UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

MORFODINÂMICA E TRANSPORTE DE SEDIMENTOS NA PRAIA DA ROMANA, ILHA DOS GUARÁS (NORDESTE DO PARÁ)

Dissertação apresentada por:
LEILANHE ALMEIDA RANIERI
Orientador: Prof. Dr. Maâmar El-Robrini (UFPA)

BELÉM
2011

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação(CIP)
Biblioteca Geólogo Raimundo Montenegro Garcia de Montalvão

R197m Ranieri, Leilanhe Almeida
Morfodinâmica e transporte de sedimentos na praia da Romana, ilha dos Guarás (Nordeste do Pará) / Leilanhe Almeida Ranieri; Orientador: Maâmar El-Robrini – 2011
xvi, 121 f. : il.

Dissertação (Mestrado em Geologia) – Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2011.

1. Sedimentologia. 2. Transporte costeiro. 3. Praia da Romana. 4. Nordeste do Pará. I. El-Robrini, Maâmar, *orient.* II. Universidade Federal do Pará. III. Título.

CDD 20. ed.: 551.3098115

Universidade Federal do Pará
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

MORFODINÂMICA E TRANSPORTE DE SEDIMENTOS NA PRAIA DA ROMANA, ILHA DOS GUARÁS (NORDESTE DO PARÁ)

DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR

LEILANHE ALMEIDA RANIERI

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

Data de Aprovação: 03 / 03 / 2011

Banca Examinadora:

Prof. Dr. MAÂMAR EL-ROBRINI
(Orientador-UFPA)

Prof. Dr. DIETER CARL ERNST HEINO MUEHE
(Membro-UFRJ)

Prof. Dr. NORBERTO OLMIRO HORN FILHO
(Membro-UFSC)

AGRADECIMENTOS

Agradeço acima de tudo à DEUS por estar sempre presente em minha vida, me guiando pelo bom caminho e me dando forças para nunca desistir dos meus objetivos e obrigações até mesmo nos momentos mais difíceis em que enfrentei. Deus me testou nestes três anos de mestrado, e espero não tê-lo decepcionado. Testou minha PERSEVERANÇA quando não passei no processo seletivo de 2008 e me matriculei apenas como aluna especial. Testou minha DEDICAÇÃO quando procurei fazer algo inovador para meu trabalho, pois não sabia se isso daria certo, mas fui aprovada durante a apresentação da minha proposta no Seminário I. Testou minha PACIÊNCIA quando tive que produzir os experimentos deste trabalho. Deus atuando na minha vida, não me deixou abater nunca e consegui finalizar esta dissertação no tempo estimado.

Agradeço também aos meus pais, Vera e Corinto, por eu ter alcançado este nível de escolaridade, por sempre me apoiarem e me ajudarem. À minha irmã Carol e meu sobrinho Lucas pelas palavras amigas de sempre.

Ao meu marido, Abraão, pela paciência e compreensão nos momentos em que dediquei atenção total à dissertação. Obrigado por nunca se chatear nestes momentos em que estive tão estressada e dentre muitas coisas, por ter me dado um notebook para redigir esta dissertação, por se preocupar comigo e me acompanhar até madrugadas dizendo para eu ter força.

Ao Prof. Maâmar, por acreditar em mim e pela orientação neste trabalho. Ao PPGG/UFPA pelo ingresso no mestrado e pelo empréstimo de equipamentos. À CAPES pela bolsa de estudo e à Profa. Odete pela motivação dada na realização deste trabalho.

Finalmente, e não menos importantes (na verdade muito importantes), os meus amigos do GEMC: Cristiane, Sury, Antônio, Bruno, Gustavo e, especialmente, ao meu ajudante número 1, o Isaac, que desde o princípio me ajudou e compartilhou comigo os momentos bons e difíceis que enfrentei neste trabalho dando sua opinião amiga e profissional. Obrigado por me ajudarem tanto em campo. Sem vocês eu não conseguiria. Realmente a união faz a força. Este título é de vocês também!

RESUMO

Os processos costeiros: ondas, marés, correntes associadas e ventos modelam a face praial e contribuem no transporte e distribuição de sedimentos em praias. Devido à atuação destes processos, a realização de experimentos é bastante dificultada pelos altos níveis de turbulência gerados pela arrebentação das ondas. Na praia emersa, os ventos adquirem a função de transportar e distribuir os sedimentos depositados pelo espraiamento das ondas. Na Praia da Romana, cordões arenosos progradacionais orientados em direção W indicam o transporte de sedimentos predominante nesta direção. O objetivo principal deste trabalho é analisar a dinâmica deste transporte nesta praia. A praia barreira da Romana está situada na foz do rio Pará, em uma área de alta hidrodinâmica, é dominada por ondas (RTR < 3) no período menos chuvoso, sobretudo durante a maré vazante, e por ondas e maré (> 3 RTR < 7) no período mais chuvoso, principalmente pelas correntes de maré enchente. O regime de maré dominante na praia é de macromaré no período mais chuvoso (altura de 4,3 m - março de 2010) e de mesomaré no período menos chuvoso (altura de 3,4 m - agosto de 2010). As ondas incidentes na Praia da Romana (em média de 1,5 m de altura) são essencialmente de NE, pois os ventos chegam nesta direção na praia. As correntes geradas por ondas propagam-se para direção W, assim como a corrente de maré dominante na praia: corrente de maré enchente. Os procedimentos metodológicos foram aplicados na praia segundo dois conjuntos: (a) de experimentação de métodos tradicionais e (b) de métodos alternativos para analisar o transporte de sedimentos. O primeiro foi aplicado na parte emersa da praia, através da realização de perfis transversais de praia nos setores Oeste, Central e Leste, e medições da velocidade e direção dos ventos locais na linha de maré alta de cada perfil. O segundo corresponde à aplicação de armadilhas de sedimentos na linha de maré alta (parte emersa da praia) e na zona de *surf* (parte submersa da praia) de cada setor da praia, e na medição da intensidade das correntes costeiras, da altura, período e ângulo de incidência de ondas na parte submersa de cada perfil. A aquisição dos dados ocorreram durante 4 campanhas de campos, adotando o ciclo hidrológico sazonal: (a) transição sazonal do período menos chuvoso para o período mais chuvoso (janeiro de 2010), (b) em meio ao período mais chuvoso, em março de 2010 (dia de maré equinocial) e maio de 2010, e durante o (c) período menos chuvoso (agosto de 2010). Durante todo o ciclo sazonal estudado, obteve-se o volume de sedimentos final positivo no Setor Oeste (409 m^3/m) e negativo no Setor Central (-306 m^3/m) e no Setor Leste (-339 m^3/m). O coeficiente final de variação da largura da praia foi de 9,08% no Setor Oeste; 7,43% no Setor Central; e 13,33% no Setor Leste. Nota-se o predomínio de areia fina (>2 phi

a 3 phi) bem selecionada (0,35 phi a <0,50 phi) e muito bem selecionada (<0,35 phi) na Praia da Romana. Dados correspondentes a aplicação de parâmetros estatísticos granulométricos na parte emersa da praia indicam a predominância do transporte de sedimentos no sentido E-W, verificou-se que os valores da Média vão aumentando do Setor Leste (mínimo valor encontrado: 2,31 phi em agosto de 2010) para o Setor Oeste (máximo valor encontrado: 3,37 phi em agosto de 2010), implicando também no aumento no grau de assimetria nesta ordem (Setor Leste ao Setor Oeste), e o grau de seleção e curtose aumenta do Setor Oeste para o Setor Leste. Maiores alturas de ondas (> 1,3 m), intensidade de correntes costeiras (> 0,3 m/s) e maiores quantidade de sedimentos retidos nas armadilhas eólicas (> 0,02 g) ocorreram no Setor Oeste, indicando também a predominância do transporte de sedimentos no sentido E-W. Durante a maré enchente, aumenta a quantidade de sedimentos retidos nas armadilhas de sedimentos aplicados na zona de *surf*, principalmente os sedimentos mais finos e nas armadilhas de fundo, assim como aumenta a intensidade das correntes longitudinais (máximo valor no Setor Oeste em janeiro: 1,41 m/s), da altura de ondas (máximo de 1,62 m no Setor Central em agosto) e a intensidade dos ventos (7,5 m/s no Setor Leste em agosto). Isto é devido à influência das correntes de maré enchente ser maior que as correntes de maré vazante na Praia da Romana. A forçante mais expressiva atuante na área de estudo corresponde às correntes de maré enchente (fluindo e intensificando-se do Setor Leste ao Setor Oeste) e, secundariamente, os ventos fluindo nesta mesma direção preferencial, mantendo o aporte sedimentar em direção W.

Palavras-chave: Sedimentologia. Transporte costeiro. Praia da Romana. Nordeste do Pará.

ABSTRACT

Coastal processes, waves, tides, currents generated and winds, model the beach face shape and contribute in the transporte and distribution of sediments on beaches. Due to the performance of these procedures, conducting experiments is severely hampered by high levels of turbulence generated by breaking waves. In sand beach, the winds gain the function of the transporte and distribution of the sediments deposited by the spreading of the waves. In Romana Beach, progradational beach ridges oriented toward W indicate the predominant sediment transport in this direction. The main objective of this study is to analyze the dynamics of this transport on the beach. The Romana barrier beach is situated at the mouth of the Pará River, an area of high hydrodynamics, is dominated by waves (RTR <3) in the less rainy period, especially during the ebb tide, and dominated by waves and tides (> 3 RTR <7) in the rainy season, mainly by flood tidal currents. The tidal regime is dominant in macrotidal beach in the rainy season (height of 4,3 m - March 2010) and in the less rainy season mesotidal (height of 3,4 m - August 2010). The incident waves at Romana Beach (on average 1,5 m in height) are primarily Northeasterly winds as they arrive on the beach in this preferential direction. The currents generated by waves propagating to the direction W, as well as the dominant tidal current on the beach: flood tidal current. The methodological procedures were applied the second beach two sets: (a) experimentation of traditional methods and (b) of alternative methods for sediment transport. The first was applied in the submerged part of the beach, through the realization of cross-sections of beach areas in West, Central and East, and measurements of speed and direction of local winds in the high tide line of each profile. The second is the application of sediment traps in the high tide line (submerged part of the beach) and in the surf zone (the submerged part of the beach) of each sector of beach, and measuring the intensity of coastal currents, the height, period and angle of incidence of waves on the submerged part of each profile. Data acquisition occurred during four field campaigns, adopting the seasonal water cycle: (a) seasonal transition to the less rainy period during the rainy season (January 2010), (b) in the middle of the rainy season, in March 2010 (equinoctial tide day) and May 2010, and during (c) less rainy season (August 2010). Throughout the seasonal cycle studied, we obtained positive final volume of sediments in Sector West (409 m^3/m) and negative in the Center Sector (-306 m^3/m) and the Eastern Sector (-339 m^3/m). The final coefficient of variation of beach width was 9,08% in Sector West, 7,43% in the Central Sector, and 13,33% in Sector East. Note the predominance of fine sand (> 2 phi to 3 phi) well sorted (0,35 phi to < 50 phi) and very well sorted (<0,35 phi) in

Romana Beach. Data for application of granulometric statistical parameters in the emerged part of the beach indicate the predominance of sediment transport towards E-W, it was found that the values of Mean size are growing of East Sector (minimum value found: 2,31 phi in August 2010) to West Sector (maximum value obtained: 3,37 phi in August 2010), also implying the increase in the degree of skewness in that order (Sector East to Sector West), and the degree of sorting and kurtosis increases for the West Sector to East Sector. Larger wave heights (> 1,3 m), intensity of coastal currents (> 0,3 m/s) and larger amount of sediment retained in traps wind (> 0,02 g) occurred in Sector West, also indicating the predominance sediment transport in the direction E-W. During high tide, increasing the amount of sediment retained in sediment traps used in the surf zone, especially the finer sediment and in the background traps, as well as increases the intensity of longshore currents (maximum value in West Sector in January: 1,41 m/s) of wave height (maximum of 1,62 m in the Center Sector in August) and the intensity of the winds (7,5 m/s in Sector East in August). This is due to the influence of tidal currents to be greater than the flood currents ebb in Romana Beach. It was concluded that the most significant forcing acting in the study area corresponds to the flood tidal currents (flowing and intensifying East Sector to West Sector) and, secondarily, the winds flowing in the same preferred direction, keeping the sediment supply towards W.

Keywords: Sedimentology. Coastal Transport. Romana Beach. Northeastern Pará.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 – Mapa de localização da Praia da Romana. Região NE do Pará (imagem inferior à esquerda); município de Curuçá/PA (imagem à direita); Praia da Romana (imagem superior à esquerda). _____ 4

Figura 2 – Perfil das zonas de pós-praia, intermaré e inframaré. _____ 7

Figura 3 – Diagrama do perfil praial. _____ 7

Figura 4 – Influência do aumento do nível do mar no perfil praial. _____ 16

Figura 5 – Modelo evolutivo dos perfis praiais baseado na caracterização de seis estágios. _ 18

Figura 6 – Classificação dos estados morfodinâmicos de praias considerando a variação relativa das marés. _____ 19

Figura 7 – Fotografia aérea da Ponta da Romana. _____ 21

Figura 8 – Coluna estratigráfica do NE do Pará. _____ 25

Figura 9 – Armadilhas portáteis de coleta de sedimentos (a). Detalhe da fixação (b). Suporte das armadilhas, vista frontal (c). Suporte das armadilhas, vista lateral (d). _____ 35

Figura 10 – Desenho da torre (suporte) (a) da armadilha portátil (b). _____ 36

Figura 11 – Confecção das armadilhas portáteis. Passo 1: Corte das dimensões de cada rede (A). Rede cortada (à direita na imagem) (B). Passo 2: Lateral da rede costurada e colada com cola de isopor (C). Passo 3: Rede costurada à estrutura metálica (D). Próxima rede a ser costurada na estrutura metálica (E). _____ 38

Figura 12 – Modelos de armadilhas para sedimentos em transporte eólico. Armadilha acumulativa (a) e armadilha discretizada (b). _____ 39

Figura 13 – Confecção das armadilhas eólicas acumulativas. Tubo de 40 mm cortado em partes de 1 metro de comprimento (à esquerda na imagem) – passo 1 (A). Abertura frontal do tubo feita com a furadeira (passo 3) (B). Abertura posterior feita com serra (passo 4) (C). Pedaço do tecido de 63 µm de abertura de malha (à direita na imagem) e colagem do tecido no tubo (à esquerda na imagem) – passo 5 (D). Tampa do tubo (E). 41

Figura 14 – Confecção das armadilhas eólicas discretizadas. Tubo de 20 mm cortado em partes de ½ m de comprimento e pedaços de 5 cm até o meio (passo 1) (A). Abertura posterior do tubo feita com o auxílio de furadeira e serra (passo 2) (B). Colagem do tecido de 63 µm de abertura de malha (C) na abertura posterior do tubo (passo 3) (D). Montagem final do tubo (passo 4) (E). _____ 41

Figura 15 – Localização dos pontos de experimentação na Praia da Romana. _____ 42

Figura 16 – Maquete da metodologia adotada com os devidos locais e regras de amostragem. _____ 44

Figura 17 – Mapa de localização dos perfis topográficos realizados na Praia da Romana. __ 45

Figura 18 – Levantamento topográfico (a). Operador da Estação total (b). Operador do prisma refletor (c). _____ 46

Figura 19 – Pontos de saída do levantamento topográfico periódico. Vista da base de concreto do antigo farol da praia frente ao novo farol (a). Ponto da leitura ré – superfície de concreto do atual farol da Praia da Romana (b). Ponto inicial de instalação da Estação Total – base do bloco de concreto do antigo farol da Praia da Romana (c). _____ 47

Figura 20 – Coleta de amostras de sedimentos superficiais da face praial. Verificação das coordenadas geográficas do início do perfil (a). Sedimentos coletado e acondicionado em saco plástico (b). _____ 48

Figura 21 – Armadilhas portáteis em campo (a), sendo levada ao ponto de instalação (b), instalada no local e segura pelos operadores do instrumento (c), e sendo retira de dentro d'água (d). _____ 49

Figura 22 – Par de armadilhas eólicas em campo. Armadilha discretizada à esquerda e armadilha acumulativa à direita. _____ 51

Figura 23 – Medições de parâmetros de ventos locais. Direção (a) e velocidade dos ventos (b). _____ 52

Figura 24 – Equipamentos utilizados em laboratório: estufa (a), agitador de peneiras (b) e balança (c). _____ 55

Figura 25 – Velocidade de decantação (cm/s) em função do diâmetro médio (fi). _____ 59

Figura 26 – Morfologia praial (a) e variação do volume sedimentar (b) no setor oeste da Praia da Romana nos meses de março, maio e agosto de 2010. _____ 62

Figura 27 – Morfologia praial (a) e variação do volume sedimentar (b) do setor central da Praia da Romana nos meses de março, maio e agosto de 2010. _____ 63

Figura 28 – Morfologia praial (a) e variação do volume sedimentar (b) do setor leste da Praia da Romana nos meses de março, maio e agosto de 2010. _____ 64

Figura 29 – Morfologia X granulometria no setor oeste durante os meses de março (a), maio (b) e agosto (c) de 2010. _____ 65

Figura 30 – Morfologia X granulometria no setor central durante os meses de março (a), maio (b) e agosto (c) de 2010. _____ 66

Figura 31 – Morfologia X granulometria no setor leste durante os meses de março (a), maio (b) e agosto (c) de 2010. _____ 66

Figura 32 – Parâmetros estatísticos granulométricos: média (a), seleção (b) e assimetria (c) e curtose (d) em janeiro de 2010. P1: Setor Oeste; P2: Setor Central; P3: Setor Leste. __ 67

Figura 33 – Parâmetros estatísticos granulométricos: média (a), seleção (b) e assimetria (c) e curtose (d) em março de 2010. P1: Setor Oeste; P2: Setor Central; P3: Setor Leste.___ 68

Figura 34 – Parâmetros estatísticos granulométricos: média (a), seleção (b) e assimetria (c) e curtose (d) em maio de 2010. P1: Setor Oeste; P2: Setor Central; P3: Setor Leste.____ 68

Figura 35 – Parâmetros estatísticos granulométricos: média (a), seleção (b) e assimetria (c) e curtose (d) em agosto de 2010. P1: Setor Oeste; P2: Setor Central; P3: Setor Leste. __ 69

Figura 36 – Parâmetros estatísticos granulométricos das amostras de sedimentos do setor oeste, central e leste. Primeiro ponto (P): zona de supramaré; pontos intermediários: zona de intermaré; último ponto: zona de inframaré. Janeiro (A, B, C), março (D, E, F), maio (G, H, I) e agosto (J, L, M) de 2010._____ 71

Figura 37 – Altura de onda (Hb) registrada nos setores oeste (P1), central (P2) e leste (P3) durante a maré vazante e enchente nos meses de janeiro (a), março (b) e agosto (c) de 2010. _____ 72

Figura 38 – Peso (%) obtido em cada nível das armadilhas eólicas discretizadas. _____ 88

Figura 39 – Peso total (g) obtido nas armadilhas eólicas acumulativas. _____ 89

Figura 40 – Intensidade dos ventos registrada nos setores oeste (P1), central (P2) e leste (P3) durante a maré vazante e enchente._____ 89

Figura 41 – Velocidade das correntes longitudinais (m/s), com direção W, registrada na Praia da Romana durante a maré vazante e enchente. P1: setor oeste; P2: setor central; P3: setor leste._____ 94

Figura 42 – Fluxo de sedimentos obtidos em cada armadilha portátil (nível) aplicado nos setores oeste, central e leste da Praia da Romana. _____ 95

Figura 43 – Percentual granulométrico dos sedimentos coletados nas armadilhas portáteis aplicados em janeiro de 2010. Experimentos durante a maré vazante nos setores oeste (A), central (C) e leste (E). Experimentos durante a maré enchente nos setores oeste (B), central (D) e leste (F). _____ 96

Figura 44 – Percentual granulométrico dos sedimentos coletados nas armadilhas portáteis aplicados em março de 2010. Experimentos durante a maré vazante nos setores oeste (A), central (C) e leste (E). Experimentos durante a maré enchente nos setores oeste (B), central (D) e leste (F). _____ 96

Figura 45 – Percentual granulométrico dos sedimentos coletados nas armadilhas portáteis aplicados em agosto de 2010. Experimentos durante a maré vazante nos setores oeste (A), central (C) e leste (E). Experimentos durante a maré enchente nos setores oeste (B), central (D) e leste (F). _____ 97

Quadro 1 – Número de amostras de sedimentos coletadas na praia da Romana._____ 48

Quadro 2 – Relações de equilíbrio entre estado da praia e Ω. _____ 60

Quadro 3 – Parâmetros utilizados para classificação morfodinâmica praial._____ 60

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Classificação granulométrica de Wentworth (1922) para sedimentos arenosos e lamosos. 55

Tabela 2 – Classificação do grau de seleção (A), assimetria (B) e curtose (C), segundo Folk & Ward (1957). 57

Tabela 3 – Caracterização dos diferentes tipos de estágios morfodinâmicos a partir do Parâmetro Relativo da Maré. 61

Tabela 4 – Ângulo de incidência de ondas com a linha de costa registrado nos setores oeste, central e leste durante os meses de janeiro, março e agosto de 2010. 72

Tabela 5 – Período de ondas (T) medido em segundos para os setores oeste, central e leste durante a maré vazante e enchente dos meses de janeiro, março e agosto de 2010. 73

Tabela 6 – Estados morfodinâmicos de Wright & Short (1984) encontrados nos setores oeste, central e leste durante os meses de janeiro, março e agosto de 2010. 73

Tabela 7 – Estados morfodinâmicos de Masselink & Short (1993) dos setores oeste, central e leste durante os meses de janeiro, março e agosto de 2010. 74

Tabela 8 – Média da direção preferencial dos ventos registrada durante a maré vazante e enchente na Praia da Romana. 88

Tabela 9 – Média da velocidade dos ventos locais (m/s) registrada na Praia da Romana. 90

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS ..... **IV**

RESUMO ..... **V**

ABSTRACT ..... **VII**

LISTA DE ILUSTRAÇÕES ..... **IX**

LISTA DE TABELAS ..... **XIII**

1 INTRODUÇÃO **1**
1.1 APRESENTAÇÃO E JUSTIFICATIVAS 1
1.2 QUESTIONAMENTOS E HIPÓTESES 2
1.3 OBJETIVOS 3
1.3.1 Objetivo Geral **3**
1.3.2 Objetivos Específicos **3**
1.4 ÁREA DE ESTUDO 4
1.5 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA 5
1.5.1 Ambiente de Praia **5**
1.5.1.1 Definições 5
1.5.1.2 Limites Físicos e Terminologia Adotada 6
1.5.1.2.1 Zonação Morfológica *6*
1.5.1.2.2 Zonação Hidrodinâmica *7*
1.5.1.3 Processos Físicos Costeiros 8
1.5.1.3.1 Ondas *8*
1.5.1.3.2 Marés *9*
1.5.1.3.3 Correntes *10*
1.5.1.3.4 Ventos *12*
1.5.1.4 Transporte e Distribuição Sedimentar 12
1.5.1.5 Morfodinâmica de Praias Arenosas 14
1.5.1.5.1 Estados de Equilíbrio Morfodinâmicos *16*

2 CARACTERÍSTICAS DA ÁREA DE ESTUDO **20**
2.1 ILHA DOS GUARÁS (MARITEUA) 20
2.1.1 Praia da Romana **20**
2.2 REVISÃO REGIONAL 21
2.2.1 Vegetação **21**
2.2.2 Solo **22**
2.2.3 Geologia **24**
2.2.3.1 Estratigrafia 24
2.2.4 Geomorfologia **25**
2.2.4.1 Planalto Rebaixado da Amazônia 26

2.2.4.2 Planície Flúvio-Marinha 26
2.2.4.2.1 Planície Aluvial 27
2.2.4.2.2 Planície Estuarina 27
2.2.4.2.3 Planície Costeira 27
2.2.5 Aspectos Climáticos/Meteorológicos 29
2.2.5.1 Precipitação 30
2.2.5.2 Ventos 30
2.2.6 Aspectos Oceanográficos 31
2.2.6.1 Ondas 31
2.2.6.2 Marés 31
2.2.6.3 Correntes 31
2.2.7 Aspectos Ambientais 32

3 METODOLOGIA 33
3.1 PREPARAÇÃO DE CAMPO 33
3.1.1 Método de Armadilha de Sedimentos na Zona de *Surf* 33
3.1.2 Método de Armadilhas de Sedimentos na Zona de Pós-praia 38
3.2 AQUISIÇÃO DE DADOS 42
3.2.1 Perfil Topográfico 44
3.2.2 Amostras de Sedimentos 47
3.2.2.1 Amostras de Sedimentos Superficiais da Face Praial 47
3.2.2.2 Método de Armadilhas Portáteis 49
3.2.2.3 Método de Armadilhas Eólicas 50
3.2.3 Ventos Locais 51
3.2.4 Hidrodinâmica 52
3.2.4.1 Ondas 52
3.2.4.2 Corrente Longitudinal 53
3.3 ANÁLISE LABORATORIAL 53
3.3.1 Classificação Granulométrica dos Sedimentos 53
3.3.1.1 Método de Folk & Ward (1957) 56
3.3.2 Equações de Classificação Morfodinâmica 57
3.3.2.1 Parâmetros Morfodinâmicos 57
3.3.2.2 Estados Morfodinâmicos 60

4 COMPORTAMENTO MORFODINÂMICO SAZONAL DA PRAIA DA ROMANA, ILHA DOS GUARÁS (NE DO PARÁ) 62
RESULTADOS 62
MORFOLOGIA DA FACE PRAIAL 62
Setor Oeste 62
Setor Central 63
Setor Leste 64
GRANULOMETRIA DA FACE PRAIAL 65
Relação entre a Morfologia e a Granulometria 65
Parâmetros Estatísticos Granulométricos 67

HIDRODINÂMICA COSTEIRA **71**
ESTADOS MORFODINÂMICOS **73**
DISCUSSÃO 74
CONCLUSÕES 79
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 80

5 AVALIAÇÃO EXPERIMENTAL DE MÉTODOS DE ARMADILHAS DE SEDIMENTOS PARA DETERMINAÇÃO DO TRANSPORTE COSTEIRO DA PRAIA DA ROMANA, ILHA DOS GUARÁS (NORDESTE DO PARÁ) **87**
5.1 Resultados e discussões 87
5.1.1 Transporte eólico **87**
5.1.2 Transporte Longitudinal **90**
5.2 Conclusões 97
Referências 99

6 CONSIDERAÇÕES FINAIS **103**

REFERÊNCIAS **106**

ANEXO A – CONFIRMAÇÃO DE RECEBIMENTO DE MANUSCRITO DA REVISTA GEOCIÊNCIAS **120**

ANEXO B – CONFIRMAÇÃO DE RECEBIMENTO DE MANUSCRITO DA REVISTA PESQUISAS EM GEOCIÊNCIAS **121**

1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO E JUSTIFICATIVAS

A Praia da Romana está inserida na faixa arenosa da Ilha dos Guarás/PA, enquadrando-se no setor da zona costeira denominado como Costa Atlântica do Salgado Paraense, de acordo com MMA (1996).

Zona Costeira (ZC), constitui uma zona de fronteira sujeita as contínuas alterações morfodinâmicas, modeladas por processos de origem continental e marinha (Silva *et al.* 2004), muitos dos quais controlados por fatores climáticos e meteorológicos.

As áreas costeiras estão entre os mais complexos e variáveis sistemas marinhos, porque suas dinâmicas estão sujeitas a efeitos derivados de uma geometria complexa, onde a batimetria desempenha um papel crucial na propagação de ondas. Além disso, a ampla gama de processos hidro-morfodinâmicos que afetam as zonas costeiras tais como ondas, correntes e marés, entre outros, interagem em diferentes escalas espaciais e temporais, tornando a essas zonas ambientes altamente variáveis (Alvarez-Ellacuria *et al.* 2010).

Praia é um depósito de sedimentos não coesivos e inconsolidados (areia ou cascalho) sobre a zona costeira (Komar 1976). Destaca-se como um dos ecossistemas mais frágeis do planeta (Braga 2007) por ser um ambiente de proteção contra a ação destrutiva imposta pelos processos costeiros já mencionados: as marés, ondas, correntes e ventos, que modelam a praia pela função de determinar o transporte e distribuição de sedimentos ao longo da mesma.

O comportamento do transporte de sedimentos ocasiona, por sua vez, de setor para outro na praia, erosão e deposição de sedimentos. Por isso o estudo do transporte de sedimentos em praias é tão importante para o monitoramento da dinâmica costeira, sendo a praia uma área alvo de preocupação para engenheiros e pesquisadores.

No NE do Pará, as praias são dominadas pelo regime de meso-macromarés semi-diurnas que induz a formação das correntes de marés e exerce um importante papel na circulação local, influenciando fortemente o transporte sedimentar litorâneo (Souza Filho & Paradella 2002; Souza Filho & Paradella 2003).

Nesta região, os estudos em praia são relativamente abundantes. Contudo, na maioria dos trabalhos envolvendo o estudo da dinâmica praial, a metodologia está voltada para técnicas pós-deposição sedimentar com resultados dedutivos sobre esta deposição ocorrente, especialmente, na parte subaérea, ou emersa da praia. Há uma grande quantidade de estudos

nesta parte em comparação com a parte submersa da praia, onde aplicações de métodos e técnicas são mais escassos.

Fatos como estes são preocupantes, pois como designado por Dias *et al*. (2009), o ambiente praial deve ser considerado como uma entidade única constituída por duas partes (emersa e submersa), entre as quais se verificam trocas sedimentares transversais que atingem volumes muito elevados.

A restrição da abrangência deste ambiente, até mesmo pela própria comunidade científica, ocorre em virtude das dificuldades físicas e sócio-econômicas em estudá-lo. Dentre as dificuldades físicas está, por exemplo, a limitação na realização de medições do transporte de sedimentos *in situ*, principalmente o longitudinal, que é o mais expressivo e ocorre durante a praia submersa, onde a realização de experimentos é bastante dificultada pelos altos níveis de turbulência gerados pela arrebentação das ondas.

Trabalhos referentes à dinâmica do transporte de sedimentos e morfosedimentação em praias de meso-macromarés do NE do Pará foram largamente realizados por diversos autores, dentre os trabalhos pode-se citar os de Alves (2001), Braga (2007), Barbosa *et al.* (2007), Monteiro *et al.* (2009) e Pagliarini-Cordovil (2010) na Praia de Ajuruteua, em Bragança/PA; e os de Gregório *et al.* (2005), Busman (2004) e Guerreiro (2010) nas Praias do Atalaia, Farol Velho e Marieta, respectivamente, em Salinópolis/PA.

A Praia da Romana, na Ilha dos Guarás/PA, também se insere no NE do Pará. Trabalhos realizados nesta ilha foram desempenhado por Santos (2009) e Bezerra (2011), contudo apenas na Praia da Tijoca (adjacente à Praia da Romana) e Ponta de Mariteua (ponta leste da Ilha dos Guarás), respectivamente.

Com o objetivo de analisar o transporte de sedimentos costeiros, foram escolhidos, além de métodos tradicionais de análise da morfodinâmica praial, métodos de armadilhas de sedimentos para serem aplicados, testados e avaliados na Praia da Romana.

1.2 QUESTIONAMENTOS E HIPÓTESES

Decidiu-se verificar na Praia da Romana, o desempenho de técnicas de medições *in situ* realizadas em todo mundo, que na literatura oferecem resultados razoáveis e que possivelmente ainda não foram aplicados em praia no NE do Pará, são eles: método de armadilhas de sedimentos oriundos do transporte eólico e método de armadilhas de sedimentos oriundos do transporte longitudinal.

Diante desta decisão surgiram os seguintes questionamentos: Tais métodos são bem aplicáveis nas praias do NE do Pará? Se bem aplicáveis, quais são as variações nas características texturais dos sedimentos nos setores estudados da praia? Qual a maior forçante desta variação do transporte e distribuição dos sedimentos: vento, maré ou onda? Com que intensidade e em que direção preferencial eles são transportados? Qual a resposta conjunta dos equipamentos utilizados: contrárias ou similares? Sendo assim, são quatro as hipóteses deste trabalho:

Hipótese 1: O método de armadilhas na parte submersa da praia (zona de *surf*) será bem aplicável em condições de tempo normal, porém não aplicável em condições de tempo mais expressivo (de marés equinociais);

Hipótese 2: Todos os métodos poderão ser bem aplicados na Praia da Romana, independente da área de aplicação (parte emersa ou submersa) e corresponderão claramente às características texturais dos sedimentos e a intensidade dos processos costeiros;

Hipótese 3: O agente de transporte longitudinal mais expressivo na Praia da Romana é a maré, que é a principal responsável pela direção da corrente na área de estudo;

Hipótese 4: Os resultados com o método experimental de armadilha de sedimentos apresentarão similaridade com os resultados de métodos tradicionais em cada parte da praia (emersa e submersa).

1.3 OBJETIVOS

1.3.1 Objetivo Geral

Analisar a dinâmica do transporte de sedimentos costeiros sobre a morfologia e sedimentologia da Praia da Romana, Ilha dos Guarás (Mariteua), município de Curuçá, Pará.

1.3.2 Objetivos Específicos

- Analisar a sazonalidade das alterações morfodinâmicas ocorrentes nesta praia;
- Analisar o transporte de sedimentos *cross-shore* e *longshore* nesta;
- Avaliar o desempenho dos métodos experimentais de armadilhas de sedimentos;
- Comparar os resultados obtidos de cada método experimentado nesta praia.

1.4 ÁREA DE ESTUDO

A Praia da Romana (00º34,5’ S e 47º54,0’ W) está localizada entre as pontas da Tijoca e Romana na Ilha dos Guarás (Mariteua), município de Curuçá, Nordeste do Pará (Figura 1). O município de Curuçá está limitado pelas coordenadas geográficas 00°30’ S, 00°45’ S e 48°00’ W, 47°30’ W, e pertence à Folha SA. 23-V-A-IV (Marapanim). A distância de Curuçá à capital do Estado do Pará (Belém) é de 136 Km, a área territorial é de 673 Km² (Cunha & Carneiro 2007) e a população no município é de 33.358 habitantes (IBGE 2010).

O acesso à Curuçá é feito através da Rodovia BR-316, a partir do município de Castanhal/PA, de onde se prossegue pela rodovia estadual PA-136 até o município de Curuçá. Posteriormente, para alcançar a Ilha dos Guarás (Mariteua), o acesso se dá por embarcação motorizada, partindo-se do porto da vila do Abade.

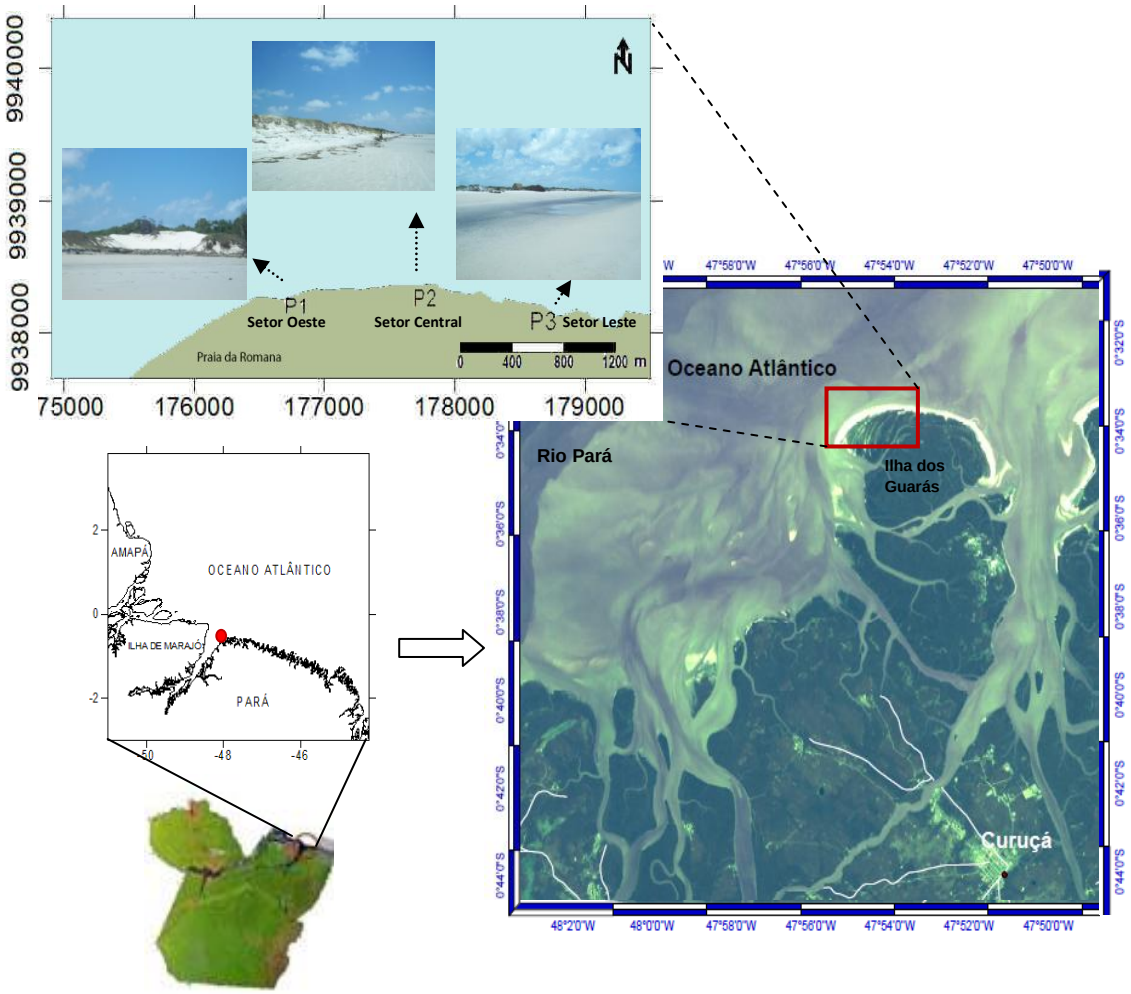


Figura 1 – Mapa de localização da Praia da Romana. Região NE do Pará (imagem inferior à esquerda); município de Curuçá/PA (imagem à direita); Praia da Romana (imagem superior à esquerda).

1.5 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

1.5.1 Ambiente de Praia

1.5.1.1 Definições

As praias são ambientes muito dinâmicos e sensíveis, que expressam múltiplas funções, entre elas, proteção costeira para ecossistemas adjacentes e as atividades urbanas, recreação, turismo e hábitat para várias espécies animais e vegetais (Souza *et al.* 2005).

Há várias definições para o ambiente praial. Komar (1976) definiu a praia como uma acumulação de sedimentos inconsolidados (areia ou cascalho) que se estende do limite médio de maré baixa até alguma mudança fisiográfica como um rochedo, campo de dunas ou uma vegetação permanente. Mas a praia pode incluir, segundo alguns geólogos, a área costeira abaixo do nível do mar (a profundidade de 10 a 20 m), a qual é ativa sob a influência das ondas de superfície (Kennett 1982).

Segundo King (1973), a praia é um ambiente sedimentar costeiro, de composição variada, formado mais comumente por areia e condicionado pela interação dos sistemas de ondas incidentes sobre a costa.

Muehe (2001) conceituou a praia de modo semelhante, porém acrescenta os efeitos das marés ao condicionamento da praia. Segundo este autor, as praias são depósitos de sedimentos, mais comumente arenosos, acumulados por ondas que, por apresentar mobilidade, se ajustam às condições de ondas e maré.

Segundo Short (1999), as praias ocorrem em todas as latitudes, climas, amplitudes de marés e tipos de costas. Este autor amplifica o conceito de praia quando define que a extensão e características das praias arenosas são dependentes da variação de maré, altura de onda, período de onda, tamanho do grão e forma da praia.

Hoefel (1998) conceituou as praias arenosas oceânicas como sendo sistemas transicionais altamente dinâmicos e sensíveis, que constantemente ajustam-se às flutuações dos níveis de energia locais e sofrem retrabalhamento por processos eólicos, biológicos e hidráulicos. Respondendo a essas flutuações dos níveis de energia através de mudanças morfológicas e trocas de sedimentos com regiões adjacentes, as praias atuam como zonas de tampão e protegem a costa da ação direta da energia do oceano, sendo esta a sua principal função ambiental.

Esta energia do oceano diz respeito aos agentes costeiros: ondas, marés, correntes e ventos, intensificados pelas condições climáticas/meteorológicas.

1.5.1.2 Limites Físicos e Terminologia Adotada

Não há um padrão de nomenclatura para os ambientes praiais, feições e processos associados, nas literaturas internacional e brasileira.

Suas diferentes denominações e limites, empregados por geólogos, geógrafos, biólogos e engenheiros, dependem de diversos fatores, entre eles: focos de interesse diferenciados, particularidades regionais do sistema praial, uso consagrado de termos regionais e, no caso do Brasil, até traduções de termos para língua portuguesa (Souza *et al.* 2005).

Foi utilizada a nomenclatura e divisão do perfil praial adotada por Davis (1985) para a zonação hidrodinâmica, e o perfil sugerido por Souza Filho *et al.* (2003) para a zonação morfológica.

1.5.1.2.1 Zonação Morfológica

De acordo com Souza Filho *et al.* (2003), em praias com regimes de macromarés tem-se (Figura 2):

Zona de Supramaré (ou pós-praia): compreendida pela parte superior do espraiamento da onda até o limite topográfico da praia em direção ao continente (dunas costeiras, por exemplo).

Zona de Intermaré: é a face praial propriamente dita, que ocorre desde o nível de maré alta de sizígia até o nível de maré baixa de sizígia, subdividindo-se em: *zona de intermaré superior*, limitada pelas linhas de maré alta de sizígia e de maré alta de quadratura; *zona de intermaré média*, limitada pelas linhas de maré alta de quadratura e linha de maré baixa de quadratura; e *zona de intermaré inferior*, limitada entre as linhas de maré baixa de quadratura e maré alta de sizígia.

Zona de Inframaré: representa o limite inferior do perfil praial e ocorre após a linha de maré baixa de sizígia, estendendo-se costa afora.

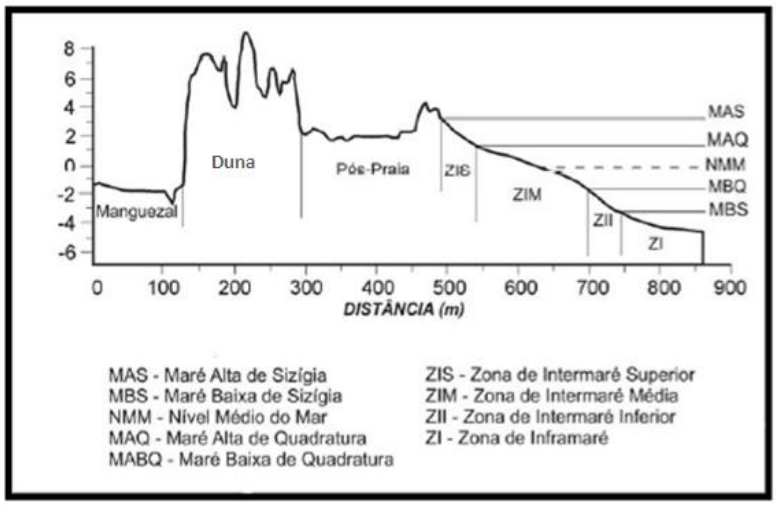


Figura 2 – Perfil das zonas de pós-praia, intermaré e inframaré.
Fonte: Souza Filho *et al.* (2003).

1.5.1.2.2 Zonação Hidrodinâmica

De acordo com a terminologia adotada por Davis (1985), segundo a hidrodinâmica a praia pode ser dividida em três zonas (Figura 3):

Zona de Arrebentação (*Breaking zone*): é aquela parte do perfil praial caracterizada pela ocorrência do início do processo de quebra de ondas até a quebra mais próxima da costa. O número de zonas de arrebentação está conseqüentemente relacionado com o número de bancos de areia e calhas existentes na praia e o seu conjunto forma a zona de arrebentação (Braga 2007).

Zona de Surfe (*surf zone*): está diretamente relacionado com o tipo de quebra, e depende, secundariamente, da amplitude de maré (Marcondes 2005). Zona onde ocorre a dissipação energética das ondas incidentes e a geração de correntes longitudinais e transversais.

Zona de Espraiamento (*swash zone*): região da praia delimitada entre a máxima e a mínima excursão dos vagalhões de ondas sobre a face praial (Nicolodi 2002). Zona onde observam-se os processos de fluxo e refluxo dos vagalhões, e limitada muitas vezes por feição deposicional de sedimentos chamada de berma.

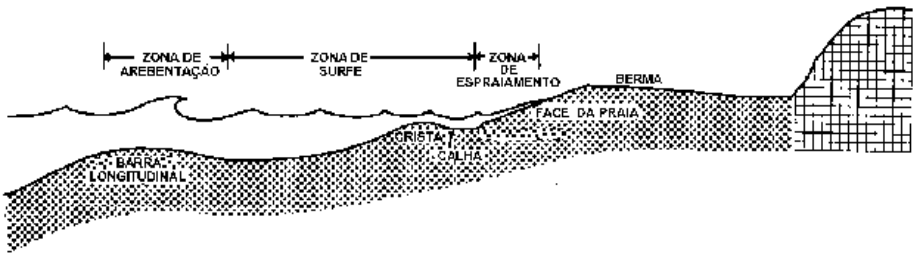


Figura 3 – Diagrama do perfil praial.
Fonte: Albino (1999). Modificado

1.5.1.3 Processos Físicos Costeiros

Os processos físicos costeiros contemplam a ação de ondas, marés e ventos, e as correntes geradas por cada um desses agentes. Tais agentes são descritos a seguir.

1.5.1.3.1 Ondas

As ondas são geradas no oceano aberto pelos ventos e dependem fundamentalmente de sua velocidade, duração e da extensão da pista na superfície do oceano (*fetch*) sobre a qual eles atuam. Quanto maiores a duração e a pista, maior a quantidade de energia potencial absorvida pelas ondas (Souza *et al.* 2005).

Uma vez geradas, as ondas viajam mantendo sua trajetória mesmo depois de cessada a influência do vento. Fora da área de ação do vento, estas ondas são denominadas de marulho ou *swell* (Silva *et al*. 2004).

Além dessas, segundo Souza *et al*. (2005), algumas ondas secundárias (*seas*) podem ser geradas nas proximidades da linha de costa devido aos ventos fortes ou produzidas a partir de alterações na energia das ondas gravitacionais na costa.

Ao aproximar-se da costa, diz-se que as ondas começam a "sentir" o fundo submarino.

A quebra da onda ocorre porque o contato das partículas de água que se movimentam próximas ao fundo faz com que haja um atraso destas em relação às das superfícies, que se movem mais livremente, impelindo, a parte superior da onda para frente, ocasionando a quebra. Como regra geral, a profundidade de quebra é cerca de 1,3 vezes a altura da onda (Schmiegelow 2004)**.**

Considera-se que em profundidades menores do que a metade do comprimento de onda (L/2), as ondas comecem a agir como ondas de águas rasas, ou seja, comecem a "sentir" e remobilizar o fundo submarino (Silva *et al*. 2004).

As ondas que chegam à costa sofrem refração, isto é, mudança no sentido de propagação das ondas em águas rasas, onde as mesmas tendem a acomodar-se à topografia do fundo e alinhar-se paralelamente a linha de costa.

Segundo Suguio (2003), o fenômeno da *refração* é também responsável pelo alinhamento da zona de arrebentação, de tal modo que ela tende a ser paralela à praia, independente do sentido de aproximação das ondas nas águas mais profundas. Além disso, ocorre também o fenômeno de *difração* ao redor de obstáculos naturais, como ilhas e promontórios. Os fenômenos de *refração* e *difração* modificam os sentidos de propagação das

ondas representados pelas suas ortogonais. Outro fenômeno muito comum é a *reflexão* dos trens de ondas, quando elas encontram um obstáculo gerando em contraposição um novo trem de ondas que pode ser reintegrado ao oceano aberto ou ficar aprisionado junto à costa em forma de onda de ressonância.

Ao avançarem até águas rasas, onde se terminam por romper, as ondas exprimem diferentes formas de arrebentação, dependendo da forma como ela dissipa energia e da morfologia da costa.

Os tipos de arrebentação das ondas segundo a classificação de Galvin (1968) são:

Deslizante (ou tombo), onde a arrebentação se caracteriza por uma dissipação gradativa da energia da onda. Ocorrem em praias planas ou de baixo declive e apresentam valores altos de comprimento e período, formando longas faixas de espuma;

Mergulhante, constituída o tipo mais clássico de arrebentação, onde a dissipação da energia da onda ocorre a uma curta distância. Ocorrem em praias com declive um pouco mais acentuado e em geral está associada às ondulações de longo período geradas pelos ventos ao largo;

Frontal, onde a arrebentação é semelhante à mergulhante, porém não chega à forma de túnel. A crista da onda colapsa, formando espuma sobre a face anterior da onda. Ocorre ao longo de costas com declives médios, e sob a influência de ventos de intensidade moderada;

Ascendente, onde a arrebentação é característica da aproximação de ondas de longo período e baixo perfil em costas de declive acentuado. A energia da onda é dissipada à medida que a onda desliza sobre a face praial, sem arrebentar.

1.5.1.3.2 Marés

São mudanças do nível da água, de pequeno espaço temporal, causam mudanças cíclicas nas praias, podendo atuar passivamente ou ativamente no transporte de sedimento (Davis 1985).

As marés são formadas pela ação conjunta de forças de atração gravitacional do sol e, principalmente, da lua, na qual exerce o dobro desta força em relação ao sol, sobre as águas oceânicas. Além da força gravitacional as marés são formadas também devido às forças centrífugas, que segundo Alfredini (2005), equilibra exatamente as forças de atração gravitacional entre o sistema Terra-Lua, de modo que o sistema como um todo se mantém em equilíbrio.

A força centrífuga é igual em qualquer local de superfície da terra, no entanto, a força de atração gravitacional é maior quanto maior for à proximidade em relação à lua (Silva *et al.* 2004).

Durante um mês, as variações entre o alinhamento do sol e da lua geram as *marés astronômicas de sizígia* (luas nova e lua cheia) e de *quadratura* (quartos de lua). As marés de sizígia são cerca de 20% mais altas (maré alta) e mais baixas (maré baixa) do que as marés de quadratura (Souza *et al.* 2005). Isto é devido o fato do sistema terra-lua-sol estarem em conjunção durante as marés de sizígia, enquanto que nas marés de quadratura estão em oposição.

Durante um intervalo de 24 horas e 50 minutos (um dia lunar), podem ser registrados comportamentos de *maré semi-diurna*, com duas baixa-mar e duas preamar (2 ciclos de marés), *marés diurnas*, com uma preamar e uma baixa-mar (1 ciclo de maré) e *marés mistas*, que envolvem variações entre os dois extremos (Silva *et al.* 2004).

Ainda segundo estes autores, as marés que são observadas nas zonas costeiras resultam do empilhamento e amplificação das marés oceânicas, à medida que estas se movem sobre a plataforma continental e para dentro de estuários e baías. Nestas áreas, movimentos horizontais da coluna d'água, na forma de correntes de maré causam mudanças do nível das águas, resultando na inundação periódica das planícies de marés e manguezais.

De acordo com Davies (1964), as costas apresentam diferentes regimes de marés, em função da latitude geográfica. Estas podem ser classificadas em três tipos: *micromarés*, quando a amplitude de maré de sizígia é <2 m; *mesomarés*, quando as amplitudes variam entre 2 e 4 m; ou *macromarés*, quando as amplitudes são >4.

No Brasil, as micromarés ocorrem nas costas sul e sudeste, as mesomarés atuam na costa leste e em parte da nordeste, e as macromarés ocorrem em parte da costa nordeste e em toda a costa norte (Souza *et al*. 2005).

1.5.1.3.3 Correntes

As correntes presentes na zona costeira dizem respeito às correntes geradas por ondas e as correntes geradas por marés, além dessas existem as correntes de ar.

As *correntes geradas por ondas* são formadas devido à incidência das ondas obliquamente à linha de costa, gerando um sistema de circulação ou correntes costeiras.

Segundo Silva *et al.* (2004), quando as ondas aproximam-se da costa segundo um ângulo oblíquo, tendendo-se a ficar paralelo à linha de costa, uma *corrente paralela ou*

longitudinal (*longshore current*) desenvolve-se entre a praia e a zona de arrebentação. Da quebra oblíqua das ondas à linha de costa, gera-se um padrão de transporte de sedimentos em forma de "zig-zag" (ou "dente-de-serra"), devido ao fluxo das ondas (*swash*), ou espraiamento das ondas na face praial, seguindo a direção oblíqua de propagação, e do refluxo das ondas (*backwash*), movendo os sedimentos em sentido oposto, na direção do mergulho da face praial.

Segundo Taggart & Schwartz (1988), este último fenômeno, oriundo do fluxo e refluxo das ondas, é conhecido como *deriva praial*, cuja trajetória apresenta o mesmo sentido da *deriva litorânea*, movimento resultante da atuação das correntes longitudinais e agitação das ondas no local. A *deriva costeira* representa a somatória das derivas litorânea e deriva praial (Suguio 2003).

Cada setor da costa, com um determinado sentido de deriva costeira dá origem a uma *célula de circulação costeira* (Noda 1971). Segundo este autor, a célula de circulação costeira é composta de três partes: (a) zona de erosão, onde se origina a corrente (*barlamar*), caracterizada por apresentar maior energia; (b) zona de transporte, correspondente ao trajeto através dos quais os sedimentos são carreados ao longo da costa; e (c) zona de deposição, onde a corrente termina (*sotamar*), representando o local com menor energia.

De acordo com Souza *et al.* (2005), quando duas células estão presentes, lado a lado, duas situações podem ocorrer: (a) convergência de correntes (zona de *sotamar* de duas células), podendo ocorrer intensa acumulação e/ou o desenvolvimento de uma terceira componente, a corrente de retorno; e (b) divergência de correntes (zona de *barlamar* de duas células), onde o processo erosivo será acentuado.

A *corrente de retorno* constitui uma forte corrente superficial que flui do litoral ao mar aberto, representando o movimento de retorno das águas acumuladas na zona costeira pela chegada de sucessivos trens de onda (Suguio 2003).

Outro tipo de corrente que condiciona o movimento das águas na zona costeira, no caso, o movimento horizontal, é a *corrente de maré*, especialmente das costas baixas sujeitas ao regime de macromarés, a exemplo do Nordeste do Pará.

Ao largo das bacias oceânicas são as correntes de maré que constituem a origem da maré. A componente horizontal da atração astronômica gera movimentos oscilatórios progressivos com velocidades não negligenciáveis (Alfredini 2005).

A área de atuação da maré depende fortemente de sua amplitude, pois esta define a quantidade de energia presente em um sistema. A influência pode ser tamanha que, nos casos

em que sua influência supera a das ondas, estabelecem-se "terraços de maré" e não praias propriamente ditas (Pedruzzi 2005).

A grande importância das correntes de maré no transporte de sedimentos e, consequentemente, na modelagem da linha de costa faz com que a identificação das características da maré em uma determinada região seja de grande significado para o estudo dos ambientes de sedimentação costeira (Silva *et al.* 2004).

1.5.1.3.4 Ventos

Os ventos, além de provocar ondas, são também um importante agente na dinâmica sedimentar das praias, sendo o principal responsável pela troca de areias entre as praias e as dunas (Souza *et al.* 2005).

Segundo Giannini *et al*. (2005), o regime de ventos depende da dinâmica das massas de ar e pode ser quantificado por meio da deriva eólica potencial (DEP). Da interação da DEP com o suprimento de areia, resulta a deriva eólica efetiva (DEE), transporte de areia para o interior do sistema eólico. A DEE depende da existência de areia incoesa em granulometria compatível com a competência do vento.

Nos sistemas eólicos costeiros, quanto mais reto (próximo de 90°) o ângulo α entre o vento e a linha de costa, menor a distância que o sedimento eólico percorre antes de ser freado ou desviado pela vegetação, e mais próximo do mar começa a ocorrer deposição (Giannini *et al.* 2005). No entanto, em praias dissipativas de macromarés, a zona de espraiamento é muito larga e a distância que o sedimento eólico percorre sobre esta zona é maior.

Segundo Cunha (2004), a costa norte e nordeste do Brasil é influenciada pelos ventos alísios de NE, enquanto que a costa leste, sudeste e sul é submetida à ação de ventos da tempestuosa zona subpolar do Atlântico Sul.

1.5.1.4 Transporte e Distribuição Sedimentar

Os processos de transporte litorâneo de sedimentos estão subdivididos em três partes principais: o transporte eólico de sedimentos, o transporte longitudinal e o transporte transversal de sedimentos.

O transporte eólico é responsável pelo retrabalhamento dos sedimentos depositados na face praial em função do transporte transversal. Segundo Villwock *et al.* (2005), depois que a areia movimentada por ondas e correntes é depositada na praia, sendo exposta ao ar, ela seca e

é movimentada pelos ventos. Grandes quantidades de areia são transportadas por saltação ou arraste ao longo da costa.

Nas costas em que os ventos dominantes sopram do mar, grandes volumes de areia são levados da praia e acumulados em campos de dunas (Villwock 1987). Desta forma, em muitas praias onde os ventos são fortes suficientes e onde há uma pista de vento extensa, é comum se existirem dunas, especialmente dunas embrionárias e frontais, desenvolvidas segundo Guimarães (2005), próximas ao limite de maré alta, devido à areia trazida pelo vento que se acumula ao encontrar algum obstáculo pelo caminho.

As fontes mais prováveis dos sedimentos arenosos com destino às regiões litorâneas são provenientes dos cursos fluviais adjacentes e da plataforma continental interna. Para tal destino são necessários mecanismos de transporte sólido na água, capazes de deslocar esse material até a praia, ou relocá-lo na plataforma continental (Machado 2007).

Estes mecanismos de transporte sólido na água são divididos por os que ocorrem fora da zona de arrebentação e os que ocorrem na arrebentação, de *surf* e na zona do espraiamento.

O transporte que ocorre na zona de arrebentação, de *surf* e na zona do espraiamento, corresponde ao transporte longitudinal e transversal de sedimentos.

Segundo Fontoura (2004), quanto à região o transporte se divide em movimentos na zona de arrebentação e movimentos na zona de espraiamento. Quanto à direção o transporte é subdividido em *transversal* e *longitudinal*. O primeiro representa os movimentos no perfil praial ora no sentido continente-oceano (*onshore-offshore*) ora no sentido contrário, através dos quais a morfologia tende a se adaptar a hidrodinâmica reinante. O segundo consiste no encaminhamento longitudinal dos sedimentos costeiros por ventos, ondas e correntes longitudinais. Este tipo de transporte é conhecido, também, como deriva litorânea.

Quanto à posição da partícula em relação ao fundo, Fontoura (2004) refere que o transporte pode ser dividido em arrastamento no fundo e em suspensão. O transporte por arraste de fundo é caracterizado pelo movimento das partículas junto ao fundo através de rolamento, deslizamento e saltos, dentro da qual as partículas rolam, deslizam e saltam por distâncias correspondentes a alguns diâmetros da partícula média. Já no transporte por suspensão, os sedimentos colocados em suspensão pelo cisalhamento das correntes no fundo e pela ação mecânica e turbulência gerada pela quebra das ondas são transportados pela corrente longitudinal.

Na região onde a chegada das ondas alcança o fundo (zona de arrebentação), as partículas de areia (material de fundo) iniciam o movimento oscilatório devido à ação das ondas, transportando material por arrasto. Na zona de *surf*, a arrebentação das ondas

intensifica a turbulência do fluido em movimento, disponibilizando assim, grande quantidade de sedimentos em suspensão, sendo facilmente transportado paralelamente à linha de costa pelas correntes longitudinais, ou em direção ao mar pelas correntes de retorno (Horikawa 1972).

A deriva costeira que representa a somatória da deriva litorânea e praial (Suguio 2003) comporta os dois tipos de transporte que ocorrem entre as zonas de arrebentação e de espraiamento. A deriva litorânea é responsável pelo transporte longitudinal de sedimentos e a deriva praial, responsável pelo transporte transversal de sedimentos. Cornish (1898) apontou que o transporte de sedimentos em direção ao continente, é mais efetivo com os sedimentos mais grossos. As areias mais finas e o silte, por outro lado, tendem a se moverem numa distância quase igual em ambas as direções (*onshore-offshore*). Desta forma, grãos mais finos tendem a ficar em direção ao mar. As correntes de retorno (*rips) representam outros* importantes processos de transporte transversal.

No transporte de sedimentos, ao longo da costa, Komar (1977) propôs que o aumento do tamanho dos grãos de areia esteja relacionado à maior velocidade da corrente, que possibilita transporte de fundo. Quando a velocidade da corrente diminui, o transporte é feito por suspensão, atuando apenas sobre os sedimentos mais finos, de diâmetros menores, o que gera uma tendência à diminuição do diâmetro no sentido do transporte de sedimentos pela corrente longitudinal.

1.5.1.5 Morfodinâmica de Praias Arenosas

A Morfodinâmica praial é um método de estudo o qual integra observações morfológicas e dinâmicas numa descrição mais completa e coerente da praia e zona de arrebentação (Calliari *et al.* 2003).

O conceito “morfodinâmica” corresponde ao ajustamento da topografia do prisma praial para acomodar-se aos movimentos produzidos por ondas, marés e correntes litorâneas e também à própria topografia (Roso 2003).

De acordo com Bascom (1951), em uma mesma praia, o tamanho do grão e a declividade aumentam conforme a exposição da praia. À medida que as praias sofrem erosão ou acréscimo, a declividade da face praial irá mudar. Uma praia que sofre erosão tenderá a ficar mais plana, enquanto uma praia que recebe um acréscimo de sedimento tenderá a ficar mais íngreme. Os grãos maiores são encontrados em pontos de máxima turbulência e o tamanho dos grãos tende a decrescer com o decréscimo da turbulência. Havendo uma relação

entre a declividade da praia, o diâmetro médio dos grãos, e a quantidade de energia da onda que atinge o determinado ponto.

Para King (1959), a fonte do material e os processos de deposição afetam a distribuição do tamanho dos grãos em sedimentos praiais, sendo que o material sedimentar mais grosso está associado com zonas de maior energia.

Contudo Komar (1976) levantou a hipótese de que independente do nível de energia de onda atuante, o tamanho de grão vai ser definido principalmente pela natureza da área fonte.

Para este autor, o tamanho e a constituição dos grãos que formam as praias exercem um importante papel no comportamento e na variação da declividade das praias arenosas. Os grãos finos tendem a gerar um perfil com a pendente suave, enquanto que progressivamente, grãos grossos geram perfis mais íngremes, mantendo-se às idéias anteriores em relação à topografia. A declividade da face praial pode variar com as condições de energia de ondas atuantes.

Por conseguinte, Wrigth & Short (1984) e Short (1999) estabeleceu uma relação inversa entre a altura de onda e o tamanho do grão, pois como se explicaria a presença de sedimentos finos em praias dissipativas, as quais possuem elevada altura de onda, e a presença de sedimentos grossos em praias reflectivas, com baixa altura de onda (Braga 2007).

Segundo Wrigth & Short (1984) e Short (1999), areias finas produzem baixa declividade (1º a 3º) na zona de espraiamento, maior zona de surfe e potencialmente mais areias removidas. Já as praias com areia média a grossa possuem maior declividade e menor quantidade de areia sendo movimentada na estreita zona de surfe.

Quanto à variação sazonal da morfodinâmica praial, Braga (2007) enfatizou que as praias podem perder areia para o transporte mar afora durante a estação mais chuvosa, quando os estuários e canais de marés apresentam um maior volume de água e as ondas tendem a ser mais energéticas que as da estação menos chuvosa, resultando na formação de barras arenosas localizadas a centenas de metros costa afora, orientadas paralelamente a linha de costa.

Durante os períodos menos chuvosos, a massa de água na zona de espraiamento, possui menor quantidade de energia turbulenta, sendo que as areias removidas para trás da zona de arrebentação tendem a migrar novamente, agora em direção a zona de espraiamento (Masselink & Short 1993).

Esta variação sazonal segue o mesmo princípio estabelecido por Bruun (1962), segundo o qual existe um perfil médio de equilíbrio (Figura 4) que pode ser rompido pela

ascensão do nível relativo do mar e restaurado pelo decréscimo do nível relativo. As variações sazonais do nível médio do mar podem causar estas oscilações.

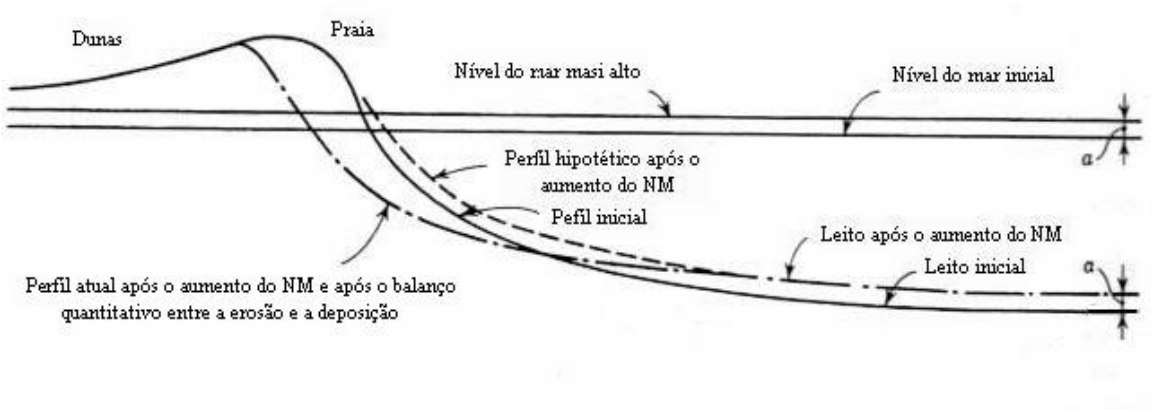


Figura 4 – Influência do aumento do nível do mar no perfil praial.
Fonte: Brunn 1962; Machado (2007).

1.5.1.5.1 Estados de Equilíbrio Morfodinâmicos

Wrigth & Short (1984) classificaram as praias da Austrália em seis estados morfodinâmicos (Figura 5): dissipativo e refletivo e quatro estágios intermediários.

Esta classificação foi desenvolvida na década de 70, pela denominada *Escola Australiana de Geomorfologia Costeira* (Calliari *et al.* 2003).

De acordo com a escola australiana, as praias arenosas são o produto da interação das ondas com o fundo arenoso da linha de costa (Gomes 2004).

Esta classificação morfodinâmica utiliza o parâmetro morfométrico Ω de Dean (1973), conhecido como velocidade de decantação adimensional (Souza *et al.* 2005) para determinar os estados morfodinâmicos de praias arenosas.

Segundo Wright & Short (1984), o *estado dissipativo* é caracterizado pela alta energia de onda, com larga zona de *surf*, composta por dois ou mais bancos (Figura 5a). A praia apresenta baixo gradiente topográfico.

Este tipo de praia ocorre sob condições de ondas de alta energia e de elevada esbeltez (classificadas como deslizantes) e na presença de areia de granulometria fina, que permite um alto potencial de transporte de sedimento eólio e, conseqüentemente, dunas frontais bem desenvolvidas (Short & Hesp 1982).

O *estado reflectivo* (Figura 5) é caracterizado por elevados gradientes de praia e fundo marinho adjacente, o que reduz sensivelmente a largura da zona de *surf*. Tende a prevalecer em praias fortemente compartimentadas, em zonas protegidas entre promontórios, na presença

de areias grossas ou após longos períodos de acresção. A reserva de areia se encontra, principalmente, na parte subaérea da praia, com pouca areia depositada na parte submarina. Tal fato faz com que mesmo em condições de energia reduzida, induzam erosão subaérea. A arrebentação predominante neste estágio é do tipo ascendente *(surging)* e mergulhante (*plunging)* (Calliari *et al.* 2003).

A berma da praia é elevada devido à velocidade de espraiamento da onda que se dá sobre as areias grossas, limitando assim, o transporte eólio e as dunas frontais que se apresentam pequenas ou inexistentes (Muehe 2001).

Os *estágios intermediários* podem ter tanto condições de praia dissipativa, durante as tempestades, como de praia refletiva, durante as calmarias, mas geralmente representam a transição entre os dois (Oliveira 2009).

São caracterizados por uma progressiva redução da largura da calha longitudinal *(longshore trough),* em decorrência da migração do banco submarino da zona de arrebentação em direção à praia (Calliari *et al.* 2003).

Os *estágios intermediários banco e calha longitudinal (LBT)* (Figura 5) *e banco e praia rítmicos (RBB) ou cúspides* (Figura 5), podem se desenvolver a partir de um perfil dissipativo numa seqüência acrescional. No primeiro as correntes longitudinais à costa transportam sedimentos colocados em suspensão pelas ondas incidentes, podendo movê-los vários quilômetros através do processo conhecido como deriva litorânea. Em praias interrompidas por obstáculos, tais efeitos são claramente notados. No segundo predominam correntes de retorno, caracterizadas por fluxos estreitos, posicionado normal ou obliquamente em relação à costa (Komar 1976).

O *estágio intermediário bancos transversal e rip (TBR)* (Figura 5), caracterizado por mega cúspides ou bancos dispostos transversalmente à praia e fortes correntes de retorno se desenvolvem, preferencialmente, em seqüências acrescionais quando as extremidades dos bancos, em forma de cúspide, se soldam à face praial (Calliari *et al.* 2003)

O *estágio intermediário terraço de baixa-mar (TBM)* (Figura 5) caracteriza-se por uma face relativamente íngreme, conectada do nível de baixa-mar a um terraço plano. Representa o momento em que o banco se conecta à face praial (Wright & Short 1984). É o tipo intermediário com menor nível de energia.

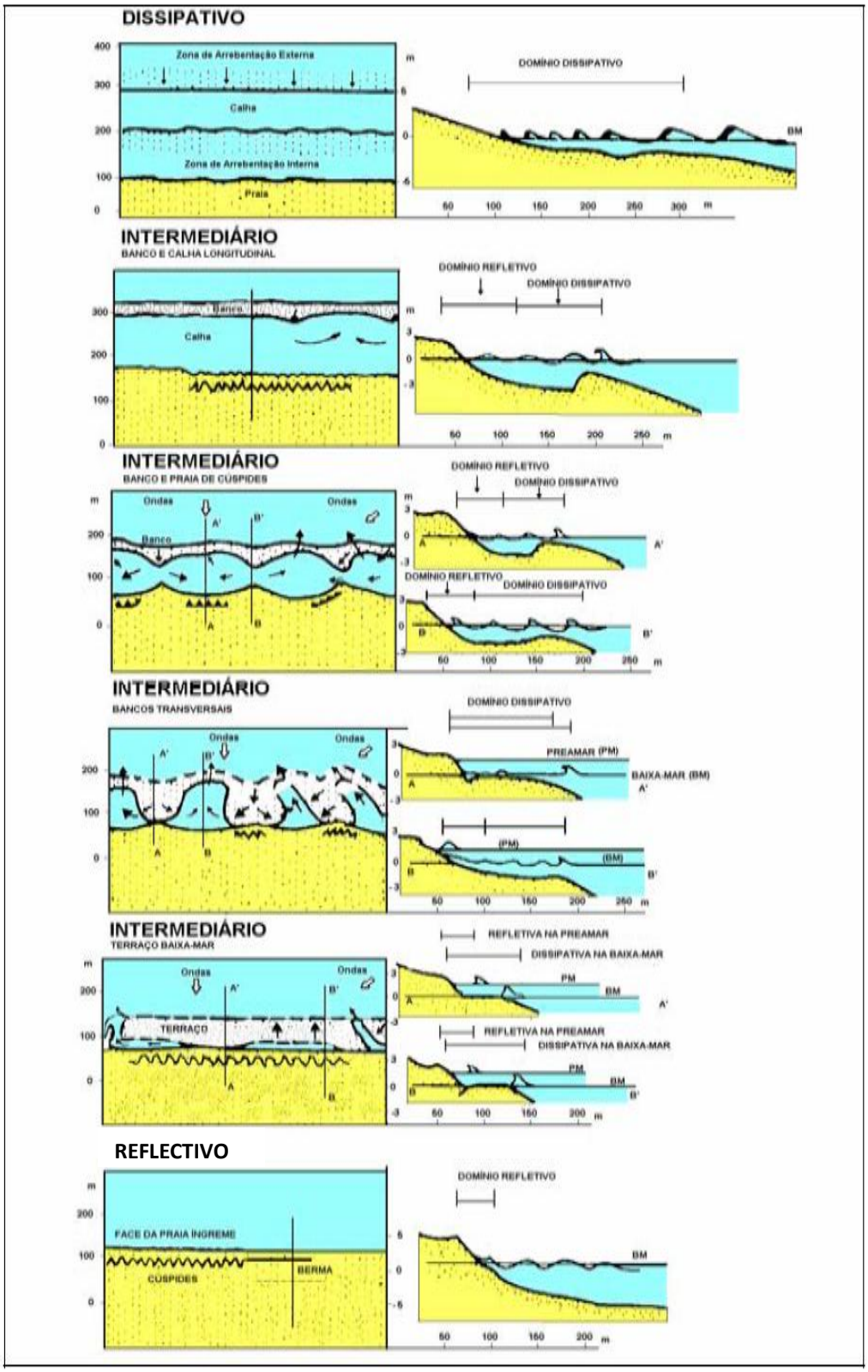


Figura 5 – Modelo evolutivo dos perfis praiais baseado na caracterização de seis estágios.
Fonte: Wright & Short (1984).

Masselink & Short (1993) ampliaram as idéias de Wright & Short (1984) passando a considerar também os efeitos relativos das marés na morfologia das praias, já que Wright &

Short (1984) determinaram os estados morfodinâmicos de praias arenosas dominadas por ondas sujeitas a um regime de micromarés, ou seja, pouca influência da maré.

Masselink & Short (1993), utilizaram o conceito de Davis & Hayes (1984) sobre a variação relativa das marés (*Relative Tide Range*, RTR), dado pela expressão: RTR = MSR/Hb, onde MSR é a variação da maré e Hb é a altura da onda na arrebentação.

De acordo com Masselink & Turner (1999), com o aumento do RTR (Figura 6), as praias reflectivas gradam para praias de terraço de baixa-mar com correntes de retorno e praias de terraço de baixa-mar sem correntes de retorno; praias intermediárias com barreiras gradam para praias com morfologia de correntes de retorno/banco no nível de baixa-mar; praias dissipativas com barras submersas produzidas por RTR baixo gradam para praias dissipativas sem barras; e praias dissipativas sem barras e correntes de retorno gradam para praias ultradissipativas (RTR >7). Quando o RTR é >15, a praia inicia transição para planície de maré, que se estabelece quando o RTR >>15.

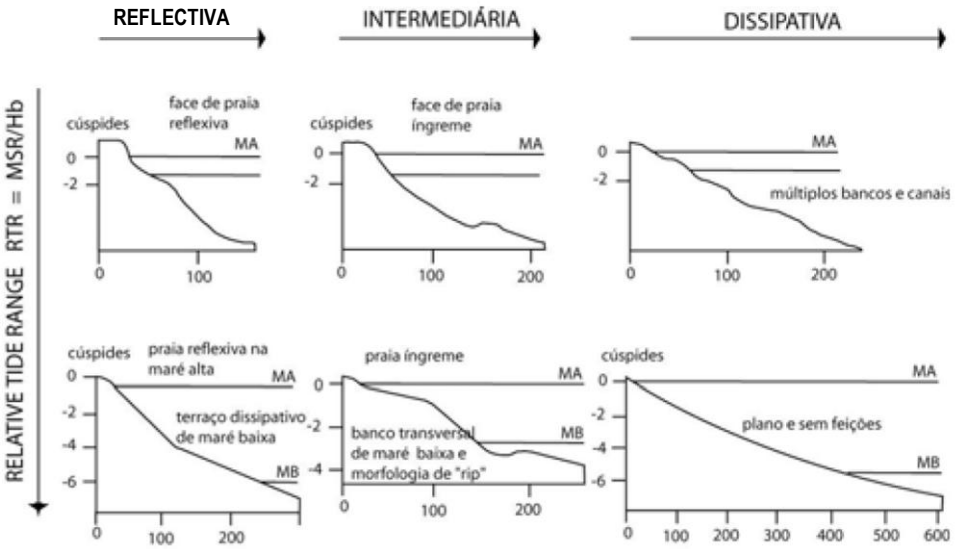


Figura 6 – Classificação dos estados morfodinâmicos de praias considerando a variação relativa das marés.
Fonte: Souza *et al.* (2005 modificado de Masselink & Turner, 1999 e Masselink & Short, 1993).

2 CARACTERÍSTICAS DA ÁREA DE ESTUDO

2.1 ILHA DOS GUARÁS (MARITEUA)

A Ilha dos Guarás (Mariteua) enquadra-se na Costa Atlântica do Salgado Paraense, de acordo com a classificação do MMA (1996). As pontas da Ilha são conhecidas como: Tijoca e Romana.

A Ilha dos Guarás (Mariteua), segundo as leis ambientais em vigor, enquadra-se na Reserva Extrativista Mãe Grande de Curuçá, decretada no dia 13 de dezembro de 2002 (D.O.U. 2002).

2.1.1 Praia da Romana

Segundo Mácola & El-Robrini (2004), a Praia da Romana ou Ponta da Romana (Figura 7) representa uma verdadeira praia-barreira, alimentada por cordões arenosos altamente dinâmicos no tempo. A progradação desses cordões arenosos configura o arco praial em forma convexa. Esta progradação é produto da força da corrente de maré enchente que influi e transporta sedimentos em direção à Ponta da Romana (direção W), além da incidência de ventos e ondas vindos de NE, gerando transporte eólico e longitudinal para direção W. O fluxo de água adentrando o canal de maré adjacente à Ponta da Romana em decorrência da sua enchente, durante esta fase de maré, completa a configuração do arco praial em forma convexa.

A Praia da Romana é uma praia com ampla zona de espraiamento de ondas devido às elevadas amplitudes de marés (meso-macromarés) que ocorrem na região, expondo esta ampla zona durante a baixa-mar. Sua composição sedimentológica homogênea (areia fina/muito fina) favorece esta característica de praia dissipativa.

A praia está incluída na faixa costeira da Ilha dos Guarás, juntamente com a Ponta da Tijoca e Ponta da Mariteua. Está situada na foz do rio Pará e, devido a sua posição geográfica, representa uma área de alta hidrodinâmica, do ponto de vista oceanográfico

Figura 7 – Fotografia aérea da Ponta da Romana.
Fonte: Companhia Docas do Pará – http://www.cdp.com.br/espadarte.aspx.

2.2 REVISÃO REGIONAL

2.2.1 Vegetação

Os ecossistemas do NE do Pará são caracterizados por Floresta Ombrólia densa, vegetação de florestas secundárias no planalto costeiro e as formações pioneiras, compostas por manguezal, campos herbáceos e arbustivos extensivos sobre a planície costeira (Mendes *et al.* 1997).

Em áreas altas, a capoeira (floresta secundária) é o resultado da destruição da floresta primitiva, que representava o Planalto Costeiro, a exemplo da região planáltica do município de Curuçá. A cobertura vegetal original, formada pela Floresta Primitiva, foi removida em conseqüência dos desmatamentos, ocorridos de forma intensiva e extensiva, para o plantio de espécies agrícolas de subsistência. Por causa disso, atualmente, o predomínio da cobertura florestal do município (região planáltica) é formado por Florestas Secundárias (SEPOF/PA 2007). Contudo, nas partes litorâneas e semi-litorâneas, onde existe a influência da salinidade, apareçam as formações pioneiras de Florestas de Manguezais.

As formações pioneiras são desenvolvidas sobre os terrenos quaternários, onde a cobertura vegetal está associada às feições morfoestratigráficas dos diferentes ambientes deposicionais e suas condições físico-químicas (Carvalho 2007). São representadas pelos manguezais, campos naturais, de restinga, praias e dunas.

Em áreas estuarinas, predomina a vegetação pioneira com espécies que ocupam os depósitos sedimentares influenciados por processos estuarinos e/ou marinhos (Japiassu & Goes-Filho 1974), permitindo subdividí-la em influência marinha e flúvio-marinha.

A restinga está ligada a influência marinha, localizando-se ao longo do litoral e abrangendo as faixas de praias, as dunas e uma sucessão de cordões litorâneos das planícies flúvio-marinhas (Barbosa 2008). Segundo Amaral *et al*. (2008), no litoral do município de Curuçá, a extensão aproximada da restinga (mar-continente) é de 750m e as formações vegetais são: halófila, psamófila reptante, brejo herbáceo, campo de dunas, formação aberta de moitas e floresta de restinga.

Em áreas baixas, onde o acúmulo de água é permanente, seja pelo efeito das inundações provocadas pelos índices pluviométricos, ou seja, pelas marés, a composição florística pioneira indica a transição de mangue para a vegetação das áreas continentais (influência fluvial) (Costa 2004). As principais espécies de mangue encontradas no NE do Pará são: *Rhizophora mangle*, *Laguncularia racemosa*, *Avicennia germinans* e *Spartina sp*.

2.2.2 Solo

No NE do Pará destacam-se os tipos de solo listados abaixo. Segundo SEPOF/PA (2007), no município de Curuçá predominam o Latossolo Amarelo, de textura média, Concrecionário Laterítico e solos Indiscriminados de Mangue.

- SOLOS COM HORIZONTE B LATOSSÓLICO

Latossolo amarelo: possui características físicas boas, friáveis, ácidos (pH 4.2 a 5), está relacionado a sedimentos areno-argilosos do Terciário e Quaternário, presentes em topografia que varia de plano a suavemente ondulado, sob capoeira, textura argilosa, coloração vermelha amarelada e soma de bases muito baixa nos horizontes superficiais (Silva *et al.* 1994).

- SOLOS COM HORIZONTE B TEXTURAL NÃO- HIDROMÓRFICOS

Podzólicos vermelho-amarelos: são ácidos (pH 4,2 a 5,2) de coloração vermelho-amarelo e desenvolvido em áreas com relevo plano a suavemente ondulado, sob vegetação primária e capoeira. Este horizonte é constituído, por argilominerais do grupo da caulinita e quartzo, além de óxidos de ferro com baixos valores e relações silte/argila, assemelhando-se bastante ao latossolo amarelo (Souza *et al.* 1991; Silva *et al.*1994).

- CONCRECIONÁRIO LATERÍTICO

Segundo Carvalho (2006), estes solos são formados por misturas de partículas mineralógicas finas e concreções de um arenito ferruginoso (Laterita) de vários diâmetros, que em alguns casos preenchem completamente um perfil tipicamente latossólico. A coloração varia do marrom amarelado ao vermelho amarelado (no horizonte B). Apresentam-se mediamente profundos, freqüentemente acidificados e com baixa capacidade de trocas e saturação de bases.

- SOLOS HALOMÓRFICOS

Solos indiscriminados de Mangue: estes solos possuem excesso de sais solúveis (Araújo *et al.* 1973). São constituídos por sedimentos em locais mal drenados, compostos por material fino misturado com matéria orgânica proveniente da deposição de detritos das atividades biológicas que se distribuem nas partes baixas da zona costeira, sob influencia das marés e com manguezais (Souza *et al.* 1991).

- SOLOS HIDROMÓRFICOS GLEIZADOS

Gleissolos (glei pouco húmicos): são desenvolvidos em sedimentos caracterizados por condições anóxicas (coloração acinzentada) e ambientes mal drenados, com pH de 4,5 a 6,3. Estes ocorrem em planícies aluviais, submetidas a um regime de inundação freqüente (várzea), desenvolvendo uma vegetação típica (Carvalho 2007).

- SOLOS DE AREIAS QUARTZOSAS

Estas areias ocorrem em áreas baixas na região costeira. As características físicas e químicas são: solos minerais pouco desenvolvidos, conteúdo de argila menor que 15% em profundidades acima de 200 m (Silva *et al.* 1994). Possuem altos teores de alumínio trocável e baixa retenção de umidade.

- PODZOL HIDROMÓRFICO

Solos de coloração branco-acinzentados, com textura arenosa, acidez elevada e baixos teores de bases trocáveis (Carvalho 2006).

2.2.3 Geologia

2.2.3.1 Estratigrafia

As unidades litoestratigráficas aflorantes no NE do Pará incluem rochas ígneas, metamórficas e sedimentares de idade pré-cambrianas ao Recente (Carvalho 2007).

As unidades litoestratigráficas predominantemente são: (a) Formação Pirabas (Sequência A); (b) Grupo Barreiras; (c) Sedimentos Pós-Barreiras (Figura 8); e (d) o Recente (Quartenário). Contudo, as unidades litoestratigráficas aflorantes na Ilha dos Guarás (Mariteua) inclui exclusivamente sedimentos cenozóicos (Mácola & El-Robrini 2004).

Os sedimentos principais reconhecidos nesta região são representados pelo Grupo Barreiras (Mioceno/Pleistoceno), Pós-Barreiras (Pleistoceno) e recentes (Holoceno). A estruturação fisiográfica da região é sustentada pelos sedimentos do Grupo Barreiras.

Goés & Truckenbrodt (1980) dividem o Grupo Barreiras em três litofácies: argilo-arenosa, arenosa e conglomerática. Já Rossetti *et al.* (1989) conseguiram identificar treze litofácies para os sedimentos do Grupo Barreiras e Pós-Barreiras do Nordeste do Pará. Sobre as litofáceis siliciclásticas do Grupo Barreiras repousam os depósitos sedimentares do Pós-Barreiras, sendo separados por uma discordância erosiva.

Segundo Rossetti *et al.* (1989), os sedimentos do Grupo Barreiras apresentam litofáceis siliciclásticas e os do Pós-Barreiras constituem-se de sedimentos areno-argilosos, mal selecionados, depositados a partir da atuação de movimentos gravitacionais. Costa *et al.* (1991) incluem os depósitos do Pós-Barreiras como pleistocênicos juntamente com o arenito pilões, cujas estruturas sugerem a presença de um paleolitoral com barras arenosas, planícies de maré e pântanos de supramaré.

Apesar de diversos autores atribuírem a idade pleistocênica para estes sedimentos, Rossetti *et al.* (1989), admitem uma idade holocênica.

Sobre os sedimentos do Pós-Barreiras estão os depósitos recentes do Quaternário, que é representado por sedimentos areno-argilosos (pleistocênicos) do Pós-Barreiras e pelos

depósitos da planície aluvionar, estuarina e costeira da cobertura sedimentar recente (holocênica) (Mácola & El-Robrini 2004).

Sá (1969) afirma que estão relacionados a depósitos fluviais, constituindo areias, seixos e argilas escuras de coloração cinza-marronzada. Estes sedimentos estão associados à influência de maré, caracterizando as baixadas atuais de rios, mangue e praias.

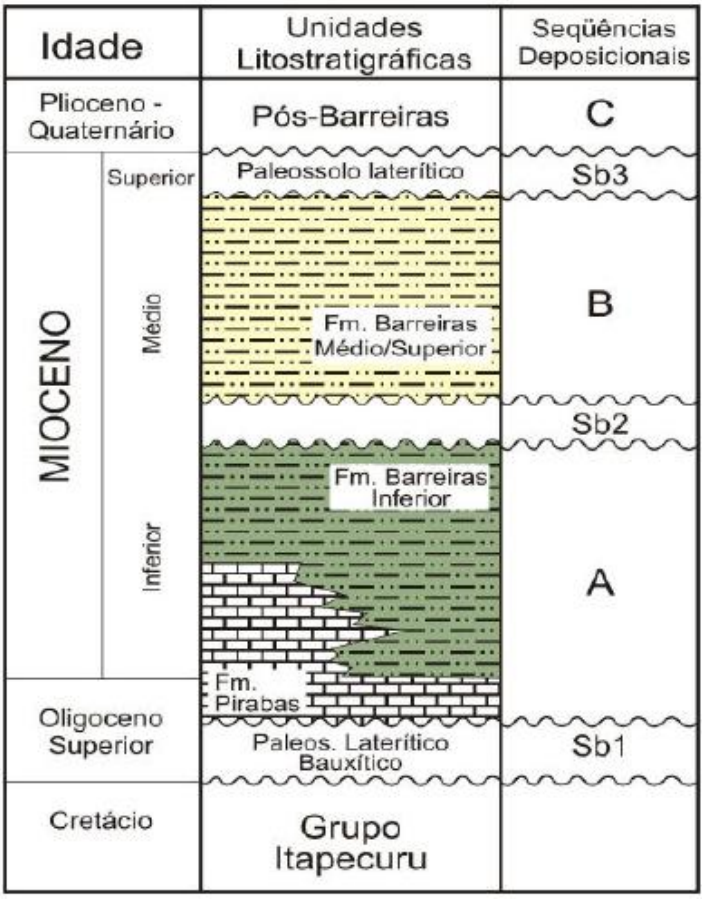


Figura 8 – Coluna estratigráfica do NE do Pará.
Fonte: Carvalho (2007). Modificado de Rossetti (2001).

2.2.4 Geomorfologia

No Nordeste do Pará predominam feições geomorfológicas características, tais como, extensos depósitos de lama de planície de maré, estuários, baixios, pântanos salinos, *cheniers*, dunas, praias e leques de lavagens associados (Souza Filho 1995; Souza Filho & El-Robrini 1996; Santos 1996; Silva 1996).

A costa é do tipo estuarina, recortada por amplas reentrâncias (“rias”) e com cobertura interna, caracterizada por um manto de faixas arenosas (Palma 1979).

Costa *et al.* (1991) descrevem o relevo do Nordeste do Pará, utilizando os termos: Planície Flúvio-Marinha e Planalto Rebaixado da Amazônia (relevo de maior amplitude).

Silva Junior (1998) descreve outros domínios geomorfológicos tais como: o Planalto Costeiro, a Planície Costeira, a Planície Estuarina e a Planície Aluvial.

2.2.4.1 Planalto Rebaixado da Amazônia

O Planalto Rebaixado da Amazônia, conhecido como Planalto Costeiro, corresponde a relevos ondulados, com superfície arrasada e plana, não alcançando mais que 60 m de elevação (Costa *et al.* 1991).

Silva Junior (1998) mostra que o Planalto Costeiro é formado essencialmente por falésias, que apresentam uma superfície plana, formando tabuleiros com vertentes retilíneas e íngremes e podem mostrar uma superfície suavemente ondulada, se caracterizando por apresentar altitudes em torno de 25 m.

Segundo Mácola & El-Robrini (2004), na Ilha dos Guarás esta unidade está soterrada.

2.2.4.2 Planície Flúvio-Marinha

De acordo com Mácola & El-Robrini (2004), esta unidade regional é compartimentada em três unidades geomorfológicas: (a) planície aluvial, com canal fluvial, diques marginais e planície de inundação; (b) planície estuarina, com canal estuarino, subdividido em curso superior, segmento reto, segmento meandrante e funil estuarino; e (c) 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, dunas costeiras ativas e inativas, deltas de maré enchente e vazante, praias-barreiras ("barrier-beach ridge") e *cheniers*.

Esta unidade regional ocorre a norte do município de Curuçá, e desenvolve-se com certa orientação (NE-SW), adentrando o relevo continental nas direções NW-SE e N-S (Mácola & El-Robrini 2004).

Segundo Santos (1996), o "Litoral de Rias" – vales amplos afogados desde o início do Holoceno (Barbosa & Pinto 1973) – pode-se enquadrar nas planícies litorânea e fluvial, formadas sobre os sedimentos holocênicos, agrupando praias, dunas, planícies de maré e planícies estuarinas, que são separadas das demais unidades sobrejacentes por descontinuidade erosiva.

De acordo com Barbosa & Pinto (1973), o litoral de “rias” corresponde à faixa de sedimentos recentes associados a uma série de ilhas, bacias e canais, presentes em toda a linha de costa, onde possuem uma direção preferencial NE-SW. O relevo litorâneo do município de Curuçá sugere este tipo de costa em submersão, onde a Ilha dos Guarás é uma dessas séries de ilhas citadas anteriormente.

Costa *et al.* (1977) denominam a unidade “rias” de Planície Aluvionar.

2.2.4.2.1 Planície Aluvial

A planície aluvial é representada por canais fluviais encaixados no planalto costeiro, por planícies de inundação limitadas por diques marginais e planalto costeiro, ou até mesmo pela planície estuarina, segundo Silva (1998), sendo uma área inundada periodicamente pelo transbordamento dos rios e por diques marginais (*levees*), elevações longitudinais construídas acima das planícies de inundação e adjacentes a canais fluviais.

2.2.4.2.2 Planície Estuarina

De acordo com Silva (1998), a Planície Estuarina é limitada ao norte, pela Planície Costeira, onde os processos marinhos dominam, e ao sul, pela Planície Aluvial (Souza Filho & El-Robrini 1996).

2.2.4.2.3 Planície Costeira

A planície costeira é recortada por baías e extensas áreas de planície de maré e manguezais (Franzinelli 1992).

Segundo Souza Filho (1995), os subambientes de manguezais, planícies arenosas, dunas costeiras ativas e inativas, deltas de marés e praias-barreiras estão inseridos na planície costeira. Além desses, os pântanos e *cheniers*.

Segundo Mácola & El-Robrini (2004), na Ilha dos Guarás ocorrem os seguintes subambientes de planície de maré: manguezal, *cheniers*, deltas de maré, dunas e praias-barreiras, formadas por um conjunto de barras coalescentes, podendo indicar um processo de progradação.

Para Silva Junior (1998), a planície costeira corresponde aos depósitos arenosos e argilosos pleistocênicos e holocênicos, e limitada ao sul pelo planalto costeiro e planície estuarina, e ao norte, pelo Oceano Atlântico.

- **Manguezais**

São caracterizados por terrenos baixos quase horizontais, constituídos por sedimentos lamosos ricos em matéria orgânica com intensa bioturbação e fitoturbação, sob influência das marés (Silva Junior & El-Robrini 2000).

São desenvolvidas nas baías estuarinas e recortadas por córregos e canais de maré. Os manguezais são bordejados por praias e estão presentes também na parte interna, junto aos *cheniers* e os depósitos arenosos das praias-barreiras ("barrier-beach ridge") (Mácola & El-Robrini 2004).

Baseado nas marés, altimetria relativa e porte do manguezal, estes depósitos foram subdivididos, segundo Souza Filho & El-Robrini (1996) em: (a) Manguezal de Supramaré, topograficamente mais elevado, com menor porte arbóreo e influenciado pelas marés somente durante os períodos de sizígia e; (b) Manguezal de Intermaré, topograficamente mais baixo, maior porte arbóreo, com frentes de progradação colonizadas por mangues jovens que bordejam a planície costeira.

- ***Cheniers***

São paleo-cordões praias (não ultrapassando a altura de 2m) e duna-praia repousando sobre depósitos lamosos de manguezais, isolados dos processos costeiros por uma planície lamosa subseqüente, implicando que a progradação da planície lamosa foi interrompida pela formação do *chenier*. São colonizados por vegetação do tipo arbustivo (Silva Junior & El-Robrini 2001).

- **Dunas eólicas 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 têm forma

linear, às vezes piramidal, e são transversais à direção principal do vento. Estas dunas estão recobertas total ou parcialmente por vegetação (El-Robrini *et al*. 2006).

- **Deltas de maré**

Segundo Mácola & El-Robrini (2004), 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 dos canais de maré, e configuram deltas de maré vazante, com suas barras e canais associados. São observados na Ilha dos Guarás.

- **Praia-barreira ("barrier-beach ridge")**

As praias-barreiras são constituídas essencialmente por cordões arenosos lineares (Souza Filho 1995) formados principalmente, por areias quartzosas unimodais finas, de coloração cinza clara a esbranquiçada, bem selecionadas, com fragmentos de conchas, plantas e outros organismos.

Segundo Souza Filho & El-Robrini (1996), as praias bordejam a planície de maré lamosa (manguezal de intermaré), sendo recortada pelos canais de marés. São representadas por cordões arenosos (*beach ridges*) lineares, que migram em direção ao continente sobre os manguezais, constituindo uma costa retrogradacional.

2.2.5 Aspectos Climáticos/Meteorológicos

O clima no NE do Pará é do tipo Am (Tropical Úmido), que é caracterizado por ser quente e úmido (Clima Equatorial Amazônico), de acordo com a classificação de Köppen (1948). O clima é quente e úmido em função da proximidade com o Equador e da floresta amazônica, que transporta umidade.

A Umidade Relativa do Ar (Média Anual) varia em torno de 80% a 90%, indicando assim, uma alta taxa de umidade na região (Martins & Luz 2004).

A temperatura 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, com valor máximo de 42°C (El-Robrini *et al*. 2006).

2.2.5.1 Precipitação

O NE do Pará apresenta um período menos chuvoso (de junho a novembro) e outro mais chuvoso (dezembro a maio). Segundo Martorano *et al.* (1993), a época de maiores concentrações de chuvas fica entre fevereiro e abril, com um máximo de 216 dias de Sol ao ano e mínimo de 200 dias de insolação.

A precipitação é determinada pela influência de vários sistemas atmosféricos que variam desde a escala convectiva a escala sinótica: Linhas de Instabilidade (LI); Zona de Convergência Intertropical (ZCIT); Ondas de Leste (OL); Sistemas de Brisas (marítima e terrestre), e em períodos intervalares, a região é afetada pelos fenômenos El Niño e La Niña, causando desta forma, modificação no regime de precipitação da mesma (Cohen 1996).

No município de Curuçá/PA, a precipitação é relativamente elevada, com cerca de 2.700 mm (SEPOF/PA 2007).

2.2.5.2 Ventos

O regime de ventos dominante no NE do Pará é representado pelos alísios de NE, que atuam continuamente, durante o ano todo, com máximo de dezembro a março, quando se somam aos alísios de SE. Estes são responsáveis pelo transporte de sedimentos da plataforma continental interna em direção a costa (Geyer *et al*. 1996).

A velocidade do vento aumenta com a proximidade do litoral, devido ao efeito de brisa acentuado. Entre os dois tipos de brisas – Marítima e Terrestre, a Brisa Marítima é a mais intensa.

Durante o período mais chuvoso, os ventos da brisa marítima são menos fortes, devido ao aumento de precipitação na região diminuir o contraste térmico entre o continente e o oceano, pois neste período, o continente fica menos aquecido. Durante o período menos chuvoso ocorre o contrário, e com a diminuição de precipitação na região, o continente fica mais aquecido, implicando num diferencial de temperatura maior entre o continente e o oceano, aumentando assim, a velocidade do vento no NE do Pará (Mácola & El-Robrini 2004).

Na Ilha dos Guarás, a velocidade média dos ventos é de 3,9 m/s durante o período mais chuvoso (março), e 5,37 m/s durante o período menos chuvoso (agosto), segundo medições feitas na Praia da Romana em 2010.

2.2.6 Aspectos Oceanográficos

2.2.6.1 Ondas

O NE do Pará sofre influência das ondas formadas a partir dos ventos alísios. Estes cruzam a plataforma continental em direção a oeste, gerando “trends” de ondas incidentes, que associados a morfologia de fundo, ocasionam correntes de deriva litorânea para noroeste (Geyer *et al*. 1996).

Na Praia da Romana, as ondas apresentam alturas de 1,5m após a zona de arrebentação em direção à costa.

2.2.6.2 Marés

O NE do Pará sofre a influência do regime de meso-macromarés semidiurnas (amplitudes >2m – >4m, respectivamente).

Na Praia da Romana, a maré se comporta diferentemente durante um ciclo sazonal: macromarés semidiurnas no período mais chuvoso (altura de 4,3 m em março de 2010) e mesomarés semidiurnas no período menos chuvoso (altura de 3,4 m em agosto de 2010) (DNH, 2010).

2.2.6.3 Correntes

As correntes de marés são as principais correntes que atuam no NE do Pará. Secundariamente, são as correntes litorâneas resultantes da chegada das ondas à costa. Estas são responsáveis pelo transporte de grandes quantidades de sedimentos da plataforma continental para o litoral (Braga 2007).

As correntes de marés são as principais responsáveis pela presença dos inúmeros bancos de areias que se dispõem perpendicularmente à costa na foz do rio Pará e na área *offshore* da Ilha dos Guarás (Mariteua) (Mácola & El-Robrini 2004).

Segundo DHN (1994), a velocidade das correntes de maré, a altura da Baía de Curuçá (PA), alcança 4,1 a 6 nós (cerca de 210 a 306 cm/s), correspondendo a valores de vazante.

2.2.7 Aspectos Ambientais

A Ilha dos Guarás (Mariteua) enquadra-se na RESEX Mãe Grande de Curuçá apresentada no decreto do dia 13 de dezembro de 2002 (D.O.U. 2002) que criou esta RESEX, no Município de Curuçá, no Estado do Pará.

Art. 1° Fica criada a Reserva Extrativista Mãe Grande de Curuçá, no Município de Curuçá, no Estado do Pará, com os objetivos de assegurar o uso sustentável e a conservação dos recursos naturais renováveis, protegendo os meios de vida e a cultura da população extrativista local (D.O.U. 2002).

Segundo Mácola & El-Robrini (2004) ficam excluídos dos limites descritos neste decreto todos os terrenos localizados fora da influência da preamar máxima nas Ilhas de Cipoteua, Pacamurema, Mariteua, Ipomonga e Mutucal.

3 METODOLOGIA

A metodologia consistiu em quatro etapas: (a) de *preparação de campo*, onde os materiais dos métodos tradicionais e alternativos foram confeccionados; (b) de *aquisição de dados*, durante 4 campanhas de campos, compreendendo um ciclo sazonal; (c) de *análise laboratorial* para o tratamento dos dados adquiridos em campo e (d) outra *descritiva*, onde os resultados do tratamento dos dados de campo foram discutidos no desenvolver da dissertação de mestrado.

3.1 PREPARAÇÃO DE CAMPO

3.1.1 Método de Armadilha de Sedimentos na Zona de *Surf*

Conhecido como método dos "traps" portáteis. Trata-se de uma técnica de medição pontual de transporte de sedimentos que utiliza um conjunto de redes de captura de sedimentos (Figura 9a) dispostas à deriva das correntes litorâneas e um suporte metálico capaz de suportar este conjunto de redes fixadas ao mesmo. Estas armadilhas (redes de captura) podem medir tanto a distribuição vertical, como a distribuição longitudinal da taxa de transporte de sedimentos na zona de *surf*, gerando análise quantitativa e qualitativa dos mesmos.

De acordo com Kraus (1987) e Fontoura (2004), as principais vantagens oferecidas pele conjunto de armadilhas são:

1. Medições de valor absoluto, com os sedimentos sendo capturados, pesados e analisados;
2. Taxas de transporte estabelecidas para intervalos de minutos, podendo ser diretamente relacionadas às ondas e correntes responsáveis pelo seu movimento;
3. Medição da distribuição vertical da taxa de transporte, permitindo distinguir entre o transporte por arraste de fundo e em suspensão;
4. Uso simultâneo em diferentes pontos do perfil praial estudado, permitindo a determinação da distribuição lateral da taxa de transporte longitudinal;
5. Baixo custo, fácil construção e manutenção simples;
6. Rústicos e portáteis podem ser utilizados em ambientes agressivos e transportados e instalados com facilidade;

7. Permitem elevado número de medições por unidade de tempo, principalmente quando comparado com métodos tradicionais como: traçadores e métodos acumulativos;
8. Amostras com peso acima de 5 g podem ser pesadas no campo, permitindo um rápido cálculo e interpretação dos resultados;

As principais desvantagens conhecidas são:

1. Erosão do fundo nas proximidades da armadilha mais baixa, produzindo alterações artificiais no fluxo de sedimentos junto ao fundo;
2. Alteração na velocidade local do fluxo pela interferência física do equipamento alterando as taxas de transporte medidas;
3. Necessidade de um tempo de coleta muito pequeno que em dadas circunstâncias pode comprometer a representatividade da amostra;
4. Utilização apenas em condições atmosféricas normais, não sendo possível seu uso durante a ocorrência de eventos extremos.

Segundo Kraus (1987), este método já foi utilizado durante muito tempo por geólogos para medição do transporte de fundo em rios, conhecido como “Helley-Smith trap”, de Helley & Smith (1971).

No Brasil, o método foi usado em praias por Fontoura (2004) na região sul, Soares (2005) na região sudeste, e Albuquerque (2008) na região nordeste, para medições da taxa de transporte de sedimentos litorâneos.

O suporte das armadilhas (Figura 9c e 9d), originalmente idealizada por Kraus & Dean (1987), consiste de uma torre vertical na qual são dispostas janelas (armadilhas) com abertura de 15 x 9 cm (Figura 10b) revestidas por um tecido de poliéster em forma de coador, para permitir a passagem da água e reter os sedimentos.

Nestas janelas podem ser fixadas 10 redes com malha de abertura de 63 micrômetros, coincidindo com o limite inferior do tamanho dos sedimentos não coesivos (areia muito fina). As redes 1 a 6, de baixo para cima, têm comprimento de 60 cm, as redes 7 e 8 têm comprimento de 70 cm, e as redes 9 e 10 tem comprimento de 110 cm, sendo estes últimos os de maiores comprimento, pois após a zona de arrebentação os maiores fluxos são observados próximos a superfície. O tamanho da torre (armação das redes) é de 1,80 m (Figura 10a).

Estes números, valores e especificações foram mantidos de acordo com o estabelecido por Kraus (1987).

Como aplicado por Fontoura (2004), as redes foram montadas de forma que as bocas de captura ficaram afastadas 4 cm do corpo do suporte (Figura 9b) diminuindo a interferência com o fluxo perturbado e a erosão que ocorre próximo às pernas do suporte, cujo comprimento foi de 3,80 cm.

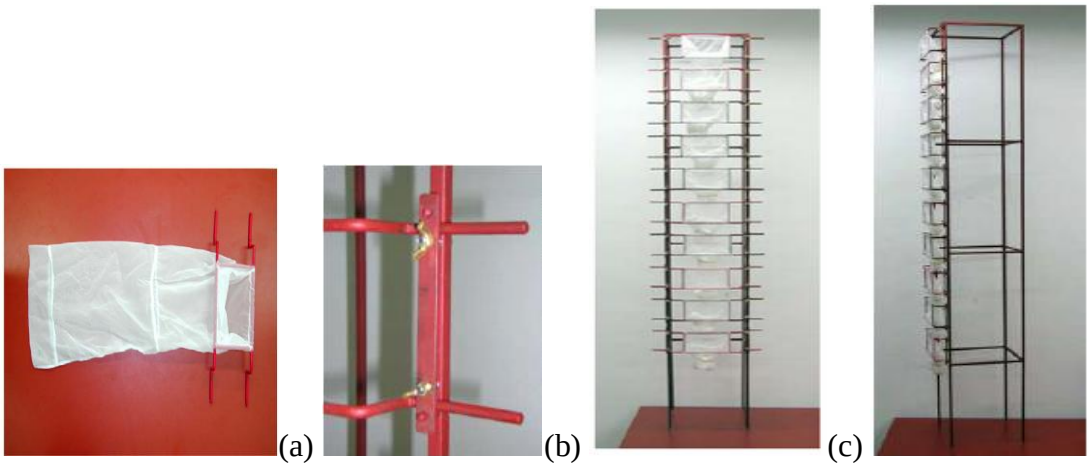
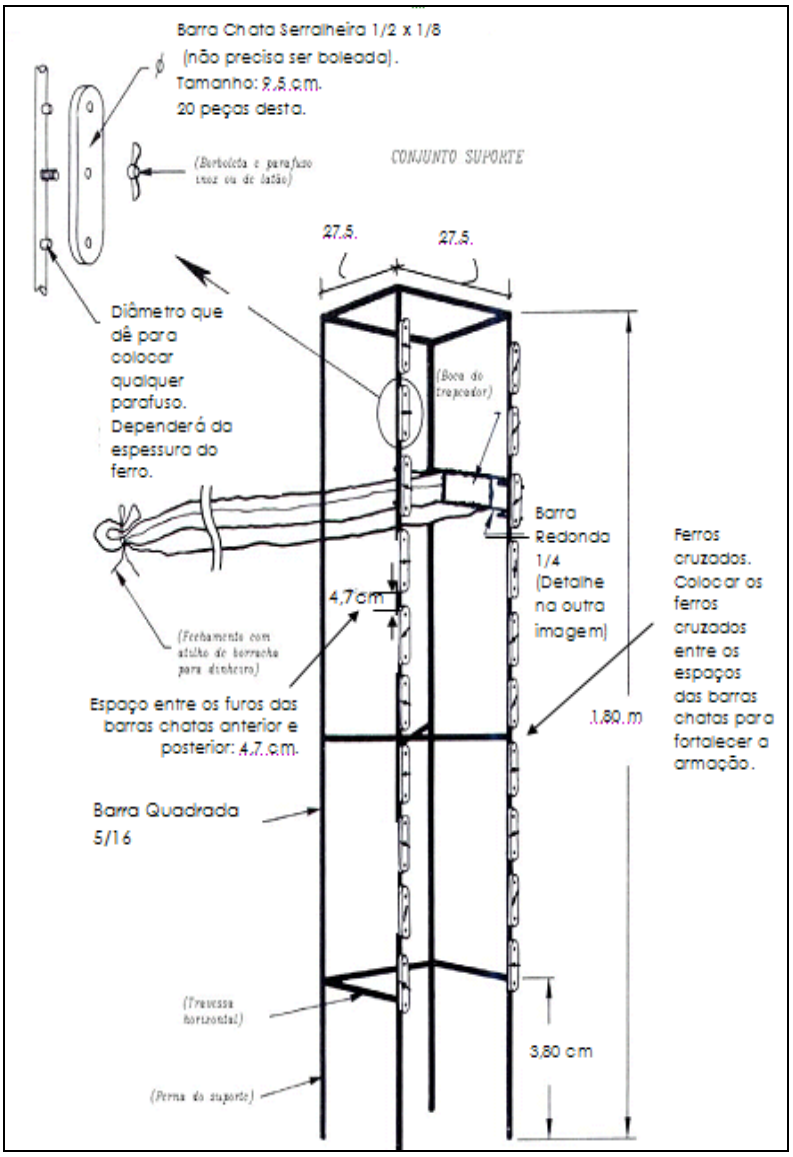
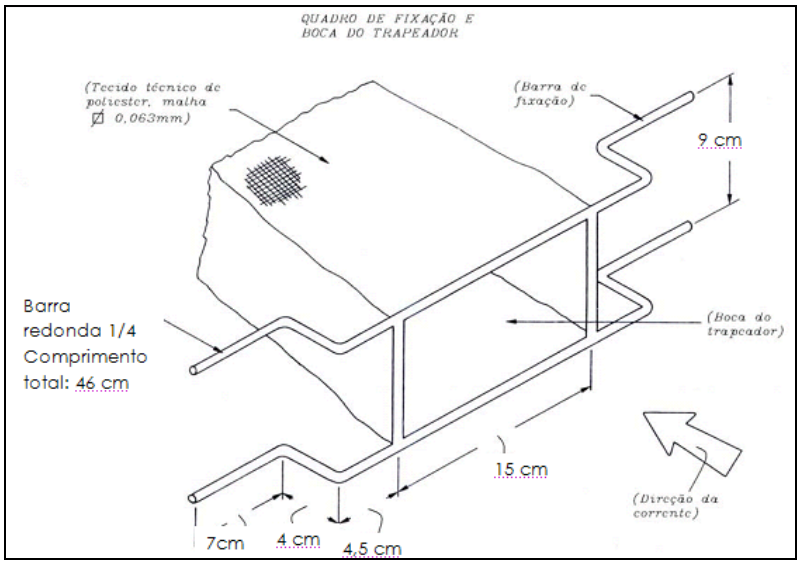


Figura 9 – Armadilhas portáteis de coleta de sedimentos (a). Detalhe da fixação (b). Suporte das armadilhas, vista frontal (c). Suporte das armadilhas, vista lateral (d).
Fonte: Fontoura (2004).



(a)



(b)

Figura 10 – Desenho da torre (suporte) (a) da armadilha portátil (b).
Fonte: Fontoura (2004). Modificado.

Para o fechamento da parte posterior da rede (fundo da rede), utilizou-se ligas de borracha, e para fixação das redes ao suporte metálico, parafusos e porcas estilo “borboleta”, para que fosse realizada a fixação à mão. Como a estrutura suporta 10 redes, mas na área de estudo não há necessidade de se utilizar as 10, o máximo foi 9 redes num ponto de experimentação e a média de 6. Foram confeccionadas 45 redes no total.

Os equipamentos foram construídos a partir de informações em trabalhos específicos, assim como as metodologias para aquisição e tratamento dos dados. Contudo, devido à indisponibilidade de se encontrar alguns materiais, estes sofreram algumas adaptações, a exemplo dos materiais de metal, que foram comprados em aço carbono. Devido ao material ser pesado, a escolha das espessuras do metal teve de ser criteriosamente analisada para que o produto final fosse acessível de se carregar e resistente para suportar o peso das redes e a força da água (relativo às condições oceanográficas).

Toda a estrutura metálica foi feita em uma metalúrgica e, as redes de captura foram confeccionadas manualmente (Figura 11), trabalhando-se com um tecido de nylon com malha de abertura de 63 µm.

Confecção das redes de captura (armadilhas portáteis):

- Passo 1: Cortar as dimensões de cada rede (Figura 11a e 11b);
- Passo 2: Costurar e colar a lateral da rede com linha e cola de isopor, respectivamente. Posteriormente as pontas ainda devem ser queimadas para grudar ainda mais uma a outra (Figura 11c);
- Passo 3: Costurar a rede à estrutura metálica (Figura 11d);

Para a construção das *armadilhas e da estrutura metálica* das 45 redes de captura, foram necessários os seguintes materiais:

- 2 barras quadradas em aço carbono de $^{5}/_{16}$" contendo 6 m;
- 9 barras redondas em aço carbono de ¼" contendo 6 m;
- 1 barra chata em aço carbono de ⅛" x ½" contendo 6m;
- Tinta anti-corrosiva para pintar as estruturas metálicas;
- 40 parafusos e 40 porcas estilo “borboleta”.

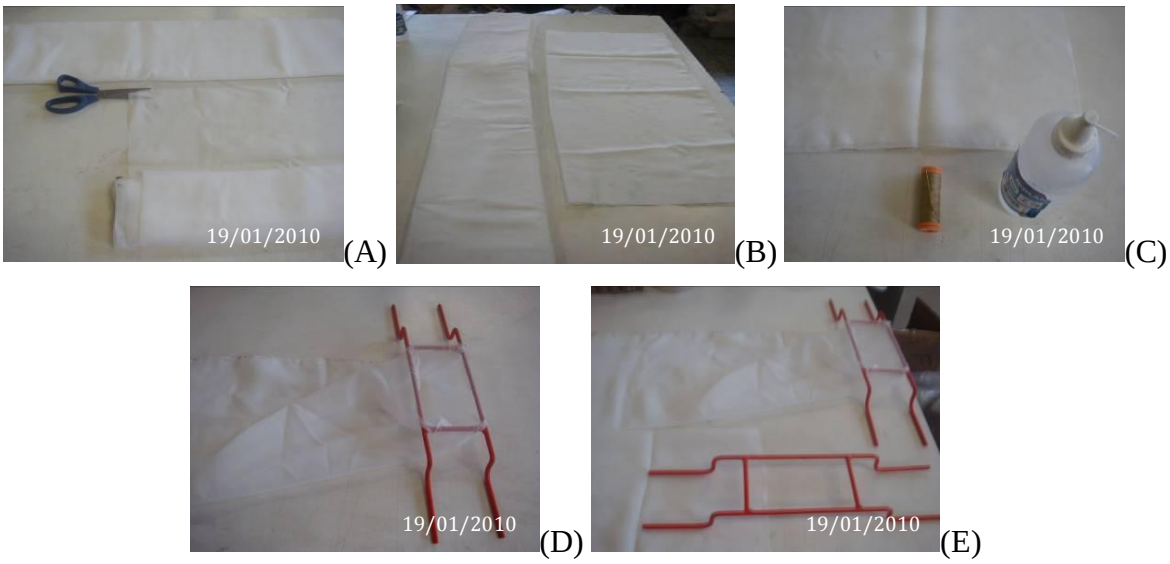


Figura 11 – Confecção das armadilhas portáteis. Passo 1: Corte das dimensões de cada rede (A). Rede cortada (à direita na imagem) (B). Passo 2: Lateral da rede costurada e colada com cola de isopor (C). Passo 3: Rede costurada à estrutura metálica (D). Próxima rede a ser costurada na estrutura metálica (E).

3.1.2 Método de Armadilhas de Sedimentos na Zona de Pós-praia

Na zona de pós-praia, o estudo do transporte eólico foi feito com o uso de dois tipos de armadilhas para sedimentos: uma acumulativa (Figura 12a) e outra discretizada (Figura 12b) de acordo com Maia (1998) e Leatherman (1978). A primeira acumula todo o material transportado pelo vento através de uma seção vertical. Esta armadilha é formada por um tubo de PVC com 1 m de comprimento e 4 cm de diâmetro, com duas aberturas verticais em lados opostos, a frontal possui 70 cm de comprimento por 1 cm de largura e a posterior 70 cm de comprimento por 2,5 cm de largura.

A outra armadilha discretiza o transporte de sedimentos na vertical, discriminando-os em função da altura. É formada por um tubo de PVC de 2 cm de diâmetro e 5 cm de comprimento, possuindo uma abertura frontal de 1 cm^2 de área (1x1cm) e uma posterior de 4 cm^2 (2x2cm) de área.

As aberturas posteriores das armadilhas são recobertas por uma tela com malha de 63 µm. A parte superior e inferior do tubo é fechada com um tampão de PVC. A parte inferior possui um comprimento de 30 cm, que é encravada no chão e funciona como coletor de sedimentos.

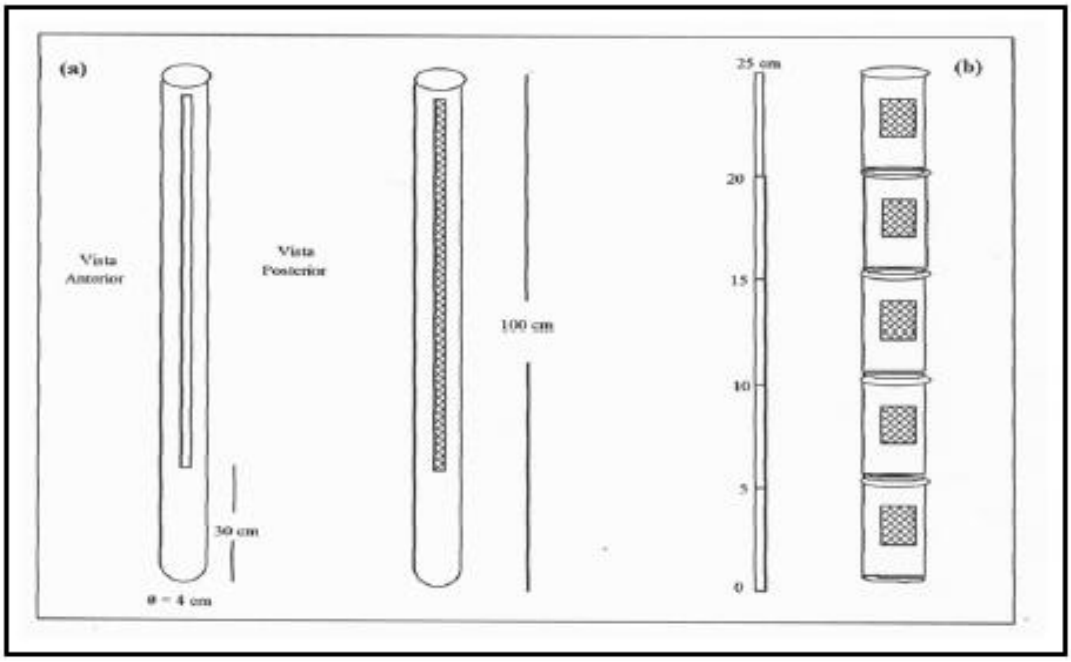


Figura 12 – Modelos de armadilhas para sedimentos em transporte eólico. Armadilha acumulativa (a) e armadilha discretizada (b).
Fonte: Maia 1998.

A fabricação dos dois tipos de armadilhas (Figura 12) foi artesanal, como o modelo sugere. Para tanto, foram necessários os seguintes materiais para construção das *armadilhas eólicas:*

- 1 m^2 de tela de nylon com malha de abertura de 62 µm;
- ½ vara (3 m) de tubo PVC de 40 mm;
- ½ vara (3 m) de tubo PVC de 20 mm;
- 6 tampas de tubo PVC de 40 mm;
- 9 tampas de tubo PVC de 20 mm;

A confecção das armadilhas eólicas acumulativas procedeu da seguinte maneira:

- Passo 1: Cortou-se o tubo de 40 mm em partes de 1 m de comprimento (3 partes para o presente trabalho) (Figura 13a).
- Passo 2: Riscou-se com caneta as dimensões das aberturas posteriores e frontais nos tubos;
- Passo 3: Foi feito um furo com a furadeira no início do local a ser cortado. A furadeira também foi utilizada para fazer a abertura frontal do tubo, já que a broca era de 10 mm, equivalente a dimensão sugerida (Figura 13b);

- Passo 4: Após fazer um furo inicial com a furadeira, a abertura posterior foi feita cortando-se o tubo com serra (Figura 13c).
- Passo 5: Cortou-se um pedaço do tecido de 63 µm de abertura de malha com tamanho suficiente para posterior colagem (vedação) com cola de isopor da abertura posterior do tubo (Figura 13d);
- Passo 6: Colocou-se as tampas do tubo.

Para a confecção das armadilhas eólicas discretizadas os procedimentos foram os seguintes:

- Passo 1: Cortou-se o tubo de 20 mm em partes de ½ m de comprimento (3 partes desta medida para o presente trabalho). Posteriormente cada parte foi cortada ao meio, 25 cm ficou inteiro e 25 cm dividido em 5 pedaços de 5 cm (Figura 14a);
- Passo 2: Os pequenos tubos foram furados com furadeira e cortados com serra, após terem sido marcados à caneta com suas devidas dimensões de corte (Figura 14b);
- Passo 3: Nos tubos foram colados pedaços do tecido de 63 µm de abertura de malha, vedando a abertura posterior dos mesmos (Figura 14c e Figura 14d);
- Passo 4: Os tubos foram colados um sobre o outro, separados por pequenos pedaços de plástico, conectados com fita isolante, as tampas das extremidades foram colocadas, inclusive de uma das extremidades da parte que ficou inteira. Um pedaço de mangueira com 30 mm de diâmetro conectou as tampas da parte inteira e dividida do tubo (Figura 14e).

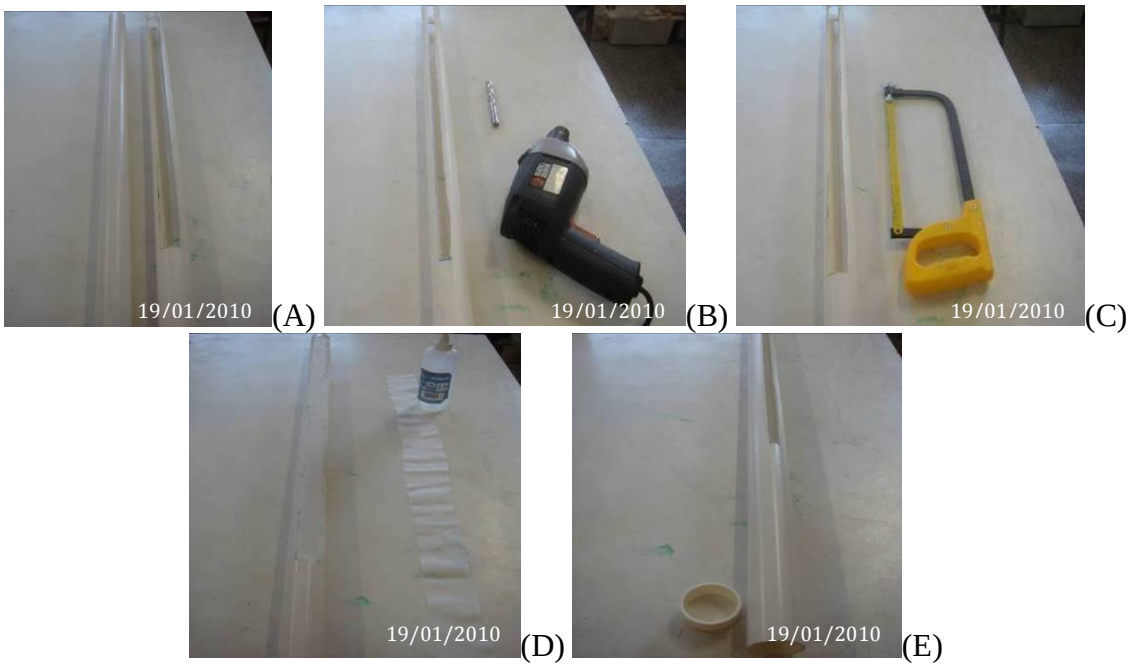


Figura 13 – Confecção das armadilhas eólicas acumulativas. Tubo de 40 mm cortado em partes de 1 metro de comprimento (à esquerda na imagem) – passo 1 (A). Abertura frontal do tubo feita com a furadeira (passo 3) (B). Abertura posterior feita com serra (passo 4) (C). Pedaço do tecido de 63 µm de abertura de malha (à direita na imagem) e colagem do tecido no tubo (à esquerda na imagem) – passo 5 (D). Tampa do tubo (E).

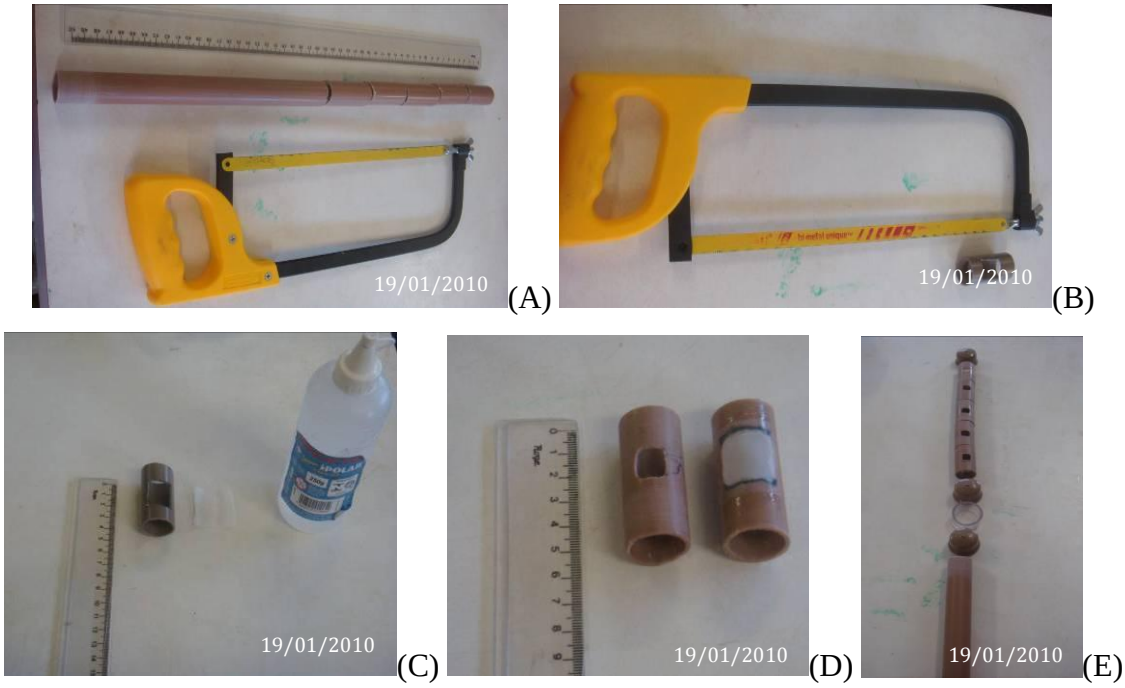


Figura 14 – Confecção das armadilhas eólicas discretizadas. Tubo de 20 mm cortado em partes de ½ m de comprimento e pedaços de 5 cm até o meio (passo 1) (A). Abertura posterior do tubo feita com o auxílio de furadeira e serra (passo 2) (B). Colagem do tecido de 63 µm de abertura de malha (C) na abertura posterior do tubo (passo 3) (D). Montagem final do tubo (passo 4) (E).

3.2 AQUISIÇÃO DE DADOS

Foi realizada 1 campanha de campo para o reconhecimento da área de estudo nos dias 17 e 18 de outubro de 2009, onde se delimitou os três pontos de experimentação do trabalho, compreendendo os setores leste, central e oeste da Praia da Romana (Figura 15). Os pontos escolhidos foram distantes entre si de 1 km. Para a aplicação dos experimentos foram realizadas 4 campanhas de campo, divididas em três períodos distintos: (a) de *transição sazonal*, no início do período mais chuvoso (31 de janeiro de 2010), correspondente às condições atmosféricas normais; (b) em meio ao *período mais chuvoso*, em dia de *maré equinocial* (29 de março de 2010), cujas condições atmosféricas são mais expressivas; (c) novamente no *período mais chuvoso* (28 de maio de 2010); e a última, (d) no *período menos chuvoso* (27 de agosto de 2010), correspondente às condições atmosféricas normais.

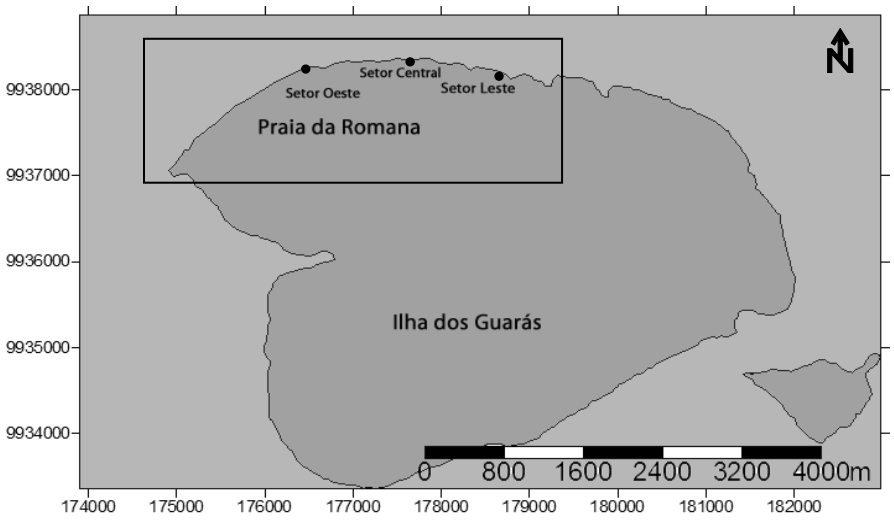


Figura 15 – Localização dos pontos de experimentação na Praia da Romana.

Os trabalhos em campo consistiram em: (a) técnica de medição pontual do transporte longitudinal de sedimentos na zona de *surf*, (b) coleta de sedimentos com distância padrão na zona de espraiamento, (c) medição pontual do transporte de sedimentos unidirecional dentro do pós-praia, (d) medição da topografia praial, para verificação da morfologia da praia, (e) medição da hidrodinâmica costeira (ondas e correntes), (f) e dos ventos locais.

Para tanto, foram realizados os seguintes procedimentos (Figura 16):

- O método de armadilhas portáteis (*traps* portáteis) foi aplicado na parte submersa (zona de *surf*) da Praia da Romana, durante a maré enchente e vazante nos 3 pontos de experimentação do trabalho. O intuito foi verificar, nestas duas

situações, o transporte longitudinal de sedimentos e a densidade de sedimentos mobilizados na coluna d'água;

- O método de armadilhas eólicas foi aplicado na parte aérea (zona de pós-praia) da área de estudo nos 3 pontos de experimentação do trabalho. O intuito foi verificar o transporte unidirecional dos sedimentos conduzidos para esta zona, e a densidade de sedimentos mobilizada verticalmente;
- Nos dois métodos citados acima foram coletados sedimentos, verificado o peso total e analisando a granulometria dos mesmos, para o caso das amostras dos *traps* portáteis na zona de *surf*;
- As medições topográficas e as coletas de sedimentos foram aplicadas simultaneamente em 3 perfis transversais a linha de costa, distantes entre si 1 km, partindo-se em cada um da Linha de Maré Alta de Sizígia (LMA) até um pouco além da Linha de Maré Baixa de Sizígia (LMB). A distância linear entre os pontos de amostragem em cada um dos perfis foi de 20 m;
- As medições de hidrodinâmica (intensidade da corrente longitudinal, altura, período e ângulo de incidência de ondas) ocorreram no limite inferior de cada perfil topográfico juntamente com o método dos *traps* portáteis;
- Com exceção dos perfis topográficos e de coleta de sedimentos, que foram desempenhados durante a maré baixa de sizígia, todos os métodos restante, incluindo as medições de ondas, correntes e ventos, foram realizados durante meio ciclo de maré;
- Os métodos de armadilhas, tanto eólicas como na zona de *surf*, bem como as medições de ventos e hidrodinâmica, não ocorreram simultaneamente. Porém a localização dos pontos de amostragem foi correspondente às extremidades dos 3 pontos de experimentação do trabalho (Setores Oeste, Central e Leste).

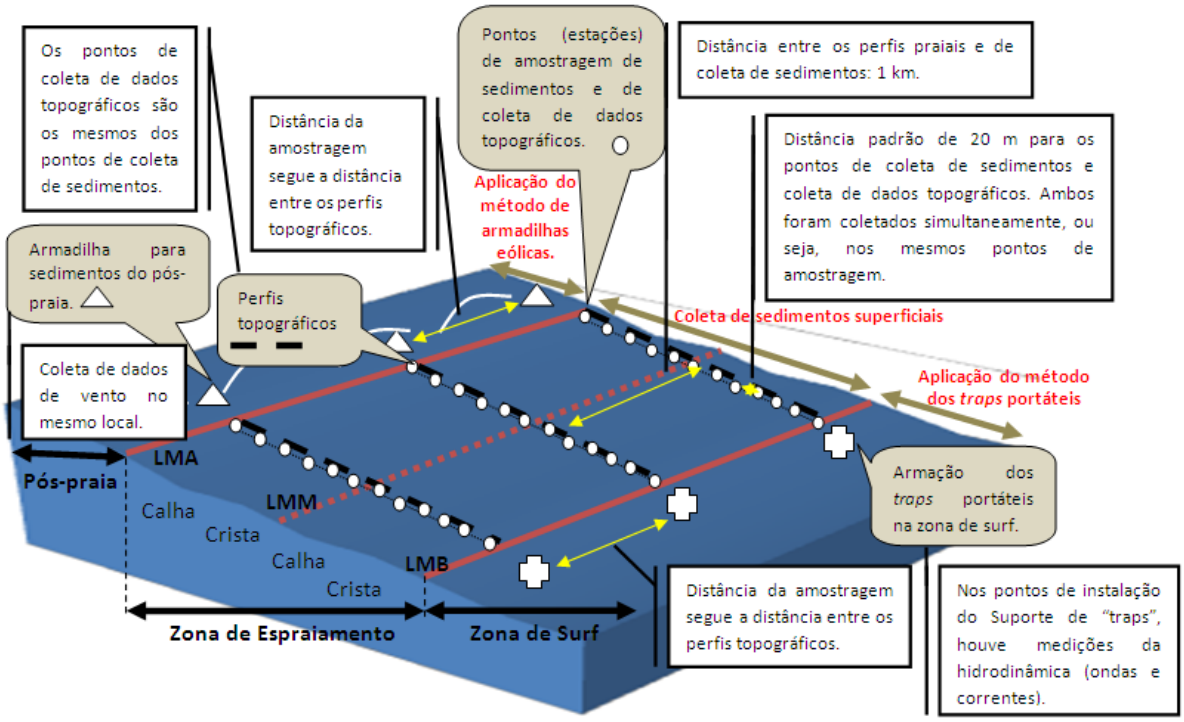


Figura 16 – Maquete da metodologia adotada com os devidos locais e regras de amostragem.

3.2.1 Perfil Topográfico

O objetivo no estabelecimento do perfil topográfico ou perfil praial foi de verificar a tendência erosiva ou progradacional nos setores da Praia da Romana.

Muehe (2002) ressalta a divisão do perfil praial em três segmentos, sob o ponto de vista metodológico do levantamento: (a) subaéreo, que vai do pós-praia até o limite inferior da face praial; (b) da zona de *surf* e arrebentação; e (c) perfil submarino.

Apenas o perfil subaéreo foi realizado, devido às limitações impostas pelas condições oceanográficas que impedem a manutenção da mira (acessório do instrumento topográfico) na posição vertical, tornando os dados não confiáveis.

O perfil praial foi realizado com a finalidade de fornecer um arcabouço da morfologia da parte subaérea da praia (zona de espraiamento) para entender de que forma os sedimentos mobilizados na zona de espraiamento interferem no comportamento morfológico da praia, bem como para ilustrar feições sedimentares e ratificar os resultados obtidos das análises granulométricas das medições restantes realizadas no trabalho.

Optou-se por desempenhar três perfis praiais (transectos) transversais a linha de costa e distantes 1 km ente si (Figura 17), nos setores oeste, central e leste da Praia da Romana.

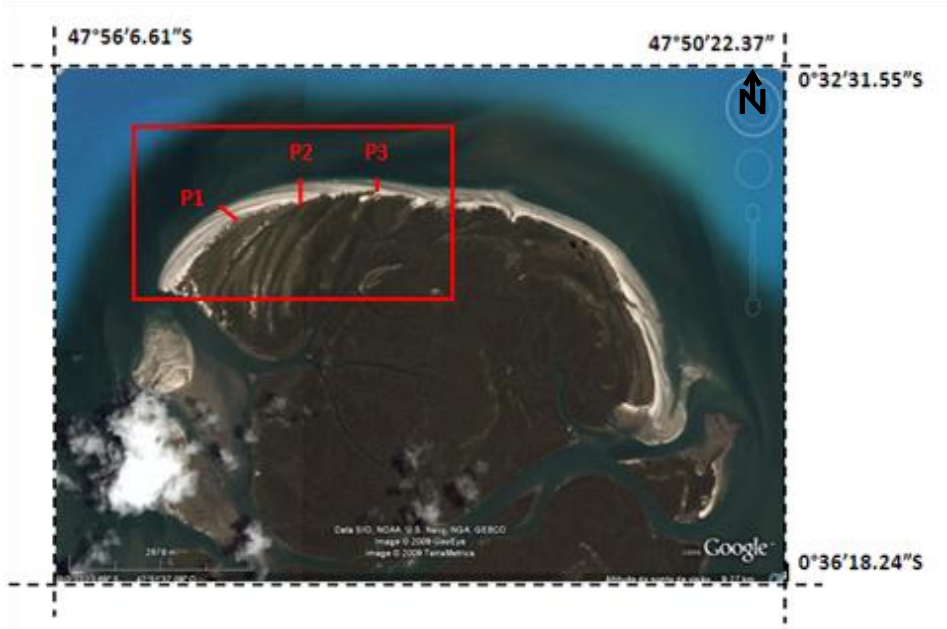


Figura 17 – Mapa de localização dos perfis topográficos realizados na Praia da Romana.

As coletas dos dados foram feitas utilizando-se como equipamentos principais uma Estação Total (Figura 18b) e um prisma refletor (mira do instrumento) (Figura 18c) aplicando-se os métodos propostos por Birkemeier (1985).

Devido à problemas operacionais com o equipamento Estação Total, no mês de janeiro não foi possível fazer o levantamento topográfico da praia.

As medições foram realizadas em situação de maré baixa de sizígia, e tiveram início na linha de maré alta de sizígia de cada perfil praial e as cotas seguintes foram registradas seguindo um padrão a cada 20 m linearmente, cessando-se até um pouco além da linha de maré baixa de sizígia de cada perfil.

Uma pessoa, o operador do prisma refletor, verificou antes do momento da coleta dos dados, o número de passos correspondente a 20 m em uma superfície plana. A partir deste número estimou-se a distância aproximada dos intervalos de 20 m dentro de cada perfil.

Marcos previamente determinados e assinalados (marcações em árvores, casas, etc) e GPS (*Global Positioning System*) serviram de pontos de identificação dos perfis praiais durante todos os períodos de coleta.

(a)

(b)

(c)

Figura 18 – Levantamento topográfico (a). Operador da Estação total (b). Operador do prisma refletor (c).

O levantamento topográfico foi iniciado com a leitura ré de um ponto fixo (superfície de concreto do farol da Praia da Romana) (Figura 19b), assim como houve um ponto fixo para a Estação Total (base do bloco de concreto do antigo farol da praia) (Figura 19c). Ambos situam-se frente a frente e foram escolhidos devido à maior estabilidade de permanência destes artifícios no local durante todo o período de realização do trabalho. Isto é importante, pois é necessário haver um mesmo ponto de partida fixo e estável para as medições periódicas da topografia.

A Estação Total é um instrumento eletrônico utilizado na medida de ângulos e distâncias. Neste trabalho, as medidas utilizadas foram as de coordenadas: N, E (North e East – Norte e Leste em UTM) e Z (Cota topográfica). As distâncias mais precisas foram verificadas por conversão do sistema UTM em metros.

Figura 19 – Pontos de saída do levantamento topográfico periódico. Vista da base de concreto do antigo farol da praia frente ao novo farol (a). Ponto da leitura ré – superfície de concreto do atual farol da Praia da Romana (b). Ponto inicial de instalação da Estação Total – base do bloco de concreto do antigo farol da Praia da Romana (c).

Como não se trabalhou com cotas reais relacionadas ao nível do mar, considerou-se apenas o desnível (elevação em metros) entre os pontos coletados ao longo de cada perfil de praia. O ponto gráfico de partida de cada perfil foi obtido pela cota topográfica resultante do desnível com o RN (Nível de Referência) – ponto fixo (farol da Praia da Romana). Para representação gráfica dos perfis topográficos, utilizou-se o programa *Grapher 8* da *Golden Software*.

3.2.2 Amostras de Sedimentos

3.2.2.1 Amostras de Sedimentos Superficiais da Face Praial

Coleta de sedimentos, nos 3 perfis distantes entre si de 1 km, foram realizadas simultaneamente aos perfis topográficos – durante a maré baixa de sizígia, localizados com

marcos previamente determinados e assinalados, e com auxílio de um GPS (*Global Positioning System*) para identificação das coordenadas geográficas dos perfis (Figura 20a).

A partir da linha de maré alta de sizígia, iniciou-se a coleta de sedimentos com o uso de uma tampa de tubo PVC de 5 cm para coletar a camada sedimentar superficial correspondente a deposição semi-diurna mais recente. A cada 20m linearmente realizou-se o mesmo procedimento, sendo o último ponto de coleta de cada perfil localizado um pouco além da linha de maré alta de sizígia, objetivando-se amostrar os sedimentos mobilizados naquele momento pela deriva litorânea.

A distância entre os pontos dentro de cada perfil foi feita através do número de passos previamente definidos por uma pessoa, o coletor da amostra, para a distância de 20 m.

Após a coleta das amostras de sedimentos, os mesmos foram acondicionados em sacos plásticos (Figura 20b) previamente identificados com pontos em ordem crescente escritos com caneta para retroprojetor e etiquetados com papel vegetal escrito à caneta nanquim. O número de amostras adquiridas em cada perfil praial apresentou pequena variação, entre 9 e 13 amostras (Quadro 1).

(a)

(b)

Figura 20 – Coleta de amostras de sedimentos superficiais da face praial. Verificação das coordenadas geográficas do início do perfil (a). Sedimentos coletado e acondicionado em saco plástico (b).

CAMPANHA/SETOR	Setor Oeste	Setor Central	Setor Leste
31/01/2010	11	12	11
29/03/2010	12	12	11
28/05/2010	11	13	9
27/08/2010	13	13	11

Quadro 1 – Número de amostras de sedimentos coletadas na praia da Romana.

3.2.2.2 Método de Armadilhas Portáteis

Em campo, o conjunto de armadilhas fixado ao suporte (Figura 21a) foi posicionado em sentido contrário da corrente longitudinal (Figura 21c), os pés do suporte foram completamente enterrados no fundo até que a boca da primeira primeira tocasse o solo, o operador se posicionou na parte traseira da armadilha, entre esta e a praia, e o tempo de coleta foi de 2 minutos e 25 segundos.

As armadilhas 2 a 10, de baixo para cima, foram responsáveis pela coleta dos sedimentos em suspensão e a armadilha número 1, responsável por coletar amostras de sedimentos transportados junto ao fundo.

Komar (1978) e Wang *et al.* (1998) consideram como transporte de fundo todo o sedimento transportado na camada que vai do fundo até a cota de 0,10 m acima dele.

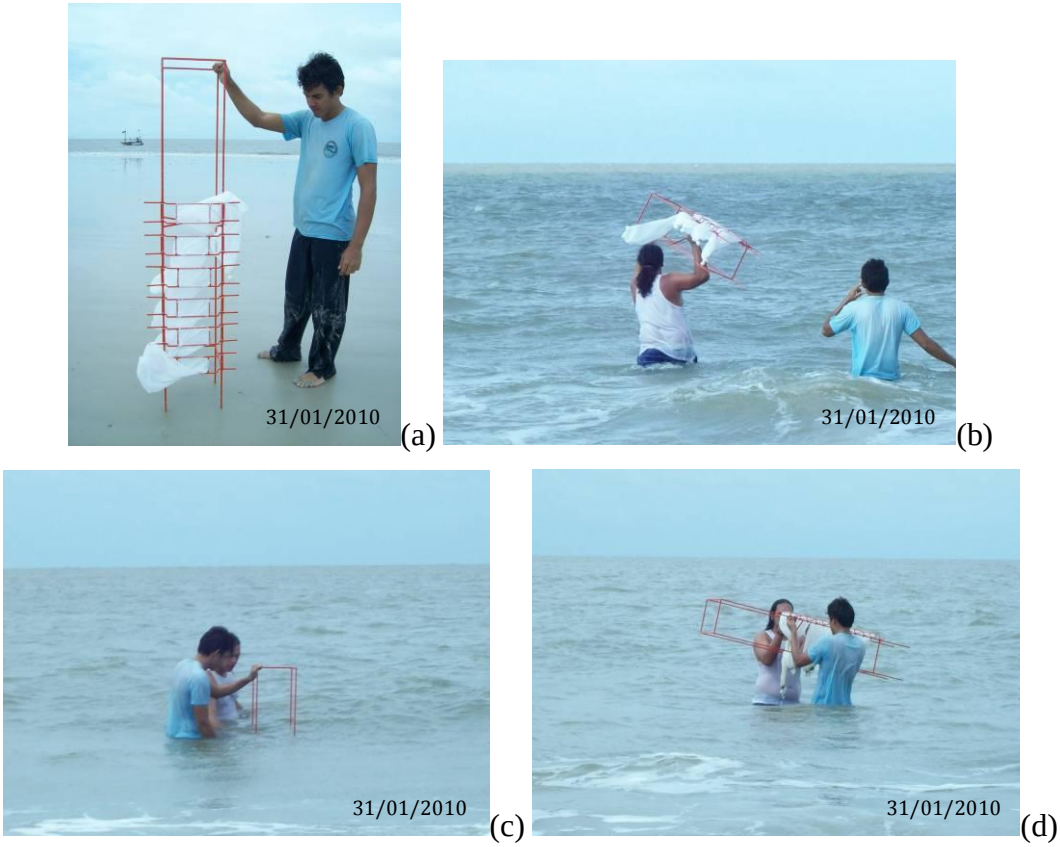


Figura 21 – Armadilhas portáteis em campo (a), sendo levada ao ponto de instalação (b), instalada no local e segura pelos operadores do instrumento (c), e sendo retira de dentro d'água (d).

Antes de cada coleta, foi feita medição da altura de onda para identificar a altura máxima e, conseqüentemente, o limite máximo de redes da torre metálica a ser colocado da

base ao topo. Foi medida a intensidade da corrente longitudinal, que inclui a identificação da direção da mesma, para que se soubesse em qual posição colocar a torre: contra a corrente. Posterior à coleta, as redes foram identificadas com etiquetas de papel vegetal escritas em caneta nanquim (a prova d'água) feitas previamente e numeradas em ordem crescente. Estas foram colocadas dentro de cada rede, de baixo para cima.

A metodologia foi aplicada duas vezes em cada setor da praia, um após o outro durante a maré vazante (setor oeste ao setor leste) e, novamente, um após o outro na maré enchente, seguindo o trajeto oposto (setor leste ao setor oeste). Apenas no mês de maio não se realizou experimento com as armadilhas portáteis, devido o mesmo ter sido realizados no mês de março, pois o objetivo era aplicar o experimento no período de transição sazonal (janeiro), período chuvoso (março) e período menos chuvoso (agosto).

O fluxo de sedimentos que passa pela armadilha é dado por um conjunto de equações (Wang et al. 1998) utilizadas para estimar o cálculo do transporte de sedimentos. O fluxo que passa entre duas redes é calculado pela equação (1). O fluxo total *I* que passa através de uma armadilha é calculado pela equação (2).

$$\Delta F_i = \frac{\left(\frac{F_{i+1}}{Z_{i+1}} + \frac{F_{i-1}}{Z_{i-1}}\right)\Delta Z_i}{2} \qquad (1)$$

Onde ΔFi é a quantidade de sedimentos que flui no espaço entre duas armadilhas adjacentes, Fi+1 e Fi-1 são as quantidades medidas pelas duas armadilhas em questão (superior e inferior), enquanto que Zi+1 e Zi-1 representam a dimensão vertical da boca da armadilha superior e inferior respectivamente (Fontoura 2004).

O fluxo total de sedimentos que passa através de uma estação de medição é dado pela soma dos fluxos individuais (Fi) que passam por cada armadilha, somados aos fluxos nos espaços entre cada duas armadilhas adjacentes (ΔFi). O fluxo total é calculado pela equação:

$$I = \sum_{i=1}^{N}(F_i) + \sum_{i=1}^{N-1}(\Delta F_i) \quad (\mathrm{Kg/h/m^2}) \qquad (2)$$

3.2.2.3 Método de Armadilhas Eólicas

As armadilhas eólicas acumulativas e discretizadas (Figura 22) foram fixadas na zona do pós-praia da área de estudo, correspondente à base de dunas, manguezal, linha de maré alta de sizígia ou restinga, dependendo do local e período (data) da amostragem.

Ainda na maré cheia e maré vazante, foi fixado o par de armadilhas nos pontos iniciais de cada perfil praial (setor oeste ao setor leste), anotou-se a hora de fixação e realizou-se as medições de direção e intensidade dos ventos. Estas medições ocorreram antes da fixação para determinar a direção preferencial que deveria colocar as aberturas frontais das armadilhas contra o vento.

Durante a maré enchente, começou-se a retirada do par de armadilhas de cada perfil praial (setor leste ao setor oeste), anotou-se a hora e mediram-se parâmetros dos ventos novamente.

Semelhante à aplicação das armadilhas portáteis na zona de *surf*, apenas no mês de maio não se realizou experimento com as armadilhas eólicas, devido o mesmo ter sido realizados no mês de março (também no período chuvoso).

Para a vedação das aberturas frontais das armadilhas eólicas, aplicaram-se etiquetas fabricadas com fita gomada e papel ao meio, sobre os orifícios de entrada de sedimentos. Com caneta para retroprojetor ou nanquim, identificou-se a armadilha, sendo a armadilha discretizada ordenada em ordem crescente do topo à base.

Figura 22 – Par de armadilhas eólicas em campo. Armadilha discretizada à esquerda e armadilha acumulativa à direita.

3.2.3 Ventos Locais

As medições de ventos feitas correspondem aos parâmetros: direção e velocidade dos ventos locais. Estas medições foram feitas com o auxílio de bússola e anemômetro, respectivamente, para um ponto fixo (local de fixação do par de armadilhas eólicas) onde foi instalada uma pequena biruta 30 cm acima do solo, aproximadamente.

A direção foi medida em relação ao norte magnético, observando-se a direção da biruta com este (Figura 23a), posteriormente (pós-campo) foi subtraída a declinação magnética da região de Curuçá sobre os valores encontrados. Esta medição ocorreu no intervalo de 5 minutos, num tempo total de 20 minutos, constando portanto de 5 medições.

Já a velocidade (Figura 23b) foi medida num tempo de 10s, anotando-se o maior valor para o vento e a cada 5 minutos. Dos valores registrados foi obtida a média de 5 medições.

As medições ocorreram no início de cada perfil praial durante a maré vazante e, posteriormente, durante a maré enchente.

(a)

(b)

Figura 23 – Medições de parâmetros de ventos locais. Direção (a) e velocidade dos ventos (b).

3.2.4 Hidrodinâmica

3.2.4.1 Ondas

Os parâmetros de *onda* (altura, período e ângulo de incidência) foram avaliados através de observações visuais, que freqüentemente fornecem boas estimativas.

A avaliação da altura, período e direção de incidência das ondas sobre a linha de costa é fundamental para o cálculo do transporte de sedimentos e para caracterização geomorfológica da praia (Muehe 2002). Para a medição destes parâmetros, utilizou-se a metodologia proposta por este autor (Muehe 1996; Muehe 2002).

A altura de onda (H) representa a energia da onda. Foi medida entre a zona de arrebentação e a face praial antes da aplicação do método de armadilhas portáteis, ou seja, foi medida 6 vezes (nos três setores da praia na maré vazante e na maré enchente), assim como o período e direção de incidência de ondas.

Com o auxílio de uma régua graduável de 5 m (mira) segura por um observador, foi verificada a medida da interseção de onda sobre a régua, um segundo observador próximo ao

operador da régua foi responsável por informar a medida à pessoa próxima que estava anotando os valores. Esta pessoa também foi responsável por cronometrar o tempo da passagem de 11 cristas de ondas sucessivas, as 11 cristas com alturas medidas.

O período de ondas (T) foi o resultado deste intervalo de tempo. Foi medido em segundos, representando a passagem de duas cristas de ondas sucessivas por um ponto fixo, já que o resultado do tempo da passagem das 11 cristas foi dividido por 10 (determinação do período médio).

Para o ângulo de incidência de ondas (α), ângulo que as ondas fazem após a arrebentação, um observador na face praial com o auxílio de uma bússola de geólogo verificou a direção da inclinação da face praial (direção do ângulo de mergulho da face praial), no lugar da observação. Posteriormente, mediu-se a direção de aproximação das ondas na altura da arrebentação. O resultado da diferença entre as duas direções medidas forneceu o ângulo de incidência de ondas.

3.2.4.2 Corrente Longitudinal

Quanto ao parâmetro corrente, foi medida a intensidade e direção das correntes longitudinais através de bóia de deriva (balão cheio com água) entre o ponto de quebra de onda e a linha de praia como sugerido por Fontoura (2004). Foi marcado o ponto de liberação do derivador e acionado um tempo de 2 minutos e 45 segundos para a retirada do objeto que foi acompanhado por um observador. Este ponto final foi também marcado e, então, a distância deste ao ponto de liberação foi medida em metros com auxílio de uma trena. A direção registrada forneceu apenas a informação de que a corrente estava para Leste ou Oeste. Foram feitas 6 medições ao fim de cada perfil topográfico, sendo três delas na maré vazante (setor oeste ao setor leste) e três na maré enchente (setor leste ao setor oeste).

3.3 ANÁLISE LABORATORIAL

3.3.1 Classificação Granulométrica dos Sedimentos

As amostras de sedimentos coletadas em campo foram submetidas a tratamentos em laboratório. Esta etapa consistiu, em primeiro caso, no tratamento das amostras brutas visando à separação das diferentes frações granulométricas.

Este tratamento pode ser feito através de peneiramento a seco, peneiramento a úmido, velocidade de decantação em tubo de sedimentação e, mais recentemente à laser.

O peneiramento a seco, que se utiliza de um conjunto de peneiras em intervalos tais que permitem o estabelecimento da curva de distribuição granulométrica, é o mais utilizado. Contudo, a escolha do método de tratamento depende dos objetivos da pesquisa.

Segundo Muehe (2002), a necessidade de precisão na determinação dos parâmetros estatísticos da distribuição granulométrica, fundamental para a inferência de direções de transporte, das condições hidrodinâmicas atuantes e para o estabelecimento de correlações com a fauna bentônica, recomenda o uso do método do peneiramento.

Sendo assim, este método inicia-se com a lavagem das amostras e decantação das mesmas. Este processo foi realizado três vezes para que houvesse a melhor remoção de sais contidos nestas amostras. Depois, as amostras foram secadas em estufa a 60°C (Figura 24a) até adquirirem condições ideais, e logo após esta etapa, foi feito o quarteamento destas amostras, a seleção de alíquotas de 100g para cada amostra quarteada e peneiramento (Figura 24b) das mesmas por cerca de 10 min, utilizando-se peneiras com os seguintes intervalos em mm: 0,71 – 0,50 – 0,35 – 0,25 – 0,18 – 0,125 – 0,09 – 0,063 – <0,063, de acordo com a metodologia sugerida por Suguio (1973). Por fim, as diferentes frações encontradas no processo de peneiramento foram pesadas em balança (Figura 24c) e os pesos foram anotados.

Para as amostras de sedimentos coletadas mediante o uso das armadilhas, tanto eólicas como as da zona de *surf*, foi utilizada uma balança de alta precisão (miligramas), já que as mesmas, especialmente as das armadilhas eólicas, continham uma pequena quantidade de grãos, ou seja, tiveram peso total muito baixo.

As amostras contendo silte e argila do método de armadilhas portáteis na zona de *surf* foram submetidas a um tratamento diferenciado aos das amostras arenosas. As amostras lamosas foram lavadas e secadas seguindo o mesmo procedimento anterior, contudo com o tempo de lavagem e de secagem mais extenso. A separação de silte e argila ocorreu através de decantação com centrífuga a uma velocidade de 1200 RPM e tempo de 2 min. Tendo-se o valor da fração retida após a peneira de 0,063 mm durante o peneiramento à seco, subtraiu-se deste, o valor da fração decantada na centrífuga. Este valor é obtido após a secagem na estufa e correspondente à fração de silte. Por fim, deste resultado da diferença dos valores das duas frações, encontrou-se também os valores para o conteúdo de argila.

(a)

(b)

(c)

Figura 24 – Equipamentos utilizados em laboratório: estufa (a), agitador de peneiras (b) e balança (c).

Os valores das frações obtidas dos dois tratamentos anteriores foram inseridas no programa SysGran 3.0, para calcular as características texturais dos sedimentos utilizados neste programa o método descrito por Folk & Ward (1957) e a classificação de Wentworth (1922) (Tabela 1) para sedimentos arenosos e lamosos.

Tabela 1 – Classificação granulométrica de Wentworth (1922) para sedimentos arenosos e lamosos.

Classificação	PHI (Φ)	Mm
Areia muito grossa	< -1 a 0	< 2 a 1
Areia grossa	< 0 a 1	< 1 a 0,5
Areia média	< 1 a 2	< 0,5 a 0,25
Areia fina	< 2 a 3	< 0,25 a 0,125
Areia muito fina	< 3 a 4	< 0,125 a 0,0625
Silte grosso	< 4 a 5	< 0,0625 a 0,03125
Silte médio	< 5 a 6	< 0,03125 a 0,0156
Silte fino	< 6 a 7	< 0,0156 a 0,0078
Silte muito fino	< 7 a 8	< 0,0078 a 0,0039
Argila	< 8	< 0,0039

Fonte: Almeida (2006) (Adaptado).

A equivalência entre o phi (Φ) corresponde à unidade de medida do diâmetro da partícula do sedimento, e o milímetro (mm) é representada pela fórmula proposta por Krumbein (1936):

$$\Phi = - \log_2 (mm) \qquad (3)$$

Quanto maior o valor em phi (Φ), menor o valor em milímetros (mm), e vice-versa.

3.3.1.1 Método de Folk & Ward (1957)

O método de Folk & Ward (1957) consiste na elaboração de um gráfico a partir do percentual encontrado pelos pesos de cada fração sedimentar, onde o eixo das coordenadas (X) apresenta a escala dos percentuais e o eixo das abscissas (Y) os valores em *phi* (Φ) dos tamanhos granulométricos (Ranieri 2008). Neste método são utilizados os seguintes parâmetros estatísticos para distribuição granulométrica: média, mediana, moda, desvio padrão, assimetria e curtose (Tabela 2).

Segundo Muehe (2002), a moda, mediana e a média são valores de tendência central. A *mediana* se situa entre a *moda*, isto é, o valor correspondente à maior freqüência de ocorrência de um dado tamanho granulométrico. A *média* é mais afetada pela posição das caudas da curva granulométrica. O *desvio padrão* descreve a dispersão em relação à média. A *assimetria* descreve se a curva é ou não simétrica, e, sendo assimétrica, para que lado se inclina a cauda mais longa da curva. A *curtose* é uma medida de esbeltez da curva de distribuição granulométrica.

As fórmulas propostas por Folk & Ward (1957) são as seguintes:

$$Md = \Phi_{50} \quad \text{(Mediana)} \qquad (4)$$

$$Mz = \frac{\Phi_{16} + \Phi_{50} + \Phi_{84}}{3} \quad \text{(Média)} \qquad (5)$$

$$\sigma = \frac{\Phi_{84} - \Phi_{16}}{4} + \frac{\Phi_{95} - \Phi_{5}}{6,6} \quad \text{(Desvio Padrão)} \qquad (6)$$

$$Sk_I = \frac{\Phi_{16} + \Phi_{84} - 2\Phi_{50}}{2(\Phi_{84} - \Phi_{16})} + \frac{\Phi_{5} + \Phi_{95} - 2\Phi_{50}}{2(\Phi_{95} - \Phi_{5})} \quad \text{(Assimetria)} \ (7)$$

$$K_G = \frac{\Phi_{95} - \Phi_{5}}{2,44(\Phi_{75} - \Phi_{25})} \quad \text{(Curtose)} \qquad (8)$$

Nas tabelas abaixo são apresentados os intervalos em *phi* para a classificação dos parâmetros estatísticos granulométricos:

Tabela 2 – Classificação do grau de seleção (A), assimetria (B) e curtose (C), segundo Folk & Ward (1957).

Grau de seleção	Intervalo (phi)	
Muito bem selecionado	< 0,35	
Bem selecionado	0,35 – 0,50	
Moderadamente selecionado	0,50 – 1,00	
Mal selecionado	1,00 – 2,00	
Muito mal selecionado	2,00 – 4,00	
Extremamente mal selecionado	> 4,00	(A)

Assimetria (SKI)	Intervalos	
assimetria muito negativa	-1,00 a -0,30	
assimetria negativa	-0,30 a -0,10	
aproximadamente simétrica	-0,10 a 0,10	
assimetria positiva	0,10 a 0,30	
assimetria muito positiva	0,30 a 1,00	(B)

Curtose (KG)	Intervalos	
muito platicúrtica	< 0,67	
Platicúrtica	0,67 - 0,90	
Mesocúrtica	0,90 - 1,11	
Leptocúrtica	1,11 - 1,50	
muito leptocúrtica	1,50 - 3,00	
Extremamente leptocúrtica	> 3,00	(C)

Fonte: Almeida (2006).

Para determinação dos parâmetros estatísticos (média, desvio padrão, assimetria e curtose) de Folk & Ward (1957), utilizou-se o programa *SysGran 3.0*. Posteriormente, o *Surfer 8* da *Golden Software*, para representar em mapas a distribuição granulométrica em termos de média, seleção (desvio padrão), assimetria e curtose. Através do programa *Microsoft Office Excel 2007* foram gerados gráficos ilustrativos e a digitalização dos dados granulométricos.

3.3.2 Equações de Classificação Morfodinâmica

3.3.2.1 Parâmetros Morfodinâmicos

A superposição dos perfis topográficos possibilitou o cálculo dos parâmetros morfométricos: variação do volume sedimentar (Vv); declividade da face praial (β); largura

da praia (Yb) e variação da largura da praia (DpYb), expressa em metros; e coeficiente de variação da linha de costa (CVYb).

Além destes, foi obtido o parâmetro Ws, correspondente à velocidade de decantação das partículas sedimentares. Tais parâmetros morfométricos e adimensionais sugeridos por Short & Hesp (1982) foram calculados com o intuito de relacioná-los aos estados morfodinâmicos propostos por Wright & Short (1984), e Masselink & Short (1993). Os modelos estabelecidos por Wright & Short (1984) utilizam-se principalmente do parâmetro Ω de Dean (1973), conhecido como velocidade de decantação adimensional, fornecendo a informação do estado morfodinâmico da praia.

- Variação do Volume Sedimentar (Vv)

Foram calculadas variações do volume sedimentar, entre duas superfícies subaéreas, e variações acumuladas de volume, a partir dos primeiros dados de levantamento topográfico.

De acordo com Muehe (2002), se multiplicar o valor da área, expressa em metros quadrados, por 1, ou seja, mantendo o próprio valor da área, tem-se o volume de areia por metro linear de praia, expresso em metros cúbicos. Tendo-se dois perfis, paralelos entre si, pode-se calcular o volume do trecho, compreendido entre os perfis, somando as áreas dos dois perfis e multiplicando pela metade da distância entre os mesmos.

Para obtenção do volume sedimentar, expresso em m^3/m, utilizou-se o programa *Surfer 8 da Golden Software*, que verificou automaticamente mudanças de volume para distâncias comuns a duas superfícies.

- Declividade da Face Praial (β)

A declividade da face praial, expressa em graus, foi obtida através da fórmula:

$$\tan\beta = \text{oposto}/\text{adjacente} \qquad (9)$$

O dado oposto corresponde à altura e o dado adjacente corresponde à distância entre o máximo e o mínimo valor registrado do perfil praial.

- Coeficiente de Variação da Linha de Costa (CVYb)

O coeficiente de variação da linha de costa foi obtido pela relação entre o índice de mobilidade da praia e a largura da praia (Yb), como sugerido por Oliveira (2009), segundo a fórmula:

$$CV\% = \sigma Yb/Yb \times 100 \qquad (10)$$

Vale ressaltar, a observação deste autor quanto à escolha arbitrária de marcos topográficos, que diferentemente da escolha do datum de nível relativo do mar, pode representar diferenças na ordem de dezenas de metros e não realizar uma caracterização adequada.

- Velocidade de Decantação (Ws)

A velocidade de decantação de partículas sedimentares foi obtida a partir da granulometria média expressa em *fi* (Figura 25), como estabelecido por Dean (1973) e sugerido por Muehe (2002). Segundo este último autor, a determinação da velocidade de decantação é apropriada para o estudo de sistemas processo-resposta em que são estabelecidas relações de causa e efeito entre hidrodinâmica, granulometria e topografia, como é o caso da variabilidade do perfil transversal, subaéreo e submarino de uma praia, em função de ondas e da granulometria dos sedimentos.

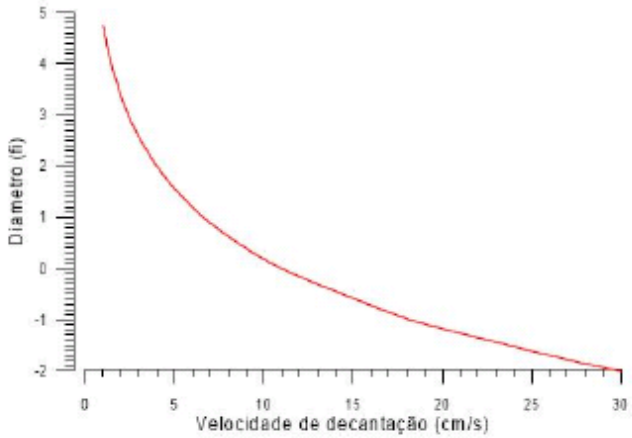


Figura 25 – Velocidade de decantação (cm/s) em função do diâmetro médio (fi).
Fonte: Sabaini (2005).

3.3.2.2 Estados Morfodinâmicos

A classificação morfodinâmica utilizada foi baseada no modelo seqüencial de evolução morfológica proposto por Wright & Short (1984), e Masselink & Short (1993).

Através do parâmetro empírico adimensional ômega (Ω), Wright & Short (1984) relacionaram os estados morfodinâmicos de praia às variáveis envolvidas no nível de energia da praia:

$$\Omega = Hb/Ws*T \qquad (11)$$

Hb é a altura de onda na arrebentação;

Ws é a velocidade de decantação;

T é o período médio de ondas.

De acordo com Peixoto (2005), os valores de Ω (Quadro 2) que se apresentam inferiores a 1, caracterizam praias como reflectivas (baixa energia de onda); com intervalo entre 1 e 6, praias intermediárias; e superiores a 6 caracterizam praias dissipativas (alta energia de onda) (Quadro 3).

ESTADO DA PRAIA	Ω	σ
Refletivo	<1,5	_
TMB	2,4	0,19
BTR	3,15	0,64
BPR	3,50	0,76
BLC	4,7	0,93
Dissipativo	>5,50	_

Quadro 2 – Relações de equilíbrio entre estado da praia e Ω.
Fonte: Wright & Short 1984.

Tipo de praia/Parâmetros	**Reflectiva**	**Intermediária**	**Dissipativa**
Ω	<1	1 a 6	>6
Tipo de arrebentação	Ascendente ou mergulhante	Mergulhante e/ou deslizante	Deslizante
Número de ondas na zona de surfe	1	1 a 3	>3
Correntes de retorno	Ausentes e/ou efêmeras	Comuns	Raras
Declividade (°)	>4	2 a 6	<2
Cúspides praiais	Pequenas	Mega cúspides	Raras
Areias	Médias e/ou grossas	Finas e/ou médias	Finas
ΣYb (m)	Baixo (<10)	Alto (>10)	Baixo (<10)
CVYb% (m)	Baixo (<10)	Moderado (10 a 50)	Alto (>50)

Quadro 3 – Parâmetros utilizados para classificação morfodinâmica praial.
Fonte: Torronteguy (2002).

Considerando-se também os efeitos relativos às marés na morfologia das praias, utilizou-se a expressão estabelecida por Davis & Hayes (1984), sugerida por Masselink & Short (1993):

$$RTR = MSR/Hb \qquad (12)$$

RTR é a variação relativa da maré (*Relative Tide Range*);
MSR é a variação da maré;
Hb é a altura de onda na arrebentação.

De acordo Masselink & Short (1993), com esse índice todos os ambientes de praia podem ser classificados como dominados por ondas (RTR < 3) ou modificados por maré (3 < RTR < 15). Quando RTR > 15 as praias tornam-se dominadas por maré e sucessivamente começam a evoluir para ambientes de planície de maré (Tabela 3).

Tabela 3 – Caracterização dos diferentes tipos de estágios morfodinâmicos a partir do Parâmetro Relativo da Maré.

Amplitude Relativa da Maré	Grupo	Tipo de Praia
RTR<3	Onda dominante	1. Reflectivo 2. Intermediária 3. Dissipativa
3<RTR<15 *(2) RTR<7 *(5) RTR<15	Interação onda-maré	4. Terraço de baixa-mar 5. Banco/corrente de baixa-mar 6. Ultradissipativa
RTR>15	Maré dominante	7. Transicional (praia para planície de maré)

Fonte: Albuquerque *et al.* (2009). Adaptado de Masselink & Short 1993.

Utilizou-se dados relativos à tábua de marés da área de estudo para cada dia de experimento (www.mar.mil.br/dhn/chm/tabuas/index.htm).

4 COMPORTAMENTO MORFODINÂMICO SAZONAL DA PRAIA DA ROMANA, ILHA DOS GUARÁS (NE DO PARÁ)

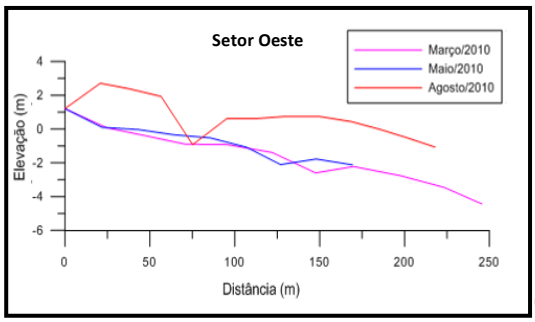
RESULTADOS

MORFOLOGIA DA FACE PRAIAL

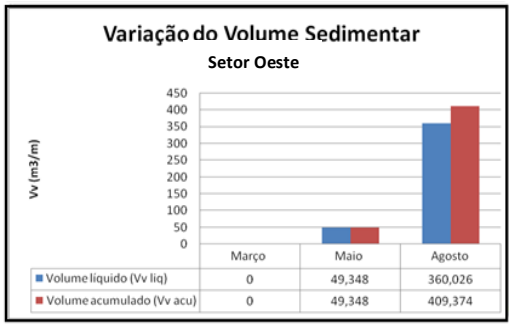
Setor Oeste

Os perfis de praia medidos no setor oeste (Figura 26a) apresentaram-se crescente mês após mês de levantamento topográfico, sugerindo um balanço positivo no volume sedimentar (Figura 26b) que variou de 49,348 m^3/m de março para maio à 409,374 m^3/m até agosto.

Observou-se a presença de uma calha (*runnel*) paralela a linha de costa por quase toda extensão da Praia da Romana. O comportamento desta calha no setor oeste foi de migração em direção ao continente de março para agosto de 2010.



(a)



(b)

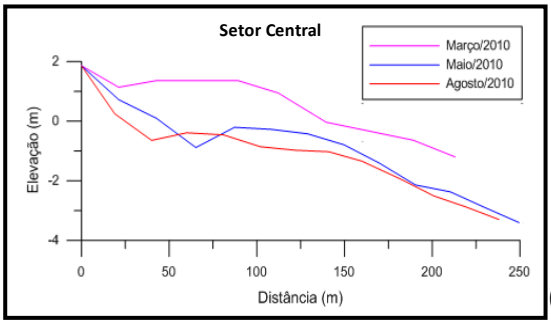
Figura 26 – Morfologia praial (a) e variação do volume sedimentar (b) no setor oeste da Praia da Romana nos meses de março, maio e agosto de 2010.

A largura da praia (Yb) no setor oeste apresentou o máximo de 246 m em março e o mínimo de 169 m em maio, implicando maior aumento no coeficiente de variação da linha de costa (CVYb), que passou de 8,05% em março para 11,72% em maio, e maior variação na declividade da face praial no setor oeste, sendo de 1,31° em março para 1,03° em maio. Em agosto, a largura de praia medida foi de 218 m, o coeficiente de variação da linha de costa foi

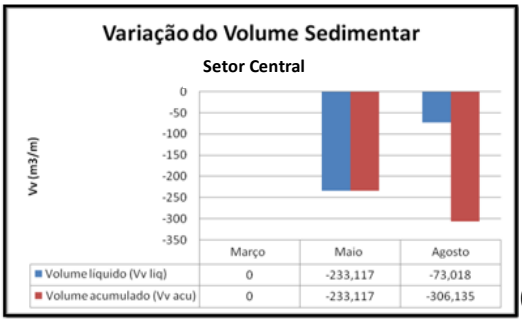
de 9,08% e a declividade da face praial foi a mais baixa registrada para o setor oeste, sendo de 0,83°.

Setor Central

Os perfis de praia medidos no setor central (Figura 27a) apresentaram-se decrescente mês após mês, sugerindo um balanço negativo no volume sedimentar (Figura 27b) que variou de -233,117 m^3/m de março para maio à -306,135 m^3/m até agosto.



(a)



(b)

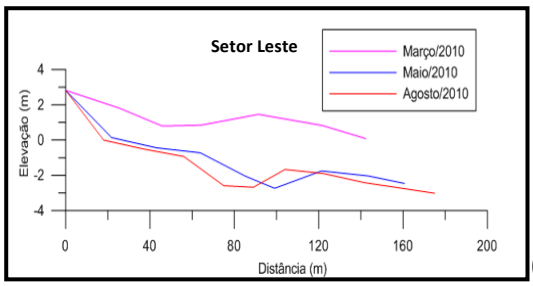
Figura 27 – Morfologia praial (a) e variação do volume sedimentar (b) do setor central da Praia da Romana nos meses de março, maio e agosto de 2010.

Neste setor, a calha (*runnel*) desenvolvida paralelamente a linha de costa na Praia da Romana, apresentou migração em direção ao mar de março para maio e em direção ao continente de maio para agosto de 2010 (Figura 27a).

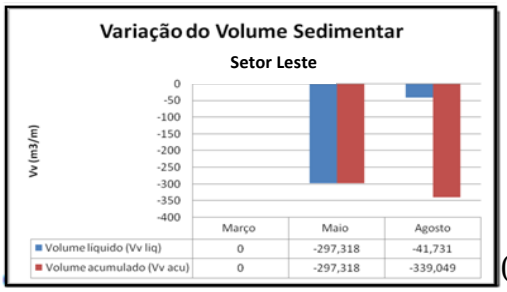
A largura da praia (Yb) no setor central apresentou o máximo de 250 m em maio e o mínimo de 113 m em março, implicando no maior decréscimo no coeficiente de variação da linha de costa (CVYb), que passou de 8,30% em março para 7,07% em maio, e maior variação na declividade da face praial, sendo de 1,25° em março para 0,97° em maio. Este último resultado manteve-se em agosto, onde a largura de praia medida foi de 238 m, e o coeficiente de variação da linha de costa de 7,43%.

Setor Leste

O setor leste localiza-se mais próximo do canal de maré que divide a Praia da Romana da Praia da Tijoca. Neste setor observam-se as maiores dunas da Ilha dos Guarás, dunas que são permanentes e vegetadas após o limite inferior do pós-praia. Os perfis de praia medidos neste setor (Figura 28a) apresentaram comportamento semelhante aos do setor central, decrescente mês após mês de levantamento topográfico, sugerindo um balanço negativo no volume sedimentar (Figura 28b) que variou de -297,318 m^3/m de março para maio à -309,049 m^3/m até agosto.



(a)



(b)

Figura 28 – Morfologia praial (a) e variação do volume sedimentar (b) do setor leste da Praia da Romana nos meses de março, maio e agosto de 2010.

Semelhante ao setor leste, houve migração em direção ao mar de março para maio e em direção ao continente de maio para agosto da calha (*runnel*) desenvolvida desde o setor leste (Figura 28).

A largura da praia (Yb) no setor leste apresentou o máximo de 175 m em agosto, 161 m em maio e o mínimo de 142 m em março, implicando num decréscimo no coeficiente de variação da linha de costa (CVYb) de 16,43% em março e 13,33% em agosto, contudo o maior decréscimo no CVYb foi de março para maio (16,43% a 14,49%, respectivamente). A maior variação na declividade da face praial no setor leste também foi de março para maio, sendo de 0,92° em março para 1,31° em maio e agosto.

GRANULOMETRIA DA FACE PRAIAL

Relação entre a Morfologia e a Granulometria

No setor oeste, o máximo valor de diâmetro médio dos grãos ocorreu na zona de supramaré em março (Figura 29a), e após a linha de maré alta de sizígia (LMA) em maio (Figura 29b), ou seja, na zona de intermaré superior, por volta de 40 m, podendo indicar a remoção dos sedimentos mais finos (maior valor em Φ) da zona de supramaré (3, 053 Φ) em março para a zona de intermaré (2,844 Φ) em maio.

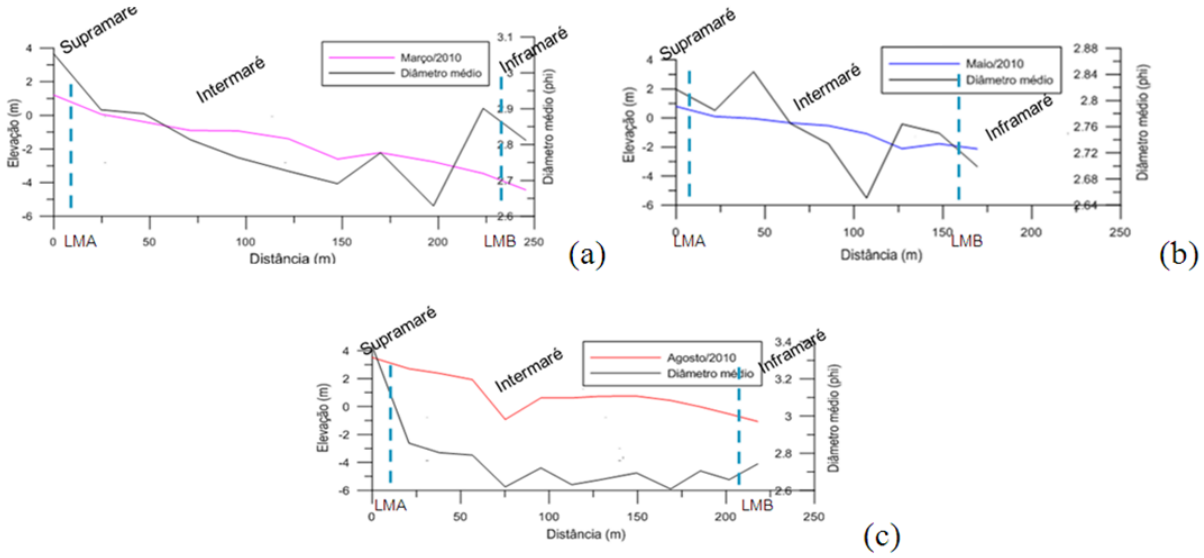


Figura 29 – Morfologia X granulometria no setor oeste durante os meses de março (a), maio (b) e agosto (c) de 2010.

Esta transferência de sedimentos mais finos da zona de supramaré para as zonas adjacentes observa-se desde março no setor central (Figura 30a), cujo pico no valor de diâmetro médio dos grãos na zona de intermaré (2,905 Φ) coincide com a calha (*runnel*) ocorrente paralela a linha de costa desde o setor leste e localizada próximo à LMA. No setor leste, em março (Figura 31a), observou-se também alto valor do diâmetro médio dos grãos após a LMA (2,857 Φ) devido a grande amplitude da calha neste mês. Em maio (Figura 31b), sedimentos mais finos voltam a aumentar na zona de supramaré deste setor, onde existem dunas frontais

permanentes. Em agosto, altos valores de diâmetro médio ocorreram na zona de supramaré dos setores oeste, central e leste (Figura 29c, Figura 30c e Figura 31c), já na zona de inframaré, os valores decaem nos setores central (Figura 30c) e leste (Figura 31c), assim como em maio (Figura 30b e Figura 31b).

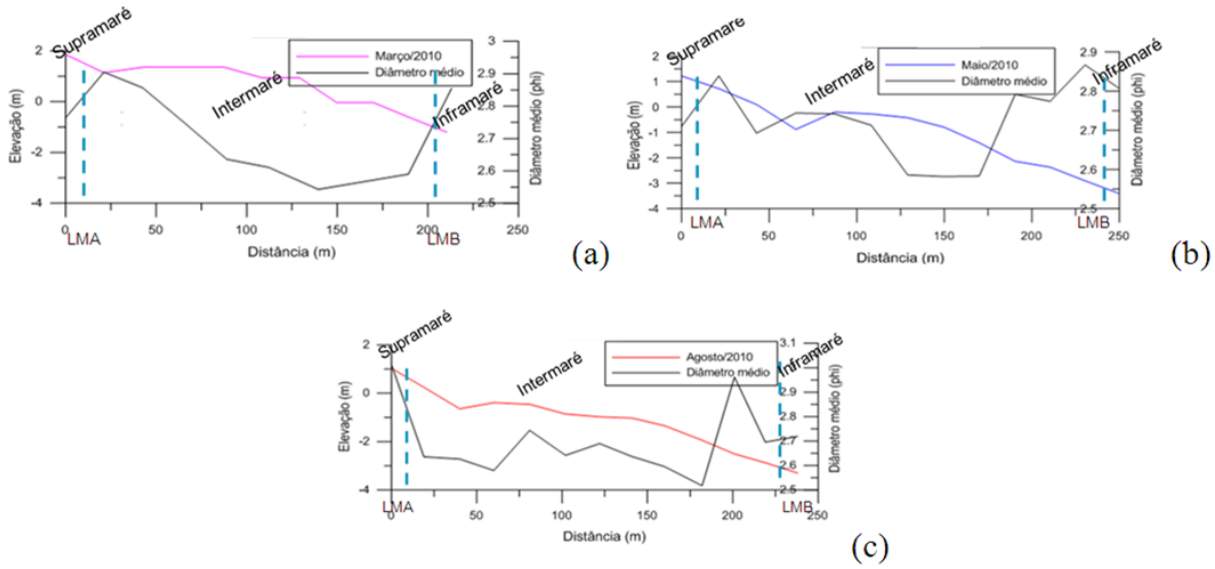


Figura 30 – Morfologia X granulometria no setor central durante os meses de março (a), maio (b) e agosto (c) de 2010.

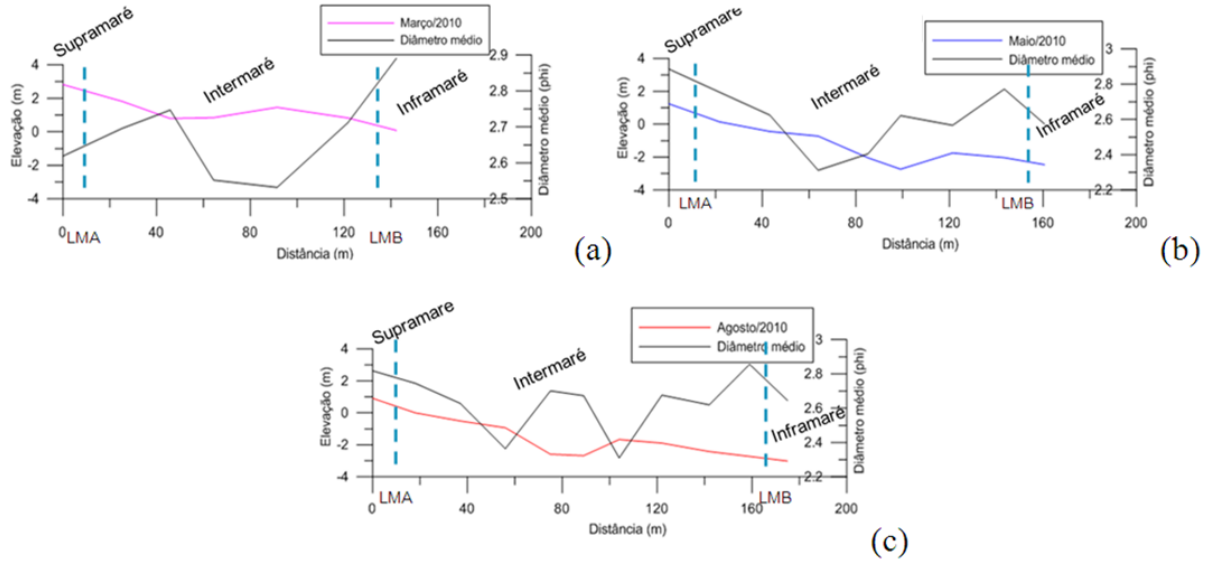


Figura 31 – Morfologia X granulometria no setor leste durante os meses de março (a), maio (b) e agosto (c) de 2010.

Parâmetros Estatísticos Granulométricos

Houve um comportamento quase padrão ao longo dos meses de coleta de sedimentos: valores da média granulométrica e assimetria aumentando do setor leste para o setor oeste, e aumento no grau de seleção e curtose do setor oeste ao setor leste (Figura 32, Figura 33, Figura 34 e Figura 35). Exceções ocorreram apenas nos meses de maio e agosto, onde a curtose apresentou acréscimo do setor leste ao setor oeste em maio (Figura 34d) e a assimetria do setor oeste ao setor leste em agosto (Figura 35c).

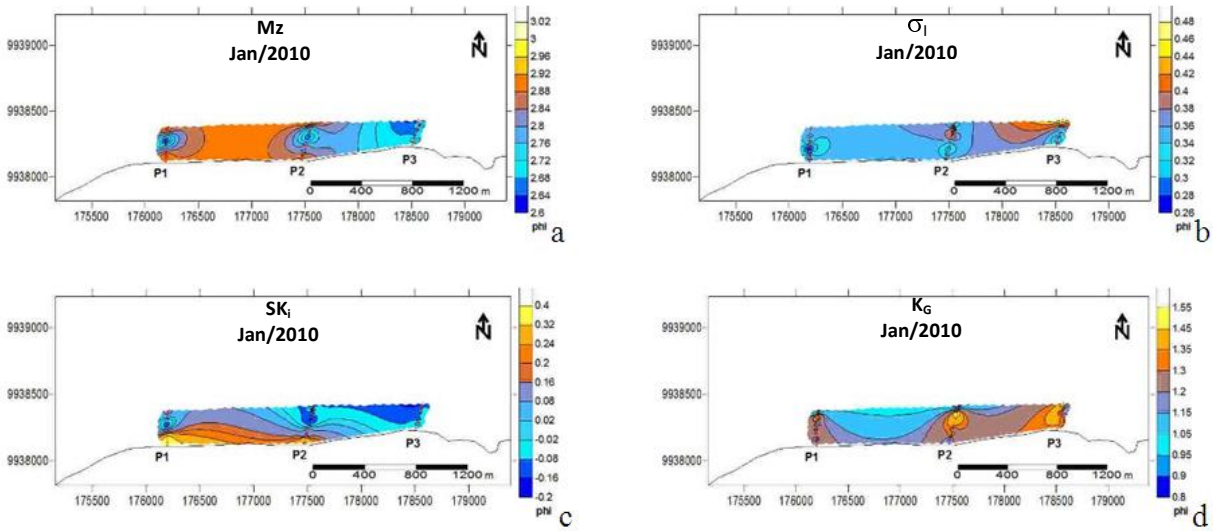


Figura 32 – Parâmetros estatísticos granulométricos: média (a), seleção (b) e assimetria (c) e curtose (d) em janeiro de 2010. P1: Setor Oeste; P2: Setor Central; P3: Setor Leste.

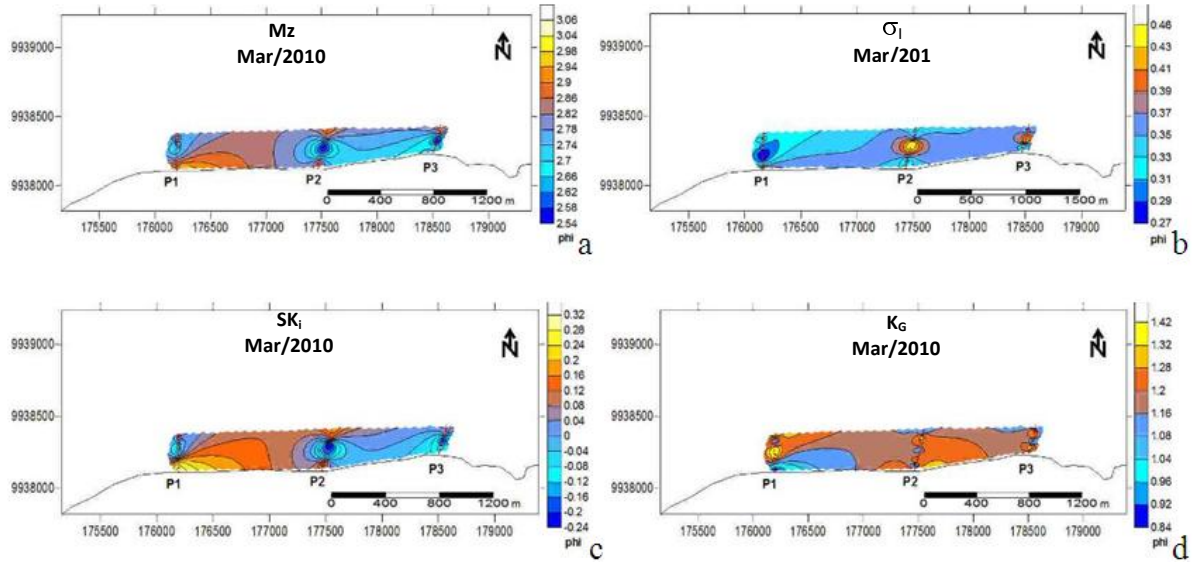


Figura 33 – Parâmetros estatísticos granulométricos: média (a), seleção (b) e assimetria (c) e curtose (d) em março de 2010. P1: Setor Oeste; P2: Setor Central; P3: Setor Leste.

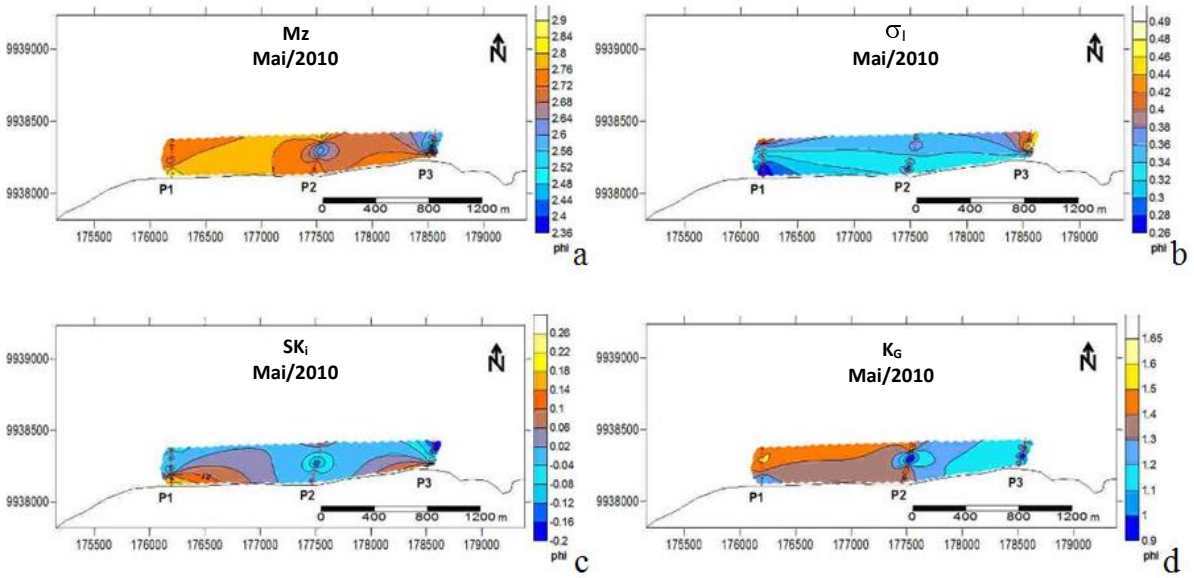


Figura 34 – Parâmetros estatísticos granulométricos: média (a), seleção (b) e assimetria (c) e curtose (d) em maio de 2010. P1: Setor Oeste; P2: Setor Central; P3: Setor Leste.

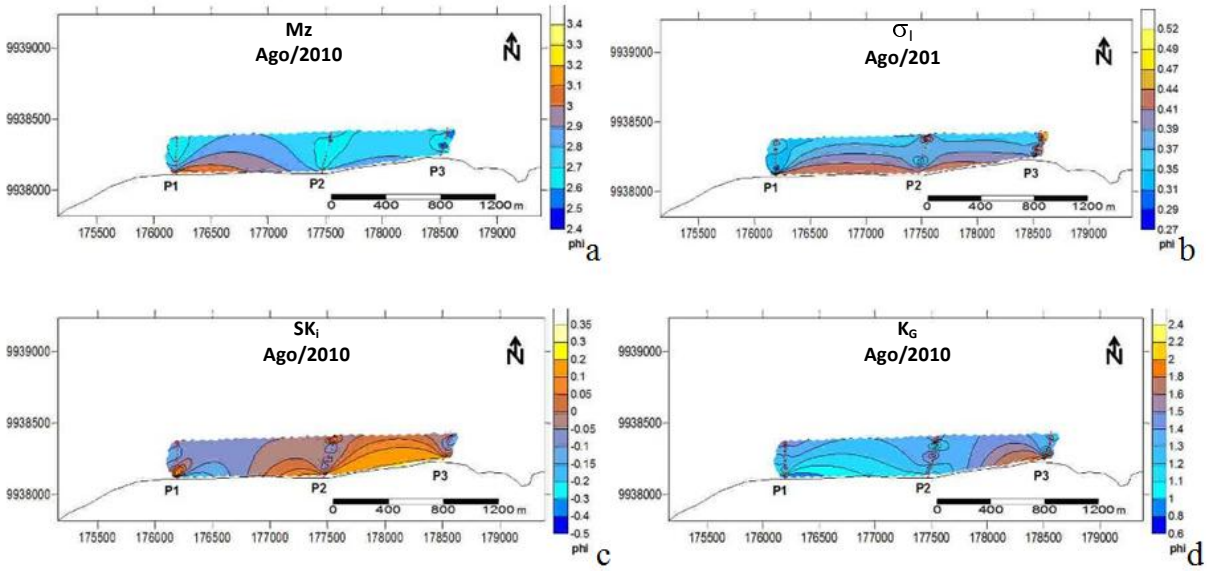


Figura 35 – Parâmetros estatísticos granulométricos: média (a), seleção (b) e assimetria (c) e curtose (d) em agosto de 2010. P1: Setor Oeste; P2: Setor Central; P3: Setor Leste.

Em alguns pontos de coleta, o grau de assimetria variou inversamente proporcional ao grau de seleção. Quando há aumento no grau de seleção, há diminuição no grau de assimetria (Figura 36).

A média granulométrica obtida das amostras apresentou variação predominante de 2,5 a 3 Φ, indicando a ocorrência quase absoluta de areia fina na Praia da Romana (Figura 36). No setor leste, ocorreram os valores mais baixos e, portanto, as maiores variações granulométricas, onde valores abaixo de 2,5 Φ foram obtidos na zona de intermaré em maio (amostras P3d e P3 e) (Figura 36i), e nesta mesma zona em agosto de 2010 (amostras P3d e P3g) (Figura 36m).

O grau de seleção predominante dos sedimentos foi de bem selecionados (0,35 a 0,50 Φ) e muito bem selecionados (<0,35 Φ), ocorrendo também nas zonas de supramaré e intermaré de agosto (amostras P1a, P2l e P3g), a classificação de moderadamente selecionados (0,5 a 1 Φ) para os setores oeste, central e leste (Figura 36j, Figura 36l e Figura 36m, respectivamente).

A classificação predominante da assimetria foi de distribuição aproximadamente simétrica (-0,1 a 0,1), com variações para assimetria muito positiva (0,3 a 1) e até mesmo assimetria muito negativa (-1 a -0,3), na zona de supramaré do setor oeste (amostra P1a: -0,471), em agosto (Figura 36j). No setor leste ocorreram as menores variações no grau de assimetria, pois com exceção da zona de supramaré em agosto (amostra P3a: 0,349) (Figura 36m), a classificação da assimetria variou de negativa (-0,1 a -0,3) à aproximadamente simétrica.

O grau de curtose predominante foi de mesocúrtica (0,90 a 1,11) e leptocúrtica (0,11 a 1,5), contudo os valores deste parâmetro variaram de muito platicúrtica (<0,67) a muito leptocúrtica (1,50 a 3,00). As maiores variações ocorreram em agosto, onde o maior valor registrado (2,426) ocorreu na zona de supramaré (amostra P3a) do setor leste (Figura 36m) e o menor valor (0,598) nesta mesma zona (amostra P1a) do setor oeste (Figura 36j).

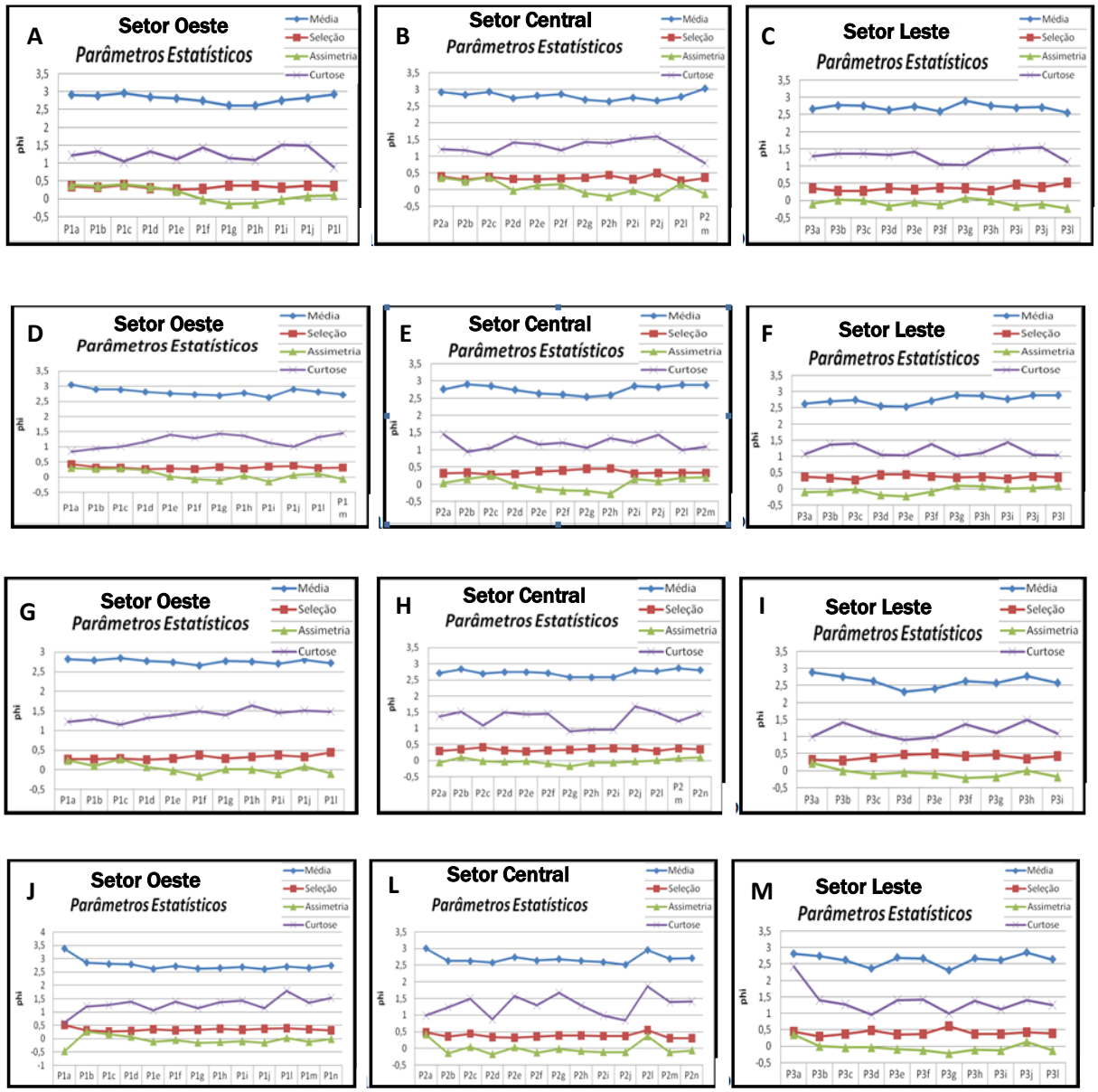


Figura 36 – Parâmetros estatísticos granulométricos das amostras de sedimentos do setor oeste, central e leste. Primeiro ponto (P): zona de supramaré; pontos intermediários: zona de intermaré; último ponto: zona de inframaré. Janeiro (A, B, C), março (D, E, F), maio (G, H, I) e agosto (J, L, M) de 2010.

HIDRODINÂMICA COSTEIRA

O ângulo de incidência de ondas (α) com a linha de costa (Tabela 4) verificado na Praia da Romana foi maior no setor oeste durante todo o ciclo hidrológico, sendo acrescido do período

mais chuvoso (janeiro e março) para o período menos chuvoso (agosto). No setor central e oeste o ângulo não variou muito, sendo em média 20° NE e 25° NE, respectivamente.

Tabela 4 – Ângulo de incidência de ondas com a linha de costa registrado nos setores oeste, central e leste durante os meses de janeiro, março e agosto de 2010.

	Setor Oeste	Setor Central	Setor Leste
Janeiro	62° NE	15° NE	20° NE
Março	80° NE	10° NE	30° NE
Agosto	85° NE	30° NE	20° NE

Ondas mais altas ocorreram no setor oeste (P1), tanto na maré vazante como na maré enchente, diminuindo em direção ao setor leste (P3).

Em janeiro (Figura 37a), as maiores alturas de ondas (Hb) ocorreram durante a maré enchente, enquanto que em março (Figura 37b), com exceção do setor leste (P3), estas foram registradas durante a maré vazante. Em agosto, a altura média de ondas em cada setor foi a mais elevada nas marés vazante (1,61: P1; 1,60: P2; 1,49: P3) e enchente (1,58: P1; 1,62: P2; 1,59: P3) (Figura 37c).

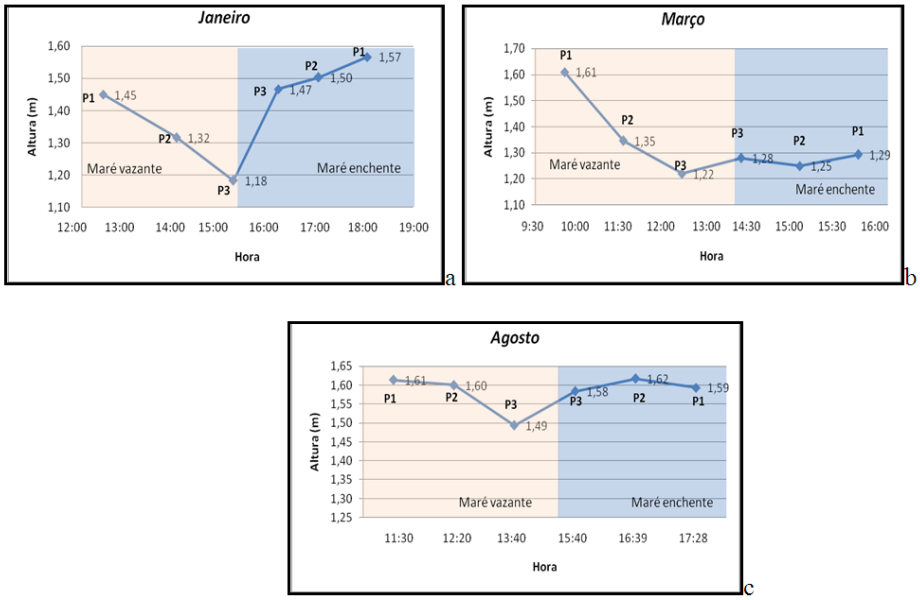


Figura 37 – Altura de onda (Hb) registrada nos setores oeste (P1), central (P2) e leste (P3) durante a maré vazante e enchente nos meses de janeiro (a), março (b) e agosto (c) de 2010.

O período de ondas (T) diminuiu do setor oeste para o setor leste durante a maré vazante em janeiro. Durante a maré enchente, diminui do setor leste ao setor oeste. Isto também foi observado durante esta fase da maré em março. Durante a maré vazante em março e agosto, o setor central foi o que registrou maior período de ondas e o setor oeste, o menor período (Tabela 5).

Tabela 5 – Período de ondas (T) medido em segundos para os setores oeste, central e leste durante a maré vazante e enchente dos meses de janeiro, março e agosto de 2010.

	Maré Vazante			**Maré Enchente**		
	Setor Oeste	**Setor Central**	**Setor Leste**	**Setor Oeste**	**Setor Central**	**Setor Leste**
Janeiro	9,1	8,08	8,01	5,9	6,65	8
Março	5,46	7,5	7,18	5,9	5,4	4,51
Agosto	8,9	11,3	9,5	6,6	9,4	10

ESTADOS MORFODINÂMICOS

Prevaleceu o estado morfodinâmico dissipativo ($\Omega > 5,50$) para a Praia da Romana, ou seja, baixo gradiente da praia caracterizado pela alta energia de onda e larga zona de surfe.

Em março (marés equinociais) os perfis praiais foram os mais dissipativos (Tabela 6).

Tabela 6 – Estados morfodinâmicos de Wright & Short (1984) encontrados nos setores oeste, central e leste durante os meses de janeiro, março e agosto de 2010.

	Ω		
Data	**Setor Oeste**	**Setor Central**	**Setor Leste**
31/01/2010	7,288	7,368	6,477
29/03/2010	8,527	7,606	9,366
27/08/2010	5,659	5,507	6,972

Para a variação relativa da maré (RTR), em agosto os três setores da praia apresentaram estado dissipativo dominado por ondas (RTR < 3). Já em março e janeiro, estado de praia dissipativa sem barras e correntes de retorno (3<RTR<7) (Tabela 7).

Tabela 7 – Estados morfodinâmicos de Masselink & Short (1993) dos setores oeste, central e leste durante os meses de janeiro, março e agosto de 2010.

	RTR		
Data	**Setor Oeste**	**Setor Central**	**Setor Leste**
31/01/2010	3,245	3,475	3,712
29/03/2010	2,966	3,308	3,440
27/08/2010	2,125	2,112	2,208

DISCUSSÃO

A ramificação de um canal de maré que intercepta a Ilha dos Guarás transversalmente associado à energia de ondas, possibilitou o desenvolvimento de uma calha (*runnel*) paralela a linha de costa por quase toda extensão da Praia da Romana. Esta feição morfológica desenvolvida na praia corresponde ao denominado sistema de crista-calha (*ridge-runnel*), ou barra-canal, comum em praias dissipativas. O comportamento deste sistema nos setores central e leste foi de migração em direção ao continente de maio para agosto de 2010, já no setor oeste esta migração foi mais antecipada, sendo a partir de março.

Robin et al. (2009), ao estudar uma barra de intermaré em Regnéville, Normandy (França), associou as baixas taxas de migração da barra aos efeitos das macromarés. Para estes autores, as ondas geradas por ventos locais têm a capacidade de induzir mais energicamente a migração de barras em direção a terra em ambientes de micro-mesomarés. No entanto, ambientes de macromarés induzem um curto período de exposição das barras para os processos hidrodinâmicos, limitando assim seu retrabalhamento. Estas características levam a taxas de migração mais fracas em comparação com ambientes de micro-mesomarés.

Durante o período mais chuvoso, os sedimentos removidos da face praial são depositados em direção à área submersa da praia, formando barras longitudinais e canais (calha) paralelos a linha de costa. Com o passar do período mais chuvoso, os sedimentos são trazidos novamente em direção a praia emersa. Esta variação sazonal segue o mesmo princípio estabelecido por Bruun (1962), segundo o qual existe um perfil médio de equilíbrio.

Masselink & Short (1993), também enfatizam que as areias removidas em direção ao mar durante o período mais chuvoso tendem a migrar novamente em direção a zona de espraiamento no período menos chuvoso.

A morfologia de crista-calha ocorreu tanto no período mais chuvoso (março e maio), como no período menos chuvoso (agosto) na Praia da Romana.

Braga (2007) ao estudar a Praia de Ajuruteua, também no NE do Pará, constatou que esta morfologia é construída por eventos de alta energia.

Sendo, então, o período menos chuvoso de acresção sedimentar e as condições de energia de ondas altas também neste período na Praia da Romana, diminuindo apenas a energia das correntes de marés, presume-se que a calha tenha sofrido, a princípio, migração em direção ao continente e, posteriormente, preenchimento total ou parcial com o passar do período menos chuvoso, ajustando-se à topografia.

No setor oeste, o elevado aporte sedimentar proveniente do transporte litorâneo e ação dos ventos locais, pode ter propiciado a este setor um comportamento antecipado de migração da calha em direção ao continente a partir de março (desde meados do período mais chuvoso).

Na ocorrência de morfologia de calha, houve diminuição no diâmetro médio dos grãos. Fato observado nos três setores, durante todos os meses de coletas de dados (janeiro, março, maio e agosto de 2010).

Nos setores oeste e central, onde se desenvolvem dunas embrionárias na linha de costa, a remoção dos sedimentos mais finos das dunas na zona de supramaré para as zonas adjacentes,

no decorrer do período mais chuvoso (Figura 29a, Figura 29b, Figura 30a e Figura 30b), evidência o alto transporte costeiro de sedimentos e o caráter erosivo neste período. Outra evidência são os altos valores de diâmetro médio dos grãos nos setores central e leste após a LMA, na zona de inframaré em março (Figura 30a e Figura 31a). Durante a maré equinocial em março, a quantidade de sedimentos mais finos foi maior na zona de inframaré, decorrente da erosão da face praial. Em agosto, os sedimentos mais finos voltam a aumentar na zona de supramaré dos três setores da praia (Figura 29c, Figura 30c e Figura 31c), pois agosto enquadra-se no período de acresção sedimentar e de ventos mais fortes. Os altos valores de diâmetro médio dos grãos registrados na zona de supramaré dos três setores em agosto, podem indicar novamente a formação de dunas embrionárias.

Nos três setores da praia, houve predomínio de areia fina (>2 a 3 Φ) bem selecionada (0,35 a <0,50 Φ) e muito bem selecionada (<0,35 Φ) para todos os meses estudados. O mesmo comportamento do predomínio de areia fina ocorreu na praia de micromaré do Rio das Pacas/SC (Güttler et al., 2007) e na praia de macromaré de Ajuruteua/PA (Braga, 2007) que também apresentaram baixa variabilidade granulométrica temporal e espacial. Isto indica que esta situação é independente da amplitude de maré e, por conseguinte, da extensão da face praial (estirâncio) e do estado morfodinâmico.

As maiores variações na granulometria da Praia da Romana ocorreram no setor leste, onde a classificação predominante da assimetria foi de distribuição negativa e aproximadamente simétrica. Os baixos valores na assimetria indicam maior heterogeneidade granulométrica neste setor, que apresentou percentuais mais significativos inclusive de areia média. Neste setor, a curva granulométrica estende-se para os sedimentos menos finos, principalmente na zona de inframaré, zona de permanente mobilização de sedimentos, onde a quantidade de sedimentos mais finos da praia foi baixa (Figura 36c, Figura 36i e Figura 36m), indicando

perda desses sedimentos por correntes longitudinais, fluindo para direção W, em direção aos setores central e oeste.

O setor central até maio foi o que apresentou um comportamento mais constante quanto ao processo de remoção de sedimentos dentre subambientes praiais. Este fato indica um melhor equilíbrio sedimentar para este setor, especialmente durante o período mais chuvoso.

Poucas alterações ocorreram também no transporte e distribuição de sedimentos na Praia da Romana. No período mais chuvoso (janeiro, março e maio) e menos chuvoso (agosto), a média granulométrica aumentou do setor leste para o setor oeste (Figura 32a, Figura 33a, Figura 34a e Figura 35a), implicando também num aumento no grau de assimetria nesta ordem (Figura 32c, Figura 33c, Figura 34c). O grau de seleção aumentou do setor oeste ao setor leste (Figura 32b, Figura 33b, Figura 34b e Figura 35b), assim como o grau de curtose (Figura 32d, Figura 33d e Figura 35d). Quanto menor o grau de seleção, menor é a dispersão em relação à média granulométrica (Muehe 2002). Portanto, o setor oeste foi o que apresentou melhor grau de selecionamento.

Em março, não houve classificação inferior a bem selecionada (>0,50 Φ) para o grau de seleção, indicando um bom selecionamento dos grãos. A maior Média (3,053 Φ) foi encontrada na zona de supramaré no setor oeste (Figura 36a), em virtude da erosão dos sedimentos de dunas pelas marés de março, somado ao transporte eólico que fixa os sedimentos na vegetação de restinga na zona de supramaré do mesmo setor. Nos setores central e leste, os maiores valores da Média ocorreram na zona de inframaré (Figura 36b e Figura 36c). Por ser mês de marés equinociais, houve mais sedimentos finos envolvidos nesta zona de permanente mobilização de sedimentos.

Não houve variações significativas na face praial sobre o ângulo de incidência de ondas na costa durante a maré vazante e maré enchente (Tabela 4). Na praia as ondas incidem na direção NE.

Em janeiro, durante a maré enchente, os altos valores registrados de alturas de ondas (Figura 37a) ocorreram devido à condição do clima ter se intensificado (tempo chuvoso) nas horas correspondentes à coleta de dados durante esta fase de maré. Já durante a maré enchente de março (Figura 37b), os valores de altura de ondas foram menores que durante a maré vazante, devido ao elevado efeito da maré sobreposto ao das ondas neste mês. Em agosto (Figura 37c), as alturas de ondas nos três setores da praia foram as mais elevadas, devido no período menos chuvoso os ventos serem mais forte.

Nas últimas horas correspondentes a maré enchente em janeiro e março, o período de ondas diminui (Tabela 5). Esta diminuição ocorreu porque as correntes de marés intensificam-se com o passar das horas da fase de enchente, provocando maior força de atração sobre as águas e, conseqüentemente, aumento na velocidade de propagação de ondas e das correntes longitudinais.

Durante a maré vazante em março e agosto, a diminuição no período de ondas do setor oeste (Tabela 5) ocorreu devido o ângulo de incidência de ondas com a linha de costa ter sido elevado, propiciando uma maior aceleração das cristas de ondas após a zona de arrebentação, já que as mesmas ao aproximassem de águas rasas, progressivamente se orientam paralelas a linha de costa (Schmiegelow, 2004).

A Praia da Romana apresenta estado morfodinâmico dissipativo, ou seja, baixo gradiente da praia caracterizado pela alta energia de onda e larga zona de *surf*. Braga (2007) constatou o mesmo estado morfodinâmico na Praia de Ajuruteua/PA e enfatiza que praias dissipativas possuem maior estabilidade temporal devido ao baixo gradiente de declividade, o que as torna menos frágil frente aos processos costeiros.

No período mais chuvoso, o estado de praia dissipativo sem barras e correntes de retorno ocorreu na Praia da Romana. Este estado é produto da interação onda-maré. Ou seja, o efeito da maré foi mais significante em janeiro e março.

Levoy et al. (2000) ao estudar praias de macromarés da costa oeste de Cotentin, na Península de Cherbourg em Normandy (França), resumiu o papel das ondas, influenciando predominantemente no transporte cross-shore, e o das marés, no transporte litorâneo para moldagem da morfologia da praia.

Em março os três setores da praia foram os mais dissipativos, devido o efeito erosivo das marés equinociais. Em agosto, mês de acresção sedimentar, o gradiente topográfico aumentou, por isso o decréscimo no parâmetro adimensional Ω.

CONCLUSÕES

Investigou-se o comportamento morfodinâmico da Praia da Romana durante a estação mais chuvosa e menos chuvosa do ano de 2010. A Praia da Romana é uma praia dissipativa, contudo dominada por ondas no período menos chuvoso, e por ondas e marés no período mais chuvoso, apresentando declives suaves de face praial que não alcançaram 2°.

No período mais chuvoso e menos chuvoso, ocorreu uma calha ou canal (*runnel)* paralelo a linha de costa na zona de intermaré de praia nos setores oeste, central e leste. No período menos chuvoso, de acresção sedimentar, esta calha deveria ser preenchida por sedimentos que migram em direção ao continente. Contudo, isto não foi observado até agosto.

O setor leste da Praia da Romana foi o que apresentou características mais erosivas, pois o balanço sedimentar final, até agosto, foi o mais negativo e as variações na linha de costa foram maiores. O setor central representou um setor de transporte, e o setor oeste apresentou características deposicionais com balanço sedimentar final positivo (409 m^3/m). Apesar de o setor oeste apresentar as maiores alturas de ondas (1,29 m a 1,61 m), o aporte sedimentar é maior neste setor.

A Praia da Romana exibiu comportamento estável quanto à distribuição sedimentar de janeiro a agosto de 2010, onde a mudança de estação chuvosa (janeiro, março e maio) para

estação menos chuvosa (agosto) pouco alterou o padrão de transporte de sedimentos na praia. Verificou-se que os valores da média granulométrica e assimetria vão aumentando do setor leste para o setor oeste, e os de seleção e curtose do setor oeste ao setor leste, permitindo confirmar o sentido do transporte de sedimentos de leste para oeste.

Este padrão de circulação costeira ocorre devido o fato de que os ventos locais e, conseqüentemente, as ondas incidentes na Praia da Romana são de direção NE gerando transporte eólico e longitudinal para W. A direção desses dois tipos de transporte é importante na área de estudo também em termos de pista (*fetch*), que no setor leste é menor, visto que o mesmo localiza-se muito próximo de um canal de maré, interceptando tanto a corrente de ar (vento) como a corrente longitudinal, por isso o setor leste não é muito acrescido de sedimentos mais finos, que são transportados em sua maioria para os outros setores da praia.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALVES, M.A.M.S. **Morfodinâmica e Sedimentologia da Praia de Ajuruteua – NE do Pará.** Belém, 2001, 104p. Dissertação (Mestrado em Geologia e Geoquímica) – Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará.

ALVAREZ-ELLACURIA, A.; ORFILA, A.; OLABARRIETA, M.; MEDINA, R.; VIZOSO, G.; TINTORÉ, J. A. Nearshore Wave and Current Operational Forecasting System. **Journal of Coastal Research**, v. 26, n. 3, p. 503-509, 2010.

BARBOSA, V.M.; GREGÓRIO, A.M.S.; BUSMAN, D.V.; COSTA, R.A.A.M.; SOUZA FILHO, P.W.M.; PEREIRA, L.C.C. Estudo morfodinâmico durante uma maré equinocial de sizígia em uma praia de Macromaré do litoral amazônico (Praia de Ajuruteua-PA, Brasil). **Boletim Paranaense de Geociências**, v. 60-61, p. 31-43, 2007.

BEZERRA, I.S.A.A. **Comportamento morfosedimentar da Ponta de Mariteua, Ilha dos Guarás, Nordeste do Pará.** Belém, 2011, 120 p., Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Oceanografia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará.

BIRKEMEIER, W. Field data on seaward limit of profile change. **Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering**, v. 111, n. 3, p. 598-602, 1985.

BRAGA, F.P.S. **Morfologia e sedimentologia da praia de macromaré de Ajuruteua, Pará: Um estudo para definição de índices de sensibilidade ambiental ao derramamento de óleo**. Belém, 2007. 116 p. Dissertação (Mestrado em Geologia e Geoquímica) – Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará.

BRUUN, P. Sea-level rise as a cause of shore erosion. **Proceedings of the American Society of Civil Enginners**, v. 88, p. 117-130, 1962.

BUSMAN, D.V. Valoração de Danos de Erosão na Praia do Farol Velho (Salinópolis), NE do Pará. Belém, 2004. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Oceanografia) – Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará.

DAVIS, R.A. & HAYES, M.O. What is a wave dominated coast? **Marine Geology**, v. 60, p. 313-329, 1984.

DAVIS, R. A. (Cordenador). **Coastal Sedimentary Environments.** New York: Springer-Verlag, 716 p., 1985.

DEAN, R.G. Heuristic model of sand transport in the surf zone. In: CONFERENCE OF ENGINEERING DYNAMICS IN THE SURF ZONE, 1, 1973, Sydney, **Proceedings**, p. 208-214.

DHN - DEPARTAMENTO DE HIDROGRAFIA E NAVEGAÇÃO. Tábuas de Maré (Pará). In: DHN (Coordenador), **Costa do Brasil e alguns portos estrangeiros**. Rio de Janeiro: DHN, p.: 1-6, 1994.

DHN - DEPARTAMENTO DE HIDROGRAFIA E NAVEGAÇÃO. Tábuas de Marés. Disponível em: http://www.mar.mil.br/dhn/chm/tabuas/index.htm. Acessado em: 8jan2010.

D.O.U. - DIÁRIO OFICIAL DA UNIÃO. Decreto nº 4.519, de 13 de dezembro de 2002. Presidência da República. Casa Civil. Disponível em: http://www.planalto.gov.br/ccivil_03/decreto/2002/D4519.htm. Acessado em: 14jul2010.

EL-ROBRINI, M.; ALVES, M.A.M.S.; SOUZA FILHO, P.W.M.; EL-ROBRINI, M.H.S.; SILVA JÚNIOR, O.G.; FRANÇA, C.F. Atlas de erosão e progradação da zona costeira do Estado do Pará – Região Amazônica: Áreas oceânica e estuarina. In: MUEHE, D. (Coordenador), **Atlas de Erosão e Progradação da Zona Costeira Brasileira**. São Paulo, p.: 1-34, 2006.

EL-ROBRINI, M.; FARIAS JUNIOR, L.E.C.; TORRES, A.M.; SOUZA FILHO, P.W.M.; SILVA, M.S. Deposição e Assoreamento das rias do Nordeste do Estado do Para/Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, 1992, São Paulo. **Resumos Expandidos**... São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1992, p. 79.

FOLK, R.L & WARD, W.C. Brazas river bar: a study in the significance of grain size parameters. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 27, p. 3-26, 1957.

FONTOURA, J.A.S. Hidrodinâmica costeira e quantificação do transporte longitudinal de sedimentos não-coesivos na zona de surfe das praias adjacentes aos molhes da barra do Rio Grande, RS, Brasil. Porto Alegre, 2004, 273 p. Tese (Doutorado em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental) – Instituto de Pesquisas Hidráulicas, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

GREGÓRIO, A.M.S.; MENDES, A.C.; BUSMAN, D.V. Morfodinâmica da Praia do Atalaia, Salinópolis, NE do Pará. *In:* CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 5, 2005, Guarapari, 2005. **CD Room Anais**... Espírito Santo: Associação Brasileira de Estudos do Quartenário, 2005.

GUERREIRO, J.S. **Análise morfossedimentar da praia da Marieta, Ilha do Marco, NE do Pará**. Belém, 2010, 102 p. Dissertação (Mestrado em Geologia e Geoquímica) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará.

GÜTTLER, F.N.; PLÁCIDO, A.P.F.; AYALA, L. Comportamento Morfológico da Praia do Rio das Pacas, Florianópolis – SC – Brasil. **PerCursos**, v. **8, n. 2, p.** 72-89, 2007.

KING, C.A.M. (Coordenador). **Beaches and coasts**. London: Edward Arnold, 403 p, 1959.

KOMAR, P.D. (Coordenador) **Beach Processes and Sedimentation.** New Jersey: Prentice-Hall, 129 p, 1976.

KÖPPEN, W. **Climatologia: con un estudio de los climas de la tierra.** México: Fondo de Cultura Econômica, 479 p, 1948.

LEVOY, F; ANTHONY, E. J.; MONFORT, O.; LARSONNEUR, C. The morphodynamics of megatidal beaches in Normandy, France. **Marine Geology**, v. 171, p.39-59, 2000.

MÁCOLA, G & EL-ROBRINI, M. **Ilha dos Guarás (Mariteua) – Município de Curuçá (NE do Pará): Aspectos Físicos, Meteorológicos e Oceanográficos.** Belém: Convênio Departamento Nacional de Produção Mineral/Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais, 35 p, 2004.

MARTORANO, L.G.; PEREIRA, L.C.; CESAR, E.G.M; PEREIRA, I.C.B. **Estudos Climáticos do Estado do Pará, Classificação Climática (Köppen) e Deficiência Hídrica (Thornthwhite, Mather)**. Belém: Convênio Superintendência de Desenvolvimento da Amazônia/Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária, Serviço Nacional de Levantamento e Conservação do Solo, 53 p., 1993.

MASSELINK, G. & SHORT, A.D. The effect of tide range of beach morphodynamics. A conceptual beach model. **Journal of Coastal Research**, v. 9, p. 785-800, 1993.

MMA - MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE. (Coordenador). Perfil dos Estados Litorâneos do Brasil: Subsídios à Implantação do Programa Nacional de Gerenciamento Costeiro. Brasília: Programa Nacional do Meio Ambiente, 301 p., 1996.

MUEHE, D. Definição de limites e tipologias da orla sob os aspectos morfodinâmico e evolutivo. In: MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE (Coordenador), **Projeto Orla: subsídios de um projeto de gestão**. Brasil: Convênio Ministério do Meio Ambiente/Ministério do Planejamento Orçamento e gestão, p.: 11-30., 2001.

MUEHE D. Geomorfologia Costeira. In: CUNHA S.B. & GUERRA A. J. T. (Coordenadores) **Geomorfologia: Exercícios, Técnicas e Aplicação**. 2. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, p.: 191-238, 2002.

OLIVEIRA, U.R. **Relações entre a Morfodinâmica e a Utilização em Trechos da Costa Oceânica da Ilha de Santa Catarina, SC, Brasil.** Florianópolis, 2009, 140 p. Tese (Doutorado em Geografia) – Centro de Filosofia e Ciências Humanas, Universidade Federal de Santa Catarina.

PAGLIARINI-CORDOVIL, P.E. **Sedimentação e hidrodinâmica em uma praia de macromaré: Ajuruteua, Pará.** Belém, 2010, 42 p. Dissertação (Mestrado em Geologia e Geoquímica) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará.

ROBIN, N.; LEVOY, F; MONFORT, O. Short term morphodynamics of an intertidal bar on megatidal ebb delta. **Marine Geology**, v. 260, p.102-120, 2009.

SABAINI, R.S. **Morfodinâmica praial, segurança ao banho e perfil do banhista da praia de Camburi, Vitória-ES.** Vitória, 2005, 71 p. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Oceanografia) – Centro de Ciências Humanas e Naturais, Universidade Federal do Espírito Santo.

SANTOS, A.P.F. **Ocorrência de minerais pesados na Praia da Tijoca em Curuçá, NE do Pará.** Belém, 2009, 92 p. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará.

SCHMIEGELOW, J.M.M. (Coordenador). **O Planeta Azul - Uma introdução às ciências marinhas**. Rio de Janeiro: Interciência, 202 p., 2004.

SHORT, A.D. Beaches. In*:* SHORT, A.D. (Coordenador), **Handbook of beach and shore face morphodynamics**. Chichester: John Wiley &. Sons, p. 1-19, 1999.

SOUZA, C.R.G.; SOUZA FILHO, P.W.M.; ESTEVES, L.S.; VITAL, H.; DILLENBURG, S.R.; PATCHINEELAM, S.M.; ADDAD, J.E. Praias arenosas e erosão costeira. In: SOUZA, C.R.G.; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, A.M.S.; OLIVEIRA, P.E. (Coordenador). **O Quaternário do Brasil.** Holos, Ribeirão Preto, p. 130-152, 2005.

SOUZA FILHO, P.W.M.; TOZZI, H.A.M.; EL-ROBRINI, M. Geomorphology, land-use and environmental hazards in Ajuruteua macrotidal sand beach, Northern Brazil. **Journal of Coastal Research**, v. 35, p. 580-589, 2003.

SOUZA FILHO, P.W.M. **A Planície Costeira Bragantina (NE do Para): Influencia das Variações do Nível do Mar na Morfoestratigrafia Costeira durante o Holoceno**. Belém, 1995, 123 p. Dissertação (Mestrado em Geologia e Geoquímica) – Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará.

SOUZA FILHO, P.W.M. & PARADELLA, W.R. Recognition of the main geobotanical features along the Bragança mangrove coast (Brazilian Amazon Region) from Landsat TM and RADARSAT-1 data. **Wetlands Ecology and Management**, v. 10, n. 2, p. 123-132, 2002.

SOUZA FILHO, P.W.M. & PARADELLA, W.R. Use of synthetic aperture radar for recognition of Coastal Geomorphological Features, land-use assessment and shoreline

changes in Bragança coast, Pará, Northern Brazil. **Annals of the Brazilian Academy of Sciences**, v. 75, n. 3, p.341-356, 2003.

WENTWORTH, C.K. A scale of grade and class terms for clastic sediments. **Journal of Geology,** v. 30, p. 377-392, 1922.

WRIGHT, L.D. & SHORT, A.D. Morphodynamics variability of surf zones and beaches: a synthesis. **Marine Geology**, v. 56, p. 93-118, 1984.

5 Avaliação experimental de métodos de armadilhas de sedimentos para determinação do transporte costeiro da Praia da Romana, Ilha dos Guarás (Nordeste do Pará)

5.1 Resultados e discussões

5.1.1 Transporte eólico

Nos experimentos com as armadilhas eólicas discretizadas (Figura 38) obteve-se peso (%) maior nos tubos (nível) mais próximos do leito da praia, principalmente em agosto (período menos chuvoso), quando há acresção sedimentar, indicando maior transporte por deslizamento e rolamento das partículas de sedimentos, pois a velocidade média dos ventos é moderada na Praia da Romana (Tabela 8). Maiores quantidades de sedimentos foram coletadas do setor leste ao setor oeste, coincidindo com a direção predominante dos ventos (NE) (Tabela 8).

Os menores ângulos de direção dos ventos ocorreram no setor oeste em janeiro e março. Em agosto, a direção dos ventos foi principalmente de leste (E).

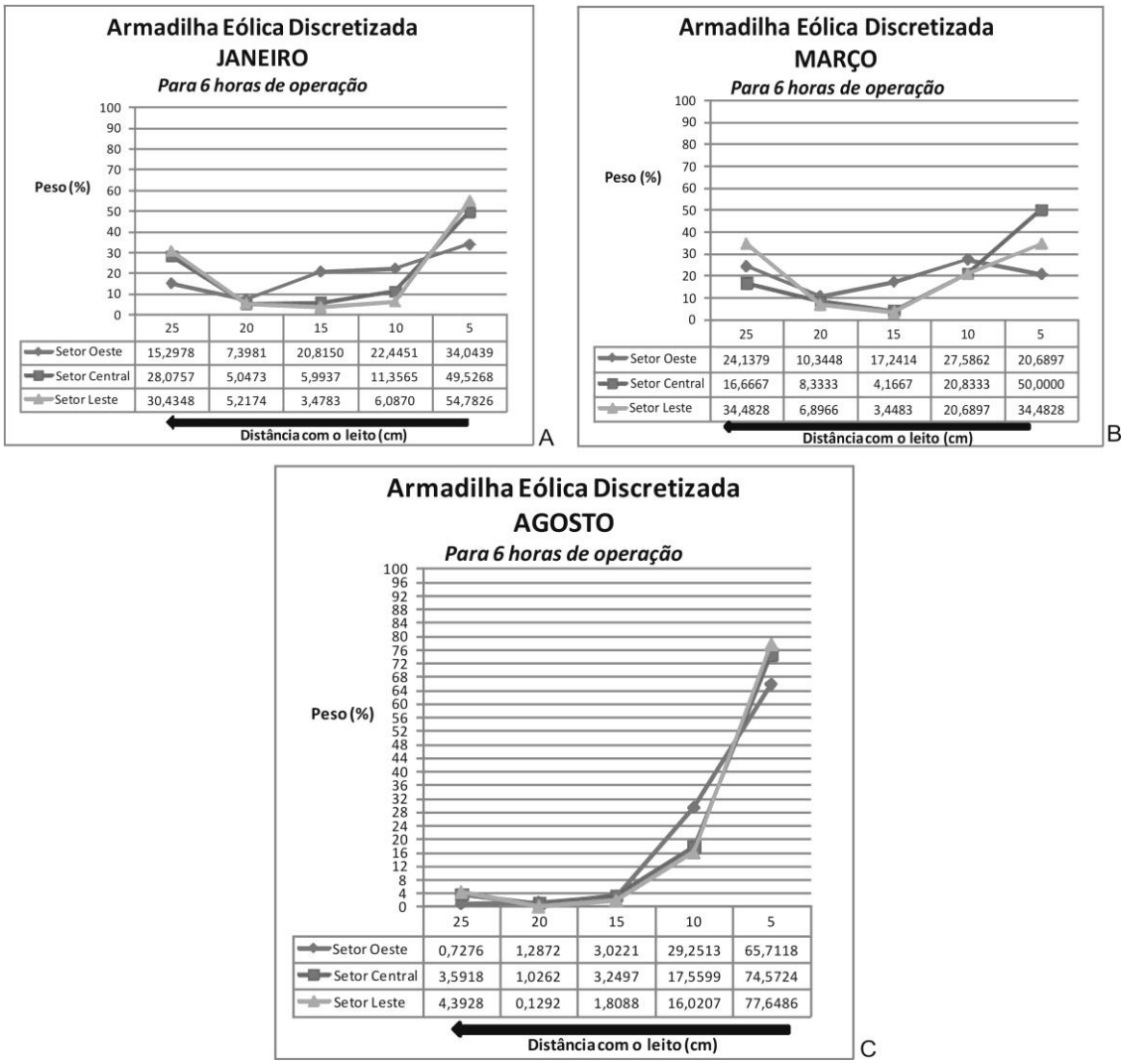


Figura 38 – Peso (%) obtido em cada nível das armadilhas eólicas discretizadas.

Tabela 8 – Média da direção preferencial dos ventos registrada durante a maré vazante e enchente na Praia da Romana.

Direção dos ventos locais			
	Setor Oeste	Setor Central	Setor Leste
Janeiro	55° NE	72° NE	60° NE
Março	39° NE	67° NE	53° NE
Agosto	90° E	64° NE	90° E

O peso total (g) dos sedimentos retidos em cada armadilha eólica acumulativa foi pouco variável entre os três setores da Praia da Romana, e entre os meses de janeiro e março cujo intervalo do peso total foi de 0,02 a 0,2 g (Figura 39). Exceção ocorreu em agosto para o setor oeste, onde se obteve a maior quantidade de sedimentos coletados (0,883 g).

Em janeiro e março, o peso total (g) obtido nas armadilhas eólicas acumulativas também foi maior no setor oeste, sendo de 0,197 g em janeiro e 0,024 g em março (Figura 39). Resultado que foi condizente, em janeiro, com a velocidade dos ventos registrada neste mês (Figura 40): ventos mais intensos no setor oeste (média de 4,4 m/s). Contudo, em março e agosto (Figura 39), o peso total obtido para o setor oeste não foi condizente ao registrado para velocidade dos ventos nos referidos meses, cujos valores médios (4,9 m/s: agosto; 3,5 m/s: março) foram mais baixos que nos outros setores de medições (Tabela 9).

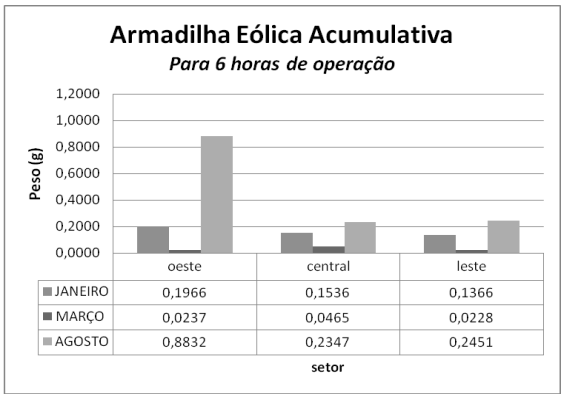
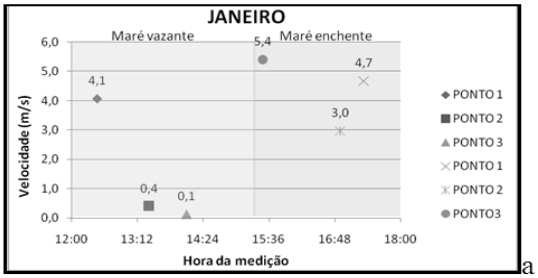
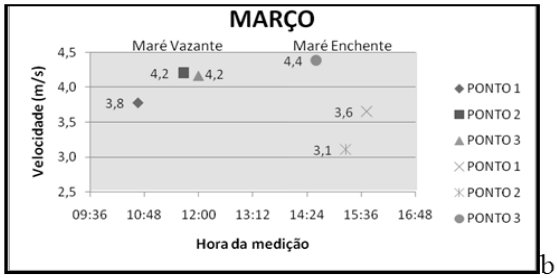


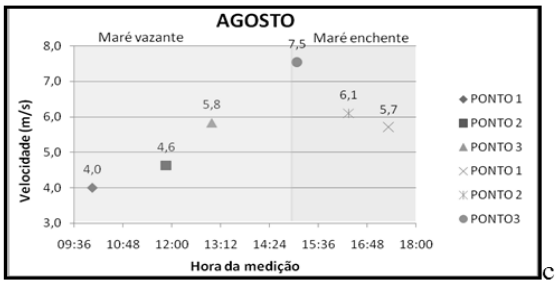
Figura 39 – Peso total (g) obtido nas armadilhas eólicas acumulativas.



a



b



c

Figura 40 – Intensidade dos ventos registrada nos setores oeste (P1), central (P2) e leste (P3) durante a maré vazante e enchente.

Tabela 9 – Média da velocidade dos ventos locais (m/s) registrada na Praia da Romana.

Velocidade dos ventos locais (m/s)			
	Setor Oeste	Setor Central	Setor Leste
Janeiro	4,4	1,7	2,8
Março	3,5	3,6	4,3
Agosto	4,9	5,4	6,7

A velocidade dos ventos e, conseqüentemente, o transporte eólico foi bem intenso no setor oeste, principalmente em agosto (4,9 m/s), implicando em duas hipóteses: (a) que as medições de velocidade dos ventos ocorreram em instantes desfavoráveis à condição predominante dos ventos e (b) que a maior extensão da pista de ventos em direção ao setor oeste, propiciada pela maior distância ao canal de maré que interceptar a Ilha dos Guarás transversalmente, tenha resultado nesta não equivalência entre a velocidade dos ventos e a quantidade de sedimentos retidos nas armadilhas eólicas.

Esta última hipótese se sobressai em relação à outra ao considerar que a granulometria de areia fina predomina por toda a Praia da Romana, mais precisamente entre o intervalo de 2,5 – 3 Φ, ou seja, sedimentos facilmente passíveis de se transportar, e que a direção predominante do transporte eólico é de NE, portanto, do setor leste ao setor oeste.

Como no setor leste a pista de ventos é menor devido à proximidade com o canal de maré, houve menos sedimentos finos envolvidos no transporte eólico vindo da direção NE, por isso o peso total (g) obtido nas armadilhas eólicas foi menor neste setor, mesmo sendo a velocidade média dos ventos a mais elevada em março e agosto (Tabela 9). Ao contrário, no setor oeste, a maior distância do canal de maré, propiciou a maior pista de ventos e maior quantidade de sedimentos finos sendo transportados para as armadilhas eólicas.

5.1.2 Transporte Longitudinal

Durante a maré enchente, aumenta a quantidade de sedimentos retidos nas armadilhas portáteis aplicadas na zona de *surf*, assim como aumenta a intensidade das correntes (Figura 41). Este fato foi observado em todos os meses de experimentação das armadilhas portáteis (Figura 42). Isto é

devido à influência da corrente de maré enchente ser maior que a corrente de maré vazante na Praia da Romana.

O peso total de sedimentos retidos nas armadilhas portáteis foi maior nas primeiras armadilhas (mais próximas do fundo), como verificado por Fontoura (2004) na zona de *surf* das praias adjacentes aos molhes da Barra do Rio Grande/RS. Este constatou que os maiores transportes ocorreram quase sempre próximo do fundo, diminuindo gradativamente em direção a superfície. 50-80 % do transporte se realizou na camada entre o fundo.

A distribuição vertical apresentou uma tendência mais aleatória, visto que trata-se de um estudo em uma área de meso-macromarés onde a influência das correntes ficam mais expressivas. Contudo, apesar do transporte de fundo não representar percentual elevado em relação ao total do peso retido em cada setor, pode-se dizer que é o transporte mais expressivo na Praia da Romana, especialmente durante a maré vazante.

No setor oeste de janeiro, durante a maré enchente (Figura 42A), a condição climática (tempo chuvoso) durante a experimentação neste setor, propiciou aumento na intensidade dos ventos locais (Figura 40) e, conseqüentemente, na energia de ondas. Estes processos encadeados devido ao clima desfavorável podem ter influenciado na suspensão dos sedimentos.

Soares (2005) ao aplicar o método de armadilhas portáteis na zona de *surf* da praia de Camburi/ES, constatou que os picos de transporte em camadas subseqüentes à camada do fundo estão relacionados às maiores energias de ondas, gerando conseqüentemente grandes turbulências que pode ter sido a causa da aleatoriedade da distribuição vertical das concentrações de sedimentos e conseqüentemente das taxas de transporte.

Durante a maré vazante em janeiro (Figura 42A), o setor oeste foi o setor de maior coleta de sedimentos nas armadilhas portáteis, pois a intensidade da corrente foi diminuindo em direção a este setor (Figura 41), indicando uma tendência acumulativa de sedimentos nesta direção. Já em agosto, apesar do peso obtido nas armadilhas portáteis ter sido maior no setor central (Figura 42C), verifica-se através da análise granulométrica dos sedimentos coletados (Figura 45) que o setor oeste foi o setor de acumulação de sedimentos, pois o percentual de areia muito fina (3,5 a 4 Φ), silte (5 Φ) e argila (9 Φ) foi elevado, alcançando em conjunto, mais de 80% do total coletado nas armadilhas superiores (Figura

42A), propiciando a redução do peso da massa de sedimentos coletados nas armadilhas portáteis do setor oeste em agosto, durante a maré vazante (Figura 42C).

Em março, ocorreu uma discrepância no peso da última armadilha (armadilha de fundo) aplicado no setor oeste, durante a maré vazante (Figura 42B), onde se reteve elevada quantidade de sedimentos (56,21 g/h/m^3) devido ao soterrado com o fundo durante o tempo de coleta. Contudo, este soterramento não inviabilizou a maior proporção de sedimentos coletados na armadilha de fundo, visto que se o soterramento ocorreu foi porque o fluxo da corrente e dos sedimentos que passava pela última armadilha foi grande.

Com exceção deste fato, a quantidade de sedimentos envolvida em cada armadilha (nível) foi pouco variável, tanto na maré vazante como na maré enchente de março (Figura 42B), indicando melhor homogeneização dos grãos de sedimentos na coluna d'água, somado pela maior quantidade de silte e argila (5 a 9 Φ) (Figura 44), e material orgânico suspenso, oriundo da maior degradação de manguezais neste mês de marés equinociais, onde se observa aumento do nível das águas, maior erosão e descarga fluvial.

Fontoura (2004) também constatou alterações no comportamento da distribuição vertical de sedimentos em determinado ponto de experimentação de armadilhas portáteis na praia do Mar Grosso/RS em função da forte presença de matéria orgânica e argila em suspensão. A matéria orgânica em suspensão atingiu concentrações elevadas na zona de quebra, ocupando toda a coluna desde o fundo até a superfície e diminuindo a concentração em direção a praia.

Em março, tanto na maré vazante como na maré enchente, os sedimentos coletados nas armadilhas portáteis tiveram peso maior do setor leste ao setor oeste (Figura 42B), enquadrando este último como um setor de acumulação de sedimentos.

Durante a maré enchente dos experimentos realizados em janeiro e agosto, a maior quantidade de sedimentos sendo transportada nas armadilhas portáteis do setor central (Figura 42A e Figura 42C) o caracterizaria também como um setor de acumulação de sedimentos, contudo ao analisar os dados obtidos de intensidade das correntes longitudinais (Figura 41) e a granulometria dos sedimentos (Figura 43D e Figura 45D), percebe-se que o setor central apresenta maiores características de setor de transporte de sedimentos, pois a intensidade das correntes longitudinais aumenta do setor leste ao setor

oeste (Figura 41), e o percentual de sedimentos menos finos (areia fina: 2,5 a 3 Φ) foi maior no setor central durante a maré enchente, assim como foi menor o percentual de silte e argila (5 a 9 Φ) (Figura 43D e Figura 45D), indicando uma boa capacidade de transporte.

No setor oeste, esta capacidade não é reduzida, visto que a intensidade das correntes longitudinais foi ainda maior (0,98 m/s), porém como houve maior percentual de sedimentos muito finos (areia muito fina: 3,5 a 4 Φ, silte e argila: 5 a 9 Φ) envolvidos na zona de espraiamento deste setor, em virtude do transporte eólico elevado em direção ao mesmo durante a baixa-mar, as ramdilhas portáteis apresentaram pesos menores do que os do setor central durante a maré enchente de janeiro e agosto.

Em todos os meses estudados (Figura 42), as armadilhas portáteis do setor leste foram os que obtiveram o menor peso de sedimentos coletados, indicando a início da célula de circulação costeira, fluindo para direção oeste. O baixo peso obtido nas armadilhas portáteis é devido, principalmente, pela granulometria dos sedimentos, pois o setor leste foi o que apresentou maior percentual de sedimentos muito finos (3,5 a 9 Φ), tanto na maré vazante (Figura 43E, Figura 44E, Figura 45E) como na maré enchente (Figura 43F, Figura 44F, Figura 45F), especialmente nas armadilhas superiores, onde os pesos obtidos foram menores (Figura 42).

A existência do canal de maré adjacente ao setor leste propicia esta alta quantidade de sedimentos mais finos, especialmente silte e argila, pois em canais de marés são despejadas grandes quantidades de partículas finas de sedimentos. O efeito do transporte transversal de sedimentos durante o espraiamento de ondas pode ter conferido a permanência dos sedimentos mais finos no transporte longitudinal.

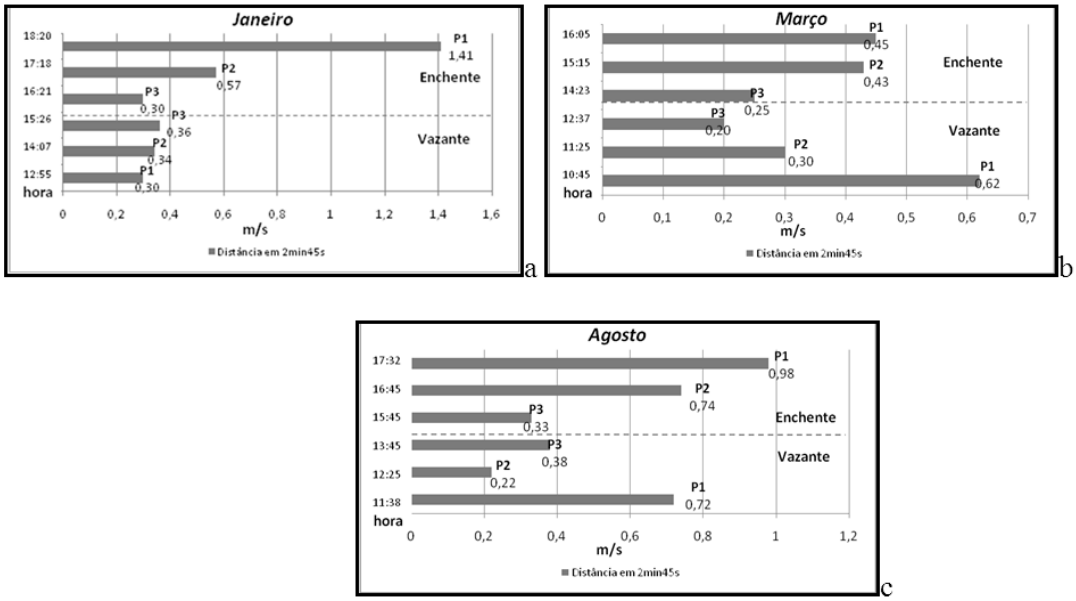
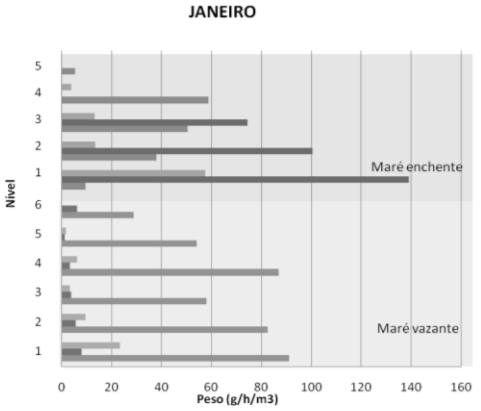
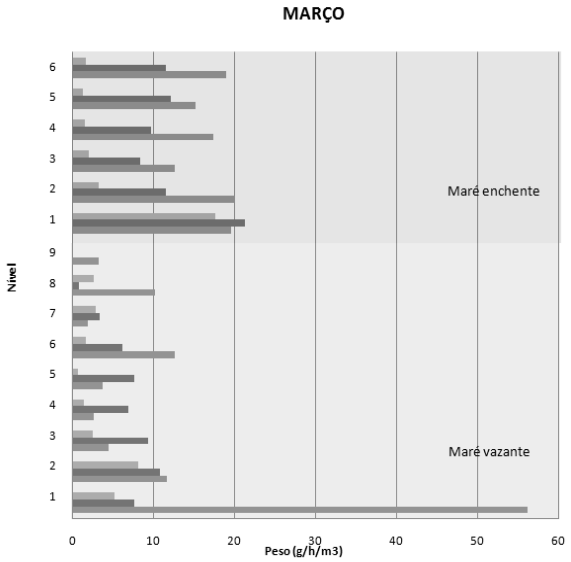


Figura 41 – Velocidade das correntes longitudinais (m/s), com direção W, registrada na Praia da Romana durante a maré vazante e enchente. P1: setor oeste; P2: setor central; P3: setor leste.



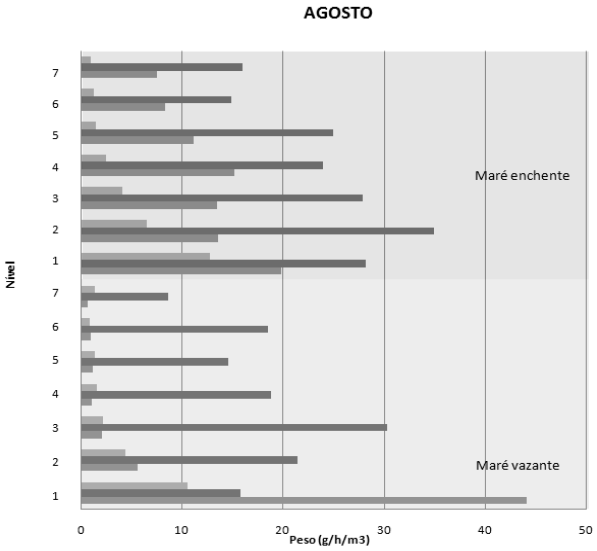
	1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	5
Setor Leste	23,45	9,50	3,34	6,15	1,62		57,40	13,55	13,10	3,74	
Setor Central	7,99	5,58	3,80	3,34	1,18	6,14	139,22	100,51	74,36		
Setor Oeste	91,09	82,41	58,03	86,91	54,13	28,91	9,42	37,85	50,42	58,83	5,39

A



	1	2	3	4	5	6	7	8	9	1	2	3	4	5	6
Setor Leste	5,21	8,12	2,48	1,47	0,74	1,63	2,85	2,66		17,63	3,20	2,01	1,57	1,27	1,63
Setor Central	7,63	10,76	9,37	6,97	7,71	6,16	3,32	0,87		21,33	11,51	8,35	9,75	12,12	11,53
Setor Oeste	56,21	11,70	4,43	2,61	3,76	12,64	1,96	10,26	3,31	19,64	20,11	12,69	17,35	15,15	18,93

B



	1	2	3	4	5	6	7	1	2	3	4	5	6	7
Setor Leste	10,52	4,37	2,19	1,56	1,39	0,86	1,37	12,78	6,50	4,13	2,49	1,53	1,28	1,01
Setor Central	15,83	21,39	30,24	18,76	14,54	18,47	8,67	28,18	34,89	27,90	23,92	25,00	14,88	15,94
Setor Oeste	44,10	5,57	2,10	1,10	1,17	1,01	0,68	19,77	13,60	13,49	15,23	11,19	8,30	7,51

C

Figura 42 – Fluxo de sedimentos obtidos em cada armadilha portátil (nível) aplicado nos setores oeste, central e leste da Praia da Romana.

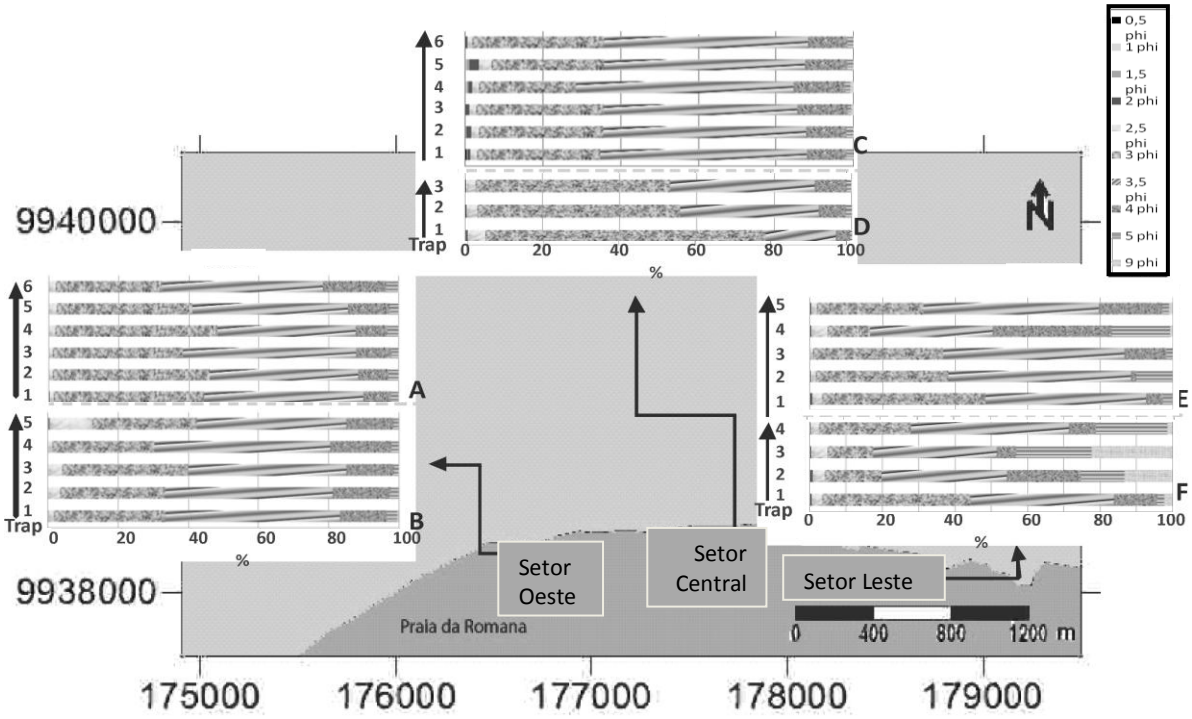


Figura 43 – Percentual granulométrico dos sedimentos coletados nas armadilhas portáteis aplicados em janeiro de 2010. Experimentos durante a maré vazante nos setores oeste (A), central (C) e leste (E). Experimentos durante a maré enchente nos setores oeste (B), central (D) e leste (F).

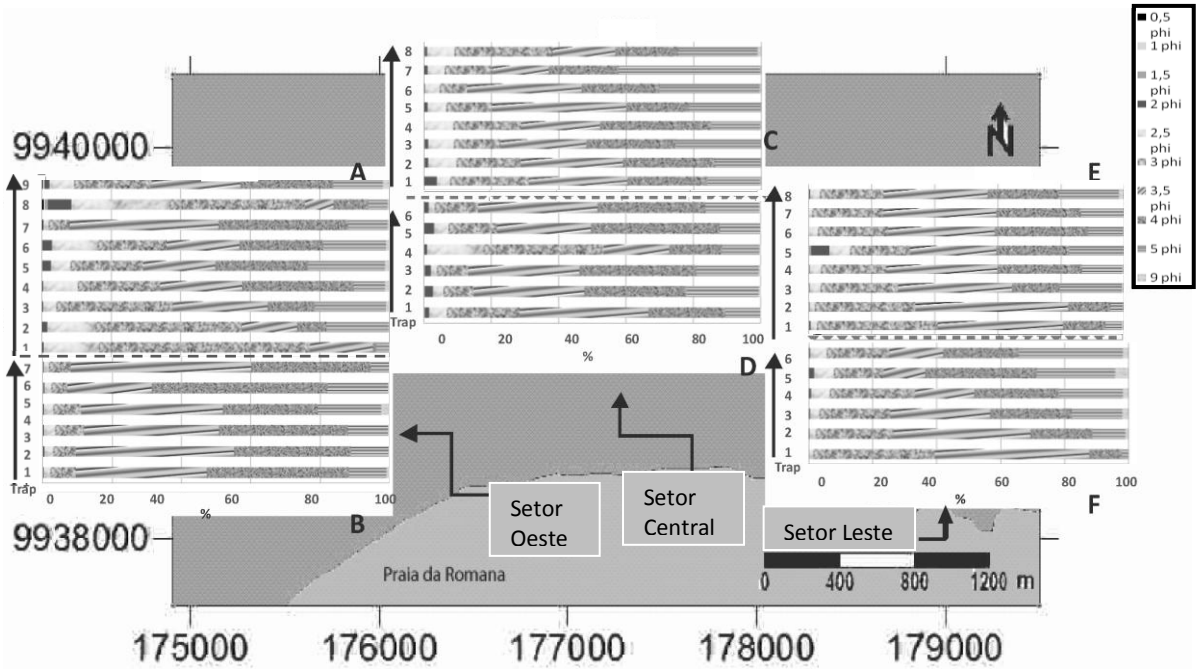


Figura 44 – Percentual granulométrico dos sedimentos coletados nas armadilhas portáteis aplicados em março de 2010. Experimentos durante a maré vazante nos setores oeste (A), central (C) e leste (E). Experimentos durante a maré enchente nos setores oeste (B), central (D) e leste (F).

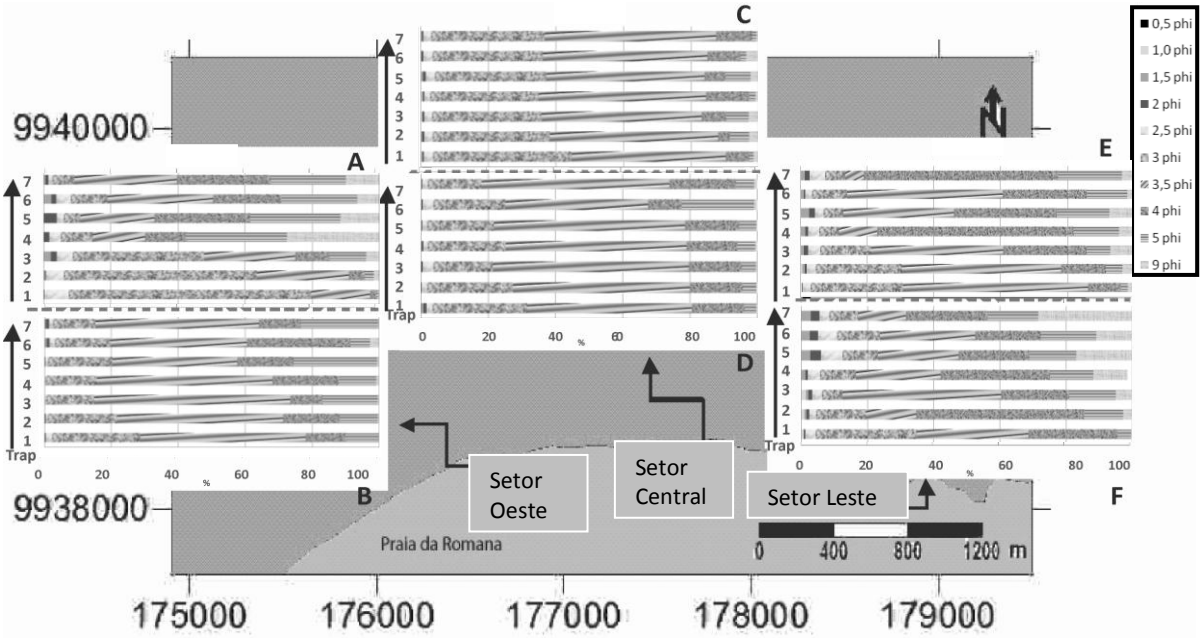


Figura 45 – Percentual granulométrico dos sedimentos coletados nas armadilhas portáteis aplicados em agosto de 2010. Experimentos durante a maré vazante nos setores oeste (A), central (C) e leste (E). Experimentos durante a maré enchente nos setores oeste (B), central (D) e leste (F).

5.2 Conclusões

Os dados medidos de velocidade dos ventos não foram condizentes com os resultados obtidos no método de armadilhas eólicas em março e agosto de 2010, pois a extensão diferenciada da pista de ventos em cada setor experimentado da Praia da Romana pode ter ocasionado esta falta de relação entre o parâmetro vento e o peso total dos sedimentos coletados nas armadilhas.

No setor leste a pista de ventos é menor devido à proximidade com o canal de maré que intercepta a Ilha dos Guarás transversalmente, por isso houve menos sedimentos finos envolvidos no transporte eólico vindo da direção NE, podendo concluir que o peso total retido nas armadilhas eólicas é dependente não somente da granulometria e da intensidade dos ventos em cada setor da praia, mas também da localização em que as armadilhas são instaladas.

Se há uma mesma direção predominante dos ventos por toda extensão da área de estudo, é de se esperar que o setor que apresente algum obstáculo ao transporte eólico obtenha menor quantidade de sedimentos retidos nas armadilhas.

Além disso, no método de armadilhas eólicas obtiveram-se quantidades muito baixas (miligramas) de grãos de sedimentos, devido ao tempo de operação ter sido de ½ ciclo de maré. Esta baixa quantidade de sedimentos coletados dificultou o manuseio de retirada dos mesmos nos tubos que constituem as armadilhas e impossibilitou a caracterização textural dos sedimentos.

Na aplicação do método de armadilhas portáteis para verificação do transporte longitudinal, pôde-se constatar a importância da medição da intensidade das correntes longitudinais como ferramenta de comparação com os dados obtidos dos sedimentos coletados nas armadilhas portáteis. Além desta medição, a análise granulométrica dos sedimentos aumenta a veracidade dos resultados obtidos do peso total da massa de sedimentos de cada armadilha portátil, pois a maior ocorrência de sedimentos mais finos ou menos finos de setor para setor estudado é muito mais determinante na classificação da circulação costeira dos sedimentos de determinada área de estudo.

Durante a maré enchente, aumentou a quantidade de sedimentos retidos nas armadilhas portáteis, principalmente mais finos, e aumentou a intensidade das correntes longitudinais (fluindo de leste para oeste) devido à adição do efeito da corrente de maré enchente sobre estas. Este fato foi observado em todos os meses de coleta de sedimentos com armadilhas portáteis, e constata que a influência da corrente de maré enchente é maior que a corrente de maré vazante na Praia da Romana, e que o transporte de sedimentos é de leste para oeste, sendo o setor leste um setor de erosão, e os setores central e oeste, de transporte de sedimentos, durante a maré enchente, devido a elevada intensidade das correntes nestes setores.

Durante a maré vazante, as correntes longitudinais fluem no mesmo sentindo (sentido leste-oeste) devido à frente de ondas que chega à costa na direção NE. O transporte de sedimentos mantém-se para direção W, porém o setor oeste apresenta tendência acumulativa de sedimentos, pois a intensidade das correntes longitudinais aparentemente não recebe influência da corrente de maré vazante no mesmo sentido de propagação como ocorre durante a fase de enchente.

Conclui-se que a maior forçante do transporte e distribuição de sedimentos na Praia da Romana é a corrente de maré enchente, pois quando esta ocorre, a intensidade das correntes longitudinais é acrescida e, conseqüentemente o transporte de sedimentos eleva-se na direção W. Secundariamente, os ventos vindos de NE, pois os mesmos suprem a retirada de sedimentos mais

finos, removidos pelas correntes costeiras, especialmente nos setores central e oeste. Posteriormente, as ondas exercem influência na intensidade e direção do transporte de sedimentos na Praia da Romana, pois as mesmas geram correntes longitudinais que mantém o fluxo de sedimentos em direção W, durante a maré vazante.

Referências

Barbosa, G.V. & Pinto, M.N. 1973. Geomorfologia da Folha AS 23 (São Luiz) e parte da Folha AS 24 (Fortaleza): Geologia, Geomorfologia, Solos, Vegetação e Uso Potencial da Terra. *In*: Projeto RADAM (Ed.). *Levantamento de Recursos Naturais - Projeto RADAM (Brazil)*. Rio de Janeiro, GB (Brazil), v. 3, p. 52-88.

Braga, F.P.S. 2007. *Morfologia e sedimentologia da praia de macromaré de Ajuruteua, Pará: Um estudo para definição de índices de sensibilidade ambiental ao derramamento de óleo*. Belém, 116p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará.

DHN. Departamento de Hidrografia e Navegação. 1994. Tábuas de Maré (Pará). *In:* DHN (Ed.). *Costa do Brasil e alguns portos estrangeiros*. Rio de Janeiro, DHN, p.: 1-6.

DHN. Departamento de Hidrografia e Navegação. 2010. Tábuas de Marés. Disponível em: http://www.mar.mil.br/dhn/chm/tabuas/index.htm. Acesso em: 8 jan. 2010.

D.O.U. Diário Oficial Da União. 2002. Decreto nº 4.519, de 13 de dezembro de 2002. Presidência da República. Casa Civil. Disponível em: http://www.planalto.gov.br/ccivil_03/decreto/2002/D4519.htm. Acesso em: 14 jul. 2010.

El-Robrini, M., Alves, M.A.M.S., Souza Filho, P.W.M., El-Robrini, M.H.S., Silva Júnior, O.G. & França, C.F. 2006. Atlas de erosão e progradação da zona costeira do Estado do Pará – Região Amazônica: Áreas oceânica e estuarina. *In:* Muehe, D. (Ed.). *Atlas de Erosão e Progradação da Zona Costeira Brasileira*. São Paulo, p. 1-34.

Fontoura, J.A.S. 2004. *Hidrodinâmica costeira e quantificação do transporte longitudinal de sedimentos não-coesivos na zona de surfe das praias adjacentes aos molhes da barra do Rio Grande, RS, Brasil*. Porto Alegre, 273 p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental, Instituto de Pesquisas Hidráulicas, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Geyer, W.R., Beardsley, R. C., Lentz, S.J., Candela, J., Limeburner, R., Johns, W.E., Castro, B.M. & Soares, I.D. 1996. Physical oceanography of the Amazon shelf. *Continental Shelf Research*, 16: 575-616.

King, C.A.M. 1959. *Beaches and coasts*. Londres, Edward Arnold Ltd, 403p.

Komar, P.D. 1976. *Beach Processes and Sedimentation*. New Jersey, Prentice-Hall, 129p.

Köppen, W. 1948. *Climatologia*: *con un estudio de los climas de la tierra*. México, Fondo de Cultura Econômica, 479p.

Kraus, N.C. 1987. Application of portable traps for obtaining point measurements of sediment transport rates in the surf zone. *Journal of Coastal Research*, 3(2):139-152.

Kraus, N.C. & Dean, J.L. 1987. Longshore sediment transport rate distributions measured by trap. *In:* Proc. Advances in Understanding of Coastal Sed. Proc. New Orleans, Am. Soc. Civ. Eng., p. 881-896.

Leatherman, S.P. 1978. A new eolian sand trap design. *Sedimentology*, 25**:** 303-306.

Mácola, G. & El-Robrini, M. 2004. Ilha dos Guarás (Mariteua) – Município de Curuçá (NE do Pará): Aspectos Físicos, Meteorológicos e Oceanográficos. Relatório Final. Belém, DNPM/CPRM, 35p.

Maia, L.P. 1998. *Procesos costeros y balance sedimentario a lo largo de Fortaleza NE-Brasil – implicaciones para una gestión costera ordenada.* Barcelona, 268p. Tese de Doutorado, Universidade de Barcelona.

Martorano, L.G., Pereira, L.C., Cesar, 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.

MMA. Ministério do Meio Ambiente. (Ed.) 1996. Perfil dos Estados Litorâneos do Brasil: Subsídios à Implantação do Programa Nacional de Gerenciamento Costeiro. Brasília: PNMA, 301p.

Palma, J.J.C. 1979. Geomorfologia da Margem Continental Norte Brasileira. *In:* PETROBRAS (Ed). *Geomorfologia da Margem Continental Brasileira e Áreas Adjacentes*. Rio de Janeiro, Serie Projeto REMAC, 7, p.7-24.

Santos, V.F. 1996. *Estratigrafia Holocênica Morfodinâmica Atual da Planície Costeira da Ilha de Algodoal e Marudá.* Belém, 138 p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará.

Short, A.D. 1999. Beaches. *In:* Short, A.D. (Ed.) *Handbook of beach and shore face morphodynamics*. Chichester, John Wiley & Sons, p. 1-19.

Silva, M.S. 1996. *Morfoestratigrafia e Evolução da Planície Costeira de Salinópolis. NE do Estado do Pará.* Belém, 122p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará.

Soares, S.B. 2005. *Avaliação experimental da taxa longitudinal de transporte de sedimentos e sua previsão usando formulações globais na zona de surfe da Praia de Camburíu, Vitória-ES.* Vitória, 113p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geografia, Centro Tecnológico, Universidade Federal do Espírito Santo.

Souza Filho, P.W.M. 1995. *A Planície Costeira Bragantina (NE do Pará): Influencia das Variações do Nível do Mar na Morfoestratigrafia Costeira durante o Holoceno.* Belém, 123p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará.

Souza Filho, P.W.M. & El-Robrini, M. 1996. Morfologia, Processos de Sedimentação e litofácies dos ambientes morfosedimentares da Planície Costeira Bragantina, Nordeste do Estado do Para (Brasil). *Geonomos*, 4: 1-16.

Souza Filho, P.W.M. & Paradella, W.R. 2002. Recognition of the main geobotanical features along the Bragança mangrove coast (Brazilian Amazon Region) from Landsat TM and RADARSAT-1 data. *Wetlands Ecology and Management*, 10(2): 123-132.

Souza Filho, P.W.M & Paradella, W.R. 2003. Use of synthetic aperture radar for recognition of Coastal Geomorphological Features, land-use assessment and shoreline changes in Bragança coast, Pará, Northern Brazil. *Annals of the Brazilian Academy of Sciences*, 75(3): 341-356.

Suguio, K. 1973. *Introdução a sedimentologia***.** São Paulo, Edgard Blucker, 342p.

Villwock, J.A., Lessa, G.C., Suguio, K., Angulo R.J. & Dillenburg, S.R. 2005. Geologia e geomorfologia de regiões costeiras. *In*: Souza, C.R.G., Suguio, K., Oliveira, A.M.S. (Eds.) *Quaternário do Brasil***.** Ribeirão Preto, Holos Editora, p. 94-113.

Wang, P., Kraus, N.C. & Davis R.A. 1998. Total longshore sediment transport rate in the surf zone: Field measurements and empirical predictions. *Journal of Coastal Research*, 14(1): 269-282.

6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A Praia da Romana é considerada uma praia dissipativa dominada por ondas no período menos chuvoso, e por ondas e maré no período mais chuvoso, com declives suaves de face praial que não alcançaram 2°.

Nos dois períodos sazonais, ocorreu uma calha (*runnel)* na zona de intermaré (face praial) dos setores oeste, central e leste. Calha (*runnel*) desenvolvida desde o setor leste devido a uma ramificação de um canal de maré que intercepta a Ilha dos Guarás transversalmente.

No período menos chuvoso (agosto), período de acresção sedimentar, essa calha (*runnel)* deveriam ser preenchida. Contudo, isto não foi observado, pois com a alta energia de ondas (alturas maiores que 1,5 m) neste período, é possível que a calha (*runnel*) tenham sofrido, a princípio, migração em direção ao continente e, posteriormente, preenchimento total ou parcial com o passar do período menos chuvoso, ajustando-se à topografia.

Onde houve calha (*runnel)*, houve aumento no diâmetro médio dos grãos.

Predominaram areias finas (>2 a 3 Φ) bem selecionadas (0,35 a <0,50 Φ) e muito bem selecionadas (<0,35 Φ) na Praia da Romana.

Os valores da Média granulométrica aumentaram do setor leste (> 2,3 phi) para o setor oeste (> 2,6 phi), implicando também num aumento no grau de assimetria nesta ordem (> -0,22 : setor leste; > -0,16 phi: setor oeste), e o grau de seleção e curtose aumentou do setor oeste (> 0,26: seleção; > 0,5: curtose) ao setor leste (> 0,27: seleção; > 0,9: curtose). Isto permite concluir que o sentido do transporte de sedimentos é de leste para oeste, intensificando-se neste direção, pois no setor leste a quantidade de sedimentos mais finos no leito da zona de inframaré, zona de permanente mobilização de sedimentos, foi baixa (média de 2,6 phi), indicando perda desses sedimentos por efeito da corrente costeira, fluindo para direção W.

O setor central até maio foi o que apresentou comportamento mais constante quanto a variação do diâmetro médio (Φ), ou processo de remoção de sedimentos de um subambiente praial a outro como passar dos meses de coleta. Sendo sempre a zona de inframaré a de maior valor de diâmetro médio (sedimentos mais finos). Estes fatos indicam um melhor equilíbrio sedimentar para este setor durante o período mais chuvoso, correspondente aos meses de janeiro, março e maio de 2010.

Na zona de inframaré do setor leste para o setor central o valor de diâmetro médio dos grãos de sedimentos aumentou, visto que no setor leste os sedimentos mais finos estão

predominantemente em suspensão, constatado pela aplicação das armadilhas portáteis na zona de *surf* deste setor. O aumento de sedimentos mais finos do setor leste (média de 2,6 phi) para o setor central (média de 2,7 phi) pode indicar novamente a predominância do transporte de sedimentos neste sentido (leste-oeste).

Durante o período menos chuvoso (agosto), sedimentos com menor diâmetro médio (mais finos) ocorreram para as zonas de supramaré e inframaré dos três setores da praia, indicando o aporte sedimentar ocorrente neste período. Na zona de supramaré sedimentos mais finos são encontrados devido à melhor formação das dunas frontais neste período, e na zona de inframaré, devido à menor perda de sedimentos mais finos pela diminuição da força da corrente de maré.

Durante a maré enchente, aumenta a quantidade de sedimentos retidos nas armadilhas portáteis, principalmente mais finos (> 3 phi), assim como aumenta a intensidade das correntes (> 0,25 m/s), a altura de ondas (> 1,25 m) e a intensidade dos ventos (> 3 m/s). Este fato foi observado em todos os meses de coleta de dados das armadilhas portáteis. Isto é devido à influência da corrente de maré enchente ser maior que a corrente de maré vazante na Praia da Romana.

Das hipóteses apresentadas na introdução deste trabalho, apenas a hipóteses 3 confirmou-se, onde ressaltou-se que a forçante mais expressiva do transporte longitudinal de sedimentos é a corrente de maré. Correto, pois se verificou a grande influência da corrente de maré enchente.

As hipóteses 1, 2 e 4 não se confirmaram, pois na hipótese 1 ressaltou-se que o método de armadilha portátil na parte submersa da praia (zona de *surf*) seria bem aplicável em condições de tempo normal, mas dificultado em condições de tempo mais expressivo (de marés equinociais), este último caso não ocorreu, pois durante a maré equinocial (março) o experimento foi bem realizado. Para a hipótese 2, ressaltou-se que todos os métodos poderiam ser bem aplicados na Praia da Romana, independente da área de aplicação (parte emersa ou submersa) e corresponderiam claramente as características texturais dos sedimentos e a intensidade dos processos. Isto não se confirmou, pois no método de armadilhas eólicas, coletou-se quantidades muito insignificantes (miligramas) de grãos de sedimentos para que pudessem ser verificadas as características texturais dos sedimentos e comparadas com as outras coletas de sedimentos feitas nesta praia.

Na hipótese 4, ressaltou-se que os métodos de armadilhas de sedimentos não apresentariam similaridade com os métodos tradicionais empregados, devido às peculiaridades de experimentação de cada método. Correto, pois os dados eólicos (intensidade

dos ventos) não foram condizentes nem com os resultados do método de armadilhas eólicas, nem com outros métodos indiretos de influência de ventos, tais como os parâmetros de onda e, por conseguinte, de correntes longitudinais.

Sugere-se que o tempo de operação das armadilhas eólicas seja além de ½ ciclo de maré. No caso do NE do Pará, 24h, por exemplo, comportando dois ciclos de marés, para que se colete maiores quantidades de partículas de sedimentos. Resultados mais confiáveis também ocorrerão se os momentos de medições de velocidade dos ventos e o tempo de operação das armadilhas eólicas forem iguais em todos os pontos de experimentação.

REFERÊNCIAS

Albino J. 1999. Processos de sedimentação atual e morfodinâmica das Praias de Bicanga a Povoação, ES. Tese de doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 175 p.

Albuquerque M.G. 2008. Morfodinâmica da Praia do Futuro, Fortaleza-CE. Dissertação de Mestrado, Instituto de Oceanografia, Universidade Federal do Rio Grande, 147 p.

Albuquerque M.G., CALLIARI L.J., CORRÊA I.C.S., PINHEIRO L.S. 2009. Morphodynamic of Futuro Beach, Fortaleza-CE: a synthesis of two years of study *Quaternary and Environmental Geosciences*, **1(2)**:49-57.

Alfredini P. (Ed). 2005. Obras e Gestão de Portos e Costa. Edgard Blucher, São Paulo, 688pp.

Almeida E. R. S. 2006. Estado Morfodinâmico da Praia Central de Marataízes, ES. Trabalho de Conclusão de Curso, Universidade Federal do Espírito Santo. 54 p.

Alves M.A.M.S. 2001. Morfodinâmica e Sedimentologia da Praia de Ajuruteua – NE do Pará. Dissertação de Mestrado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 104p.

Alvarez-Ellacuria A., Orfila A., Olabarrieta M., Medina R., Vizoso G., Tintoré J. 2010. A Nearshore Wave and Current Operational Forecasting System. *Journal of Coastal Research*, **26(3)**:503-509.

Amaral D.D, Prost M.T., Bastos M.N.C., Costa Neto S.V., Santos J.U.M. 2008. Restinga do litoral amazônico, estados do Pará e Amapá, Brasil. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, série Ciências da Terra*, **3(1)**:35-67.

Araujo J.V., Vieira L.S., Araujo M.P., Martins J.S. 1973. Levantamento exploratório de solos da folha SA. 23, São Luís e parte da folha SA. 24 Fortaleza. *In:* BRASIL (eds.) *Projeto RADAMBRASIL, Folha SA.-23, São Luís e parte da folha SA.-24 Fortaleza.* Ministerio das Minas e Energia, Rio de Janeiro, p.: 3-113.

Barbosa L.P.F. 2008. Aplicação da modelagem hidrodinâmica na circulação do estuário do rio Maracanã (NE do Pará). Dissertação de Mestrado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará. 148 p.

Barbosa G.V. & Pinto M.N. 1973. Geomorfologia da Folha AS 23 (São Luiz) e parte da Folha AS 24 (Fortaleza): Geologia, Geomorfologia, Solos, Vegetação e Uso Potencial da Terra. *In*: Projeto RADAM (Ed.). *Levantamento de Recursos Naturais - Projeto RADAM (Brazil).* Rio de Janeiro, GB (Brazil), v. 3, p. 52-88.

Barbosa V.M., Gregório A.M.S., Busman D.V., Costa R.A.A.M., Souza Filho P.W.M., Pereira L.C.C. 2007. Estudo morfodinâmico durante uma maré equinocial de sizígia em uma praia de Macromaré do litoral amazônico (Praia de Ajuruteua-PA, Brasil). *Boletim Paranaense de Geociências*, **60-61**:31-43.

Bascom W.N. 1951. The relationship between sand-size and beach face slope. *Trans. Am. Geophis. Union*, **32**:866-874.

Bezerra I.S.A.A. 2011. Comportamento morfosedimentar da Ponta de Mariteua, Ilha dos Guarás, Nordeste do Pará. Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 120 p.

Birkemeier W. 1985. Field data on seaward limit of profile change. *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, **111(3)**:598-602.

Braga F.P.S. 2007. Morfologia e sedimentologia da praia de macromaré de Ajuruteua, Pará: Um estudo para definição de índices de sensibilidade ambiental ao derramamento de óleo. Dissertação de Mestrado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 116 p.

Bruun P. 1962. Sea-leavel rise as a cause of shore erosion. *Proceedings of the American Society of Civil Engenners*, **88**:117-130.

Busman D.V. 2004. Valoração de Danos de Erosão na Praia do Farol Velho (Salinópolis), NE do Pará. Trabalho de Conclusão de Curso, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, – p.

Calliari L.J., Muehe D., Hoefel F.G., Toldo Jr J. 2003. Morfodinâmica praial: uma breve revisão (Beach morphodynamics: a brief review). *Rev. bras. oceanogr.,* **5l**:63-78.

Carvalho M.S. (Ed.) 2006. Manual de reflorestamento. Sagrada Família, Belém, 119 pp.

Carvalho L.P.F. 2007. Estudo morfoestratigráfico e sedimentológico dos depósitos holocênicos da planície costeira de Maracanã – NE do Pará. Dissertação de Mestrado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará. 129 p.

Cohen J.C.P. 1996. Mecanismo de propagação e estrutura das linhas de instabilidade da Amazônia. Tese de Doutorado, Instituto Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo, 173 p.

Cornish V. 1898. On sea beaches and sand banks. *Geological Journal*, **11**:628-651.

Costa F.F. Avaliação geoquímica ambiental de área selecionada da bacia hidrográfica do rio Maracanã (Nordeste do Pará). 2004. Dissertação de Mestrado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Para, 143 p.

Costa J.B.S., Borges M. S., Igreja H. L. S., Piheiro R. V. L. 1991. Aspectos da Tectônica Cenozóica da Região do Salgado, Litoral nordeste do Estado do Para. *In:* SBG, Núcleo Norte, Simp. Geol. Amaz., 3, *Anais*, p. 156.

Costa J.L., Villas Boas J.M., Pestana J.M.N., Wanderley V.J.R., Araujo A.A.F., Frizzo J.S. 1977. Projeto Gurupi: Relatório Final de Etapa. Belém, DNPM/CPRM, 2, 258 p.

Cunha E.M.S. C. 2004. Evolución actual del litoral de Natal – RN (Brasil) y sus aplicaciones a la gestión integrada. Tese de doutorado, Faculdade de Biologia, Universidade de Barcelona, 132 p.

Cunha E.R. & Carneiro P.F.N. 2007. Diagnóstico e proposta de Gestão Integrada dos Resíduos Sólidos Urbanos da Sede do Município de Curuçá/Pa. *Estudos Tecnológicos,* **3(1)**:37-46.

Davis R.A. & Hayes M.O. 1984. What is a wave dominated coast? *Marine Geology,* **60**:313-329.

Davis R.A. (Ed.) 1985. *Coastal Sedimentary Environm*ents. Springer-Verlag, N.Y., 716 pp.

Davies J.L. 1964. A morphologic approach to the word's shorelines. *Geomorphology*, **8**:127-142.

Dean R.G. 1973. Heuristic model of sand transport in the surf zone. *In:* Conference of engineering dynamics in the surf zone, Sydney, *Proceedings*, p. 208-214.

DHN - DEPARTAMENTO DE HIDROGRAFIA E NAVEGAÇÃO. 1994. Tábuas de Maré (Pará). *In:* Costa do Brasil e alguns portos estrangeiros. Rio de Janeiro, DHN, p.: 1-6.

DHN - DEPARTAMENTO DE HIDROGRAFIA E NAVEGAÇÃO. 2010. Tábuas de Marés. Disponível em: http://www.mar.mil.br/dhn/chm/tabuas/index.htm. Acessado em: 8 jan 2010.

Dias, J.A.; do Carmo, J. A.; Polette, M. 2009. As zonas costeira no contexto dos recursos marinhos. *Revista de Gestão Costeira Integrada / Journal of Integrated Coastal Zone Management*, **9(1)**:3-5.

D.O.U. - DIÁRIO OFICIAL DA UNIÃO. 2002. Decreto nº 4.519, de 13 de dezembro de 2002. Presidência da República. Casa Civil. Disponível em: http://www.planalto.gov.br/ccivil_03/decreto/2002/D4519.htm. Acessado em: 14 jul 2010.

El-Robrini M., Alves M.A.M.S., Souza Filho P.W.M., El-Robrini M.H.S., Silva Júnior O.G., França C.F. 2006. Atlas de erosão e progradação da zona costeira do Estado do Pará –

Região Amazônica: Áreas oceânica e estuarina. *In:* D. Muehe (ed.) *Atlas de Erosão e Progradação da Zona Costeira Brasileira*. São Paulo, p.: 1-34.

Folk R.L & Ward W.C. 1957. Brazas river bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of sedimentary petrology*, **27**:3-26.

Fontoura J.A.S. 2004. Hidrodinâmica costeira e quantificação do transporte longitudinal de sedimentos não-coesivos na zona de surfe das praias adjacentes aos molhes da barra do Rio Grande, RS, Brasil. Tese de Doutorado, Instituto de Pesquisas Hidráulicas, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 273 p.

Franzinelli E. 1992. Evolution of the geomorphology of the coast of the State of Para, Brazil. *In:* M.T. Prost (ed) *Évolution des littoraux de Guyane et de la Zone Caraibe Méridionale pendant le Quaternaire*. Orstom, Paris, p.: 203-230.

Galvin C.J. 1968. Breaker type classifications of three laboratory beaches. *Journal of Geophysical Research* **73**:3651-3659.

Geyer W.R., Beardsley R.C., Lentz S.J., Candela J., Limeburner R., Johns W.E., Castro B.M., Soares I.D. 1996. Physical oceanography of the Amazon shelf. *Continental Shelf Research*, **16**:575-616.

Giannini P.C.F., Assine M.L., Barbosa L.M., Barreto A.M.F., Carvalho A.M., Sales V.C., Maia L.P., Martinho C.T., Peulvast J.P., Sawakuchi A.O., Tomazelli L.J. 2005. Dunas e paleodunas eólicas costeiras e interiores. *In:* C.R.G. Souza, K. Suguio, A.M.S. Oliveira, P.E. Oliveira (eds.). *O Quartenário do Brasil*. Holos, Ribeirão Preto, p.: 235-257.

Gimarães L.S. Morfodinâmica e migração das dunas eólicas na reserva ecológica do taim, litoral sul do Rio Grande do Sul. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 119 p.

Goes A.M. & Truckenbrodt W. 1980. Caracterização faciológica e interpretação ambiental dos sedimentos Barreiras na Região Bragantina, Nordeste do Pará. *In:* SBG, Cong. Bras. Geol., 31, *Anais*, p. 766.

Gomes R.C. 2004. Perfil praial de equilíbrio da praia de Meaípe – Espírito Santo. Trabalho de Conclusão de Curso, Centro de Ciências Humanas e Naturais, Universidade Federal do Espírito Santo, 64 p.

Gregório A.M.S.; Mendes A.C.; Busman D.V. 2005. Morfodinâmica da Praia do Atalaia, Salinópolis, NE do Pará. *In:* Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, 5, *CD Room Anais*.

Guerreiro J.S. 2010. Análise morfossedimentar da praia da Marieta, Ilha do Marco, NE do Pará. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 102 p.

Güttler F.N.; Plácido A.P.F.; Ayala L. 2007. Comportamento Morfológico da Praia do Rio das Pacas, Florianópolis – SC – Brasil. *PerCursos*, **8(2)**: 72-89.

Helley E.J. & Smith W. 1971. Development and Calibration of a Pressure-Difference Bed Load Sampler. U.S. Geological Survey Open File Report, Washington, USA.

Hoefel F.G. (Ed.) 1998. *Morfodinâmica de praias arenosas oceânicas: uma revisão bibliográfica*. Editora da UNIVALI, Itajaí, 92 pp.

Horikawa K. 1927. *Coastal engineering: an introducion to ocean engineering*, 1. Halsted Press Book, Toronto e New York, 402 pp.

IBGE - INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA 2010. Censo 2010. Disponível em: http://www.censo2010.ibge.gov.br/dados_divulgados/index.php?uf=15. Acessado em: 8 nov 2010.

Japiassu A.M.S. & Goes Filho L. 1974. As regiões fitoecologicas, sua natureza e seus recursos econômicos. *In:* BRASIL. Projeto RADAMBRASIL. Folha SA-22 Belém. Rio de Janeiro, DNPM, *Levantamento de Recursos Naturais, 5*, 93 p.

Kennett J.P. (Ed.) 1982. *Marine Geology*. Prentice Hall Inc., USA, 813 pp.

King C.A.M. (Ed.) 1959. *Beaches and coasts. 1ed*. Edward Arnold Ltd, Londres, 403 pp.

King, C.A.M. (Ed.) 1973. *Beaches and coasts. 2ed*. Edward Arnold Ltd, Londres, 507 pp.

Komar P.D. 1978. Relative quantities of suspension versus bed-load transport on beaches. *Journal of Sedimentary Petrology*. **48(3)**:921-932.

Komar P.D. (Ed.) 1976. *Beach Processes and Sedimentation.* Prentice-Hall, New Jersey, 129 pp.

Komar P.D. 1977. Selective longshore transport rates of different grain-size fractions within a beach. *Journal of Sedimentary Petrology*, **47(4)**:1444-1453.

Komar P.D. (Ed.) 1983. *Handbook of coastal processes and erosion*. Boca Raton, Florida: CRC Press Inc., 305 pp.

Köppen W. 1948. *Climatologia*: *con un estudio de los climas de la tierra*. Fondo de Cultura Econômica, México, 479 pp.

Kraus N.C. 1987. Application of portable traps for obtaining point measurements of sediment transport rates in the surf zone. *Journal of Coastal Research*, **3(2)**:139-152.

Kraus N.C. & Dean J.L. 1987. Longshore sediment transport rate distribuitions measured by trap. *In:* American Society of Civil Engineers, Coastal Sediments, 87, p. 881.

Krumbein W.C. 1936. The aplication of logarithimic moments tosize frequency distribution of sediment. *Journal of Sedimentary Petrology*, **6**:35-47

Leatherman S.P. 1978. A new eolian sand trap design. *Sedimentology*, **25**:303-306.

Levoy F; Anthony E.J.; Monfort O.; Larsonneur C. 2000. The morphodynamics of megatidal beaches in Normandy, France. *Marine Geology*, **171**:39-59.

Machado G.M.V. 2007. Análise morfo-sedimentar da praia, antepraia e plataforma continental interna da linha de costa do Parque Nacional de Jurubatiba-RJ. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 170 p.

Mácola G. & El-Robrini M. 2004. Ilha dos Guarás (Mariteua) – Município de Curuçá (NE do Pará): Aspectos Físicos, Meteorológicos e Oceanográficos. Relatório Final. Belém, DNPM/CPRM, 35 p.

Maia L.P. 1998. Procesos costeros y balance sedimentario a lo largo de Fortaleza NE-Brasil – implicaciones para una gestión costera ordenada. Tese de Doutorado, Universidade de Barcelona, 268 p.

Marcondes A.C.J. 2005. Vulnerabilidade erosiva da praia do Nenel, Ilha Bela (Ilha do Boi), Vitória-ES. Trabalho de Conclusão de Curso, Centro de Ciências Humanas e Naturais, Universidade Federal do Espírito Santo, 79 p.

Martins A.C.S. & Luz M.S.F.C. 2004. Cenário climatológico atuante no Litoral Norte da Amazônia Brasileira. Monografia de Especialização, Centro de Geociencias, Universidade Federal do Para, 63 p.

Martorano L.G., Pereira L.C., Cesar E.G.M, Pereira I.C.B. 1993. Estudos Climáticos do Estado do Pará, Classificação Climática (Köppen) e Deficiência Hídrica (Thornthwhite, Mather). *In:* Belém, SUDAM/EMBRAPA, SNLCS, 53 p.

Masselink G. & Short A.D. 1993. The effect of tide range of beach morphodynamics: a conceptual beach model. *Journal of Coastal Research*, **9**:785-800.

Masselink G. & Turner I.L. 1999. The effect of tide range on beach morphodynamics. *In:* A.D. Short (ed.) *Handbook of beach and shoreface morphodynamics*. John Wiley and Sons Ltd, Chichester, p.: 204-229.

Mendes A.C., Silva M.S., Faria Junior L.E.C.A. 1997. Expansão Urbana e seus efeitos danosos ao meio ambiente da Ilha do Ataláia-Salinópolis, Pa. *In:* M.L. Costa & R.S. Angelica (eds.) *Contribuições à geologia da Amazônia*. SBG, Belém, p.: 359-396.

MMA - MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE (Ed.) 1996. Perfil dos Estados Litorâneos do Brasil: Subsídios à Implantação do Programa Nacional de Gerenciamento Costeiro. Brasília: PNMA, 301 pp.

Monteiro M.C., Pereira L.C.C., Guimarães D.O., Costa R.M. 2009. Ocupação Territorial e Variações Morfológicas em uma Praia de Macromaré do Litoral Amazônico, Ajuruteua-PA, Brasil. *Revista de Gestão Costeira Integrada / Journal of Integrated Coastal Zone Management*, **9(2)**:91-99.

Muehe D. 1996. Geomorfologia costeira. *In:* S.B. Cunha & A.J.T. Guerra (eds.). *Geomorfologia: exercícios, técnicas e aplicações*. 2. Bertrand Brasil, Rio de Janeiro, p.: 191-236.

Muehe D. 2001. Definição de limites e tipologias da orla sob os aspectos morfodinâmico e evolutivo. *In:* Projeto Orla: subsídios de um projeto de gestão. Ministério do Meio Ambiente, p.: 11-30.

Muehe D. 2002. Geomorfologia Costeira. *In:* S.B. Cunha & A.J.T. Guerra (eds.) *Geomorfologia: Exercícios, Técnicas e Aplicação*. 2. Bertrand Brasil, Rio de Janeiro, p.: 191-238.

Nicolodi J.L. 2002. A Morfodinâmica Praial como Subsídio ao Gerenciamento Costeiro. O Caso da Praia de Fora – Parque Estadual de Itapuã, RS. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 151 p.

Noda E.K. 1971. State-of-the-art of littoral drift measurements. *Shore & Beach*, (39):35-41.

Oliveira U.R. 2009. Relações entre a Morfodinâmica e a Utilização em Trechos da Costa Oceânica da Ilha de Santa Catarina, SC, Brasil. Tese de Doutorado, Centro de Filosofia e Ciências Humanas, Universidade Federal de Santa Catarina, 140 p.

Pagliarini-Cordovil P.E. 2010. Sedimentação e hidrodinâmica em uma praia de macromaré: Ajuruteua, Pará. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 42 p.

Palma J.J.C. 1979. Geomorfologia da Margem Continental Norte Brasileira. *In:* PETROBRAS (ed). *Geomorfologia da Margem Continental Brasileira e Áreas Adjacentes*. Rio de Janeiro, Serie Projeto REMAC, 7, p.:7-24.

Pedruzzi C.V. 2005. Perfil Praial de Equilibrio da Praia de Camburi. Vitória – ES. Trabalho de Conclusão de Curso, Centro de Ciências Humanas e Naturais, Universidade Federal do Espírito Santo, 71 p.

Peixoto J.R.V. 2005. Análise da morfossedimentar da Praia do Santinho e sua relação com a estrutura e dinâmica da vegetação "pioneira" da duna frontal, Ilha de Santa Catarina, Brasil. Dissertação de Mestrado, Centro de Filosofia e Ciências Humanas, Universidade Federal de Santa Catarina, 93 p.

Ranieri L.A. 2008. Comportamento morfo-sedimentar da praia do Pesqueiro – Soure, Ilha de Marajó/PA. Trabalho de Conclusão de Curso, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 70 p.

Robin N., Levoy F., Monfort O. 2009. Short term morphodynamics of an intertidal bar on megatidal ebb delta. *Marine Geology*, **260**:102–120.

Rossetti D.F. 2001. Late cenozoic sedimentary evolution in northeastern Para, Brazil, within the context of sea level changes. *Journal of South American Earth Sciences*, **14**:77-89.

Rossetti D.F., Truckenbrodt W., Goes A.M. 1989. Estudo paleoambiental e estratigrafia dos Sedimentos Barreiras e Pós-Barreiras na Região Bragantina, Nordeste do Para. *Boletim do Museu Paraense Emilio Goeldi*, **1(1)**:24-74.

Roso R.H. 2003. Avaliação da aplicabilidade de conceitos da morfodinâmica de praia no planejamento de desembarques anfíbios. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 179 p.

Sá J.H.S. 1969. Contribuição a geologia dos sedimentos Terciários e Quaternários da Região Bragantina. *Bol. Inst. Geol.* **3**:21-36.

Sabaini R.S. 2005. Morfodinâmica praial, segurança ao banho e perfil do banhista da praia de Camburi, Vitória-ES. Trabalho de Conclusão de Curso, Centro de Ciências Humanas e Naturais, Universidade Federal do Espírito Santo, 71 p.

Santos V.F. 1996. Estratigrafia Holocênica Morfodinâmica Atual da Planície Costeira da Ilha de Algodoal e Marudá. Dissertação de Mestrado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará. 138 p.

Santos A.P.F. 2009. Ocorrência de minerais pesados na Praia da Tijoca em Curuçá, NE do Pará. Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 92 p.

Schmiegelow J.M.M. (Ed.) 2004. *O Planeta Azul - Uma introdução às ciências marinhas*. Interciência, Rio de Janeiro, 202 pp.

SEPOF/PA – Secretaria de Planejamento, Orçamento e Finanças. 2007. Curuçá, município do Pará. *In:* Portal Amazônia 06/02/2007. Disponível em: http://portalamazonia.globo.com/pscript/amazoniadeaaz/artigoAZ.php? idAz=594

Short A.D. 1999. Beaches. *In:* SHORT A. D. (ed.) *Handbook of beach and shore face morphodynamics*. John Wiley &. Sons, Chichester, p.: 1-19.

Short A.D. & Hesp P. 1982. A. Wave beach and dune interactions in southeastern Australia. *Marine Gology*, **48**:259-284.

Silva C.A. 1998. Análise Morfoestratigráfica do Estuário do Rio Marapanim – NE do Estado do Pará. Dissertação de Mestrado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Para, 133 p.

Silva M.S. 1996. Morfoestratigrafia e Evolução da Planície Costeira de Salinópolis. NE do Estado do Pará. Dissertação de Mestrado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 122 p.

Silva J.M.L, Oliveira Junior R.C., Rodrigues T.E. 1994. Levantamento de reconhecimento de alta intensidade dos solos da folha Salinópolis. *Bol. Mus. Para. Emílio Goeldi. Série Ciência da Terra*, **6**:61-90.

Silva Junior O.G. 1998. Morfostratigrafia da Planície Costeira do Município de São João de Pirabas (Porção NW) – NE do Estado do Pará. Dissertação de Mestrado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 89 p.

Silva Junior O.G. & El-Robrini M. 2000. The Quaternary Geology of the São João de Pirabas Coastal Plain, Northeast of the Pará State. *In:* International Geological Congress, 31, [S.I.].

Silva Junior O.G. & El-Robrini M. 2001. Morfoestratigrafia do Nordeste da Planície Costeira de São João de Pirabas (Nordeste do Pará). *Revista da Oceanografia*, **49(1/2)**:99-114.

Silva C.G., Patchineelam S.M., Baptista Neto J.A., Ponzi, V.R.A. 2004. Ambientes de Sedimentação Costeira e Processos Morfodinãmicos Atuantes na linha de Costa. *In:* J.A. Baptista Neto, V.R.A. Ponzi, S.E. Sichel (eds.). *Introdução à geologia marinha*. Interciência, Rio de janeiro, p.: 175-218.

Soares S.B. 2005. Avaliação experimental da taxa longitudinal de transporte de sedimentos e sua previsão usando formulações globais na zona de surfe da Praia de Camburí, Vitória-ES. Dissertação de Mestrado, Centro Tecnológico, Universidade Federal do Espírito Santo, 113 p.

Souza C.R.G., Souza Filho P.W.M., Esteves L.S., Vital H., Dillenburg S.R., Patchineelam S.M., Addad J.E. 2005. Praias arenosas e erosão costeira. *In:* C.R.G. Souza; K. Suguio, A.M.S. Oliveira, P.E. Oliveira (eds.). *O Quartenário do Brasil***.** Holos, Ribeirão Preto, p.: 130-152.

Souza C.S., Oliveira V., Coutinho R.C.P. 1991. Solos. *In:* Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Geografia do Brasil (Região Norte). Rio de Janeiro, Diretoria de Geociências, 3, 307 p.

Souza Filho P.W.M., Tozzi H.A.M., El-Robrini M. 2003. Geomorphology, land-use and environmental hazards in Ajuruteua macrotidal sand beach, Northern Brazil. *Journal of Coastal Research*. **35**:580-589.

Souza Filho P.W.M. 1995. A Planície Costeira Bragantina (NE do Para): Influencia das Variações do Nível do Mar na Morfoestratigrafia Costeira durante o Holoceno. Dissertação de Mestrado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará. 123 p..

Souza Filho P.W.M. & El-Robrini M. 1996. Morfologia, Processos de Sedimentação e litofácies dos ambientes morfosedimentares da Planície Costeira Bragantina, Nordeste do Estado do Para (Brasil). *Geonomos*, **4**:1-16.

Souza Filho P.W.M. & Paradella Wr. 2002. Recognition of the main geobotanical features along the Bragança mangrove coast (Brazilian Amazon Region) from Landsat TM and RADARSAT-1 data. *Wetlands Ecology and Management*, **10(2)**:123-132.

Souza Filho P.W.M. & Paradella W.R. 2003. Use of synthetic aperture radar for recognition of Coastal Geomorphological Features, land-use assessment and shoreline changes in Bragança coast, Pará, Northern Brazil. *Annals of the Brazilian Academy of Sciences*, **75(3)**:341-356.

Suguio K. (Ed.) 1973. *Introdução a sedimentologia***.** Edgard Blucker, São Paulo, 342 pp.

Suguio K. (Ed.) 2003. *Geologia Sedimentar*, 1. Edgard Blücher: São Paulo, 400 pp.

Taggart B.E. & Schwartz M.L. 1988. Net shore-drift direction determination: a systematic approach. *Journal of Shoreline Management*, **3(4)**:285-309.

Torronteguy M.C. 2002. Sistema praial Joaquina -Morro das Pedras e praias adjacentes da costa leste da Ilha de Santa Catarina: Aspectos morfodinâmicos, sedimentológicos e fatores condicionantes. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Santa Catarina, 158 p.

Villwock J.A. 1987. Processos costeiros e formações das praias arenosas e campos de dunas ao longo da costa sul e sudeste brasileira. *In*: Simpósio sobre ecossistema da costa sul e sudeste brasileira: Síntese dos conhecimentos, Cananéia, Academia de ciências do estado de São Paulo, p. 380.

Villwock J.A., Lessa G.C., Suguio K., Angulo R.J., Dillenburg S.R. 2005. Geologia e geomorfologia de regiões costeiras. *In*: C.R.G. Souza, K. Suguio, A.M.S. Oliveira (eds.) *Quaternário do Brasil***.** Holos Editora, Ribeirão Preto, p.: 94-113.

Wang P., Kraus N.C., Davis R.A. 1998. Total longshore sediment transport rate in the surf zone: Field measurements and empirical predictions. *Journal of Coastal Research*, **14(1)**:269-282.

Wentworth C.K. 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology*, **30**:377-392.

Wright L.D. & Short A.D. 1984. Morphodynamics variability of surf zones and beaches: a synthesis. *Marine Geology*, **56**:93-118.

ANEXO A – Confirmação de Recebimento de Manuscrito da Revista Geociências

revista GEOCIÊNCIAS issn 0101-9082

Ofc. revgeoc. 32

Rio Claro, 22 de Março de 2011.

À

Sra. Leilanhe A. Ranieri

leilanhe.ranieri@gmail.com

Instituto de Geociências

Universidade Federal do Pará

Belém-PA

Ilma. Sra,

Vimos pela presente agradecer a submissão do artigo **"Avaliação experimental de métodos de armadilhas de sedimentos para determinação do transporte costeiro na Praia da Romana, Ilha dos Guarás (Nordeste do Pará)"**, que está em análise pelo corpo consultivo da Revista Geociências.

Atenciosamente

Prof. Dr. Antonio José Ranalli Nardy
DPM-IGCE-Unesp
Editor Adjunto - Revista Geociências
nardy@rc.unesp.br

This title is now indexed in Scopus

ANEXO B – Confirmação de Recebimento de Manuscrito da Revista Pesquisas em Geociências

Leilanhe Ranieri <leilanhe.ranieri@gmail.com>

Pesquisas em Geociências

Paulo Alves de Souza <paulo.alves.souza@ufrgs.br> **31 de março de 2011 12:20**
Para: leilanhe.ranieri@gmail.com

Prezado Autor

O Manuscrito foi recebido.

Att.,

Prof. Paulo Alves de Souza

Pesquisas em Geociências

Editor Chefe

Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Av. Bento Gonçalves, 9500

91.540-000, Porto Alegre, RS, Brasil

http://www.pesquisasemgeociencias.ufrgs.br