $\Omega_{\text{chuvoso}} = 8,3$), no caso, aplicável apenas para o período chuvoso, quando ocorre o

aplainamento da zona de intermaré, visto que, durante o período seco, ocorrem os sistemas de crista e calha ("*ridge and runnel*").

Morfologicamente, existe uma semelhança entre os perfis dos Setores I e III, pois ambos apresentam uma zona de intermaré superior com uma largura média de 40m, limitada por um campo de dunas frontais de 1 a 2m de altura. O gradiente médio é de 1:36 ($\text{tg}\beta = 0,027$). No período chuvoso, ocorre a erosão deste campo de dunas, formando escarpas praiais de até 1,8m. Diferente destes setores, o Setor II, porém, apresenta sua zona de intermaré superior com largura média de 43m, sendo limitada por uma escarpa praial de até 3m de altura, desenvolvida nas dunas frontais. Seu gradiente médio é de 1:46 ($\text{tg}\beta = 0,021$).

A zona de intermaré média dos setores I e III, apresentam uma largura aproximada de 115m e seu gradiente médio fica em torno de 1:65 ($\text{tg}\beta = 0,015$). Apresentam um sistema de crista e calha ("*ridge and runnel*") suave, paralelo à linha de costa de aproximadamente 45cm de profundidade. No período chuvoso, porém, esta calha sofre um preenchimento, devido o deslocamento da crista arenosa em direção à praia. Neste momento, observa-se o aplainamento da zona de intermaré média. No período chuvoso, em ambos perfis, a calha é preenchida. Neste momento, observa-se o aplainamento da zona de intermaré média.

A zona de intermaré média do Setor II não possui a ocorrência do sistema de crista e calha ("*ridge and runnel*"), característico do período seco. Apresenta uma largura de 110m, e seu gradiente médio é de 1:60 ($\text{tg}\beta = 0,016$). Apresenta uma área maior, menor inclinação e aplainamento da superfície desta zona.

A zona de intermaré inferior apresenta-se semelhante para os três setores com um gradiente em torno de 1:42 ($\text{tg}\beta = 0,023$).

A cobertura sedimentar da faixa de praia de Ajuruteua é constituída de areias finas a muito finas, com concentrações locais de minerais pesados. Apresenta diferenças na distribuição da granulometria ao longo de suas zonas. Apesar de existirem mudanças significativas no tamanho médio do grão, observa-se, neste caso, uma variação sazonal na distribuição dos sedimentos, estas diferenças, porém, não mostram uma mudança efetiva na classe granulométrica predominante, que no caso, se reflete na classe areia fina (tamanho médio $2,76\phi$).

O comportamento da média, mostra que existe um controle sazonal de sua distribuição ao longo da praia. No período seco, quando a ação das ondas é maior, a maior energia causaria erosão das dunas frontais, ocorrendo, então, a lavagem dos grãos menores, e conseqüentemente,

engrossamento relativo do depósito residual, fazendo com que os sedimentos adquiram valores menores. No período chuvoso, porém, sua distribuição é mais homogênea, devido ao fato de que, a ação das marés suplanta a ação das ondas. A erosão e o retrabalhamento das dunas frontais pelas ação do conjunto onda-maré, fazem com que os sedimentos muito bem selecionados destas dunas, sejam transportados para a zona de intermaré, pela ação das marés de sizígia, causando uma diminuição no tamanho médio do grão.

O selecionamento mostra que há uma semelhança no comportamento da sua distribuição, para ambos os períodos, com sedimentos muito bem selecionados (0,16), passando por sedimentos bem selecionados (0,36) até sedimentos moderadamente selecionados (0,56).

A zona de intermaré superior apresenta sedimentos muito bem selecionados (com valores de 0,16 a 0,32). O mesmo ocorrendo na zona de intermaré média, que, em ambos os períodos, para três setores, também apresentam sedimentos muito bem selecionados (com valores de 0,22 a 0,32). A zona de intermaré inferior, por sua vez, apresenta sedimentos que variam de muito bem selecionados a moderadamente selecionados (com valores entre 0,16 a 0,32). Os sedimentos moderadamente selecionados, que ocorrem no Setor II, podem ser oriundos da maior energia a que está submetida esta zona, devido à presença da ação das ondas e do lençol freático aflorante na praia.

De uma maneira geral, para os dois períodos, o comportamento da assimetria varia desde valores negativos (-0,16) até valores muito positivos (0,242), com seu valor médio aproximadamente simétrico (0,015).

No período seco, predominam valores simétricos (0,05). A zona de intermaré superior apresenta valores diferentes para os três setores da praia. Os valores de assimetria no Setor I são muito positivos (0,55). No Setor II, os valores de assimetria mostram-se de simétricos (0) a negativos (-0,2). O Setor III apresenta valores positivos (0,25).

A zona de intermaré média apresenta valores praticamente idênticos de assimetria para os três setores da praia, com predominância de valores simétricos (0,05), além destes, ocorrem, no Setor I, de valores positivos (0,25) de assimetria, principalmente no Setor I.

Na zona de intermaré inferior, observa-se, novamente, a predominância de valores simétricos (0). Ocorrem, porém, valores negativos de assimetria, como no Setor III (-0,3), e em um pequeno trecho do Setor II (-0,25).

Os dados analisados indicam que, os sedimentos da praia de Ajuruteua apresentam uma distribuição aproximadamente simétrica, apesar da existência de valores positivos e negativos.

Segundo Nordstrom (1977), tal característica, deve estar relacionada a baixa variabilidade das ondas locais. A variação nos valores da assimetria, que resultam nos valores positivos e negativos, devem refletir a uma maior variabilidade das ondas atuantes, sendo, portanto, dependentes da variação sazonal ou do nível de energia atuante. Desta forma, os valores altos de curtose indicam uma diminuição no nível de energia das ondas, e os valores baixos de curtose, indicam um aumento no nível de energia das ondas.

Segundo Bittencourt (1992), inexistência uma relação direta entre o sinal da assimetria e processos erosivos. Porém, conforme demonstrado por Duane (1964), e diferente do que considera Bittencourt (*op cit.*), os valores negativos de assimetria ocorrem, principalmente, nas áreas sujeitas à maior nível de energia atuante, que, no caso da praia de Ajuruteua, são as zonas sujeitas à erosão (Setor II). Já os valores positivos, como na zona de intermaré superior do Setor I, são as áreas onde ocorrem os processos deposicionais.

A curtose tem sido amplamente relacionada, com sucesso, ao nível de energia das ondas, ou ao nível de energia do ambiente deposicional, sendo inversamente proporcionais. Os valores da curtose no período seco, mostram uma distribuição heterogênea, com variações de curtose muito platicúrtica (0,4), leptocúrtica (1,3), com média situada em curtose platicúrtica (0,85).

Na zona de intermaré superior dos Setores I e III, observam-se os menores valores de curtose (0,5 a 0,8). Estes baixos valores indicam uma influência da energia mais alta das ondas neste setor. No Setor II, ocorrem os mais altos valores de curtose (1,3 a 1,6). Estes valores indicam um nível de energia mais baixo neste setor, podendo estar relacionado, à ação das marés no retrabalhamento dos sedimentos.

Na zona de intermaré média do Setor I, onde seus valores são maiores (1 a 1,4) em relação à zona de intermaré superior, estão localizadas as calhas. O fluxo das correntes de maré, nesta calha, pode ser o fator condicionante da menor energia, e conseqüentemente dos valores mais altos da curtose. Entre os Setores I e II, ocorre um trecho de mais altos valores de curtose (0,5 a 0,7).

Na zona de intermaré inferior do Setor I, os valores de curtose são semelhantes aos da zona de intermaré média, e variam de 0,6 a 0,8. No setor II, como na zona de intermaré média, ocorrem os mais altos valores de curtose (1,3 a 1,6). Estes valores, da mesma forma que na zona

de intermaré média, coincidem com nível de energia mais baixo. No Setor III, os valores são baixos (0,7), novamente indicando áreas de maior energia.

A erosão praial é um dos fenômenos mais impressionantes entre os processos costeiros, que acabou transformando-se em um problema emergencial, na maioria das áreas costeiras do mundo. Os perfis levantados indicaram que a praia está sendo afetada por processos erosivos, decorrentes, principalmente, da ação das marés equinociais de sizígia, que amplificam a energia das ondas.

A erosão ocorre em todos os três setores da praia, porém, o setor mais prejudicado, é o Setor II, que vem sendo submetido a um forte processo erosivo, devido à fortes ondas com alturas de até 1,5m, e uma amplitude de maré de aproximadamente 6m, que expuseram pousadas e casas de veraneio, antes situadas no pós-praia, à erosão na zona de intermaré.

Estas condições, propiciaram, no Setor II, um recuo de linha de costa de até 25m (09/1999-06/2000). Nos Setores I e II, no mesmo período, esta variação é menor, e o recuo médio da linha de costa é de 4 e 3m, respectivamente.

No período seguinte (06/2000-03/2001), durante evento de maré equinocial de sizígia, observou-se, um recuo mais intenso na linha de costa. No Setor II, o recuo médio foi de 27m, e no Setor III, que antes era mais estável, sofreu um recuo médio de 28m. Em certos trechos do Setor III, rompeu o campo de dunas frontais, formando um leque de lavagem (*"washover fan"*) sobre a zona de supramaré (pós-praia). O Setor I, relativamente mais estável, teve um recuo de 9m.

Outro fator relacionado à erosão, segundo Duncan (1964), é a perda de sedimentos, devido à entrada e saída da maré na zona subsaturada, onde, durante os períodos de maré baixa, ocorre a retirada de sedimentos através de uma ampla rede de marcas de escorrimento (*"rill marks"*).

Os minerais pesados também têm sido utilizados como indicadores de erosão. Frihy & Komar (1993), observando as praias do Delta do Nilo, conseguiram relacionar zonas de erosão da linha de costa, e mostraram que há uma grande correlação com a distribuição e concentração de minerais pesados (*"placers"*), nas áreas sujeitas à erosão. Segundo estes autores, com a erosão mais atuante, haverá uma concentração mais alta de minerais pesados. Na praia de Ajuruteua, os minerais pesados podem ser observados em todos os setores, porém, no Setor II, a acumulação destes minerais é bem maior que nos outros setores, e, esta acumulação, ocorre, principalmente,

nas base das dunas frontais, exatamente na área adjacente às escarpas das dunas frontais, onde tem-se erosão. A concentração destes minerais, deve-se ao fato de sua maior densidade, o que dificultaria o seu transporte.

O Setor I da praia de Ajuruteua, devido ao seu posicionamento às margens do Canal da Barca, onde, um amplo delta de maré vazante, que funciona como armadilha de sedimentos, migra em direção a este perfil, propiciando o suprimento e a deposição dos sedimentos, e protegendo este setor, dos processos de erosão, tanto que seu balanço sedimentar é positivo e da ordem de $140\text{m}^3/\text{m}$.

Outro fator condicionante, é o controle climático exercido no campo de dunas frontais. Os fortes ventos alísios que sopram continente adentro, seriam os responsáveis, durante o período seco, pela migração e acumulação de sedimentos nas dunas frontais, sendo, este processo interrompido durante a estação chuvosa.

Segundo Souza Filho (2001) durante a maré baixa, o retrabalhamento pelo vento das areias da zona de intermaré, possibilita a formação de pequenas acumulações arenosas na escarpa de praia, que formam pequenas dunas, e provocam o alargamento da berma praial.

Sob condições normais, algumas plantas podem colonizar estas dunas dentro de pouco tempo. Seu contínuo crescimento, estabiliza as dunas, protegendo o litoral contra a erosão, e por conseguinte, propiciando uma acresção da linha de costa, o que pode ser observado no Setor I.

Os balanços sedimentares negativos estão relacionados, principalmente, às zonas de intermaré superior dos perfis, quando ocorre erosão das dunas frontais. Esta erosão, causa recuos de até 25m na linha de costa. Apesar de submetidos à erosão os perfis dos Setores I e III, apresentaram um balanço positivo, em sua variação de volume (para o período de 09/1999-06/2000) de $50,14$ e $22\text{m}^3/\text{m}$, respectivamente. O Setor II, por sua vez, submetido a severo processo de erosão, apresenta para o mesmo período um balanço negativo de $47,65^3/\text{m}$.

Parte deste sedimento do Setor II, pode ter sido deslocado pelas correntes de maré, para os outros dois Setores, haja visto que, ambos também sofrem erosão, que é menos intensa no Setor I.

Uma consequência desta exposição à erosão, é que o efeito de novas marés de sizígia tendem a ser mais danosas, visto que, a deficiência de sedimentos, implicam em uma menor atenuação da força do conjunto onda-maré. Explica-se, assim, a escarpa praial, quase permanente, que as dunas frontais apresentam no Setor III.

Não foram feitas medidas diretas do transporte sedimentar, porém, é possível tecer algumas inferências à respeito. Segundo Souza Filho (2001), na praia de Ajuruteua, ocorrem mudanças na deriva litorânea de um setor a outro, onde existem duas direções preferenciais, devido, principalmente, às variações na orientação da linha de costa e nas condições oceanográficas. A migração dos canais de maré, e da foz destes canais ao longo da costa, têm sido utilizados para se determinar a direção da deriva litorânea.

Vários pesquisadores testaram modelos predição de transporte "*crossshore*". Dentre estes modelos, está o de Short (1978 *apud* Trenhaile, 1997), que leva em conta, as características das ondas na zona de arrebentação. De acordo com o modelo deste autor, na praia de Ajuruteua, durante o período seco, ocorre transporte "*onshore*", e durante o período chuvoso, o transporte é "*offshore*". O modelo de Hattori & Kawamata (1980 *apud* Trenhaile, 1997), porém, indica apenas transporte na direção "*onshore*".

Durante os eventos de menor energia, como no período seco, ocorre a migração "*offshore/onshore*" dos sedimentos, com formação de sistemas de crista e calha ("*ridge and runnel*") (Pedreros *et al.*, 1996; Michel & Howa, 1999). Durante eventos de maior energia, como no período chuvoso, há a migração "*onshore/offshore*" dos sedimentos, com preenchimento das calhas e o aplainamento da zona de intermaré. Em semelhança aos valores limites, por estes autores fixados, os valores da praia de Ajuruteua enquadram-se muito bem, o que pode mostrar que, esta praia possui um padrão sazonal bem característico no transporte.

De acordo com a morfologia das feições costeiras, e com as análises dos modelo de predição de transporte, é que se pôde chegar a um padrão de uma célula de circulação para a praia de Ajuruteua. Este padrão parece obedecer ao sistema de correntes de retorno com ondas normais à costa, proposto por Sonu (1972), haja visto que, durante as etapas de campo, nenhuma obliquidade foi observada na direção das ondas incidentes, e as morfologias dos perfis do Setor II, poderiam ser consideradas como a zona de "*shoaling*", situada entre as duas calhas, que seriam as morfologias dos perfis dos Setores I e III.

A incidência de ondas que chegam normais à costa, a ação constante de ventos alísios de NE, a configuração das formas costeiras com suas terminações e orientações (esporão arenoso da praia do Pescador e as extremidades recurvadas da praia de Ajuruteua), além das mudanças na direção do curso dos deltas de maré vazante, sugerem uma célula de circulação, com transporte litorâneo resultante no sentido de NW para SE.

7-CONCLUSÕES

(1) As observações de campo mostram que a praia de Ajuruteua apresenta dois "estados morfológicos". O primeiro "estado morfológico" é encontrado no período chuvoso, em função do grande poder erosivo das marés de sizígia e pela força das ondas, desta forma, parte dos sedimentos das zonas de supramaré e intermaré são erodidos. As dunas frontais submetidas ao conjunto onda-maré, sofrem erosão e passam a desenvolver escarpas de praia de 0,5 a 3m. Os sedimentos erodidos são depositados na zona de inframaré sob a forma de bancos arenosos. Como configuração geral, o perfil praiar torna-se plano, não apresentando feições morfológicas maiores. Uma consequência desta exposição à erosão, é que o efeito de novas marés de sizígia tendem a ser mais danosas, visto que, a deficiência de sedimentos, implicam em uma menor atenuação da força do conjunto onda-maré. Explica-se, assim, a escarpa praiar, quase permanente, que as dunas frontais apresentam no Setor III. O segundo "estado morfológico" é encontrado no período seco, onde os sedimentos removidos das zonas de supramaré e intermaré, são reincorporados à praia. Nesta situação ocorre a formação da berma praiar, de um sistema de crista e calha ("*ridge and runnel*") suave, a migração de sedimentos da zona de intermaré para a costa, através da atividade eólica e do deslocamento dos bancos arenosos, e a migração longitudinal dos sedimentos através das calhas ("*runnels*").

(2) Em função das diferenças morfológicas de alguns trechos da praia, a mesma foi dividida em três setores: Setor I: Setor SE (Perfis A, B, C e D), Setor II: Setor Central (Perfis E, F e G), Setor III: Setor NW (Perfis H, I e J). Morfologicamente, existe uma semelhança entre os perfis dos Setores I e III, pois ambos apresentam uma zona de intermaré superior com uma largura média de 40m, limitada por um campo de dunas frontais de 1 a 2m de altura. O gradiente médio é de 1:36 ($\text{tg}\beta = 0,027$). No período chuvoso, ocorre a erosão deste campo de dunas, formando escarpas praias de até 1,8m. Diferente destes setores, o Setor II, porém, apresenta sua zona de intermaré superior com largura média de 43m, sendo limitada por uma escarpa praiar de até 3m de altura, desenvolvida nas dunas frontais. Seu gradiente médio é de 1:46 ($\text{tg}\beta = 0,021$). A zona de intermaré média dos setores I e III, apresentam uma largura aproximada de 115m e seu gradiente médio fica em torno de 1:65 ($\text{tg}\beta = 0,015$). Apresentam um sistema de crista e calha ("*ridge and runnel*") suave, paralelo à linha de costa de aproximadamente 45cm de profundidade. No período chuvoso, porém, esta calha sofre um preenchimento, devido o deslocamento da crista

arenosa em direção à praia. Neste momento, observa-se o aplainamento da zona de intermaré média. No período chuvoso, em ambos perfis, a calha é preenchida. Neste momento, observa-se o aplainamento da zona de intermaré média. A zona de intermaré média do Setor II não possui a ocorrência do sistema de crista e calha ("*ridge and runnel*"), característico do período seco. Apresenta uma largura de 110m, e seu gradiente médio é de 1:60 ($\text{tg}\beta = 0,016$). Apresenta uma área maior, menor inclinação e aplainamento da superfície desta zona. A zona de intermaré inferior apresenta-se semelhante para os três setores com um gradiente em torno de 1:42 ($\text{tg}\beta = 0,023$).

(3) A análise granulométrica dos sedimentos mostrou a predominância de grãos de uma mesma classe modal, no caso grãos do tamanho areia fina. Com base nestes parâmetros, pode-se dizer que a praia de Ajuruteua é composta basicamente de grãos de areia fina, quartzosos, unimodais, bem selecionados, platicúrticos e de assimetria positiva. A homogeneidade do material sedimentar, deve-se principalmente à dinâmica das macromarés, que agem diariamente no transporte e seleção dos sedimentos, distribuindo-os homogeneamente ao longo da zona de intermaré.

(4) Os parâmetros oceanográficos são fatores importantes na dinâmica costeira local. As ondas quebram de forma deslizante, sempre paralelamente à linha de praia, onde, na maré alta, atingem alturas aproximadas de 1,2m e período de 11,5s, e na maré baixa, alturas aproximadas de 0,2m e período de 3s. Durante os trabalhos de campo as ondas possuíam alturas variando de 0,90-1,10m (setembro/1999) e de 1,0-1,3m (junho/2000). As marés são do tipo macromarés semi-diurnas, possuindo, diariamente, duas preamares e duas baixa-mares, com amplitude média de 5,6m, com máximas de 6,1m e mínimas de 4,68m. Os ventos atuantes são os ventos alísios, que têm direção geral NE (predominante), com direções secundárias N e E. Foram obtidos dados de velocidade dos ventos para o ano de 1998, e sua velocidade média é em torno de 7m/s

(5) Com base nos resultados, podemos dizer que os agentes dinâmicos atuantes no condicionamento morfológico da praia de Ajuruteua tem sua morfologia particular controlada pelos processos de macromaré associados à ação das ondas. Há ainda o processo de retirada de sedimentos pela atividade eólica, que ocorre apenas no período menos chuvoso. De acordo com o parâmetro dimensionador do surfe de Guza & Inmam (1975), a praia de Ajuruteua apresenta características intermediárias no período seco, e adquire condições dissipativas no período chuvoso. Com base na classificação de praias definida por Wright & Short (1984), e a

granulometria nela existente, a mesma foi classificada como praia dissipativa, correspondendo ao comportamento observado. De acordo com Masselink & Short (1993), o efeito relativo à variação da amplitude das marés para a praia de Ajuruteua, configura-a como praia dissipativa sem bancos, aplicável apenas para o período chuvoso, quando ocorre o aplainamento da zona de intermaré, visto que, durante o período seco, ocorrem os sistemas de crista e calha ("*ridge and runnel*").

(6) Em síntese, pode-se dizer que, sob o ponto de vista morfológico, a praia de Ajuruteua, apresenta, atualmente, um comportamento mais erosivo que o deposicional. A identificação de suas causas foi estudada por Souza Filho (2001), e mostram fortes evidências de que a mesma seja estimulada por uma elevação do nível do mar, o que é corroborado pela tendência contemporânea de elevação do nível do mar que ocorre em toda a região costeira do Brasil. A erosão ocorre em todos os três setores da praia, porém, o setor mais prejudicado, é o Setor II, que vem sendo submetido a um forte processo erosivo, que expuseram pousadas e casas de veraneio, antes situadas no pós-praia, à erosão na zona de intermaré. Estas condições, propiciaram, no Setor II, um recuo de linha de costa de até 25m (09/1999-06/2000). Nos Setores I e II, no mesmo período, esta variação foi de 4 e 3m, respectivamente. No período seguinte (06/2000-03/2001), durante evento de maré equinocial de sizígia, observou-se, um recuo mais intenso, no Setor II, o recuo médio foi de 27m, e no Setor III, que antes era mais estável, sofreu um recuo 28m. Em certos trechos do Setor III, a erosão rompeu o campo de dunas frontais, formando um leque de lavagem ("*washover fan*") sobre a zona de supramaré (pós-praia). O Setor I, relativamente mais estável, teve um recuo de 9m. Outro fator relacionado à erosão, é a perda de sedimentos, devido à entrada e saída da maré na zona subsaturada, onde, durante os períodos de maré baixa, ocorre a retirada de sedimentos através de uma ampla rede de marcas de escorrimento ("*rill marks*"). Na praia de Ajuruteua, concentrações de minerais pesados podem ser observados em todos os setores, porém, no Setor II, a acumulação destes minerais é bem maior que nos outros setores, e, esta acumulação, ocorre, principalmente, nas base das dunas frontais, exatamente na área adjacente às escarpas das dunas frontais, onde tem-se erosão. O Setor I da praia de Ajuruteua, devido ao seu posicionamento às margens do Canal da Barca, onde, um amplo delta de maré vazante, que funciona como armadilha de sedimentos, migra em direção a este perfil, propiciando o suprimento e a deposição dos sedimentos, e protegendo este setor, dos processos de erosão, tanto que seu balanço sedimentar é positivo e da ordem de $140\text{m}^3/\text{m}$. Outro fator condicionante,

é o controle climático exercido no campo de dunas frontais. Os fortes ventos alísios que sopram continente adentro, seriam os responsáveis, durante o período seco, pela migração e acumulação de sedimentos nas dunas frontais, sendo, este processo interrompido durante a estação chuvosa. Os perfis dos Setores I e III, apresentaram um balanço positivo, em sua variação de volume (para o período de 09/1999-06/2000) de 50,14 e 22m³/m, respectivamente. O Setor II, por sua vez, submetido a severo processo de erosão, apresenta para o mesmo período um balanço negativo de 47,65³/m. Uma consequência desta exposição à erosão, é que o efeito de novas marés de sizígia tendem a ser mais danosas, visto que, a deficiência de sedimentos, implicam em uma menor atenuação da força do conjunto onda-maré. Explica-se, assim, a escarpa praial, quase permanente, que as dunas frontais apresentam no Setor III.

(7) Não foram feitas medidas diretas do transporte sedimentar, porém, é possível tecer algumas inferências à respeito. Segundo Souza Filho (2001), na praia de Ajuruteua, ocorrem mudanças na deriva litorânea de um setor a outro, onde existem duas direções preferenciais, devido, principalmente, às variações na orientação da linha de costa e nas condições oceanográficas. A migração dos canais de maré, e da foz destes canais ao longo da costa, têm sido utilizados para se determinar a direção da deriva litorânea.

No período seco, existe a predominância da deriva litorânea de sedimentos, provocada por uma corrente de direção NW para SE, aliada a frentes de onda geradas pelos ventos alísios de E e NE. Ao lado disso, a sazonalidade local no regime das chuvas cria condições, durante a estação seca, para um intenso processo de deflação, que retira da face da praia para o campo de dunas adjacente as frações granulométricas fina a muito fina. Durante o período chuvoso, porém, as mesmas inibem a remoção de areia da zona de intermaré pela ação dos ventos, devido ao excesso de chuva que cai durante o período, impossibilitando a secagem do mesmo pelo sol, o que faz com que o sedimento praial, passe a apresentar granulometria de areias finas a muito finas. A praia de Ajuruteua, durante o período seco, possui transporte "*onshore*", e durante o período chuvoso, o transporte é "*offshore*", pois durante os eventos de menor energia, como no período seco, ocorre a migração "*offshore/onshore*" dos sedimentos, com formação de sistemas de crista e calha ("*ridge and runnel*"). Durante eventos de maior energia, como no período chuvoso, há a migração "*onshore/offshore*" dos sedimentos, com preenchimento das calhas e o aplainamento da zona de intermaré. De acordo com a morfologia das feições costeiras, e com as análises dos modelo de predição de transporte, é que se pôde chegar a um padrão de uma célula de circulação

para a praia de Ajuruteua. Este padrão obedece ao sistema de correntes de retorno com ondas normais à costa, proposto por Sonu (1972). A incidência de ondas que chegam normais à costa, a ação constante de ventos alísios de NE, a configuração das formas costeiras com suas terminações e orientações (esporão arenoso da praia do Pescador e as extremidades recurvadas da praia de Ajuruteua), além das mudanças na direção do curso dos deltas de maré vazante, sugerem uma célula de circulação, com transporte litorâneo resultante no sentido de NW para SE.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ACCIOLY, P.C.V. & DOMINGUEZ, J.M.L. 1997. Mudanças sazonais nos parâmetros texturais dos sedimentos praias, entre Jauá e Arembepe, litoral norte do Estado da Bahia. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 6. Curitiba, 1997. *Resumos Expandidos*. Curitiba: ABEQUA. p. 19-23.
- ADDAD, J.E. 1996. *Minerais Pesados: Uma ferramenta para prospecção, proveniência, paleogeografia e análise ambiental*. Belo Horizonte, Imprensa Universitária da UFMG. 68p.
- ALBINO, J. 1996. Morphodynamics and coastal processes on Baleia, Fruta and Sol Beaches in the State of Espírito Santo, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **68** (3): 425-438.
- ALBINO-DIAS, J. 1997. Diferenciações sedimentares das areias das praias da região da grande Vitória-ES. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 6. Curitiba, 1997. *Resumos Expandidos*. Curitiba: ABEQUA. p. 24-26.
- ALVAREZ, J.A.; GRÊ, J.C.R. & TOLDO JR., E.E. 1981. Estudos da praia a nordeste do molhe de Rio Grande, RS. *Pesquisas*, **14**: 131-147.
- ALVAREZ, J.A.; GRÊ, J.C.R. & TOLDO JR., E.E. 1983. Estudos oceanográficos e sedimentológicos preliminares da praia de Tramandai - RS. *Pesquisas*, **15**: 66-85.
- ALVES, M.A.M.S. 1998. *Processamento de Dados Geológicos do Talude Continental dos Estados do Pará e Maranhão*. Belém, Programa REVIZEE. Processo CNPq. nº: 18.1295/97-0. (MMA/IBAMA/SECIRM). 52p. (Relatório Final).
- ALVES, M.A.M.S. 1999. *Caracterização Sedimentológica e Geomorfológica da Plataforma e parte superior do Talude Continental do Estado do Pará*. Belém: Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 127p. (Trabalho de Conclusão de Curso).
- ANGULO, R.J. 1993a. A ocupação urbana no litoral paranaense e as variações na linha de costa. *Boletim Paranaense de Geociências*, **41**: 73-81.
- ANGULO, R.J. 1993b. Morfologia e Gênese das Dunas Frontais do Litoral do estado do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, **23** (1): 68-80.
- APOLUCENO, D.M.; CRUZ, F.S. & DOMINGUEZ, J.M.L. 1997. Problemas de erosão da linha de costa na região de Ilhéus (BA) e sua relação com o a instalação do Porto do Malhado. In: REUNIÃO ANUAL DA SOCIEDADE BRASILEIRA DE PROGRESSO À CIÊNCIA, 49. Belo Horizonte, 1997. *Anais...* Belo Horizonte: SBPC. v.2. p. 711.
- ARAI, M.; TRUCKENBRODT, W.; NOGUEIRA, A.C.R.; GÓES, A.M. & ROSSETI, D.F. 1994. Novos dados sobre a estratigrafia e ambiente deposicional dos sedimentos Barreiras, NE do Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4. Belém, 1994. *Resumos Expandidos*. Belém: SBG-Núcleo Norte. p. 185-187.
- ARANHA, L.G.F.; LIMA, H.P.; SOUZA, J.M.P. & MARINHO, R.K. 1990. Origem e evolução das bacias de Bragança-Vizeu, São Luís e Ilha Nova. In: RAJA GABAGLIA, G.P. & MILANI, E.J. (ed.) *Origem e evolução de Bacias Sedimentares*. Rio de Janeiro. PETROBRÁS. p. 221-233.
- ASMUS H.E. 1981. Introdução Geral. In: PETROBRÁS (ed.). *Estruturas e Tectonismo da Margem Continental Brasileira, e suas implicações nos processos sedimentares e na avaliação dos recursos minerais*. Rio de Janeiro. p. 7-10. (Série Projeto REMAC, 9).
- BABA, J. & KOMAR, P.D. 1981. Measurements and analysis of settling velocities of natural quartz sand grains. *Journal of Sedimentary Petrology*, **51**: 631-640.

- BARBOSA, G.V. & PINTO, M.N. 1973. *Geomorfologia da Folha SA.23 (São Luiz) e parte da Folha SA.24 (Fortaleza): Geologia, Geomorfologia, Solos, Vegetação e Uso Potencial da Terra*. Rio de Janeiro, Projeto RADAM. v.1, cap. 1. p. 3-37. (Levantamento de Recursos Naturais).
- BARBOSA, G.V.; RENNO, C.V. & FRANCO, E.M.S. 1974. *Geomorfologia da Folha SA.22 (Belém): Geologia, Geomorfologia, Solos, Vegetação e Uso Potencial da Terra*. Rio de Janeiro, Projeto RADAM. v.5, cap. 1. p. 3-35. (Levantamento de Recursos Naturais).
- BASCOM, W.H. 1951. The relationship between sand size and beach face slope. *Transactions American Geophysical Union*, **32**: 866-874.
- BASTOS, A.C. & SILVA, C.G. 1997a. Características morfodinâmicas do litoral entre Cabiúnas e Atafona, Nordeste do Estado do Rio de Janeiro. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 6. Curitiba, 1997. *Resumos Expandidos*. Curitiba: ABEQUA. p. 40-43.
- BASTOS, A.C. & SILVA, C.G. 1997b. Exemplos da mobilidade erosiva de perfis de praia ao longo do litoral nordeste do Rio de Janeiro. In: SEMANA NACIONAL DE OCEANOGRAFIA, 10. Itajaí. 1997. *Anais...* Itajaí: AOCEANO. p. 27-28.
- BATES, R.L. & JACKSON, J.A. 1984. *Dictionary of Geological Terms*. American Geological Institute. Anchor Press/Doubleday. New York. 3Ed. 571p.
- BENTES, A.M.L., MUEHE, D.; FERNANDEZ, G.B. & RIBEIRO, A.Y. 1997. Estudo da variabilidade morfodinâmica de quatro praias situadas no setor centro-norte do estado do Rio de Janeiro. In: SEMANA NACIONAL DE OCEANOGRAFIA, 10. Itajaí, 1997. *Anais...* Itajaí: AOCEANO. p. 29-32.
- BERMEGUY, R.L.; BORGES, M.S. & COSTA, J.B.S. Geomorfologia da Região do Salgado, NE do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37. São Paulo, 1992. *Resumos Expandidos*. São Paulo: SBG. v. 2, p. 269.
- BIRKEMEIER, W.A. 1981. *Fast, Accurate Two-Person Beach Survey*. Mississippi, Coastal Engineering Research Center - CERC. U.S. Army, Corps of Engineers. 19p. (Coastal Engineering Technical Aid No. 81-11).
- BIRKEMEIER, W.A. 1985. *Interactive Survey Reduction Program. User's Guide*. Mississippi, 101p. (Instruction Report CERC 84-11).
- BITTENCOURT, A.C.S.P. 1992. A questão da predominância ou não de valores negativos de assimetria das distribuições granulométricas para os depósitos de face de praia – Uma polêmica revisitada. *Revista Brasileira de Geociências*, **22** (1): 107-111.
- BITTENCOURT, A.C.S.P.; BOAS, G.S.V. & FARIAS, F.F. 1992. Variações direcionais nos parâmetros granulométricos: Um indicador apropriado para o sentido da deriva litorânea. *Revista Brasileira de Geociências*, **22** (1): 276-282.
- BITTENCOURT, A.C.S.P.; FARIAS, F.F. & ZANINI JR, A. 1987. Reflexo das variações morfodinâmicas praias nas características texturais dos sedimentos da Praia da Armação, Salvador, Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*, **17**: 276-282.
- BONNETTI FILHO, J. & FURTADO, V.V. 1996. Modelo Digital de Terreno aplicado ao estudo de feições costeiras submersas no litoral sul do Estado do São Paulo. *Geociências*, **15** (2): 367-380.
- CALLIARI, L.J. & KLEIN, A.H.F. 1993. Características morfodinâmicas e sedimentológicas das praias oceânicas entre Rio Grande e Chuí, RS. *Pesquisas*, **20** (1): 48-56.
- CALLIARI, L.J. & KLEIN, A.H.F. 1995. Variabilidade das praias oceânicas entre Cassino e Chuí, RS. *Boletim do Instituto Oceanográfico*, **11**: 55-63. (Publicação Especial).

- CALLIARI, L.J.; TOZZI, H.A.M. & KLEIN, A.H.F. 1998. Beach morphology and coastline erosion associated with storm surges in southern Brazil - Rio Grande to Chuí, RS. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **70** (2): 231-247.
- CARTER, R.W.G. 1986. The morphodynamics of beach ridge formation: Magilligan, Northern Ireland. *Marine Geology*, **73** (1): 191-214.
- CARTER, R.W.G. 1988. *Coastal Enviroments: An Introduction to Physical, Ecological and Cultural Systems of Coastlines*. London, Academic Press & Harcourt Brace & Company Publishers. 617p.
- CARTER, R.W.G. 1995. *Coastal Enviroments: An Introduction to Physical, Ecological and Cultural Systems of Coastlines*. 5th Edition. London, Academic Press & Harcourt Brace & Company Publishers. 617p.
- CAZZOLI y GOYA, S. & TESSLER, M.G. 1999. Ação de ventos de alta energia (Sistemas Frontais) sobre o litoral central do Estado de São Paulo. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 7. Porto Seguro. 1999. *Anais...* Porto Seguro: ABEQUA. CD-ROM.
- COOK, D.O. & GORSLINE, D.S. 1972. Field observations on sand transport by shoaling waves. *Marine Geology*, **13**: 31-55.
- COSTA, A.C.L.; RIBEIRO, J.B.M. & FILHO, J.D.C. 1996. *Estudo Micrometeorológico em Manguezais*. Belém. MADAM-UFPA/ZMT. 9p. (Projeto de Pesquisa).
- COSTA, J.B.S.; BORGES, M.S.; BERMEGUY, R.L.; FERNANDES, J.M.G.; COSTA JR., P.S. & COSTA, M.L.C. 1992a. *Programa Nacional de Gerenciamento Costeiro: Carta Geológica da Folha Salinópolis (SA.23-V-A-V)*. IBAMA/IDESP. Belém. Pará.
- COSTA, J.B.S.; BORGES, M.S.; BERMEGUY, R.L.; FERNANDES, J.M.G.; COSTA JR., P.S. & COSTA, M.L.C. 1992b. *Geologia da Folha Salinópolis, NE do Estado do Pará*. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37. São Paulo, 1992. *Resumos Expandidos*. São Paulo: SBG. v. 2, p.148.
- COSTA, J.B.S.; BORGES, M.S.; IGREJA, H.L.S. & PINHEIRO, R.V.L. 1991. Aspectos da Tectônica cenozóica na região do Salgado, litoral Nordeste do Estado do Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3., Belém, 1991. *Resumos Expandidos*. Belém: SBG-Núcleo Norte. p. 156-165.
- COSTA, J.B.S.; PASTANA, J.M.N.; COSTA, E.J.S. & JOÃO, X.S.J. 1988. Faixa de cisalhamento Tentugal na Folha SA-23-V-B. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35. Belém, 1988. *Anais...* Belém: SBG-Núcleo Norte. v. 5, p. 2257-2266.
- COSTA, J.L.; ARAÚJO, A.A.V.; VILLAS BOAS, J.M.; FARIAS, C.A.S.; SILVA NETO, C.S. & WANDERLEY FILHO, V.J.R. 1977. Projeto Gurupi. Belém, DNPM/CPRM. v.1, 258p. (Relatório técnico).
- DAVIS Jr., R.A. 1978. *Coastal sedimentary enviroments*. New York, Springer Verlag. 420p.
- DAVIS Jr., R.A. & FOX, W.T. 1972. Four-dimensional model for beach and inner nearshore sedimentation. *Journal of Geology*, **80**: 484-493.
- DAVIS Jr., R.A.; FOX, W.T.; HAYES, M.O. & BOOTHROYD, J.C. 1972. Comparasion of a ridge and runnel systems in tidal and non-tidal enviroments. *Journal of Sedimentary Petrology*, **42**: 413-421.
- DHN. 1962. *Cartas de Correntes de Maré - Rio Pará - De Salinópolis a Belém*. Rio de Janeiro. Ministério da Marinha. 19p.
- DHN. 1986. *Roteiro da Costa Norte*. Rio de Janeiro. Ministério da Marinha. 152p.

- DHN. 1999. *Tábua das Marés para 1999. Costa do Brasil e alguns Pontos Estrangeiros*. Rio de Janeiro. Ministério da Marinha. p. 1-6.
- DHN. 2000. **Tábua das Marés para 2000. Costa do Brasil e alguns Portos Estrangeiros**. Disponível em: <<http://www.mar.mil.br/~dhn/tabuas/20520abr2000.htm>>. Acesso em: 30 Abr. 2000.
- DIEGUES, F.M.F. 1972. Introdução à Oceanografia do Estuário Amazônico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26. Belém, 1972. *Anais...* Belém: SBG-Núcleo Norte, v.2, p. 301-317.
- DOMINGUEZ, J.M.L.; BITTENCOURT, A.C.S.P. & MARTIN, L., 1983. O papel da Deriva Litorânea de Sedimentos Arenosos na Construção das Planícies Costeiras Associadas às Desembocaduras dos Rios São Francisco (SE-AL), Jequitinhonha (BA), Doce (ES) e Paraíba do Sul (RJ). *Revista Brasileira de Geociências*, **13** (2): 98-105.
- DOMINGUEZ, J.M.L.; MARTIN, L. & BITTENCOURT, A.C.S.P. 1999. Erosão Costeira associada à dinâmica de sedimentação em cabos inconsolidados. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 7. Porto Seguro, 1999. *Anais...* Porto Seguro: ABEQUA. CD-ROM.
- DUANE, D.B. 1964. Significance of skewness in recent sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, **34** (4): 864-874.
- DUNCAN, J.R. 1964. The effects of water table and tidal cycle on swash-backwash sediment distribution and beach profile development. *Marine Geology*, **2**: 186-197.
- EL-ROBRINI, M.; FARIA JR, L.E.C.; TORRES, A.M.; SOUZA FILHO, P.W.M. & SILVA, M.S. 1992. Deposição e Assoreamento das Rias do Nordeste do Estado do Pará - Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37. São Paulo, 1992. *Anais...* Sessões Técnicas. São Paulo: SBG. v. 2, p. 79-80.
- EL-ROBRINI, M.; SOUZA FILHO, P.W.M.E.; ALVES, M.A.M.S.; SILVA, M.G.L. 1998. *Monitoramento da Dinâmica Costeira e Estuarina da Planície Costeira Bragantina-NE do Pará*. Belém. PROINT-CG-0061/1998. 12p. (Relatório Final.)
- EL-ROBRINI, M.; SOUZA FILHO, P.W.M.; TOZZI, H.A.M.; ALVES, M.A.M.S.; SILVA, M.G.L.; EL-ROBRINI, M.H.S.; FRANÇA, C.P. 2000. *Monitoramento da Morfodinâmica Praial da Costa Nordeste do Pará*. Belém. PROINT-CG-0232/2000. 12p. (Relatório Final.).
- EL-ROBRINI, M.H.S. *Estudo da Variabilidade Morfo-Sedimentar Sazonal de Praias Estuarinas - Ilha de Mosqueiro*. Belém: Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. (Dissertação de Mestrado). (No prelo).
- ELETRONET. 1999. **Bragança: Características**. Disponível em: <<http://www.eletronet.com.br/braganca/caracteristicas.html>>. Acesso em: 15 Nov. 1999.
- ELETRONET. 1999. **Bragança: Como chegar ?**. Disponível em: <<http://www.eletronet.com.br/braganca/como.html>>. Acesso em: 15 Nov. 1999.
- ELETRONET. 1999. **Bragança: Turismo**. Disponível em: <<http://www.eletronet.com.br/braganca/turismo.html>>. Acesso em: 15 Nov. 1999.
- FARIA JR, L.E.C.; MARÇAL, M.S. & PINHEIRO, R.V.L. 1987. A dinâmica sedimentar da praia do Maçarico/Salinópolis e sua importância para a geologia da região costeira do Estado do Pará. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 1. Porto Alegre, 1987. *Anais...* Porto Alegre: ABEQUA. p. 343-356.

- FERNANDES, J.M.G.; QUADROS, M.L.E.S.; SOUZA JR., C.M. & BEZERRA, O.V. 1992. Considerações sobre a ocorrência de Ophiomorpha em sedimentos do Grupo Barreiras no nordeste do Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37. São Paulo, 1992. *Resumos Expandidos*. São Paulo: SBG. v. 2, p.497.
- FERNANDES, L. 1985. *Estudo Sedimentológico dos sedimentos recentes das areias das praias e dunas da região de Salinas - Pará*. Belém: Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 22p. (Trabalho de Conclusão de Curso).
- FERREIRA, C.S. 1982. Notas Estratigráficas sobre o Cenozóico do Estado do Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1. Belém, 1982. *Anais...* Belém: SBG-Núcleo Norte. p.84-88.
- FOLK, R.L. & WARD, W.C. 1957. Brazos River Bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, **27** (1): 3-26.
- FRANÇA, C.F. *Análise morfológica da Porção Oriental dos Municípios de Soure e Salvaterra, Ilha do Marajó-PA*. Belém: Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. (Tese de Doutorado). (Em andamento).
- FRIEDMAN, G.M. 1961. Distinction between dune, beach and river sands from their textural characteristics. *Journal of Sedimentary Petrology*, **31** (4): 514-529.
- FRIEDMAN, G.M. 1962. On sorting, sorting coefficients and the grain size distribution of sandstones. *Journal of Sedimentary Petrology*, **13**: 233-252.
- FRIEDMAN, G.M.; SANDERS, J.E. & KOPASKA-MERKEL, D.C. 1992. *Principles of Sedimentary Deposits: Stratigraphy and Sedimentation*. London, Macmillan Publishing Company. 717p.
- FRIHY, O.E. & KOMAR, P.D. 1991. Patterns of beach sand sorting and shoreline erosion on the Nile Delta. *Journal of Sedimentary Petrology*, **61**: 544-550.
- FRIHY, O.E. & KOMAR, P.D. 1993. Long-term shoreline changes and the concentration of heavy minerals in beach sands of Nile Delta, Egypt. *Marine Geology*, **115**: 253-261.
- GERCO. 1996. *Perfil dos Estados Litorâneos do Brasil: Subsídios a Implantação do Programa Nacional de Gerenciamento Costeiro*. Brasília, Ministério do Meio Ambiente. 302p. (Relatório Final)
- GIBBS, R.J.; MATTHEW, M.D. & LINK, D.A. 1971. The relationship between size and sorting velocity. *Journal of Sedimentary Petrology*, **41**: 7-18.
- GÓES, A.M. 1981. *Estudo Sedimentológico dos sedimentos Barreiras, Ipixuna e Itapecuru no NE do Pará e NW do Maranhão*. Belém: Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 55p. (Dissertação de Mestrado).
- GÓES, A.M. & TRUCKENBRODT, W. 1980. Caracterização faciológica e interpretação ambiental dos sedimentos Barreiras na região Bragantina, nordeste do Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31. Camboriú, 1980. *Anais...* Camboriú: SBG. v.2, p. 766-771.
- GÓES, A.M.; ROSSETI, D.F.; NOGUEIRA, A.C.R.; TOLEDO, P.M. 1990. Modelo deposicional preliminar da Formação Barreiras no nordeste do Estado do Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Ciências da Terra*, **2**: 3-15.
- GOLDEN SOFTWARE, Inc. 1994. *Surfer for Windows. Contouring and 3D Surface Mapping. Version 6.01 - User's Guide*. Colorado. 600p.
- GUILLÉN, J. & JIMÉNEZ, J.A. 1995. Process behind the longshore variation of the sediment grain size in the Ebro Delta coast. *Journal of Coastal Research*, **11** (1): 205-218.

- HATTORI & KAWAHARA 7
- GUZA, R.T. & INMAN, D.L. 1975. Edge waves and beach cusps. *Journal of Geophysical Research*, **80** (21): 2997-3012.
- HARRISON, W. 1969. Empirical equations for foreshore changes over a tidal cycle. *Marine Geology*, **7**: 529-551.
- HOEFEL, F.G. 1998. *Morfodinâmica de Praias Arenosas Oceânicas: Uma Revisão Bibliográfica*. Itajaí, Editora da UNIVALI. 91p.
- HOEFEL, F.G.; KLEIN, A.H.F.; CALLIARI, L.J. & PEZZUTO, P.R. 1998a. Projeto Segurança nas Praias. Itajaí, Editora da UNIVALI. Folder.
- HOEFEL, F.G.; KLEIN, A.H.F.; CALLIARI, L.J. & PEZZUTO, P.R. 1998b. **Projeto Segurança nas Praias**. Disponível em:
<http://cttmar.univali.rct-sc.br/seguranca_praias/folders/folder42.htm>. Acesso em: 20 Set. 1999.
- HORN, D.P. 1993. Sediment dynamics on a macrotidal beach: Beach Isle of Man, U.K. *Journal of Coastal Research*, **9** (1): 189-208.
- IGREJA, H.L.S. 1991. *Aspectos tectono-sedimentares do Fanerozóico do NE do Estado do Pará*. Belém: Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 192p. (Tese de Doutorado).
- INMAM, D.L. & FILLOUX, J. 1960. Beach cycles related to tide and local wind wave regime. *Journal of Geology*, **68** (2): 225-231.
- INMAM, D.L. & GUZA, R.T. 1982. The origin of swash cusps on beach. *Marine Geology*, **49**: 113-148.
- IBGE. 1996. *Atlas Geográfico*. 3ª Edição. Rio de Janeiro. FAE. 114p.
- IDESP. 1997. *Síntese Estatística dos Municípios Paraenses*. Belém. 12p.
- INMET. 1999. **Fases da Lua - 1999: Lua Cheia**. Disponível em:
<<http://www.inmet.gov.br/index.html/inform/lcheia99.htm>> Acesso em: 30 Ago. 1999.
- INMET. 2000a. **Fases da Lua - 2000: Lua Nova**. Disponível em:
<<http://www.inmet.gov.br/index.html/inform/lnova00.htm>> Acesso em: 30 Abr. 2000.
- INMET. 2000b. **Imagens do Satélite GOES 22/02/2000 - 15 horas (UTC)**. Disponível em:
<<http://www.inmet.gov.br/index.html/satelite/satgoes.htm>> Acesso em: 22 Fev. 2000.
- JAGO, C.F. & HARDISTY, J. 1984. Sedimentology and morphodynamics of a macrotidal beach, Pendine Sands, SW Wales. *Marine Geology*, **60**: 123-154.
- KLEIN, A.H.F. 1997a. Concheiros do Albardão: Variações espaço-temporais da morfologia praias. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 6. Curitiba, 1997. *Resumos Expandidos*. Curitiba: ABEQUA. p. 401-406.
- KLEIN, A.H.F. 1997b. Um método indireto para a determinação do estágio morfodinâmico de praias oceânicas arenosas. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 6. Curitiba, 1997. *Resumos Expandidos*. Curitiba: ABEQUA. p. 76-78.
- KLEIN, A.H.F. & CALLIARI, L.J. 1997. Distribuição do tamanho do grão de uma praia composta de areia quartzosa e cascalho biotritico: Concheiros do Albardão, RS. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 6. Curitiba, 1997. *Resumos Expandidos*. Curitiba: ABEQUA. p. 79-81.
- KLEIN, A.H.F.; POLETTE, M.; HOEFEL, F.; DIEHL, F.L.; CARVALHO, J.L.B.; PEREIRA DA SILVA, R.; SIEGLE, E.; ABREU, J.G.N.; SANTOS, M.I.F. & FACHIN, S. 1999. Erosão costeira no litoral centro-norte de Santa Catarina: Possíveis causas e medidas mitigadoras. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 6. Porto Seguro, 1999. *Anais...* Porto Seguro: ABEQUA. CD-ROM.

- KOMAR, P.D. 1976. *Beach Processes and Sedimentation*. New Jersey, Prentice Hall Editors. 429p.
- KOMAR, P.D. 1983. *Handbook of Coastal Processes and Erosion*. Florida, CRC Press. 297p.
- KOWSMANN, R.O.; COSTA, M.P.A.; PALMA, J.J.C. & VICALVI, M.A. 1983. Métodos de Coleta e Análise de Sedimentos Inconsolidados. In: PETROBRÁS (ed.). *Processos e Métodos*. Rio de Janeiro, p. 63-76. (Série Projeto REMAC, 6).
- MAHIQUES, M.M. & TESSLER, M.G. 1997. *A Pesquisa e o Ensino de Geologia Marinha no Brasil*. São Paulo, PGGM/CIRM. 155p.
- MARÇAL, M.S. 1981. Processos Sedimentológicos atuais na praia do Maçarico/Salinópolis-PA. Belém: Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 28p. (Trabalho de Conclusão de Curso).
- MARTORANO, L.G.; PEREIRA, L.C.; CÉSAR, E.G.M. & PEREIRA, I.C.B. 1993. *Estudos Climáticos do Estado do Pará: Classificação Climática (KÖPPEN) e Deficiência Hídrica (THORNTHWHITE, MATHER)*. Belém, SUDAM/EMBRAPA/SNLCS. 53p. (Relatório Final).
- MASSELINK, G. & HEGGE, B. 1995. Morphodynamics of meso and macrotidal beaches: examples of central Queensland, Australia. *Marine Geology*, **129**: 1-23.
- MASSELINK, G. & SHORT, A.D. 1993. The effects of the tide range on beach morphodynamics and morphology: a conceptual beach model. *Journal of Coastal Research*, **9** (3): 785-800.
- MENDES, A.C.; SILVA, M.S. & FARIA Jr., L.E.C. 1996. A expansão urbana e seus efeitos danosos ao meio ambiente da Ilha do Atalaia-Salinópolis. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5. Belém, 1996. *Resumos Expandidos*. Belém: SBG-Núcleo Norte. p. 363-366.
- MENEZES, J.T. & KLEIN, A.H.F. 1997. Variações Morfológicas das praias do litoral centro-norte do estado de Santa Catarina: Resultados preliminares. In: SEMANA NACIONAL DE OCEANOGRAFIA, 10. Itajaí, 1997. *Anais... Itajaí: AOCEANO*. p. 58-59.
- MICHEL, D. & HOWA, H.L., 1999. Short Term Morphodynamic Response of a Ridge and Runnel System on a Mesotidal Sandy Beach. *Journal of Coastal Research*, **15** (2): 429-437.
- MILLER, R.L. & ZEIGLER, J.M. 1958. A model relating dynamics and sediment pattern in equilibrium in the region of shoaling waves, breaker zone and foreshore. *Journal of Geology*, **66**: 417-441.
- MUEHE, D. 1979. Sedimentology and topography of a high energy coastal environment between Rio de Janeiro and Cabo Frio, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **51** (3): 473-481.
- MUEHE, D. 1995. Geomorfologia Costeira. In: GUERRA, A.J.T. & CUNHA, S.B. (ed.) *Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos*. 2 Ed. Rio de Janeiro, Bertand Brasil Editora. S.A. p. 253-308.
- MUEHE, D. 1996. Geomorfologia Costeira. In: CUNHA, S.B. & GUERRA, A.J.T., (ed.). *Geomorfologia: Exercícios, Técnicas e Aplicações*. Rio de Janeiro, Bertand Brasil Editora. S.A. p. 191-238.
- MUEHE, D. 1998a. Estado Morfodinâmico Praial no instante da observação: uma alternativa de identificação. *Revista Brasileira de Oceanografia*, **46** (2): 157-169.
- MUEHE, D. 1998b. O Litoral Brasileiro e sua Compartimentação. In: GUERRA, A.J.T. & CUNHA, S.B. (ed.) *Geomorfologia do Brasil*. Rio de Janeiro, Bertand Brasil Editora. S.A. p. 273-350.

- MUEHE, D. & ALBINO, E. 1992. Erosão e recuperação de um pontal arenoso - Macaé (RJ). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37. São Paulo, 1992. *Anais...* São Paulo: SBG. v.1, p. 188-189.
- MUEHE, D. & CORRÊA, C.H.T. 1989. Dinâmica de praia e transporte de sedimentos na restinga de Massambaba, RJ. *Revista Brasileira de Geociências*, **19**: 387-392.
- NIELSEN, P. 1991. Tidal dynamics of the water table in beaches. *Water Research*, **26**: 2127-2134.
- NORDSTROM, K.F. 1977. The use of grain size statistics to distinguish high and moderate energy beach environments. *Journal of Sedimentary Petrology*, **47**: 1287-1294.
- OTVOS, E.G. 1965. Sedimentation-erosion cycles of a single tidal periods on Long Island Sound Beach. *Journal of Sedimentary Petrology*, **35**: 604-609.
- PALMA, J.J.C. 1979. Geomorfologia da Margem Continental Norte Brasileira. In: PETROBRÁS (ed.). Geomorfologia da Margem Continental Brasileira e das áreas oceânicas adjacentes. Rio de Janeiro, p. 7-24. (Série Projeto REMAC, 7).
- PEDREROS, R.; HOWA, H.L. & MICHEL, D. 1996. Application of grain size trend analysis for the determination of sediment transport pathways in intertidal areas. *Marine Geology*, **135** (1): 35-49.
- PEREIRA, L.C.C. 1998. *Hidrodinâmica e Sedimentologia da praia de Casa Caiada-PE, Brasil*. Recife: Universidade Federal de Pernambuco. Centro de Tecnologia e Geociências. 86p. (Dissertação de Mestrado).
- PILKEY, O.H. 1991. Coastal Erosion. *Episodes*, **14** (1): 47-51.
- PILKEY, O.H.; YOUNG, R.S.; RIGGS, S.R.; SMITH, A.W.S.; WU, H. & PILKEY, W.D. 1993. The concept of shoreface profile of equilibrium: A critical review. *Journal of Coastal Research*, **9** (1): 255-278.
- PINHEIRO, R.V.L. 1987. *Estudo Hidrodinâmico e Sedimentológico do Estuário Guajará*. Belém: Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 152p. (Dissertação de Mestrado).
- PINO, M. & JARAMILLO, E. 1992. Morphology, texture and mineralogical composition of sandy beaches in the south of Chile. *Journal of Coastal Research*, **8** (3): 593-602.
- PIVEL, M.A.G. & CALLIARI, L.J. 1998. Caracterização preliminar das praias de Torres (RS) sob um enfoque morfodinâmico. In: SEMANA NACIONAL DE OCEANOGRAFIA, 11. Rio Grande, 1998. *Anais...* Rio Grande: AOCEANO. p. 276-282.
- PNMA. 1996. *Macrodiagnóstico da Zona Costeira do Brasil na Escala da União*. Brasília, Ministério do Meio Ambiente. 280p. (Relatório Final).
- REDECELPA. 1998. *Relatório de Climatologia: Estação Ajuruteua*. 1 disquete 3½ pol. Gráficos de Excel/98.
- REINECK, H.E. & SINGH, I.B. 1980. *Depositional Sedimentary Environments*. New York, Springer Verlag. 549p.
- ROSSETI, D.F.; TRUCKENBRODT, W. & GÓES, A.M. 1989. Estudo paleoambiental e estratigráfico dos sedimentos Barreiras e Pós-Barreiras na região bragantina, Nordeste do Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Ciências da Terra*, **1**: 25-74.
- ROSSETI, D.F.; TRUCKENBRODT, W. & GÓES, A.M. 1990. A influência marinha nos sedimentos Barreiras. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Ciências da Terra*, **2**: 17-29.
- SÁ, J.H.S. 1969. Contribuição à geologia e aos sedimentos terciários e quaternários da região bragantina. *Boletim do Instituto de Geologia do Rio de Janeiro*, **3**: 21-36.

- SAGGA, AM.S. 1992. The use of textural parameters of sand in studying the characteristics and depositional processes of coastal sediments south of Jeddah, Saudi Arabia. *Marine Geology*, **104** (1): 179-186.
- SAHU, B.K. 1964. Depositional mechanisms from the size analysis of clastic sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, **34** (1): 73-83.
- SANTOS, V.F. 1996. Estratigrafia Holocênica e Morfodinâmica Atual da Planície Costeira da Ilha de Algodão. Belém: Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 139p. (Dissertação de Mestrado).
- SCHWARTZ, M.L. 1967. Littoral zone tidal cycle sedimentation. *Journal of Sedimentary Petrology*, **37**: 677-683.
- SENNA, C.S.F.; BASTOS, M.N.C.; OLIVEIRA, J.R.; LOBATO, L.C.; SANTOS, R.T. & MORAES, P.G. 1991. Programa Nacional de Gerenciamento Costeiro: Geomorfologia. Belém, IBAMA/SECTAM. p. 59-67. (Relatório Técnico)
- SERAU, A.K. & CALLIARI, L.J. 1997. Alterações morfológicas sazonais e diárias induzidas por eventos de alta energia. Praia do Concheiros do Albardão - RS. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 6. Curitiba, 1997. *Resumos Expandidos*. Curitiba: ABEQUA. p. 132-136.
- SHEPARD, F.P. 1973. *Submarine Geology*. 3 Ed. New York. Harper & Row Pub. 517p.
- SHORT, A.D. 1979. Three dimensional beach stage model. *Journal of Geology*, **87**: 553-571.
- SHORT, A.D. 1982. Morphodynamics of a macrotidal beach. *Marine Geology*, **50**: 97-128.
- SHORT, A.D. 1991. Macro-meso tidal beach morphodynamics - an overview. *Journal of Coastal Research*, **7** (2): 417-436.
- SHORT, A.D. & AAGAARD, T. 1993. Single and multi-bar beach change models. *Journal of Coastal Research*, **15**: 141-157.
- SHORT, A.D. & HESP, P.A. 1982. Wave, beach and dune interactions in southeastern Australia. *Marine Geology*, **48**: 259-284.
- SILVA, C.A. 1998. Análise Morfoestratigráfica do Estuário do Rio Marapanim - NE do Estado do Pará. Belém: Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 133p. (Dissertação de Mestrado).
- 2º SILVA, M.G.L. Avaliação Multitemporal da Dinâmica Costeira da Praia do Pescador. Bragança (Norte do Brasil). Belém: Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. (Dissertação de Mestrado). (No prelo).
- 4º SILVA, M.S. 1996. Morfoestratigrafia e Evolução da Planície Costeira de Salinópolis. NE do Estado do Pará. Belém: Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 122p. (Dissertação de Mestrado).
- 1º SILVA, M.A.M.; RESENDE, M.C.C.M. & SANTOS, C.L. 1999. Um estudo sobre a Dinâmica das praias de Niterói (Baía de Guanabara, RJ). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **71** (4-II): 961-967.
- 5º SILVA, R.P. & CALLIARI, L.J. 1997. Influência das Tempestades Extratropicais sobre os sedimentos das praias entre Rio Grande e Chuí, RS. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 6. Curitiba, 1997. *Resumos Expandidos*. Curitiba: ABEQUA p. 420-423.
- 3º SILVA, M.G.L.; SOUZA FILHO, P.W.M.; TOZZI, H.A.M. & EL-ROBRINI, 2000. Shoreline changes in the Pescadores Estuarine beach, Bragança Coastal Plain, Northern Brazil. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE PRAIAS ARENOSAS, 1. Itajaí, 2000. *Anais...* Itajaí: ABEQUA. p. 184-185.

- SILVEIRA, O.F.M. 1998. A Planície Costeira do Amapá. Dinâmica de Ambiente Costeiro influenciado por grandes Fontes Fluviais Quaternárias. Belém: Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 122p. (Dissertação de Doutorado).
- SOARES, C.R.; KRUEGER, C.P.; ARAÚJO, A.D.; CARRILHO, J.C.; LAMOUR, M.R. & ODRISKY, L.L.R. 1999. Aplicação do GPS no monitoramento das variações da linha de costa na desembocadura da Baía de Paranaguá, PR. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 6. Porto Seguro, 1999. *Anais...* Porto Seguro: ABEQUA. CD-ROM.
- SOARES, C.R.; VOGEL, I. & PARANHOS FILHO, A.C. 1995. The marine erosion problem in Matinhos municipality, Paraná State, Southern Brazil. Land-Ocean Interactions in the Coastal Zone. LOICZ Scientific Meeting. São Paulo, 1995. *Boletim de Resumos*. São Paulo: LOICZ. p: 48-50.
- SONU, C.J. 1972. Field observation of nearshore circulation and meandering currents. *Journal of Geophysical Research*, 77: 3232-3247.
- SOUZA, C.R.G. 1997. As células de deriva litorânea e a erosão nas praias do Estado de São Paulo. São Paulo: Universidade de São Paulo. Instituto de Geociências. v.1, 184p. (Texto). (Dissertação de Doutorado).
- SOUZA, C.R.G. & SUGUIO, K. 1996. Coastal erosion and beach morphodynamics along the State of São Paulo (SE Brazil). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 68 (3): 405-424.
- SOUZA, M.C. & ANGULO, R.J. 1997. Variações temporais nas características morfológicas dos perfis praias em Itapoá - SC. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 6. Curitiba, 1997. *Resumos Expandidos*. Curitiba: ABEQUA. p. 142-146.
- SOUZA FILHO, P.W.M. 1995. A Planície Costeira Bragantina (NE do Pará): Influência das Variações do Nível do Mar na Morfoestratigrafia Costeira durante o Holoceno. Belém: Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 123p. (Dissertação de Mestrado).
- SOUZA FILHO, P.W.M. 1998. *Morfodinâmica e Processos Costeiros*. Belém: Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 93p. (Curso de Especialização em Oceanografia)
- SOUZA FILHO, P.W.M. 2001. Análise Multitemporal e Multisensor (TM Landsat e Radarsat) da Dinâmica de Ambientes Costeiros dominados por macromaré na Planície Costeira Bragantina-Pará. . Belém: Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 123p. (Dissertação de Doutorado).CD-ROM.
- SOUZA FILHO, P.W.M. & EL-ROBRINI, M. 1997. A Morfologia, Processos de Sedimentação e Litofácies dos Ambientes Morfossedimentares da Planície Costeira Bragantina - Nordeste do Estado do Pará (Brasil). *Geonomos*, 4 (2): 1-16.
- SOUZA FILHO, P.W.M. & EL-ROBRINI, M. 1998. As Variações do Nível do Mar e a Estratigrafia de Sequências da Planície Costeira Bragantina, Nordeste do Estado do Pará, Brasil. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Ciências da Terra*, 10: 1-34.
- SOUZA FILHO, P.W.M.; TOZZI, H.A.M. & EL-ROBRINI, 2000. Geomorphology, Land-Use and Environmental Hazard in Ajuruteua Macrotidal Sandy Beach, Northeastern Pará, Brazil. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE PRAIAS ARENOSAS, 1. Itajaí, 2000. *Anais...* Itajaí: ABEQUA. p. 401-402.
- STRAHLER, A.N. 1966. Tidal cycle of changes on an equilibrium beach. *Journal of Geology*. 74: 247-268.
- SUGUIO, K. 1973a. *Introdução à Sedimentologia*. São Paulo, Edgar Blücher e Editora da Universidade de São Paulo. 317p.

- SUGUIO, K. 1973b. *Rochas Sedimentares: Propriedades, Gênese e Importância Econômica*. São Paulo. Edgar Blücher e Editora da Universidade de São Paulo. 500p.
- SUGUIO, K. 1992. *Dicionário de Geologia Marinha*. São Paulo. Editora T.A. Queiroz. 171p.
- SUGUIO, K. 1999. *Geologia do Quaternário e Mudanças Ambientais. Passado + Presente = Futuro ?*. São Paulo. Paulo's Editora. 366p.
- TAVARES, M.M.R.; CALDERARO, R.C.B.; ALMEIDA, H.G. & SILVA, G.B.C. 1998. *Programa de Integração Mineral em Municípios da Amazônia-Primaz: Diagnóstico do Potencial Turístico. Municípios de Bragança, Augusto Corrêa e Tracuateua - Estado do Pará*. Belém, SEICOM/ CPRM. 100p. Mapas. (Relatório Técnico).
- TEIXEIRA, N.P. & EL-ROBRINI, M. 1992. Salinópolis, Ajuruteua e Algodual: modificações na paisagem litorânea. NE do Estado do Pará/Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37. São Paulo, 1992. *Resumos*. São Paulo: SBG. v.1, p. 81-82.
- TOLDO JR., E.E.; ALMEIDA, L.S.B.; BARROS, C.E.; MARTINS, L.R. & NICOLODI, J.L. 1998. Erosão e Acresção na Zona Costeira do Rio Grande do Sul. In: SEMANA NACIONAL DE OCEANOGRAFIA, 11. Rio Grande, 1998. *Anais...* Rio Grande: AOCEANO. p. 457-459.
- TOLDO JR., E.E.; DILLENBURG, S.R.; ALMEIDA, L.E.S.R.; TABAJARA, R.R.; MARTINS, R.R. & CUNHA, L.O.B.P. 1993a. Parâmetros morfodinâmicos e deriva litorânea da Praia de Tramandaí, RS. *Geosul*, **15**: 75-88.
- TOLDO JR., E.E.; DILLENBURG, S.R.; ALMEIDA, L.E.S.R.; TABAJARA, R.R.; MARTINS, R.R. & CUNHA, L.O.B.P. 1993b. Parâmetros morfodinâmicos da Praia de Imbé, RS. *Pesquisas*, **20** (1): 27-32.
- TOMAZELLI, L.J. & WILLWOCK, J.A. 1992. Considerações sobre o ambiente praial e a deriva litorânea dos sedimentos ao longo do litoral norte do Rio Grande do Sul, Brasil. *Pesquisas*, **19** (1): 3-12.
- TOMAZELLI, L.J.; WILLWOCK, J.A.; BARBOZA, E.G.; BUCHMANN, F.S.C. & SANTOS, L.A.O. 1999. Erosão Costeira no Rio Grande do Sul: Uma avaliação das causas e consequências. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 7. Porto Seguro, 1999. *Anais...* Porto Seguro: ABEQUA. CD-ROM.
- TOZZI, H.A.M. 1995. Morfodinâmica da Praia do Cassino, RS. Trabalho do Curso de Oceanologia. Fundação Universidade do Rio Grande-FURG. Rio Grande. Rio Grande do Sul. 56p.
- TOZZI, H.A.M. 1999. Influência das tempestades extratropicais sobre o estoque subaéreo das praias entre Rio Grande e Chuí, RS. Campanha do outono e inverno de 1996. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. 115p. (Dissertação de Mestrado).
- TOZZI, H.A.M. Morfodinâmica dos estuários das baías do Caeté e Maiaú, Costa de Manguezais. Norte do Brasil. Belém: Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. (Dissertação de Doutorado). (Em andamento).
- TOZZI, H.A.M. & CALLIARI, L.J. 1997. Influência das Tempestades Extratropicais sobre os sedimentos das praias entre Rio Grande e Chuí, RS. In: SEMANA NACIONAL DE OCEANOGRAFIA, 10. Itajaí, 1997. *Anais...* Itajaí: AOCEANO. p. 85-87.
- TOZZI, H.A.M.; SILVA, R.P.; CALLIARI, L.J. & BARLETTA, R.C. 1999. Variações de curto e longo prazo na morfologia das praias entre Cassino e Hermenegildo, Rio Grande do Sul. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO. Porto Seguro, 1999. *Anais...* Porto Seguro: ABEQUA. CD-ROM.

- TRENHAILE, A.S. 1997. *Coastal Dynamics and Landforms*. Oxford, Clarendon Press. 366p.
- TRUCKENBRODT, W.; NOGUEIRA, A.C.R.; GÓES, A.M. & ARAI, M. 1994. Conteúdo fossilífero e estruturas sedimentares nos sedimentos Barreiras, NE do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38. Camboriú, 1994. *Resumos Expandidos*. Camboriú: SBG. v.3, p. 210-211.
- TURNER, I.L. 1993a. Simulating the influence of groundwater seepage on sediment transported by the sweep of the swash zone across macrotidal beaches. *Marine Geology*, **125**: 153-1748.
- TURNER, I.L. 1993b. Water table outcropping on a macrotidal beaches: A simulation model. *Marine Geology*, **115**: 227-238.
- VIEIRA, L.S. & SANTOS, P.C.C. 1987. *Amazônia: seus solos e outros recursos naturais*. São Paulo, Ed. Agronômica Ceres. 461p.
- VILLWOCK, J.A. & TOMAZZELI, L.J. 1995. Geologia Costeira do Rio Grande do Sul. *Notas Técnicas*, **8**: 1-45
- WEB DESIGN GROUP. *Guia de Praias 2000. Nosso Litoral: Pará*. Disponível em: < http://www.terra.com.br/guiadepraias/nosso_litoral_pa.htm > Acesso em: 30 Ago. 1999.
- WESCHENFELDER, J.; AYUP-ZOUAIN, R.N.; ZOMER, S.L.C. & SOUTO, R.P. 1993. Caracterização morfológica das praias oceânicas entre Imbé e Arroio do Sal, RS. *Notas Técnicas*, **10**: 35-48.
- WIEGEL, R.L. 1964. *Oceanographical Engineering*. Englewood Cliffs, Prentice Hall Editors. 532p.
- WRIGHT, L.D. 1993. Micromorphodynamics of the inner continental shelves: a Middle Atlantic bight case study. *Journal of Coastal Research*, **15**: 93-118.
- WRIGHT, L.D. 1995. *Morphodynamics of inner continental shelves*. London, CRC Press Lewis Publishers. 240p.
- WRIGHT, L.D.; CHAPPELL, J.; THOM, B.G. BRADSHAW, M.P. & COWEL, P. 1979. Morphodynamics of reflective and dissipative beach and inshore systems: southeastern Australia. *Marine Geology*, **32**: 105-140.
- WRIGHT, L.D.; GUZA, R.T. & SHORT, A.D. 1982a. Dynamics of a high energy dissipative surf zone. *Marine Geology*, **45**: 41-62.
- WRIGHT, L.D.; NIELSEN, P. SHORT, A.D. & GREEN, M.O. 1982. Morphodynamics of a macrotidal beach. *Marine Geology*, **50**: 97-128.
- WRIGHT, L.D. & SHORT, A.D. 1984. Morphodynamic variability of surf zones and beaches: a synthesis. *Marine Geology*, **56**: 93-118.
- WRIGHT, L.D.; SHORT, A.D. & GREEN, M.O. 1985. Short-term changes in the morphodynamic states of a beaches and surf zones: An empirical predictive model. *Marine Geology*, **62**: 339-364.
- ZEMBRUSCKI, S.G.; GORINI, M.A.; PALMA, J.J.C. & COSTA, M.P.A. 1971. Fisiografia e distribuição dos sedimentos superficiais na Plataforma Continental Norte Brasileira. *Boletim Técnico da PETROBRÁS*, **14** (3/4): 127-155.