



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
FACULDADE DE OCEANOGRAFIA**

---

**TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO**

**MORFOLOGIA E SEDIMENTAÇÃO DE PRAIA ESTUARINA  
AMAZÔNICA (MARAHÚ - ILHA DE MOSQUEIRO/PA)**

**Trabalho de Conclusão de Curso apresentado por:**

**CAROLINA COSTA RAMOS**

**Orientadora: Prof<sup>a</sup> Dr<sup>a</sup> Leilanne Almeida Ranieri (UFPA)**

---

**BELÉM**

**2017**



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
FACULDADE DE OCEANOGRAFIA**

---

**TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO**

**MORFOLOGIA E SEDIMENTAÇÃO DE PRAIA ESTUARINA  
AMAZÔNICA (MARAÚ - ILHA DE MOSQUEIRO/PA)**

**CAROLINA COSTA RAMOS**

**BELÉM**

**2017**

Dados Internacionais de Catalogação na  
Publicação (CIP) Sistema de Bibliotecas da  
Universidade Federal do Pará  
Gerada automaticamente pelo módulo Ficat, mediante os dados fornecidos pelo(a)  
autor(a)

---

R175m Ramos, Carolina Costa  
Morfologia e Sedimentação de Praia Estuarina Amazônica (Marahú - Ilha de Mosqueiro/PA) /  
Carolina Costa Ramos. — 2018  
77 f. : il. color

Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) - Faculdade de Oceanografia, Instituto de  
Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2017.  
Orientação: Profa. Dra. Leilanhe Almeida Ranieri

1. Morfodinâmica Costeira . 2. Praia Estuarina. 3. Sedimentologia. 4. Oceanografia Geológica. 5.  
Ilha de Mosqueiro. I. Ranieri, Leilanhe Almeida , *orient.* II. Título

---

CDD 551.462



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
FACULDADE DE OCEANOGRAFIA

**MORFOLOGIA E SEDIMENTAÇÃO DE PRAIA ESTUARINA  
AMAZÔNICA (MARAHÚ - ILHA DE MOSQUEIRO/PA)**

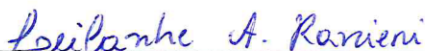
APRESENTADO POR:

CAROLINA COSTA RAMOS

Como requisito parcial à obtenção do Grau de Bacharel em Oceanografia

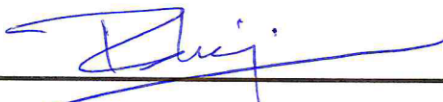
Data de aprovação: 06/09/2017

Banca examinadora:



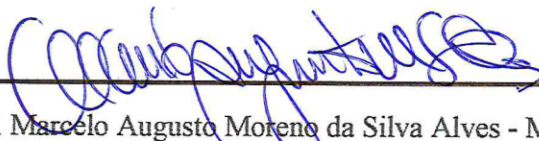
---

Profª. Leilânhe Almeida Ranieri – Orientadora  
Drª em Geologia/UFPA



---

Prof. Maâmar El Robrini – Membro  
Dr em Geologia Marinha/ UFPA



---

Prof. Marcelo Augusto Moreno da Silva Alves - Membro  
Ms em Geologia/UFRA

## AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus por toda a força, pela proteção, e por todo o amor que me concede todos os dias, que é o que me faz caminhar sempre com otimismo e fé.

Aos meus pais Wayna Costa e Oseas Ramos, por todo o amor dedicado durante toda minha vida, todo meu esforço é para honra-lós, e aos meus irmãos Camile e Samuel, pelo amor tão sincero, por fazerem da minha vida uma constante alegria, ser irmão mais velha é saber que cuidarei de vocês para o resto da vida e é isso que me motiva a crescer.

A minha orientadora, por toda a dedicação e paciência comigo, pois desde o começo foi o pilar para a construção desse trabalho, obrigada por estar sempre disposta a me ajudar e dividir seu conhecimento.

Ao Prof. Maamar El Robrini, por ter concedido as instalações do LAGEOC do GEMC, para que eu realizasse este trabalho.

Aos meus amigos de laboratório, Augusto, Larissa, Barbara, e Thamires, por estarem sempre dispostos a me ajudar desde o início desse trabalho, seja em saída de campo, análise em laboratório e tirar minhas dúvidas.

Aos meus amigos de graduação, por todo que passamos juntos, por cada campo, cada emoção vivida juntos durante esses 4 anos, espero levar cada amizade construído na universidade para a vida toda.

Ao meu grande amigo Emerson Valino, que esteve sempre junto comigo cuidando seja qual for o momento, dedicando sempre o mesmo zelo e carinho, sendo para mim mais que um amigo um irmão.

À Maria Barbara, por seu companheirismo e amizade, me ajudando e contribuindo na construção desse trabalho, dividindo comigo nos últimos meses as aflições e alegrias.

Aos meus amigos Leonardo Morais e Adriano Magalhães, por toda a amizade e apoio na reta final desse trabalho.

A todos que contribuíram com durante essa jornada acadêmica, eu agradeço de coração.

“A ship is safe in harbor, but that’s not what ships are for”

William Shedd

## RESUMO

As praias estuarinas são depósitos intermareais de areia, cascalho ou lama localizados às margens de estuários. A Praia do Marahú, na Ilha de Mosqueiro, é caracterizada como praia estuarina estando sujeita a alterações morfológicas de acordo com as características sazonais da região. O objetivo deste trabalho foi analisar a variação morfossedimentar e a vulnerabilidade à erosão costeira nos setores leste e oeste da praia, durante as marés de sizígia equinocial (30/09/2016) e de quadratura (09/11/2016), buscando averiguar se os efeitos da erosão e/ou deposição de sedimentos se mantêm contínuos durante a estação menos chuvosa amazônica, mesmo na mudança do estado da maré durante um ciclo lunar. A metodologia consistiu em: (1) aquisição de dados topográficos através de perfis praias; (2) amostragem de sedimentos superficiais; (3) análise laboratorial dos sedimentos para a separação granulométrica; e (4) processamento dos dados obtidos *in situ* e em laboratório por meio dos *softwares Grapher, Surfer, Sysgran e Excel*. Os resultados mostram que a praia do Marahú, durante a maré equinocial de sizígia da campanha de setembro, apresentou uma fase acrescional, com maior volume sedimentar nos perfis praias, e predominância de areia média em ambos os setores. Durante o período de estudo a fase erosiva ocorreu durante a maré de quadratura, na campanha de novembro, considerado como um mês de transição para o período mais chuvoso. A proximidade com este período mais erosivo pode ter resultado na perda de volume sedimentar da praia de setembro para novembro. Havendo aumento na ocorrência de sedimentos grossos neste último mês e diminuição dos finos. A praia do Marahú apresentou classificação morfodinâmica de praia intermediária a reflexiva, de acordo com o setor e período analisado, uma vez que é marcada por promontórios e pontões rochosos nas suas extremidades, bem como afloramentos rochosos em alguns perfis e isso acaba influenciando a morfologia, a hidrodinâmica e transporte sedimentar local.

Palavras-chave: Morfodinâmica Costeira. Praia Estuarina. Sedimentologia. Oceanografia Geológica. Ilha de Mosqueiro.

## ABSTRACT

Estuarine beaches are intertidal deposits of sand, gravel or mud located on the banks of estuaries. Marahú Beach, on Mosqueiro Island, is characterized as estuarine beach being subject to morphological changes according to the seasonal characteristics of the region. The objective of this work was to analyze the morphosedimentary variation and the vulnerability to coastal erosion in the east and west sectors of the beach, during the tides of equinoctial syzygium (09/30/2016) and quadrature (09/11/2016), trying to find out if the effects of erosion and / or deposition of sediment remain continuous during the less rainy season of the Amazon, even in the change of the state of the tide during a lunar cycle. The methodology consisted of: (1) acquisition of topographic data through beach profiles; (2) sampling of surface sediments; (3) laboratory analysis of sediments for granulometric separation; and (4) processing of the data obtained in situ and in the laboratory through the software Grapher, Surfer, Sysgran and Excel. The results show that the beach of Marahú, during the equinoctial tidal wave of the September campaign, presented an incremental phase, with higher sedimentary volume in the beach profiles, and predominance of average sand in both sectors. During the study period the erosive phase occurred during the quadrature tide, in the November campaign, considered as a transition month for the rainiest period. The proximity to this more erosive period may have resulted in the loss of sedimentary volume from the beach from September to November. There is an increase in the occurrence of thick sediments in this last month and a decrease in fines. The beach of Marahú presented morphodynamic classification of beach intermediate to reflective, according to the sector and period analyzed, since it is marked by promontories and rocky pontoons at its extremities, as well as rocky outcrops in some profiles and this ends up influencing the morphology, hydrodynamics and local sediment transport.

Keywords: Coastal morphodynamics. Estuarine Beach. Sedimentology. Geological Oceanography. Mosqueiro Island.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1- Perfil das zonas de supramaré (pós-praia), intermaré e inframaré.....	8
Figura 2 - Mapa de localização da área de estudo .....	15
Figura 3- Ocupação sobre falésias no setor oeste com revestimento por concreto e construções de casas.....	17
Figura 4- Desenho esquemático do modelo neotectônico da região de Belém e adjacências. ....	18
Figura 5 - Coluna Estratigráfica da Região Nordeste do Estado do Pará. ....	20
Figura 6- Previsão de precipitação para Belém durante o ano de 2016. As setas em laranja indicam os meses de campo. ....	23
Figura 7- Principais direções dos ventos alísios, correntes de maré e Corrente Costeira Norte Brasileira. ....	25
Figura 8 – Equipamentos utilizados no levantamento topográfico: Nível Ótico sobre tripé (A) e régua graduada escalonável (B). Praia do Marahú em Setembro/2016. ....	27
Figura 9 - Mapa da praia do Marahú com destaque para os pontos em vermelho que representam os locais de perfis topográficos e coletas de sedimentos em ambos os setores.....	27
Figura 10 - Equipamento utilizados nas análises laboratoriais. (A) Agitador automático e jogo de peneiras utilizados para a separação das amostras dos sedimentos arenosos; (B) Estufa para secagem de amostras; (C) Balança Analítica utilizada para a pesagem dos sedimentos (LAGEOC/GEMC). ....	29
Figura 11- Local de amostragem do perfil A na praia do Marahú. Observar a presença de afloramento rochoso (A) e construções urbanas sobre as falésias (B) em 2016. ....	33
Figura 12- Morfologia praial do perfil A da praia do Marahú nos meses de setembro e novembro de 2016. ....	33
Figura 13 - Morfologia do perfil B da praia do Marahú nos meses de setembro e novembro de 2016.....	34
Figura 14 - Morfologia do perfil C da praia do Marahú nos meses de setembro e novembro de 2016.....	35
Figura 15 - Leques de espraiamento formando marcas de escorrimento na zona de intermaré inferior em setembro de 2016.....	35

Figura 16- Morfologia do perfil D da praia do Marahú nos meses de setembro e novembro de 2016.....	36
Figura 17- Presença de falésias ativas esculpidas nos sedimentos Barreiras no ponto inicial de amostragem (A); Plataforma de abrasão que se estende da zona de intermaré até a zona de inframaré do perfil D (B).....	36
Figura 18 - Presença de falésias ativas do grupo barreiras no ponto inicial de amostragem (A); Afloramento Rochoso que se estende da zona de intermaré até a zona de inframaré do perfil D (B).....	37
Figura 19- Morfologia do perfil E da praia do Marahú nos meses de setembro e novembro de 2016.....	38
Figura 20- Morfologia praial do perfil F da praia do Marahú nos meses de setembro e novembro de 2016. ....	38
Figura 21 - Processo de erosão nas proximidades do perfil F em novembro de 2016. ....	39
Figura 22- Morfologia praial do perfil G da praia do Marahú nos meses de setembro e novembro de 2016. ....	40
Figura 23- Morfologia do perfil H da praia do Marahú nos meses de setembro e novembro de 2016.....	40
Figura 24 - Vista panorâmica a partir do ponto inicial de amostragem do perfil transversal H... 41	
Figura 25 - Morfologia do perfil I da praia do Marahú nos meses de setembro e novembro de 2016.....	41
Figura 26 - Área de levantamento topográfico do perfil I, onde se observa um promontório rochoso (A) marcando o final da praia do Marahú e falésias ativas que bordejam a região (B) em novembro de 2016.....	42
Figura 27 - Mapa de distribuição do parâmetro granulométrico media nos setores oeste e leste de setembro. ....	45
Figura 28 - Mapa de distribuição do parâmetro granulométrico seleção nos setores oeste e leste de setembro.....	47
Figura 29 - Mapa de distribuição do parâmetro granulométrico assimetria nos setores oeste e leste de setembro. ....	49
Figura 30 - Mapa de distribuição do parâmetro granulométrico curtose nos setores oeste e leste de setembro.....	51

Figura 31 - Forma típica em planta de uma praia de enseada e seus compartimentos, semelhante ao identificado no setor leste. .... 54

## SUMÁRIO

<b>AGRADECIMENTOS</b> .....	iv
<b>RESUMO</b> .....	vi
<b>ABSTRACT</b> .....	vii
<b>LISTA DE ILUSTRAÇÕES</b> .....	viii
<b>1 INTRODUÇÃO</b> .....	1
<b>2 OBJETIVO</b> .....	4
2.1 OBJETIVO GERAL .....	4
2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS .....	4
<b>3 REFERENCIAL TEÓRICO</b> .....	5
3.1 AMBIENTE DE PRAIA .....	5
3.1.1 <b>Praia estuarina</b> .....	6
3.1.2 <b>Limites físicos e terminologia adotada</b> .....	6
3.1.3 <b>Processos costeiros e condicionantes praias</b> .....	8
3.1.3.1 Ondas .....	9
3.1.3.2 Marés .....	10
3.1.3.3 Ventos .....	11
3.1.3.4 Correntes .....	11
3.1.3.5 Transporte e distribuição de sedimentos .....	12
3.1.4 <b>Morfodinâmica de praias arenosas</b> .....	12
3.1.4.1 Parâmetros morfodinâmicos .....	14
<b>4 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO</b> .....	15
4.1 LOCALIZAÇÃO .....	15
4.2 PRAIA DO MARAHÚ .....	16
4.3 GEOLOGIA .....	17
4.3.1 <b>Neotectônica</b> .....	17
4.3.2 <b>Estratigrafia</b> .....	19
4.4 GEOMORFOLOGIA .....	20

4.5 SOLO E VEGETAÇÃO .....	22
4.6 ASPECTOS CLIMÁTICOS/METEREOLÓGICOS .....	22
4.7 ASPECTOS OCEANOGRÁFICOS .....	23
4.7.1 <b>Marés</b> .....	23
4.7.2 <b>Correntes de marés</b> .....	24
4.7.3 <b>Ventos</b> .....	24
4.7.4 <b>Ondas</b> .....	25
<b>5 MATERIAL E MÉTODOS</b> .....	26
5.1 AMOSTRAGEM .....	26
5.2 ANÁLISES LABORATORIAIS .....	28
5.3 ANÁLISE DOS DADOS.....	29
<b>6 RESULTADOS</b> .....	32
6.1 ASPECTOS MORFOLÓGICOS .....	32
6.1.1 <b>Setor oeste</b> .....	32
6.1.2 <b>Setor leste</b> .....	37
6.2 ASPECTOS MORFODINÂMICOS.....	43
6.3 ASPECTOS TEXTURAIIS .....	44
6.3.1 <b>Parâmetros estatísticos</b> .....	44
6.4.1.1. Tamanho médio .....	44
6.4.1.2 Desvio padrão .....	46
6.4.1.3 Assimetria .....	48
6.4.1.3 Curtose .....	50
<b>7 DISCUSSÕES</b> .....	52
<b>8 CONCLUSÃO</b> .....	56
<b>REFERENCIAS</b> .....	57
<b>ANEXOS</b> .....	66
<b>ANEXO A – PARÂMETROS MORFOMÉTRICOS INTEGRADOS DOS PERFIS DE PRAIA</b> .....	66

## 1 INTRODUÇÃO

A zona costeira caracteriza-se por ser uma área de transição, onde há a ocorrência de mudanças de curto, médio e longos períodos, caracterizadas por processos costeiros, que são uma mistura de processos marinhos e continentais que interagem entre si, resultando em um mosaico de paisagens com alta complexidade dinâmica (Carvalho & Rizzo, 1994).

Esta dinâmica costeira é a principal responsável pelo desenvolvimento das praias arenosas e pelos processos erosivos e deposicionais que as mantêm em constante alteração (Muehe 2003).

Segundo Suguio (1992), os estudos sobre a variabilidade morfossedimentar de praias permitem o acompanhamento de sua dinâmica (ciclos de erosão e sedimentação), o que leva, por exemplo, a elucidação de causas ou de fatores determinantes que influenciam os processos costeiros na modificação do equilíbrio praias.

Estando sujeitas a um dinamismo natural intenso, as praias arenosas estuarinas da Zona Costeira do Estado do Pará, apresentam estas alterações em suas morfologias (Alves 2001, El-Robrini 2001, França 2003). Como esta zona é caracterizada por reentrâncias formadas por baías e estuários, ocorrem inúmeras praias estuarinas.

O ambiente estuarino é caracterizado como um sistema complexo na interface entre o rio e o ambiente marinho. A natureza e distribuição de ambientes de sedimentação em um estuário são controladas pela interação entre disponibilidade de sedimentos, processos hidrodinâmicos e morfologia de fundo (Nichols & Biggs 1985).

Desta forma, entende-se que os estuários são ambientes bastante dinâmicos que sofrem transformações temporais de curto, médio e longo período, em função de fatores oceanográficos, climáticos, geológicos e antrópicos.

Schettini (2001) afirma que todo o tipo de estuário tem fatores particulares que os diferencia; e os estuários da Amazônia, com os ventos fortes e ação das ondas, formam as praias estuarinas.

Segundo Klein *et al.* (2003), em praias arenosas que apresentam essa configuração, a linha de costa geralmente assume forma curvada, podendo desenvolver formas assimétricas. Na margem ocidental da Ilha de Mosqueiro, os contornos angulosos e escarpados, influenciados por falhas geológicas normais e transcorrentes, alternam-se em enseadas com praias e pontões rochosos, ilhas e plataformas de abrasão (Igreja *et al.* 1990, França 2003, Barbosa 2007).

As praias estuarinas ocorrem nesta margem da Ilha, que apresenta uma costa vulnerável à erosão, como exemplo, a Praia do Marahú, que é a área de estudo deste trabalho.

No setor continental estuarino do NE do Pará, onde encontram-se a Ilha de Mosqueiro, há alguns estudos referentes à morfossedimentação em praias estuarinas e, os processos cíclicos erosivos, porém ainda são escassos os trabalhos que analisam a influência de distintas amplitudes de marés nas praias e que efeitos elas podem trazer a morfologia e sedimentação das mesmas.

El-Robrini (2001), na Ilha de Mosqueiro, realizou estudos sobre a variabilidade morfossedimentar das praias estuarinas da Ilha e evidenciou que a mudança da morfologia da linha de costa ocorre sazonalmente, sendo influenciada pela interação dos seguintes fatores: a variação das condições meteorológicas e climáticas e, dos processos oceanográficos e hidrológicos. Essas mudanças ocorrem tanto vertical, como horizontalmente, ocasionando mudanças de curto período na linha de costa.

França (2003) também estudou o comportamento morfológico de praias estuarinas na margem leste da Ilha do Marajó, onde identificou as mudanças de curto e médio período na morfologia costeira de Soure e Salvaterra.

Nota-se ainda o trabalho de Farias (2006), na Ilha de Caratateua, em que se observou uma tendência sazonal de características morfológicas dos perfis praias, ocorrendo uma predominância de perfis de acresção no período seco, quando os ventos estiveram mais fortes, favorecendo a ação de ondas de maior energia, enquanto que no período chuvoso, quando o índice pluviométrico foi maior, as marés possuíram as maiores amplitudes, e ocorreram os perfis erosivos, principalmente na parte superior dos perfis, que passaram a exibir uma morfologia mais côncava na zona de intermaré superior.

Para o caso da Ilha de Mosqueiro, sabe-se que a mesma vem sofrendo intensos processos de erosão costeira, principalmente de forma sazonal, como demonstrado por El-Robrini (2001).

Contudo, neste trabalho pretende-se averiguar através de perfis transversais de praia, se os efeitos da erosão e/ou deposição de sedimentos na praia do Marahú se mantêm contínuos durante a estação menos chuvosa amazônica, mesmo na mudança de marés de sizígia equinocial (condição extrema) à marés de quadratura (condição normal).

Desta forma, espera-se que os resultados obtidos possam agregar maiores informações sobre a sazonalidade das mudanças morfossedimentares da praia. Se constantes ou não, ainda que na

alternância do efeito da maré entre uma fase lunar a outra e, de condição hidrodinâmica alta a normal.

## 2 OBJETIVO

### 2.1 OBJETIVO GERAL

O objetivo deste trabalho é analisar a variação morfossedimentar e a vulnerabilidade à erosão costeira nos setores leste e oeste da Praia do Marahú, Ilha de Mosqueiro (PA), durante marés de sizígia equinocial e de quadratura de 2016.

### 2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Identificar as principais feições morfológicas ou sedimentares ao longo de perfis de praia (transectos);
- Relacionar a topografia da praia com a granulometria dos sedimentos;
- Verificar alterações na morfossedimentação entre os subambientes praias;
- Calcular o volume sedimentar nos perfis de praia durante duas fases lunares distintas;
- Identificar áreas de maior erosão costeira ou deposição de sedimentos;

### 3 REFERENCIAL TEÓRICO

#### 3.1 AMBIENTE DE PRAIA

As praias são ambientes sedimentares modernos bordejando as áreas costeiras do mundo todo. A praia inclui a zona de material não consolidado, entre a linha de maré-baixa e a mudança em material ou fisiografia na direção rumo ao continente (*landward*) (Oliveira 2009).

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

Para Muehe (2004), as praias são feições deposicionais no contato entre terra emersa e água, comumente constituídas por sedimentos arenosos, podendo também ser formadas por seixos e por sedimentos lamosos. Sua declividade da terra ao mar varia segundo a natureza dos materiais dominantes: maior nas praias de seixos rolados, e menor em sedimentos arenosos finos. Já no aspecto morfodinâmico, a praia se estende da porção subaérea para a zona submersa, constituindo, em conjunto, prisma sedimentar que se eleva em direção à costa e onde os sedimentos, mobilizados principalmente pelas ondas, se deslocam *onshore-offshore* em constante busca de equilíbrio.

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.

Mudanças volumétricas (erosão e acreção sedimentar) são expressas na variabilidade do perfil praial. Estas mudanças podem ocorrer em várias escalas de tempo, sendo válidos para períodos longos (décadas), intermediários (sazonais), onde a costa avança e se retrai, e para curtos períodos (diários ou semanais), onde a flutuação da energia das ondas incidentes é igual ou excedem as flutuações sazonais.

### 3.1.1 Praia estuarina

Segundo Nordstrom & Roman (1996), as praias estuarinas são definidas como depósitos de sedimentos inconsolidados (areia, cascalho ou conchas) livremente retrabalhados por ondas e correntes associadas. São comumente encontradas ao longo de linhas de costa onde a energia das ondas é adequada para erodir o material inconsolidado das formações costeiras. Também dominam em linhas de costa estuarina próximas a “*inlets*” oceânicos, onde os sedimentos são depositados e redistribuídos no estuário por ondas e correntes da maré enchente.

Dentro de um mesmo estuário podem-se observar praias com uma grande variedade de formas, tamanhos e composições, refletindo a variação nas condições do vento, ondas e correntes, além de alterar as características dos sedimentos provenientes das áreas fontes, da topografia, do crescimento vegetal e das atividades humanas (Fischer 2005).

De acordo com a Nordstrom (1992), as praias estuarinas apresentam-se extensas com curtas largas praias, e há uma forte relação entre a amplitude das marés e altura de onda que diferencia estes sistemas de muitas praias oceânicas e leva a uma resposta diferente do perfil morfológico praias.

A influência de outros fatores locais como a orientação da linha de costa, a configuração dos fundos adjacentes e a intensidade do vento, assumem também uma maior relevância do que em zonas costeiras expostas (Nordstrom 1992, Jackson & Nordstrom 1992).

Nordstrom (1997) propõe que a influência da sazonalidade nos perfis praias em regiões estuarinas está relacionada à baixa variabilidade de ondas locais, porém, isto não minimiza a influência das duas condicionantes hidrodinâmicas principais que são as marés e as ondas.

### 3.1.2 Limites físicos e terminologia adotada

Os conceitos utilizados para definir o termo praia diferem consideravelmente entre si, mas levam em consideração o caráter não coesivo dos sedimentos e a dominância de fatores hidrodinâmicos primários atuantes. Através desses processos que se busca uma delimitação e caracterização do ambiente praias (Hoefel 1998), porém ainda não há uma nomenclatura padronizada para designar os subambientes praias, e seus limites.

Cada um dos subambientes é distinguido por diferentes características morfológicas e sedimentológicas, frequências de inundação e dinâmica de regimes. Diversos autores têm utilizado terminologias diferentes para estas zonas. Segundo Wright *et al.* (1982), Short (1999), Souza *et al.* (2005), Ranieri (2014), a descrição morfológica praial é descrita como (Figura 1).

A **zona de supramaré** é a zona que se estende do nível de maré alta de sizígia até a base de uma falésia, duna, terraço marinho ou linha de vegetação permanente. Esta zona é esporadicamente atingida pelas ondas de tempestade que podem ali desenvolver uma berma de tempestade, atingindo o seu limite superior ou até ultrapassá-lo (Souza *et al.* 2005).

A **zona de intermaré** fica situada entre o nível de maré alta de sizígia e o nível de maré baixa de sizígia. Podendo ser subdividida em:

- Zona de intermaré superior, que se estende a partir da linha de maré alta de sizígia até a linha de maré alta de quadratura. A morfodinâmica é primariamente governada pelo processo de espraiamento e em uma pequena extensão por processos eólicos. Condições relativamente estacionárias são experimentadas nesta zona durante a maré alta.
- Zona de intermaré média, que é centralizada na posição do nível médio do mar, entre as linhas de maré alta e baixa de quadratura, sendo dominada pela mistura dos processos de espraiamento e de dissipação energética de ondas.
- Zona de intermaré inferior, sendo limitada pelas linhas de maré baixa de quadratura e maré baixa de sizígia. Ocorre espraiamento de ondas, com uma maior atuação de processos de dissipação energética de ondas. É possível observar marcas de escorrimento ou leques de espraiamento (“*rill marks*”), as quais são pequenos canais de drenagem, originados sobre areias da porção inferior da praia, por refluxo da água durante o abaixamento da maré.

A **zona de inframaré** representa a porção inferior do perfil praial, localizada a partir da linha de maré baixa de sizígia estendendo-se em direção *offshore*. Esta zona compreende-se o nível de maré baixa de sizígia e o nível base de ação de ondas de tempo bom.

O primeiro subambiente foi selecionado por apresentar uma área fora do alcance de ondas e marés normais, já as demais sofrerem normalmente a ação das marés e os efeitos do espraiamento (swash) e o refluxo (backwash) das águas.

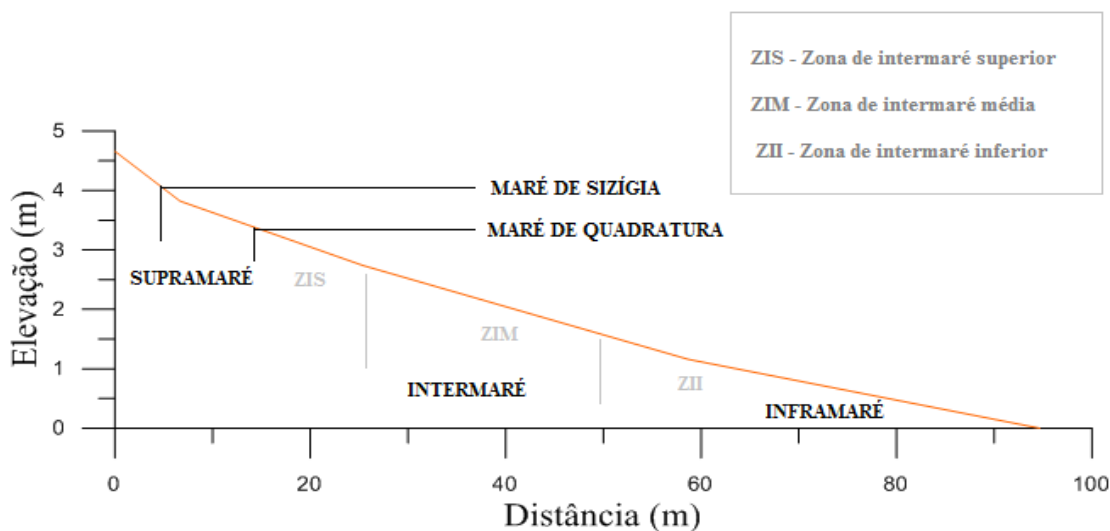


Figura 1- Perfil das zonas de supramaré (pós-praia), intermaré e inframaré  
 Fonte: Autor.

### 3.1.3 Processos costeiros e condicionantes praias

Segundo Nordström (1993), como as praias são sistemas altamente dinâmicos, necessita-se de condições limites e de “inputs” externos para a sua formação. Enquanto as ondas e os sedimentos são essenciais para a formação da praia, é necessária uma base para sustentar a praia. Durante e subsequente a sua formação, as praias também dependem do suprimento de sedimento, clima de ondas (esbeltez, altura e período de onda) e regime de marés. Portanto, existem uma série de variáveis envolvidas na determinação da morfologia praial. Os principais fatores que determinam o tipo, a configuração e a distribuição das praias estuarinas são:

- Escoamento dos rios e canais, que influenciam no tipo de sedimento e nos padrões de transporte de sedimento no estuário;
- O fluxo das marés, muito importante na foz do estuário (regime de maré);
- Exposição às ondas (altura e período das ondas);
- Clima regional;
- Gradiente praial;
- Regime de ventos.

Em meio às atuações físicas que esculpem a acomodação da linha da costa; destacam-se a ação de correntes de marés, ondas, correntes litorâneas e ventos (Rosseti 2008).

### 3.1.3.1 Ondas

As ondas possuem uma grande importância na dinâmica costeira, sendo responsáveis por mudanças de curto prazo da linha de costa, por causa da grande mobilidade de sedimentos trazidos por elas, juntamente com o regime de marés e correntes associadas, propiciando os processos de erosão e sedimentação sazonal (Silva *et al.* 2004). Logo a hidrodinâmica que existe ao longo da praia é resultante da interação das ondas incidentes, permanentes e periódicas e dos fluxos gerados por ondas e marés. Esse movimento gera atrito sobre os sedimentos, dos quais são carregados em suspensão, causando gradientes espaciais e temporais no seu percurso. Assim, morfologia e hidrodinâmica evoluem conjuntamente (Wright & Short 1984).

As ondulações que chegam à costa (ondas incidentes ou gravitacionais) sofrem o efeito de refração no fundo marinho (em função da diminuição da profundidade) ou difração, que é o fenômeno de transmissão lateral de energia de uma onda através de sua crista, ao redor de obstáculos (presença de ilhas, promontórios, etc.). Esses fenômenos geram perturbações na direção de propagação das ondas, de tal modo que, quando convergem para um determinado local, há concentração de energia no mesmo, predominando a erosão, e quando divergem, há dispersão de energia, ocorrendo, então, a deposição (Silva *et al.* 2004).

Outro fenômeno que ocorre, é a reflexão das ondas, quando voltam em direção contrária à de propagação inicial, após chocar-se com um obstáculo (praias fortemente inclinadas, barreiras, muros de arrimo, etc.) gerando um novo trem de ondas, que acaba se superpondo ao interior (Silva *et al.* 2004).

Ao avançarem até águas rasas, onde se terminam por romper, as ondas exprimem diferentes formas de arrebenção, dependendo da forma como ela dissipa energia e da morfologia da costa (Ranieri 2011).

Os tipos de arrebentação das ondas segundo a classificação de Galvin (1968 *apud* Ranieri 2011) 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***, constitui 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 em costas de declive acentuado. A energia da onda é dissipada à medida que a onda desliza sobre a face praial, sem arrebentar.

### 3.1.3.2 Marés

As marés são oscilações diárias complexas ao nível do mar, com variação mundial indo de praticamente imperceptível até diversos metros. As marés astronômicas são produtos de flutuação periódica do nível da água em função do movimento rotacional da terra, em combinação com a força gravitacional exercida pela lua e, de forma secundária, pelo sol (Rosseti 2008).

Devido ao fato de 1 dia lunar ter aproximadamente 24h 50m, em oposição ao dia solar de 24 horas, as marés não ocorrem todos os dias à mesma hora num mesmo local. Conforme a periodicidade apresentada pelas marés, elas podem ser classificadas como: *maré semi-diurna* quando ocorrem duas marés altas e duas marés baixas a cada 12 horas, *maré diurna* ocorre a cada 24 horas, uma maré elevada e uma maré baixa e *marés mistas* combinação dos outros dois com grandes diferenças de altura entre suas preamares e baixamares (Thurman 1994).

De acordo com Davies (1964) costas com amplitudes de marés inferior a 2 m são classificadas como de regime de micromaré; amplitudes entre 2 e 4 m são classificadas como de mesomaré e, amplitudes superiores a 4 m são características de regime de macromaré.

Ao se aproximar da zona costeira a maré sofre alterações em suas características devido às bruscas mudanças na profundidade do fundo marinho e as interações com a linha de costa (Parker 1991).

As contínuas alterações na estrutura da onda de maré, conforme ela se propaga em direção ao estuário e para dentro do mesmo, faz com que a maré tenha influência dominante na dinâmica estuarina. Essas alterações são geradas pela ocorrência de processos de águas rasas não-lineares ocasionadas pela interação com a geometria do estuário e pela fricção do fundo e dos contornos terrestres (Parker 1991).

#### 3.1.3.3 Ventos

Os ventos são responsáveis não só pelo processo de transporte dos grãos de areia nos ambientes praias, como também pela geração de ondas, que ao atingirem a costa, atuam na deriva litorânea favorecendo o transporte ao longo da mesma (Fonza 1994), sendo o principal responsável pela troca de areias entre a praia e o pós-praia.

#### 3.1.3.4 Correntes

As correntes constituem alguns dos importantes agentes de remobilização de sedimentos e, são responsáveis pelo transporte de material ao longo da costa assim como, um grande mecanismo de circulação responsável pela manutenção da estabilidade e equilíbrio dos ambientes praias (Tessler & Mahiques 2008).

A incidência de ondas na linha de costa gera correntes costeiras, onde o ângulo de incidência das mesmas nas praias é que determinará o tipo de circulação costeira (Dyer 1997). As correntes induzidas por ondas são divididas em: correntes de deriva litorânea (*longshore currents*), correntes transversais (*cross-shore currents*) e correntes de retorno (*rip currents*).

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 macro-mesomarés, a exemplo do Nordeste do Pará (Souza Filho *et al.* 2001).

Diferentemente das correntes de maré nas águas oceânicas, em estuários e canais, a velocidade das correntes não está em fase com a amplitude da maré (Dyer 1997). Em águas oceânicas, a maré se propaga como uma onda progressiva, e máximos valores de correntes de maré são observados na baixamar e na preamar, e a inversão da direção ocorre aproximadamente na metade do tempo da vazante e da enchente. Já em estuários, geralmente a maré é a combinação de uma onda de maré progressiva com uma onda de maré estacionária, e deste modo as velocidades máximas de corrente de maré são encontradas aproximadamente no meio da vazante e da enchente e a mudança da direção da corrente ocorre na baixamar e na preamar (Pethick 1984).

#### 3.1.3.5 Transporte e distribuição de sedimentos

Existem muitas fontes de sedimento para a praia, além dos sedimentos trazidos pelos rios e da produção biológica, tais como a formação de precipitados químicos e a erosão de costões rochosos (Brown *et al.* 1989, Kennet 1982).

Para Shepard (1973), a fonte direta de quase todas as praias arenosas é a plataforma continental, que recebeu previamente sedimentos do continente durante o Pleistoceno, quando o nível relativo do mar estava mais baixo. Uma outra fonte vem da erosão de falésias por ação das ondas.

Os sedimentos de uma praia podem ser compostos de qualquer material que seja disponível em quantidades significantes e que possua características apropriadas (como tamanho e durabilidade) a permanecer sobre as condições hidrodinâmicas da praia (Komar 1976).

Segundo Komar (1976) a morfologia de uma praia reflete a composição dos seus sedimentos, e dos processos físicos. A praia, portanto, toma a forma que reflete o movimento da água e dos sedimentos.

#### 3.1.4 Morfodinâmica de praias arenosas

Para Duarte (1997) a praia varia em suas características granulométricas e morfológicas por meio de agentes modificadores e condicionantes de costa. Por meio de estudo desses condicionantes em certo período de tempo que podemos classificar as praias em seu estágio modal ou morfodinâmico predominante.

O conceito de estágio ou estado morfodinâmico ou modal da praia é usado para designar a assembléia completa das formas deposicionais e a sua relação com os processos hidrodinâmicos (Short 1979, 1999, Sazaki 1980, Wright & Short 1984, Masselink & Short 1993).

Diferentes modelos sequenciais de evolução de praias arenosas têm sido propostos, destacando-se os das escolas de Geomorfologia Costeira americana (Sazaki, 1980) e australiana (Wright & Short 1984, Short 1979).

Sazaki (1980) estabeleceu um modelo baseado nas características ambientais principais das praias, segundo três estágios ou estados morfodinâmicos - dissipativo, reflexivo (ou refletivo) e intermediário (Tabela 1). Esse modelo é bastante útil quando dados sobre o clima de ondas não estão disponíveis, como é o caso da praia estuarina do Marahú no qual se realizou o trabalho.

Tabela 1- Classificação de estados morfodinâmicos de praias arenosas

PARÂMETROS	DISSIPATIVO	INTERMEDIÁRIO	REFLEXIVO
<b>ONDAS</b>			
Tipo de Quebra	deslizante	deslizante/mergulhante	mergulhante/frontal
Número de Quebras	> 3	1-3	1
Refletividade	baixa	-	alta
Nível Relativo de Energia	alto	médio	baixo
Ângulo de Incidência	normal à costa	médio (0-10°)	oblíquo (10-45°)
<b>CORRENTES</b>			
Horizontais	grandes giros	pequenos giros	unidirecional
Costa afora	correntes de retorno intensas	correntes de retorno médias	fluxo rumo sotamar
<b>MORFOLOGIA</b>			
Barras	múltiplas, paralelas	em crescente	sem barras
Declividade média	< 2°	2-4°	> 4°
Cúspides e irregularidades da linha de costa	embaixamentos rítmicos / aperiódicos	cúspides de surfe	cúspides de espraiamento
Perfil Praial	plano	Transicional (berma)	em degraus (berma)
<b>TRANSPORTE DE SEDIMENTOS</b>			
Longitudinal	baixo	médio	alto
Costa-adentro / Costa-afora	alto	médio	baixo
Modo Dominante	suspensão	misto	carga de fundo
Granulometria	fina	média	grossa
Atividade Eólica	alta	média	baixa

Fonte: Segundo Sazaki (1980), Souza (1997)

Sousa (1997) utilizou a metodologia da escola americana proposta por Sazaki (1980) nas praias de São Paulo, introduzindo nela os conceitos de “alta energia” para as costas abertas e “baixa energia” para costas abrigadas, definindo assim cinco estados morfodinâmicos: dissipativo de alta energia, dissipativo de baixa energia, intermediário, reflexivo de alta energia e reflexivo de baixa energia.

Para a escola australiana uma das definições do termo morfodinâmica de praias é o “ajuste mútuo da topografia e da dinâmica dos fluidos, envolvendo o transporte de sedimentos” (Wright & Thom 1977). Wright & Short (1984) propõem a compreensão das respostas morfológicas das praias frente às variações hidrodinâmicas, principalmente por meio do clima de ondas. Estabeleceram 6 estágios morfodinâmicos de praia: dissipativo, banco e calha longitudinais, banco e praia de cúspides, bancos transversais, terraço de baixa-mar e reflexivo.

#### 3.1.4.1 Parâmetros morfodinâmicos

Os parâmetros morfométricos descritos por Short & Hesp (1982), como a declividade da face praial ( $\beta$ ), são sensíveis às mudanças e aos tipos de praias. O movimento da linha de costa normal à praia pode ser medido em termos de mobilidade de praia ( $\sigma Y_b$ ), também representado como a variação da largura da praia ( $D_p Y_b$ ), que por definição é o desvio padrão da posição média da praia (Dolan *et al.* 1978).  $CV Y_b$  representa o coeficiente de variação da linha de costa em porcentagem.

A superposição de perfis topográficos possibilita o cálculo do parâmetro: variação do volume sedimentar ( $V_v$ ). Os dados de variação do  $V_v$ , calculados para porção subaérea, possibilitam a análise de áreas de erosão e acreção sedimentar no perfil de praia.

## 4 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

### 4.1 LOCALIZAÇÃO

A área em estudo está localizada na Praia do Marahú, na de Ilha de Mosqueiro. A Ilha de Mosqueiro é um exemplo de região estuarina fortemente influenciada pelos ventos e ondas locais, bem como pela ação das marés e sazonalidade climática. Esta localiza-se na margem direita do estuário do Rio Pará, separada do continente pelos furos do Maguari e das Marinhas, georeferenciada segundo as coordenadas: latitudes  $01^{\circ}03'15''\text{S}$  e  $01^{\circ}13'56''\text{S}$ , e longitudes  $48^{\circ}18'15''\text{W}$  e  $48^{\circ}28'09''\text{W}$  (Figura 2). A configuração de costa é caracterizada por uma sucessão de promontórios e enseadas arenosas, as quais formam ao todo 21 praias, que se estendem por  $220,85\text{ km}^2$  (El-Robrini 2001). A Ilha pertence à região metropolitana de Belém e está localizada a 79 km desta. Segundo Viana (2013), a ilha apresenta 17 km de praias de água doce, e altitude média de 15 m acima do nível do mar.

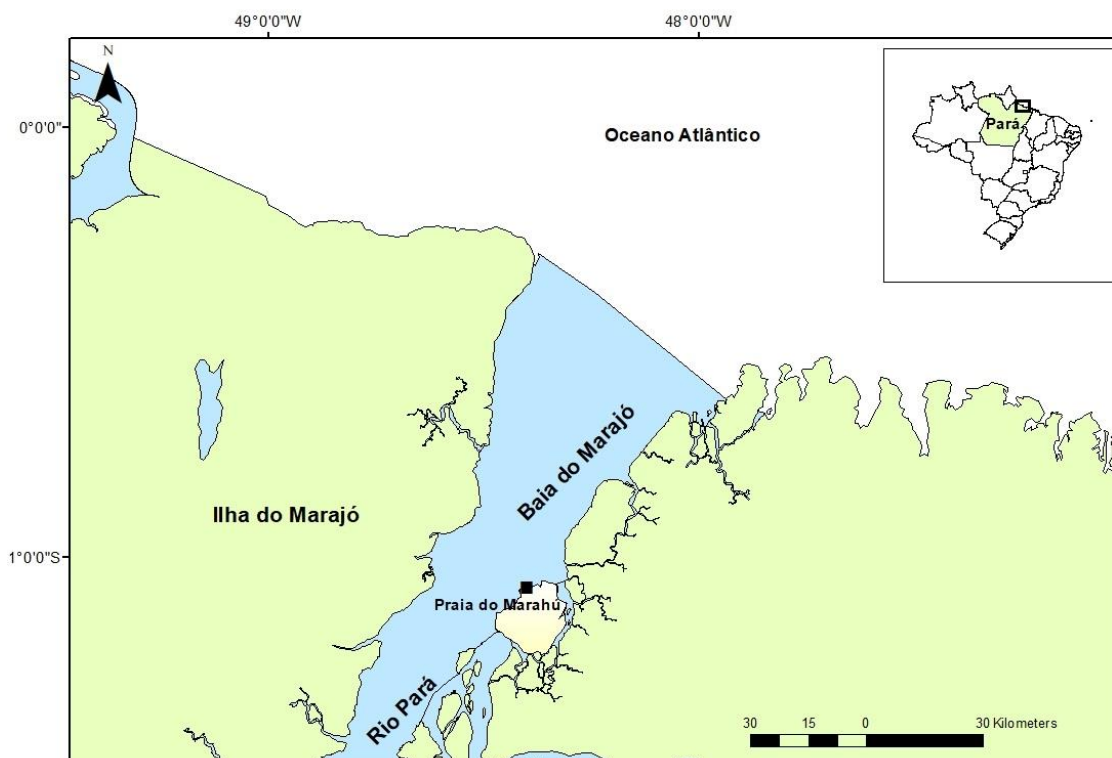


Figura 2 - Mapa de localização da área de estudo

## 4.2 PRAIA DO MARAHÚ

A praia do Marahú apresenta um traçado retilíneo, sendo semi-protegida por promontórios formados por pontais rochosos e limitada pelo planalto costeiro. Sua orientação WSW-ENE corresponde ao setor norte da Ilha de Mosqueiro que apresenta um segmento praial que possui 3 km de extensão.

Bem como as outras praias pertencentes à Ilha de Mosqueiro, a praia em estudo apresenta potencialidades quanto a forma de uso e ocupação, sendo o principal atrativo, o turismo, que é viabilizado pela proximidade com a Região Metropolitana de Belém e com a construção, na década de 70, da ponte Sebastião Raimundo de Oliveira sobre o furo das Marinhas, o transporte rodoviário impulsionou o processo de integração da ilha aos demais municípios da região metropolitana, intensificando o crescimento populacional.

Esse processo de ocupação na praia do Marahú, não foi acompanhado de um planejamento e gestão sócio/ambiental da região. O setor oeste da praia é bordejado por falésias, modificadas por construções urbanas, como revestimento por concreto e construções de casas sobre elas (Figura 3). Essas construções se estendem até a zona da praia em alguns pontos. Enquanto o setor leste é constituído por uma porção central sem a presença de falésias, mas com construções de barracas e pista de acesso, próximo a LMA (Linha de Maré Alta), que são alcançadas em marés de sizígia e afetadas com o processo de erosão. A porção final deste setor é menos urbanizada e apresenta falésias com vegetação natural.

A praia apresenta faixa de areia curta inundada pelas marés semi-diurnas, escarpas praias, devido a presença das falésias e berma, sedimentos com granulometria grosseira e declives levemente acentuados.



Figura 3- Ocupação sobre falésias no setor oeste com revestimento por concreto e construções de casas.

## 4.3 GEOLOGIA

### 4.3.1 Neotectônica

A Ilha de Mosqueiro localiza-se em uma área que sofreu reflexos de fenômenos neotectônicos que atingiram a Amazônia Oriental, desde o Terciário. Sendo assim, tais fenômenos desencadearam feições estruturais, sequências sedimentares, padrões de rede de drenagem e sistemas de relevo que definem o quadro neotectônico da região (Costa *et al.* 1996, Schaller *et al.* 1971) (Figura 4).

No caso da Ilha de Mosqueiro, os fenômenos neotectônicos atuantes datam do Terciário Superior e Quaternário. Sendo assim, a linha de costa reflete a influência de tais fenômenos (falhamentos) configurando uma costa recortada, com a presença de falésias, promontórios e enseadas. Neste contexto, destacam-se dois grupos de estruturas falhadas: as falhas normais e as falhas transcorrentes. As falhas normais (zonas normais) apresentam um regime de ruptura vertical ou quase vertical da litosfera. Na área em questão, as mesmas estão associadas ao surgimento de falésias, delimitando, em várias porções da zona costeira da Ilha, o limite entre o planalto costeiro e as praias arenosas (Igreja *et al.* 1990).

Com relação às falhas transcorrentes (zonas transferentes), estas produziram na configuração da zona costeira da Ilha, de maneira associada, promontórios (ou pontões de rochas sedimentares) e enseadas, haja vista que estes falhamentos caracterizam-se por apresentarem movimentos horizontais nas camadas da crosta. As orientações das falhas na Ilha de Mosqueiro estão vinculadas a abertura da Baía de Marajó. Com isso, tais orientações se dão diametralmente opostas às encontradas na Ilha de Marajó (margem esquerda da Baía de Marajó), localizada na margem oposta à Ilha de Mosqueiro (margem direita da baía de Marajó). As falhas normais apresentam a orientação NE-SW na ilha em questão, enquanto que na Ilha de Marajó estas têm a orientação NO-SE. Em relação às falhas transcorrentes, as mesmas possuem orientação NO-SE na Ilha de Mosqueiro e NE-SW na Ilha de Marajó (Igreja *et al.* 1990).

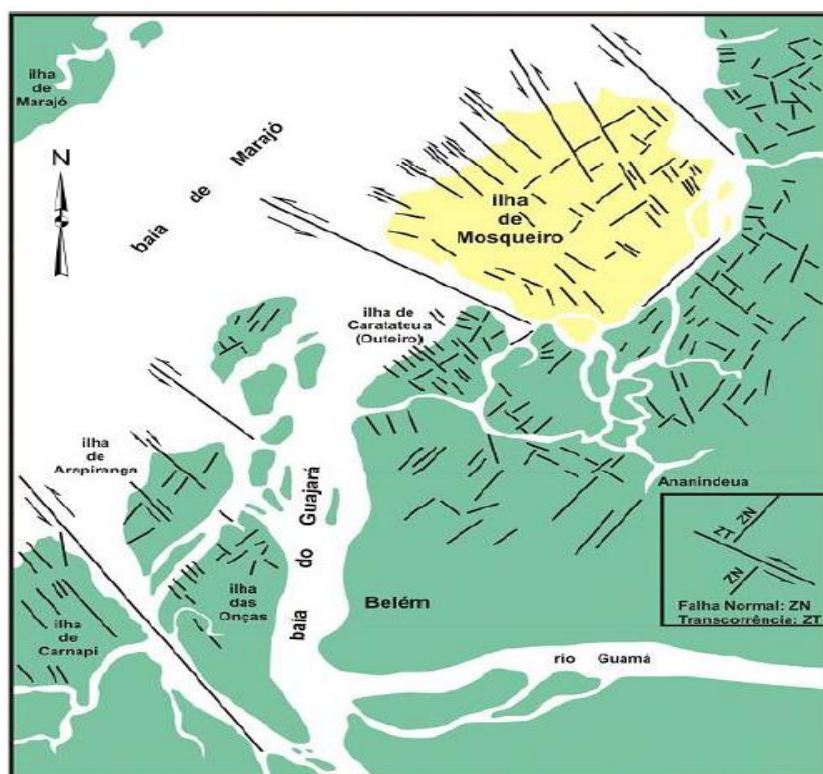


Figura 4- Desenho esquemático do modelo neotectônico da região de Belém e adjacências.

### 4.3.2 Estratigrafia

Além da influência tectônica, o relevo da Ilha de Mosqueiro é resultado de flutuações climáticas ou glacioeustáticas, que ocorreram durante o Terciário e o Quaternário. Tais flutuações foram responsáveis pela constituição das camadas deposicionais denominadas de Formação Pirabas, Formação Barreiras e Sedimentos Pós-barreiras (Grupo Barreiras-Pós-Barreiras) (Figura 5).

No Terciário, inicialmente ocorreu a sedimentação, predominantemente transgressiva, da Formação Pirabas. Esta formação é constituída por rochas carbonáticas depositadas durante o Mioceno Inferior (Ferreira & Francisco, 1988). Posterior a esta deposição, houve uma fase de regressão marinha responsável pela deposição dos sedimentos da Formação Barreiras.

Segundo Araújo *et al.* (1998), tal formação corresponde a depósitos continentais sobrepondo rochas do embasamento cristalino, sedimentos cretáceos e terciários marinhos (Formação Pirabas), sendo constituído por argilas, silte e areia, podendo apresentar leitos de areias e conglomerados. Os sedimentos da Formação Barreiras apresentam um baixo grau de compactação, cores variadas (vermelho, amarelo e tonalidade esbranquiçada), nódulos e concreções de ferro formados *in situ*, responsáveis pelo aspecto mosqueado típico. Ainda segundo este autor, podem ser observados arenitos ferruginosos denominados de grês do Pará, *in situ*, e níveis de microconglomerados quartzosos.

Os sedimentos Pós-barreiras têm como característica a presença de depósitos areno-argilosos, datados entre o Pleistoceno e o Holoceno (Costa *et al.* 1992). Tais sedimentos repousam sobre o Grupo Barreiras. Conforme Sá (1969), a separação entre estas duas sequências é identificada através de uma discordância erosiva, que demarca o limite entre o Grupo Barreiras e os sedimentos Pós-Barreiras, reconhecida regionalmente e, particularmente, nas falésias da Ilha de Mosqueiro.

Para Christofolletti (1980) a totalidade das costas e praias foi ou está sendo esculpida em função dos níveis marinhos do Quaternário recente. Corroborando com esse pressuposto, destaca-se a última transgressão marinha do início do Holoceno (Transgressão Flandriana) como a responsável pela sedimentação atual das praias, várzeas e manguezais da Ilha de Mosqueiro.

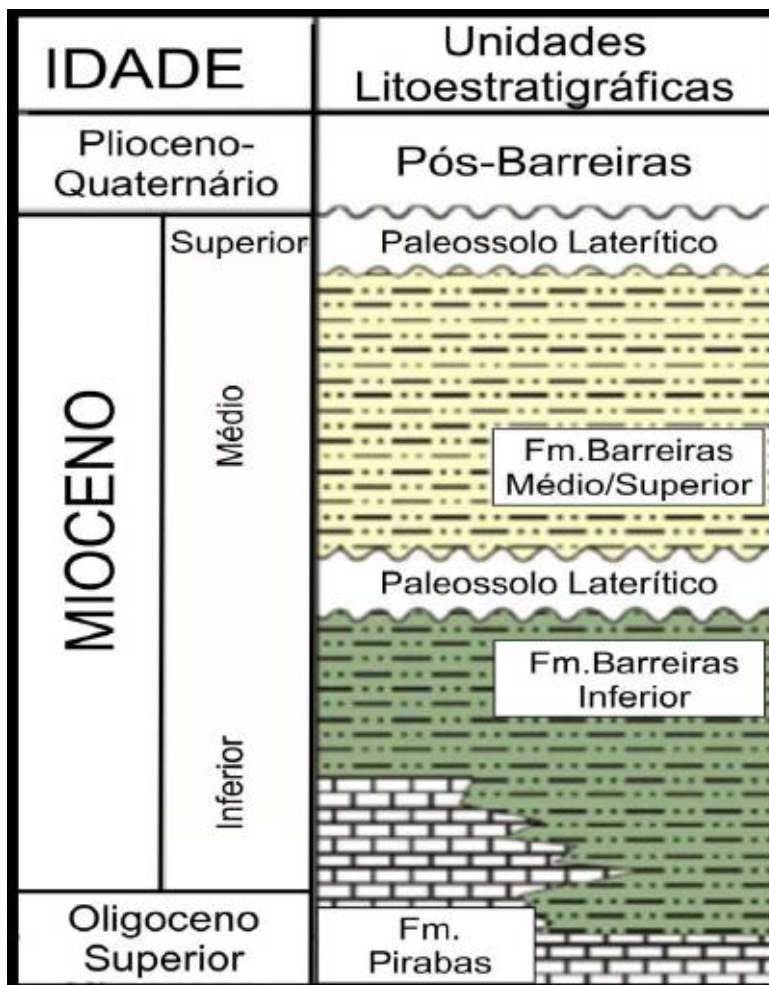


Figura 5 - Coluna Estratigráfica da Região Nordeste do Estado do Pará.

#### 4.4 GEOMORFOLOGIA

O litoral NE do Pará perfaz 600 km de extensão, indo desde a foz dos rios Amazonas e Gurupi, e é subdividido por Franzinelli (1992), em dois tipos de costa: Costa de emersão (oeste da Baía do Marajó) e Costa de submersão (leste da Baía do Marajó).

Os processos tectônicos, glácio-eustáticos e morfoclimáticos originaram duas unidades regionais de relevo, na Ilha de Mosqueiro: Planalto Rebaixado da Amazônia e Planície Amazônica (Barbosa *et al.* 1974).

O Planalto Rebaixado da Amazônia é uma unidade de relevo de degradação, constituídos por sedimentos do Grupo Barreiras-Pós-Barreiras. Subdivide-se em unidades morfológicas menores, chamadas de Baixos Platôs e Tabuleiros, que abrangem a maior parte da ilha. Ao se aproximarem da linha de costa, estas sub-unidades formam escarpas erosivas ou falésias, com alturas entre 0,5 e 3,0 m.

A Planície Amazônica tem como característica a presença de superfícies topográficas de acumulação, relativamente planas a pouco inclinadas, desenvolvidas em cotas inferiores a 5 m e sujeitas à influência fluvial. Esta unidade representa, assim, áreas de acumulação de sedimentos holocênicos, que se distribuem ao longo da linha de costa ou nas margens dos canais, como leitos de inundação.

Com relação ao desenvolvimento da respectiva unidade de relevo, Ab'Sáber (1986) alega que somente em condições tropicais e em uma área com forte sedimentação marinha e fluvial pode haver condições para o estabelecimento de tal tipo de morfologia. Nesta unidade desenvolvem-se as várzeas, os igapós e os manguezais. As duas primeiras são representativas das planícies de inundação dos cursos d'água: rios, furos e igarapés onde ocorrem depósitos aluviais holocênicos predominantemente argilosos. No que se referem aos manguezais, estes tem seu desenvolvimento atrelado às áreas de acumulação em planícies de maré, com depósitos argilosos e lodosos.

Para a Ilha de Mosqueiro, Silva (1975) propôs uma compartimentação geomorfológica que compreende duas unidades:

a) **Terraços Pleistocênicos:** São terrenos quase planos situados entre 15 e 25 m de altitude. A declividade não ultrapassa 10 %. Estas áreas são sustentadas por sedimentos arenosos, siltsos e argilosos caulíníficos.

b) **Planície Aluvial de Inundação:** Situa-se entre as cotas de 0 a 5 m. Apresenta áreas com declives inferiores a 3 %, conhecidas popularmente por várzeas (alta e baixa). Nestas áreas ocorrem sedimentos holocênicos argilosos e siltsos.

#### 4.5 SOLO E VEGETAÇÃO

Os solos da área de estudo encontram-se em duas seções fisiográficas distintas: Terraços Aluviais Pleistocênicos e Planície Aluvial de Inundação. Estes solos estão distribuídos nas seguintes grandes classes: Latossolo Amarelo com textura média, Concrecionário Laterítico com textura argilosa, Areia Quartzosa e Podzólico Vermelho-Amarelo com textura argilosa, Podzol Hidromórfico com textura arenosa, Gley Pouco Húmico com textura argilosa e hidromórficos indiscriminados.

As classes de solos individualizados por Silva (1975), também se relacionam ao controle geomorfológico:

**a) Terraços Pleistocênicos:** São constituídos por latossolos amarelos álicos de textura média, areias quartzosas álicas, materiais concrecionários lateríticos álicos de textura argilosa, podzólicos vermelho amarelados álicos de textura argilosa e podzóis hidromórficos de textura arenosa.

**b) Planície Aluvial:** Formada por solos Gley pouco húmicos de textura arenosa (álico e eutrófico) e solos hidromórficos indiscriminados.

Segundo Ventunieri *et al.* (1998), a Ilha de Mosqueiro apresenta um domínio de Floresta Ombrófila Densa. São encontrados dois subtipos, cujos limites são coincidentes ao das seções fisiográficas presentes na área: nos terraços pleistocênicos ocorre a mata de terra firme, enquanto nas planícies aluviais, a mata de várzea. Nas áreas de maior influência salina, encontra-se o manguezal, composto por mangue vermelho (*Rhizophora mangle*), mangue preto (*Avicennia schaueriana*) e mangue branco (*Laguncularia racemosa*). Já a vegetação secundária está representada no terreno onde a mata primária foi desmatada.

#### 4.6 ASPECTOS CLIMÁTICOS/METEOROLÓGICOS

A região é caracterizada por clima equatorial (quente e úmido). É sazonalmente bem definido com um período quente/seco de junho a novembro e uma estação chuvosa de dezembro a maio (INMET 2015) (Figura 6).

Essa variação sazonal é determinada por mudanças na posição da Zona de Convergência Intertropical durante o curso do ano (Arraut *et al.* 2012).

Segundo Rocha *et al.* (2002), o principal sistema de grande escala que regula o regime de precipitação do litoral paraense é a Zona de Convergência Inter-Tropical (ZCIT), que contribui com mais de 70% da chuva anual. A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) migra sazonalmente de sua posição mais ao norte (12°), em agosto-setembro, para posições mais ao Sul (4°), em março-abril, (INPE 2005).

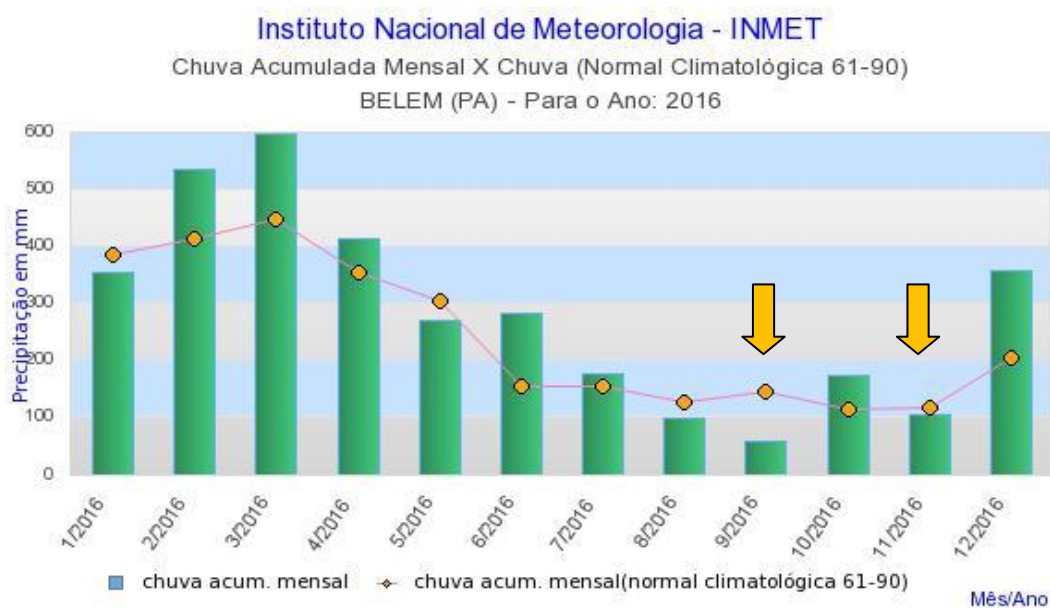


Figura 6- Previsão de precipitação para Belém durante o ano de 2016. As setas em laranja indicam os meses de campo.

## 4.7 ASPECTOS OCEANOGRÁFICOS

### 4.7.1 Marés

A Ilha de Mosqueiro é dominada por meso-marés de natureza semi-diurna. Esse padrão de marés é caracterizado pela ocorrência de duas premares (PM) e duas baixamars (BM) no período de um dia lunar (24h50). As praias da Ilha do Mosqueiro sofrem uma variação média de marés de 3,5m durante a sizígia e 1,4m durante a quadratura (Alves 2002).

Segundo Pinheiro (1987), ao penetrar na região estuarina, as marés provenientes do Oceano Atlântico, tem sua amplitude aumentada devido a pouca profundidade do fundo marinho da costa

brasileira. França (2003) observou que, no período menos chuvoso as águas ficam salobras devido à maior influência das marés sobre essas águas.

#### 4.7.2 Correntes de marés

Segundo Carvalho (2003), as correntes de maré são as principais correntes que atuam na costa do Estado do Pará. São produzidas pelos movimentos verticais, resultantes da variação (amplitude) de curto período do nível do mar. A energia destas correntes de marés serve como mecanismo de mistura entre as águas doces provenientes dos rios e as águas salgadas oriundas do ambiente marinho, bem como a ressuspensão, transporte e deposição dos sedimentos; a formação de canais e bancos; e a redistribuição de contaminantes que possam existir na área. A amplitude e duração das marés, bem como a intensidade das correntes estão em função da quantidade de chuva, da intensidade dos ventos reinantes e das variações das direções das correntes nos canais, igarapés, rios e bancos (Correa 2005).

Na costa paraense, as correntes de maré agem perpendicularmente a costa, com velocidades máximas, superiores em média, de 1,5 nós na plataforma continental. As fortes correntes de maré atingem velocidades da ordem de 2,1 nós (6 hs antes da preamar, nas marés de sizígia) e 1,9 nós (4 hs após a preamar, nas marés de quadratura) (Macola & El-Robrini 2004).

#### 4.7.3 Ventos

No nordeste do Estado do Pará, os ventos alísios de NE e SE são os mais atuantes. Tais ventos são originados pelo Anticiclone Tropical Atlântico (ATA) e pelo Anticiclone Tropical Atlântico Norte (ATAN) (Fonza 1994). Ressalta-se que a velocidade do vento aumenta com a proximidade da costa, devido ao efeito de brisa acentuado (Figura 7).

Com a chegada da primavera e o início do verão, a velocidade do vento aumenta satisfatoriamente, em função da influência dos ventos alísios que passam a soprar mais sobre a região tropical. 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 litoral norte (Macola & El-Robrini, 2004).

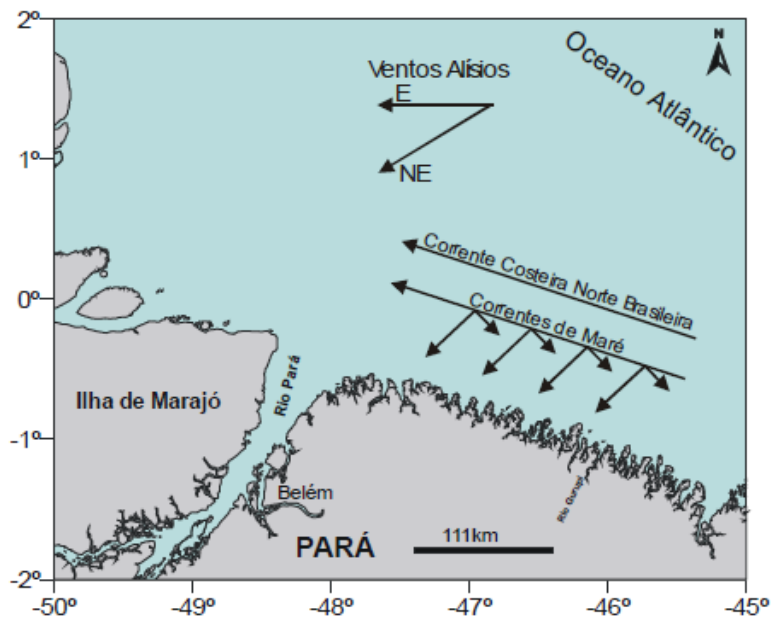


Figura 7- Principais direções dos ventos alísios, correntes de maré e Corrente Costeira Norte Brasileira.

Fonte: Oliveira 2006

#### 4.7.4 Ondas

As ondas são importantes para a dinâmica, propiciando a mistura das águas e a ressuspensão constante dos sedimentos de fundo e das margens, podendo causar processos erosivos (Silva 1998). Segundo Alves (1999), os ventos Alísios ENE são responsáveis pela formação das ondas na costa paraense.

Informações relacionadas às características das ondas na Ilha de Mosqueiro foram observadas por El-Robrini (2001), indicando que as ondas quebram com uma altura de até 1m, neste caso, com períodos em torno de 8s. Em condições de maré baixa, a superfície da água na ilha é tranquila, com presença de pequenas ondulações, que não chegam a 0,3m de altura. As praias de água doce de baías têm ondas volumosas que lembram as praias oceânicas.

## 5 MATERIAL E MÉTODOS

### 5.1 AMOSTRAGEM

O levantamento do perfil praiial foi elaborado segundo o método topográfico de "*Stadia*", aperfeiçoado para praias por Birkemeier (1981), onde foi utilizado um nível ótico (Marca Nikon), que é composto de uma mira telescópica, um tripé e uma régua graduada escalonável de 5m (Figura 8). Os locais previstos para o levantamento de cada perfil foram dispostos sempre em direção perpendicular à linha da costa e, os pontos iniciais de localização dos perfis (transectos) foram georreferenciados, mediante o uso de um GPS.

As campanhas de levantamento topográfico ocorreram em 30 de setembro de 2016 e 9 de novembro de 2016, abrangendo o período menos chuvoso amazônico, em condições de maré de sizígia equinocial (condição extrema) e maré de quadratura (condição normal), respectivamente.

Os levantamentos foram distribuídos em 9 pontos da Praia do Marahú, sendo 4 pontos (Perfis A, B, C, D) no setor oeste e 5 pontos (Perfis E, F, G, H, I) no setor leste. O espaçamento entre os perfis foi de aproximadamente 400 m (Figura 9).

Para realizar os transectos topográficos foi estabelecido um local fixo como ponto de partida para cada perfil, nível de referência, sempre que possível nas estruturas urbanas (barracas, pista, calçadas, escadas, etc), a fim de garantir maior estabilidade para as medições nos perfis, visto que o levantamento de dados topográficos se deu em meses com condições hidrodinâmicas distintas. A partir dos pontos de partida de medições foram realizadas leituras sucessivas da cota topográfica em cada subambiente praiial (supramaré; intermaré superior, média e inferior; e inframaré).

Os dados sobre a amplitude das marés nas datas de amostragens e, seus horários de preamar e baixamar, foram obtidos a partir dos dados de previsões harmônicas de maré para a Ilha de Mosqueiro, na seção Tábuas de Marés da Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN) da Marinha do Brasil.

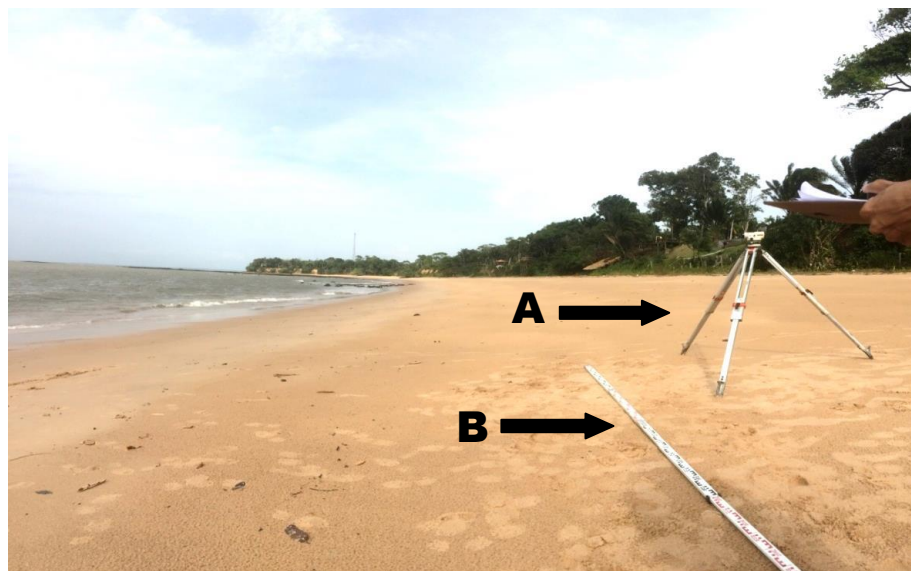


Figura 8 – Equipamentos utilizados no levantamento topográfico: Nível Ótico sobre tripé (A) e régua graduada escalonável (B). Praia do Marahú em Setembro/2016.

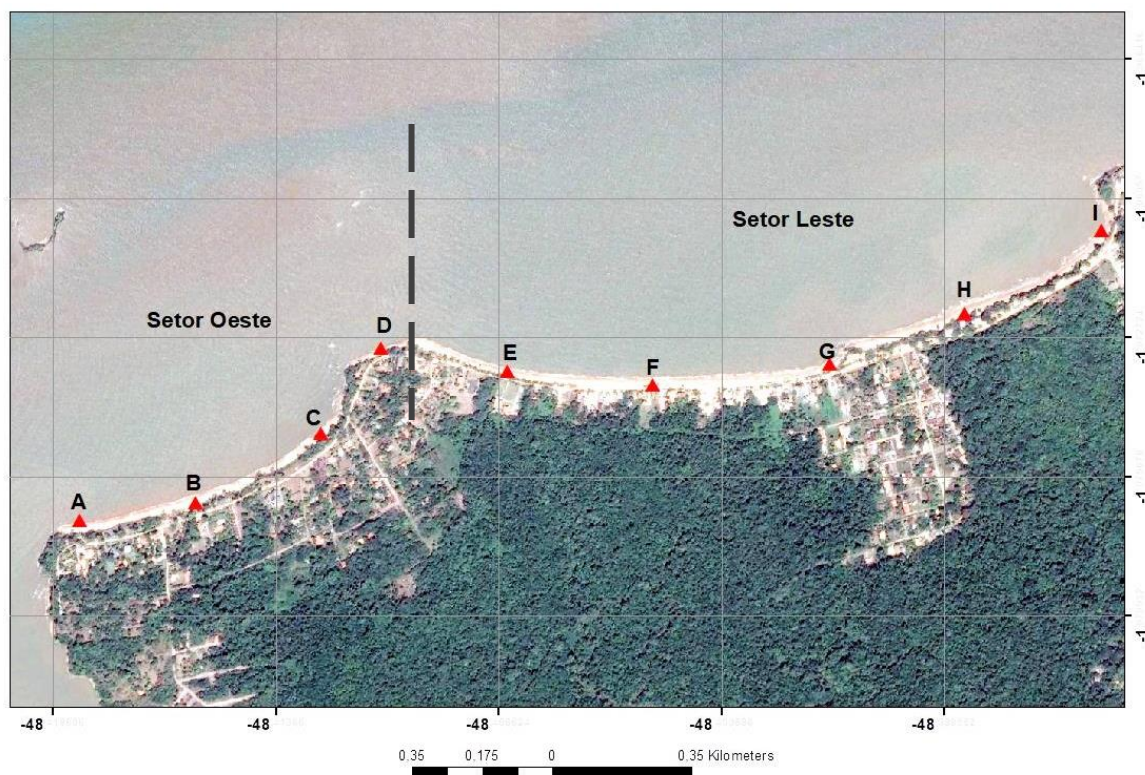


Figura 9 - Mapa da praia do Marahú com destaque para os pontos em vermelho que representam os locais de perfis topográficos e coletas de sedimentos em ambos os setores.

As amostras de sedimentos superficiais foram coletadas simultaneamente à realização dos perfis, de forma sistemática em cada subambiente praial descrito anteriormente, totalizando 84 amostras. Houve pontos que não apresentaram dados referentes à supramaré, visto que, eram bordejados por falésias ou construções urbanas sobre a LMA. As coletas foram realizadas com auxílio de um amostrador de PVC (10 cm de diâmetro e 5 cm de profundidade), cuja profundidade é referente à deposição semi-diurna mais recente. Após a coleta, as amostras dos sedimentos arenosos foram acondicionadas em sacos plásticos devidamente etiquetados em ordem crescente, escritos com caneta permanente e, etiquetados com papel vegetal escrito à caneta nanquim. As amostras foram transportadas ao Laboratório de Geologia Oceânica “LAGEOC” do Grupo de Estudos Marinhos e Costeiros (GEMC), do Instituto de Geociências da UFPA, para a realização dos procedimentos analíticos.

## 5.2 ANÁLISES LABORATORIAIS

No laboratório, iniciou-se o processo de análise com a lavagem das amostras e decantação das mesmas. As amostras foram lavadas com água destilada três vezes para que houvesse a melhor remoção de sais solúveis contidos nestas amostras, que foram colocadas para secar em estufa a aproximadamente 100°C. Em seguida, foi realizado o quarteamento das amostras totais, e separação de alíquotas de 100g para cada amostra quarteada, que foram submetidas à análise granulométrica (Suguio 1973).

Essas sub-amostras foram processadas em um conjunto de peneiras empilhadas em um agitador automático durante 10 min, utilizando-se peneiras com malhas no intervalo de 2 a 0.063 mm, seguindo a ordem de abertura: 2.000, 1.410, 1.000, 0.710, 0.500, 0.355, 0.250, 0.180, 0.125, 0.090 e 0.063mm, adotando-se a escala de tamanho proposta por Wentworth (1922) (Tabela 2). As diferentes frações encontradas no processo de peneiramento foram pesadas em balança analítica e os pesos foram anotados, obtendo-se assim as percentagens relativas de abundância (Figura 10).

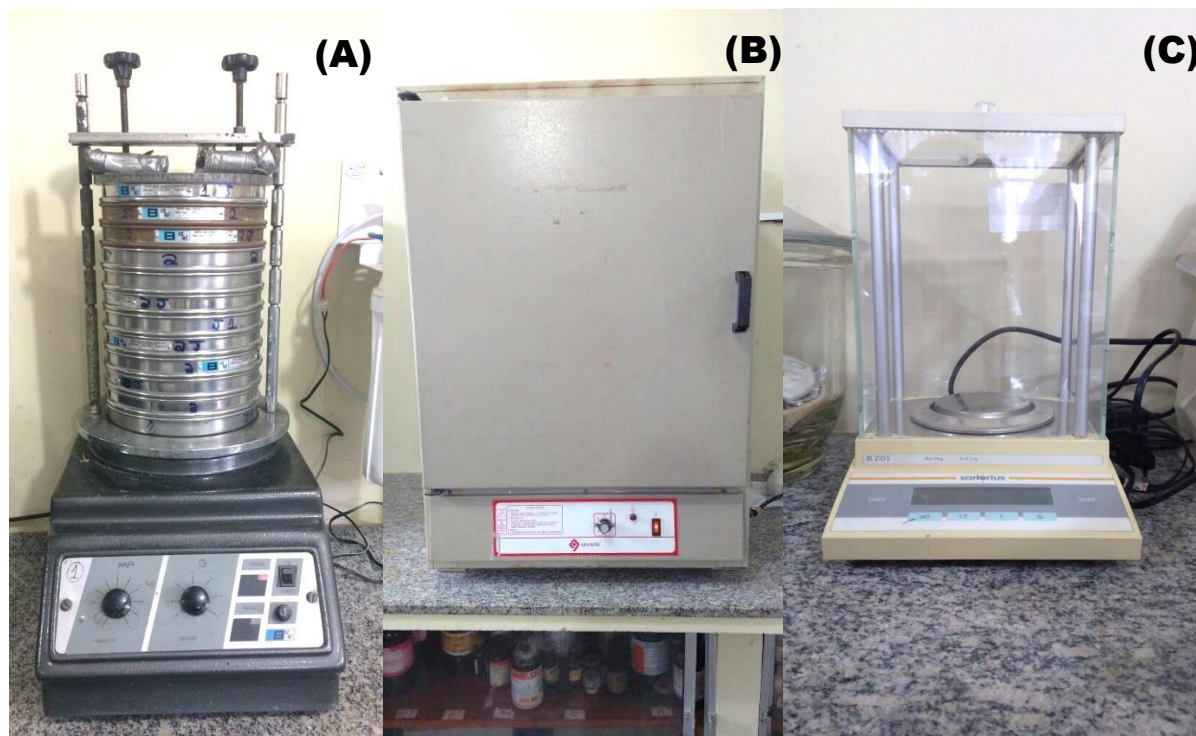


Figura 10 - Equipamento utilizados nas análises laboratoriais. (A) Agitador automático e jogo de peneiras utilizados para a separação das amostras dos sedimentos arenosos; (B) Estufa para secagem de amostras; (C) Balança Analítica utilizada para a pesagem dos sedimentos (LAGEOC/GEMC).

### 5.3 ANÁLISE DOS DADOS

Para a caracterização dos parâmetros estatísticos (média, seleção, assimetria e curtose) (Folk & Ward, 1957) foi aplicado o software *SysGran*. Estes parâmetros estatísticos são utilizados para reconhecer as características dos sedimentos depositados e fornecem informações importantes sobre a distribuição granulométrica e nível de energia local, bem como a classificação de Wentworth (1922) (Tabela 2) para sedimentos arenosos e lamosos.

Os resultados obtidos de tamanho médio dos grãos de sedimentos, bem como os parâmetros estatísticos restantes, foram plotados no software *Surfer 10*, sendo produzidos mapas temáticos de cada parâmetro.

**Tabela 2-** Classificação granulométrica de Wentworth (1922) para sedimentos arenosos e lamosos.

<b>Classificação</b>	<b>Phi (<math>\Phi</math>)</b>	<b>Milímetros (mm)</b>
Areia muito grossa	-1 a 0	2 a 1
Areia grossa	0 a 1	1 a 0,5
Areia media	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	4 a 8	0,0625 a 0,0039
Argila	>8	< 0,0039

Fonte: Wentworth (1922)

Os dados topográficos levantados em campo foram processados através do programa *Microsoft Office Excel*, no qual foi gerado um banco de dados dos perfis de praia. Para a plotagem e visualização gráfica da topografia dos perfis foi utilizado o *software Grapher 9.0* (Golden Software 2011) onde se puderam notar as variações morfológicas ocorridas entre as marés de sizígia equinocial e de quadratura de cada perfil analisado.

O *software Grapher 9.0* ainda foi utilizado para calcular as variações do volume sedimentar (Vv) ( $m^3/m$ ), entre as duas superfícies subaéreas (perfil praial de setembro e de novembro), verificando-se automaticamente mudanças de volume para distâncias comuns às duas superfícies.

Complementando os resultados de volume sedimentar, empregou-se outros parâmetros morfométricos sobre os dados topográficos e sedimentares de cada perfil praial: Yb – largura da praia (m), CVYb – coeficiente de variação da largura da praia (%),  $\beta$  – declividade da praia ( $^\circ$ ). Sendo este último parâmetro determinante para caracterização do estado morfodinâmico de cada perfil de praia, considerando os índices propostos por Sazaki (1980) e Souza (1997) (Tabela 1).

A declividade da face praial ( $\beta$ ) foi obtida através da fórmula:

$$\text{Tan}\beta = \text{oposto/adjacente} \quad (1)$$

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

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

$$CV\% = \sigma Yb / Yb \times 100 \quad (2)$$

## 6 RESULTADOS

### 6.1 ASPECTOS MORFOLÓGICOS

As mudanças morfológicas da praia do Marahú foram descritas, segundo a divisão em dois setores: Oeste (Perfis A, B, C, D) e Leste (perfis E, F, G, H, I). A largura média no setor Oeste foi de 45 m e no setor leste foi 58 m. Para o período estudado, o padrão de variabilidade da morfologia praial se mostrou típico de praias intermediárias à reflexivas.

#### 6.1.1 Setor oeste

O setor oeste é marcado por uma zona de supamaré limitada por falésias ativas esculpidas nos sedimentos Barreiras, e suas extremidades finalizadas em promontórios e afloramentos rochosos (Figura 11). Este setor apresenta maior tendência para o estado reflexivo, com declividades mais íngremes, que o setor adjacente (leste).

As medições topográficas do perfil A (Figura 11) apresentaram um decréscimo quando comparados os meses de setembro e novembro, sugerindo um balanço negativo no volume sedimentar de  $-0,35 \text{ m}^3/\text{m}$ , sendo o menor percentual do setor oeste. O perfil esteve íngreme em ambos os períodos, com declividade de  $5^\circ$  e largura de praia ( $Y_b$ ) de 34 m para o mês de setembro e, declividade de  $6^\circ$  e largura de 45 m para o mês de novembro. O acréscimo na largura de praia implicou no aumento de 20 % em relação ao mês anterior.



Figura 11- Local de amostragem do perfil A na praia do Marahú. Observar a presença de afloramento rochoso (A) e construções urbanas sobre as falésias (B) em 2016.

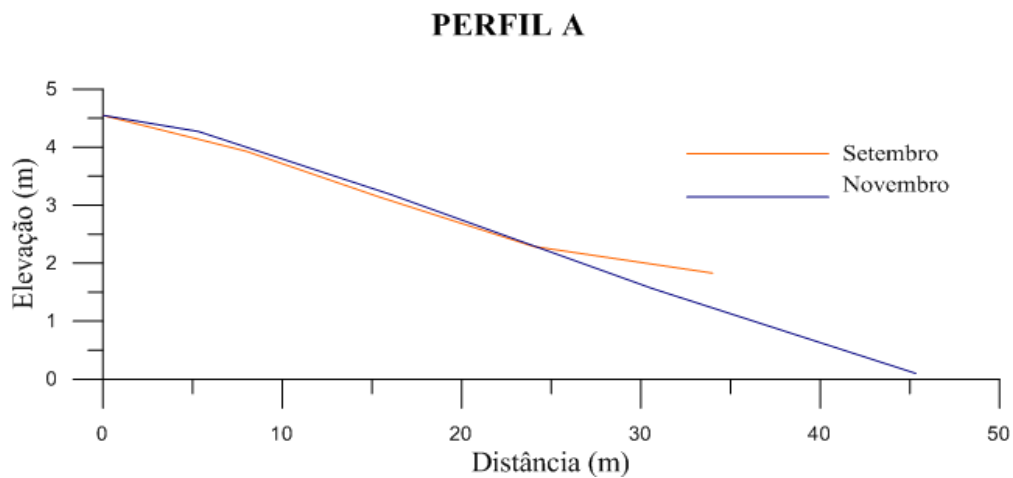


Figura 12- Morfologia praial do perfil A da praia do Marahú nos meses de setembro e novembro de 2016.

No perfil B (Figura 13), a largura da praia (Yb) apresentou 46 m em setembro e, 50 m em novembro, implicando num acréscimo de 5% (CVYb). A variação na declividade da face praial foi de 4° em setembro para 5° em novembro. O volume sedimentar apresentou um balanço negativo de -16,92 m<sup>3</sup>/m, pois o mesmo variou de 141,21 m<sup>3</sup>/m em setembro para 124,29 m<sup>3</sup>/m em novembro.

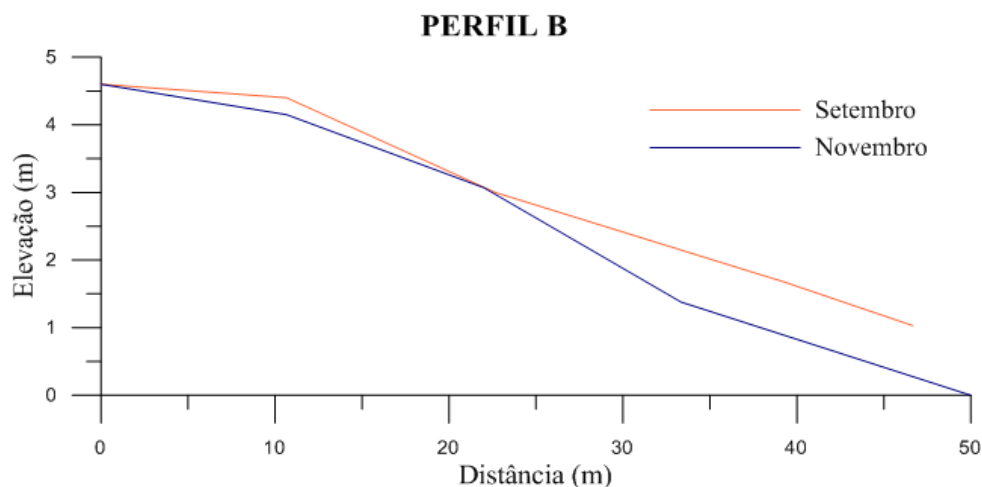


Figura 13 - Morfologia do perfil B da praia do Marahú nos meses de setembro e novembro de 2016.

O perfil C localiza-se próximo a um afloramento rochoso, que ocorre a partir da zona de intermaré inferior do levantamento topográfico (Figura 14). A largura da praia (Yb) apresentou 55 m e 51 m, nos meses de setembro e novembro, respectivamente. A declividade praial apresentou aumento de 3° em setembro para 4° em de novembro. O coeficiente de variação da linha de costa (CVYb), apresentou 5% de variação. O volume sedimentar apresentou um decréscimo, com balanço negativo de -36,47 m<sup>3</sup>/m quando comparados os meses de medições, que variou de 116,23 m<sup>3</sup>/m em setembro para 79,76 m<sup>3</sup>/m em novembro.

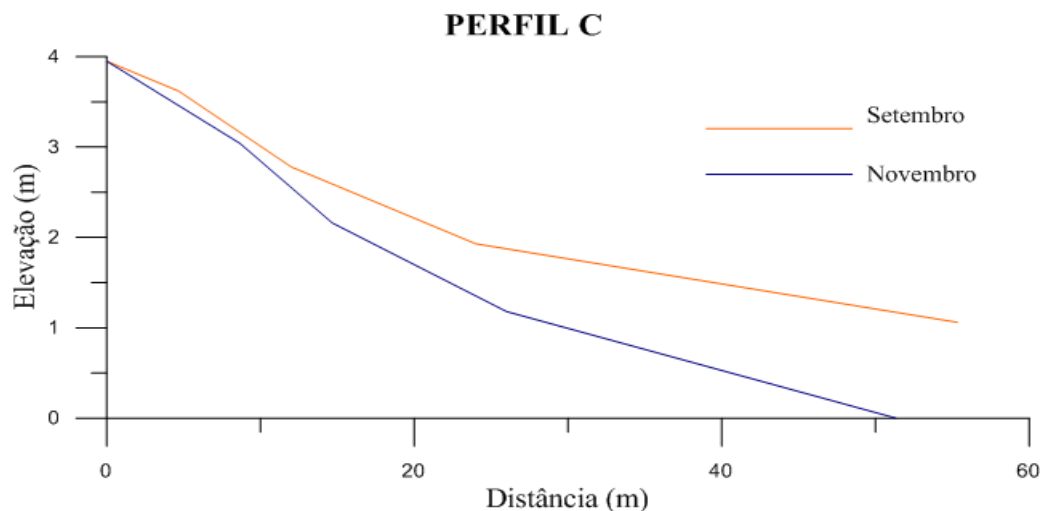


Figura 14 - Morfologia do perfil C da praia do Marahú nos meses de setembro e novembro de 2016.

Na zona de intermaré inferior foram encontrados leques de espriamento caracterizados por marcas de escoamento (“rill marks”) formadas devido o arrasto de sedimentos grosseiros durante o refluxo (backwash) de água na descida de maré (Figura 15).



Figura 15 - Leques de espriamento formando marcas de escoamento na zona de intermaré inferior em setembro de 2016.

O perfil D (Figura 16) apresenta morfologia diferente dos demais, pois a face praial é constituída de um afloramento rochoso que se estende da zona de intermaré até a zona de inframaré (Figura 17B). No mês de setembro, a largura da praia (Yb) apresentou 45 m, enquanto que no mês de novembro foi de 39 m, representando um decréscimo no coeficiente de variação da linha de costa (CVYb) de 11%. A maior variação da declividade da face praial do setor oeste ocorreu no perfil D, sendo de 2° em setembro, para 4° em novembro. O volume sedimentar apresentou um balanço negativo de  $-22,58 \text{ m}^3/\text{m}$ , nos referidos meses de medições.

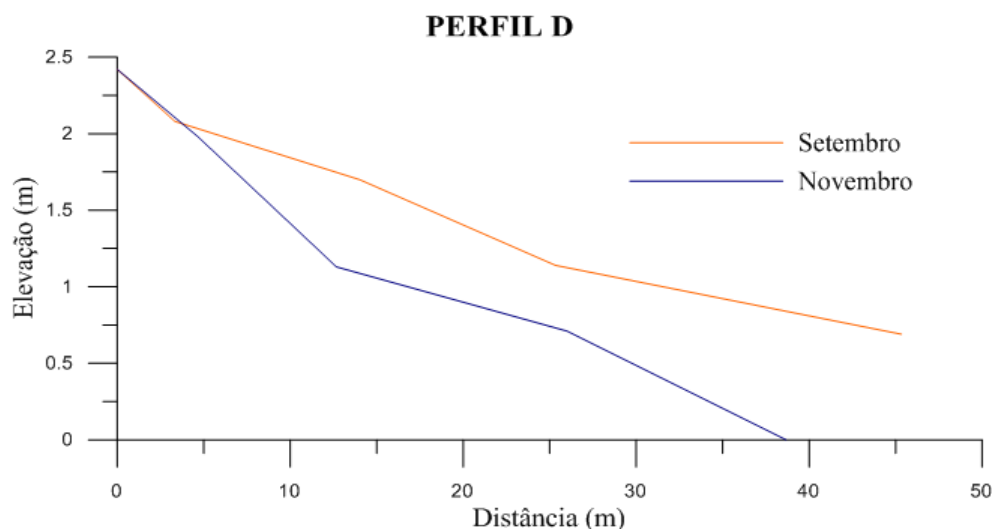


Figura 16- Morfologia do perfil D da praia do Marahú nos meses de setembro e novembro de 2016.



Figura 17- Presença de falésias ativas esculpidas nos sedimentos Barreiras no ponto inicial de amostragem (A); Plataforma de abrasão que se estende da zona de intermaré até a zona de inframaré do perfil D (B).

### 6.1.2 Setor leste

A face praial do setor leste apresentou maiores alterações quanto a morfologia na porção central do setor, que é caracterizado por uma ocupação urbana mais significativa. Enquanto a porção oriental do setor, que marca o término da praia, e é bordejada por falésias sem ocupação urbana, apresentou as menores variações morfológicas (Figura 18).



Figura 18 - Presença de falésias ativas do grupo barreiras no ponto inicial de amostragem (A); Afloramento Rochoso que se estende da zona de intermaré até a zona de inframaré do perfil D (B).

No perfil E (Figura 19), a largura praial apresentou 42 m em setembro, e 35 m em novembro, implicando num decréscimo no coeficiente de variação da linha de costa (CVYb) de 13%. Quanto a declividade, a variação foi de 4° em setembro, para 6 ° em novembro. A variação morfológica observada mostrou um balanço negativo de  $-9,22 \text{ m}^3/\text{m}$  no volume sedimentar de setembro para novembro.

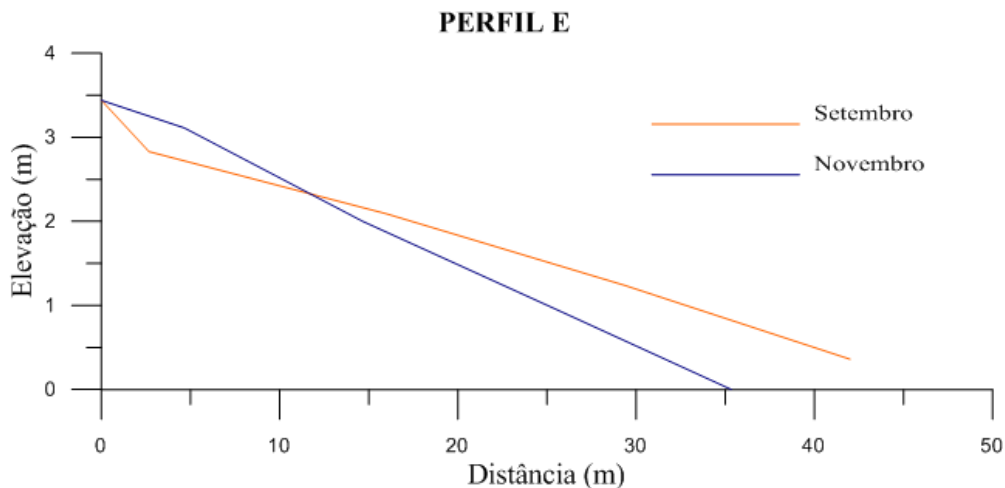


Figura 19- Morfologia do perfil E da praia do Marahú nos meses de setembro e novembro de 2016.

No setor leste, apenas o perfil F (Figura 20) apresentou um decréscimo na declividade praial entre os meses de setembro e novembro. Sendo de  $5^\circ$  em setembro e largura da praia ( $Y_b$ ) de 40 m, para  $4^\circ$  em novembro, com largura de 42 m. O coeficiente de variação da linha de costa (CVY<sub>b</sub>) aumentou em 4 %. A variação morfológica sugeriu um acréscimo no volume sedimentar, de  $53,62 \text{ m}^3/\text{m}$  em setembro para  $73,98 \text{ m}^3/\text{m}$  em novembro, ou seja, um balanço positivo de  $+20,36 \text{ m}^3/\text{m}$ .

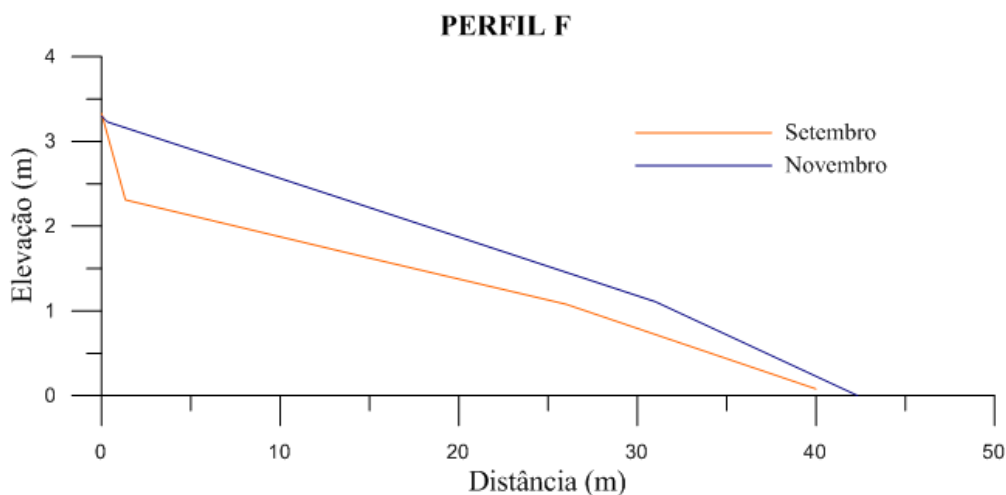


Figura 20- Morfologia praial do perfil F da praia do Marahú nos meses de setembro e novembro de 2016.



Figura 21 - Processo de erosão nas proximidades do perfil F em novembro de 2016.

No perfil G (Figura 22), a largura da praia ( $Y_b$ ) apresentou 61 m em setembro e o 42 m em novembro, implicando num decréscimo no coeficiente de variação da linha de costa (CVYb) de 26%. A variação na declividade da face praial, foi de  $2^\circ$  em setembro para  $4^\circ$  em novembro. O volume sedimentar apresentou um balanço negativo de  $-71,19 \text{ m}^3/\text{m}$ , pois variou de  $133,62 \text{ m}^3/\text{m}$  de setembro para  $62,43 \text{ m}^3/\text{m}$  em novembro.

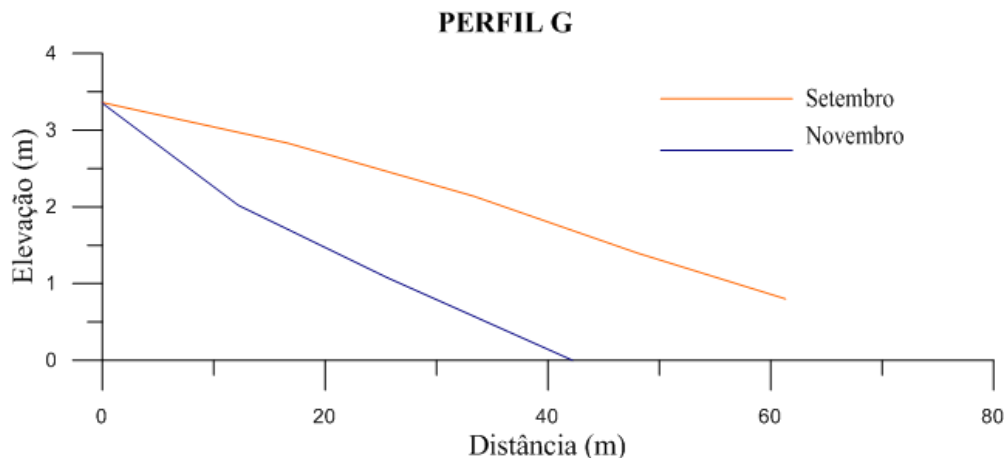


Figura 22- Morfologia praial do perfil G da praia do Marahú nos meses de setembro e novembro de 2016.

A largura da praia ( $Y_b$ ) no perfil H variou de 94 m em setembro, para 51 m em novembro (Figura 23), implicando no decréscimo de 42% ( $CVY_b$ ). As variações morfológicas observadas mostram um aumento da declividade praial de  $2^\circ$  para  $4^\circ$ , em setembro e novembro, respectivamente. O volume sedimentar sofreu um decréscimo, com balanço negativo de  $-52,97 \text{ m}^3/\text{m}$ , pois a variação foi de  $175,37 \text{ m}^3/\text{m}$  em setembro, e  $122,4 \text{ m}^3/\text{m}$  em novembro.

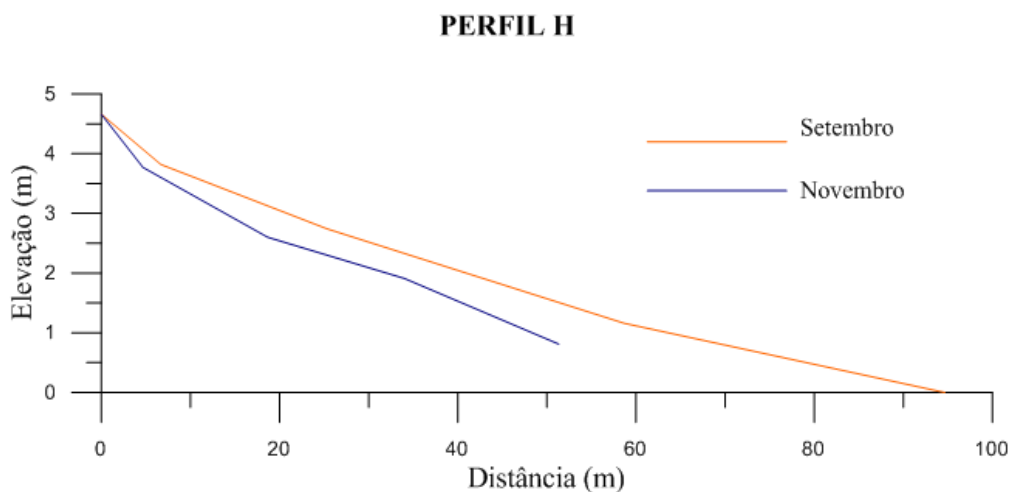


Figura 23- Morfologia do perfil H da praia do Marahú nos meses de setembro e novembro de 2016.



Figura 24 - Vista panorâmica a partir do ponto inicial de amostragem do perfil transversal H.

A morfologia praial do perfil I (Figura 25), não apresentou grandes mudanças, exceto em extensão, entretanto alterações de erosão e acresção são visíveis, ocorrendo um balanço negativo no volume sedimentar de  $-4,45\text{m}^3/\text{m}$ . A largura da praia ( $Y_b$ ) apresentou 109 m em setembro e 63 m em novembro, implicando no decréscimo no coeficiente de variação da linha de costa ( $CVY_b$ ), com praia 38% mais estreita em novembro. A declividade da face praial apresentou a menor variação do setor leste, sendo de  $2^\circ$  em setembro para  $3^\circ$  em novembro.

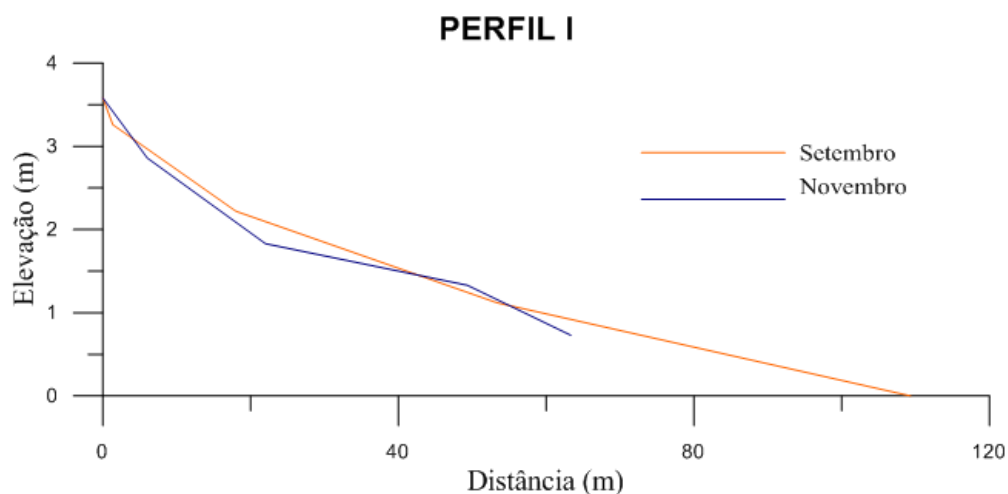


Figura 25 - Morfologia do perfil I da praia do Marahú nos meses de setembro e novembro de 2016.

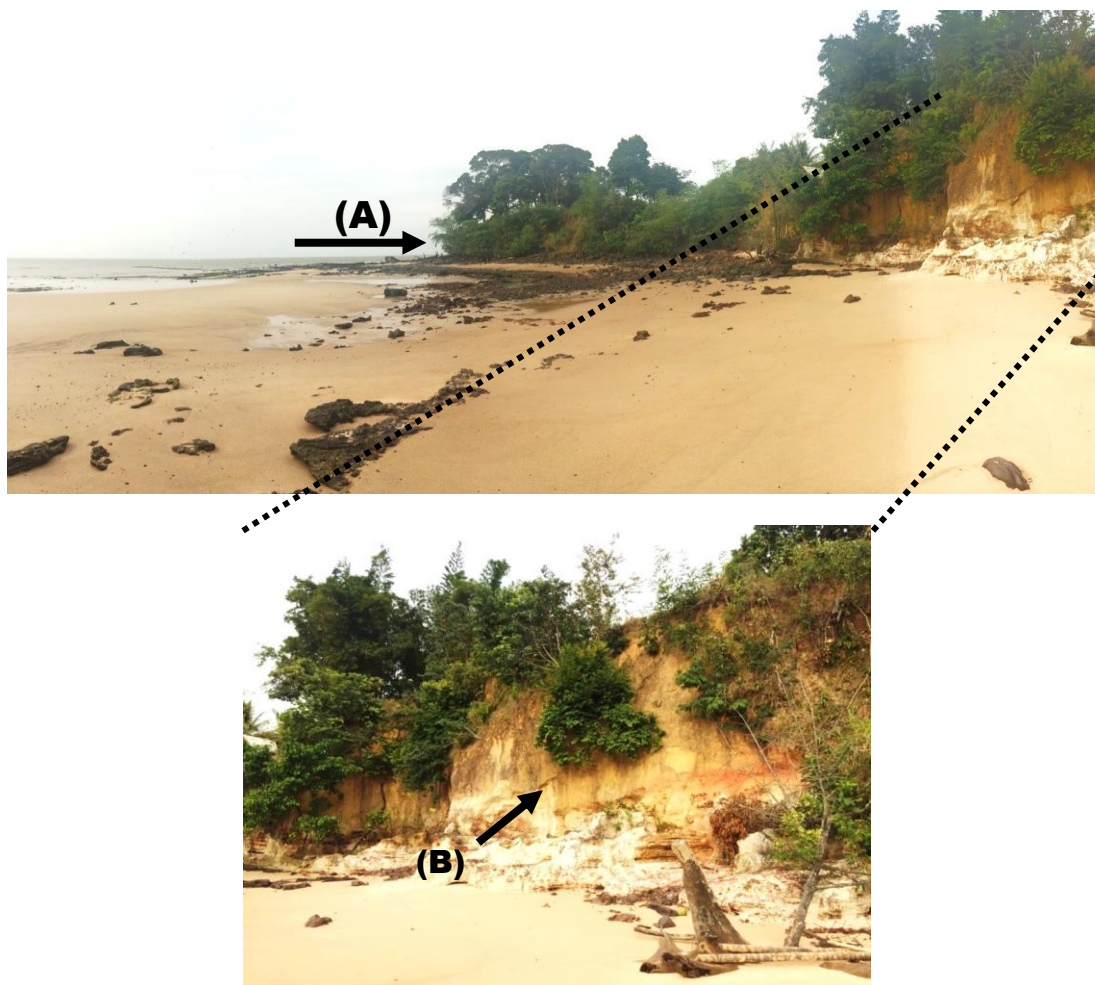


Figura 26 - Área de levantamento topográfico do perfil I, onde se observa um promontório rochoso (A) marcando o final da praia do Marahú e falésias ativas que bordejam a região (B) em novembro de 2016.

## 6.2 ASPECTOS MORFODINÂMICOS

O estado morfodinâmico da praia do Marahú foi caracterizado segundo a classificação de praias arenosas proposta por Sazaki (1980). Prevalecendo os estados morfodinâmicos intermediários à reflexivos, ou seja, alto gradiente da praia caracterizado pela energia de ondas variando de média a baixa (Tabela 3).

**Tabela 3** – Tabela dos estados morfodinâmicos da praia do Marahú nos setores oeste e leste.

PERFIL	SETOR OESTE		SETOR LESTE		
	Setembro	Novembro		Setembro	Novembro
<b>A</b>	<b>REFLEXIVO</b>	<b>REFLEXIVO</b>	<b>E</b>	<b>INTERMEDIÁRIO</b>	<b>REFLEXIVO</b>
<b>B</b>	<b>INTERMEDIÁRIO</b>	<b>REFLEXIVO</b>	<b>F</b>	<b>REFLEXIVO</b>	<b>INTERMEDIÁRIO</b>
<b>C</b>	<b>INTERMEDIÁRIO</b>	<b>INTERMEDIÁRIO</b>	<b>G</b>	<b>INTERMEDIÁRIO</b>	<b>INTERMEDIÁRIO</b>
<b>D</b>	<b>INTERMEDIÁRIO</b>	<b>INTERMEDIÁRIO</b>	<b>H</b>	<b>INTERMEDIÁRIO</b>	<b>INTERMEDIÁRIO</b>
			<b>I</b>	<b>INTERMEDIÁRIO</b>	<b>INTERMEDIÁRIO</b>

Fonte : Autora

## 6.3 ASPECTOS TEXTURAIS

### 6.3.1 Parâmetros estatísticos

As distribuições granulométricas das amostras de sedimentos foram classificadas de acordo com os parâmetros desenvolvidos por Folk & Ward (1957). Os parâmetros utilizados foram: média, desvio padrão, assimetria e curtose. A análise desses parâmetros resultou na interpretação quanto à caracterização do ambiente deposicional da praia do Marahú.

#### 6.4.1.1. Tamanho médio

A média diz respeito ao tamanho médio dos grãos dos sedimentos de uma determinada amostra. Folk & Ward (1957) apontam esse parâmetro como o melhor para identificar os níveis energéticos que um fluxo tem em mobilizar os grãos. Para esses autores o nível de energia do fluxo é função do tamanho do grão, ou seja, quanto maior a média do sedimento, maior é a energia necessária para movê-lo.

O tamanho médio dos grãos no setor oeste e leste sofreram diferenças pouco significativas. A média granulométrica obtida das amostras no setor oeste apresentou variação de 1,44 a 1,57  $\Phi$  (Figura 27), indicando a ocorrência relativamente superior de areia média. Enquanto que o setor leste apresentou variação de 1,5 a 1,74  $\Phi$  (Figura 29). Houve o predomínio de areias médias na zona de supramaré em ambos os setores, e a ocorrência de sedimentos mais grossos depositados na zona de intermaré e, sedimentos com granulometria mais fina na zona de inframaré.

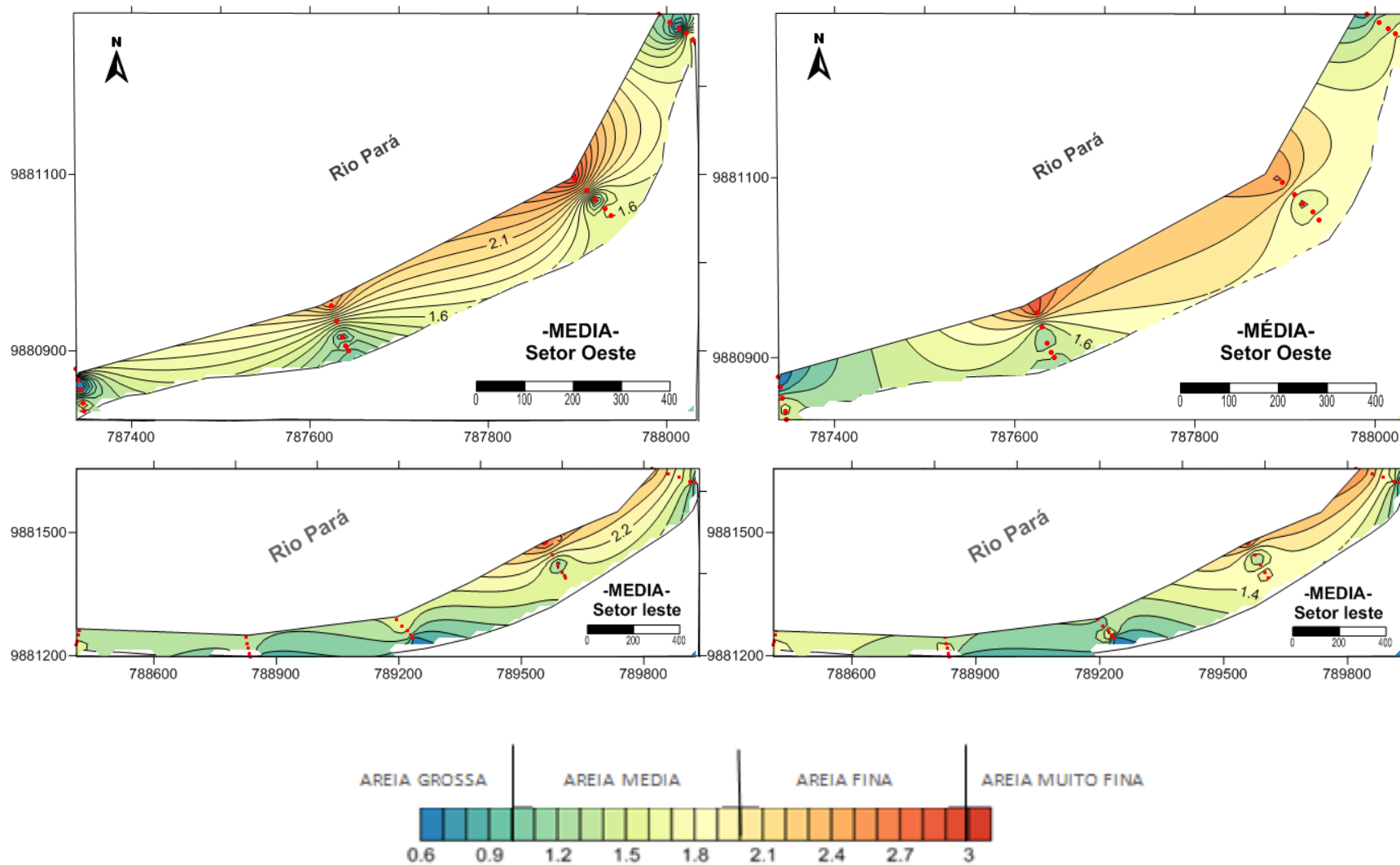


Figura 27 - Mapa de distribuição do parâmetro granulométrico media nos setores oeste e leste de setembro.

#### 6.4.1.2 Desvio padrão

O desvio padrão (Seleção) descreve a dispersão em relação à média. Este parâmetro está intimamente associado ao selecionamento da amostra que dá informação a respeito das flutuações do nível energético do agente deposicional, e sua capacidade de classificar os materiais mobilizados (Folk & Ward 1957). A seleção pode se processar pela ação de três tipos de mecanismos diferentes: seleção progressiva (durante o transporte); seleção local (durante a deposição); ou ambas ao mesmo tempo. Depósitos que contêm pequenas variações de tamanho de partículas são referidos como bem selecionados. Do contrário, são mal selecionados.

O grau de seleção predominante dos sedimentos foi de moderadamente selecionados (0,5 a 1,0  $\Phi$ ) em setembro/20016 em ambos os setores, ocorrendo maiores alterações nas zonas de supramaré e intermaré em novembro/2016. Ainda assim a classificação de moderadamente selecionados foi predominante, no entanto houve também ocorrência de amostras bem selecionadas (0,35 a 0,50  $\Phi$ ) (Figura 28).

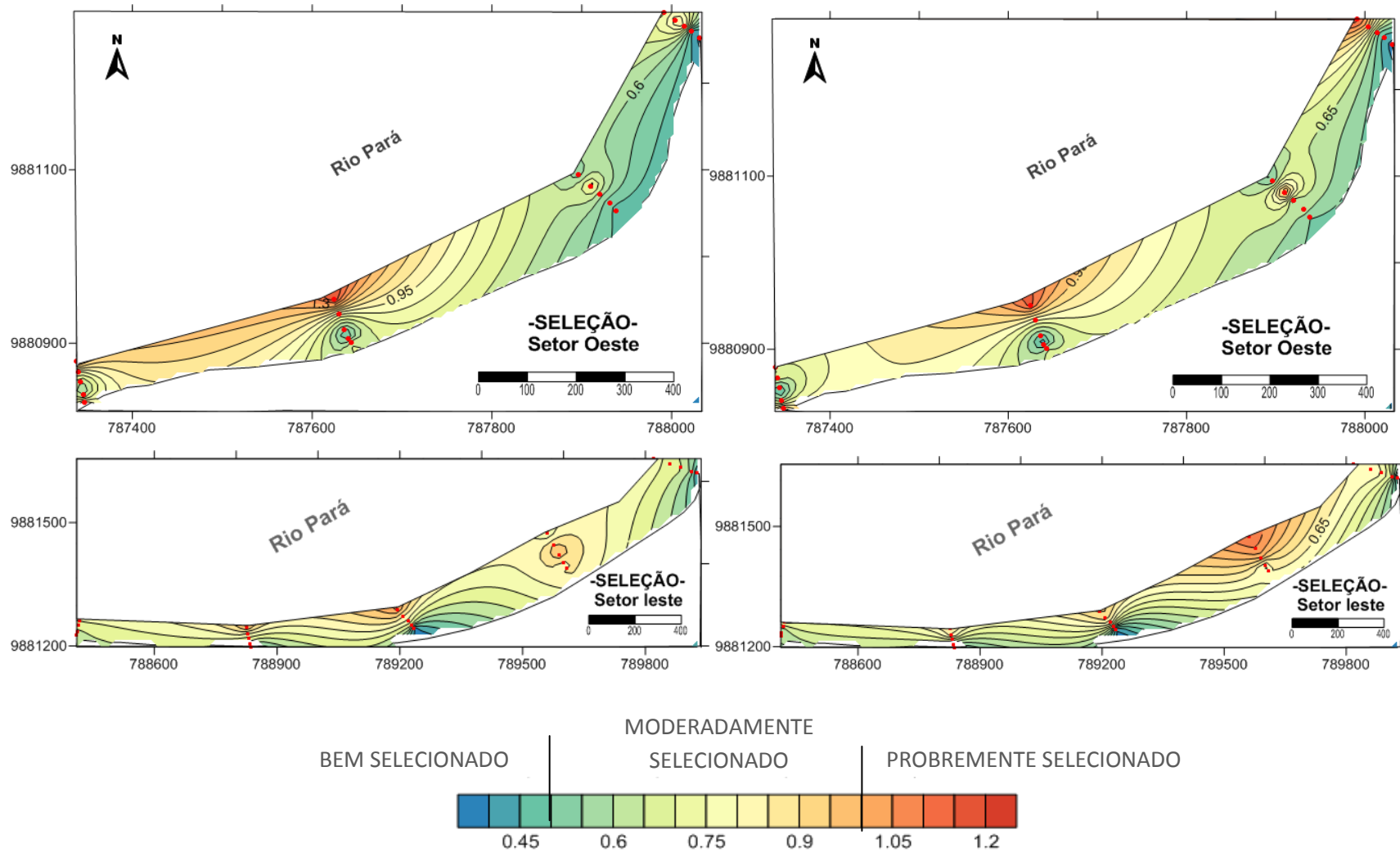


Figura 28 - Mapa de distribuição do parâmetro granulométrico seleção nos setores oeste e leste de setembro.

### 6.4.1.3 Assimetria

Assimetria pode ser entendida como uma medida de tendência dos dados de se dispersarem de um ou do outro lado da média e indica o grau de distorção do tamanho de sedimentos em relação à uma distribuição simétrica (Suguio 1973, Davis 1992).

Segundo Folk & Ward (1957), se a assimetria for positiva a distribuição da moda do sedimento se achará desviada para o lado das partículas mais finas (maiores valores de  $\phi$ ). Ao contrário, se a assimetria for negativa, a dispersão será para as partículas mais grossas (menores  $\phi$ ). A assimetria negativa significa a abundância de sedimentos mais grossos, significando a adição de sedimentos grossos ou uma subtração de sedimentos finos. Desta forma, a assimetria negativa pode ser causada pela remoção dos sedimentos finos pelos processos costeiros.

O setor oeste foi o que apresentou maiores variações no grau de assimetria em ambos os períodos, ocorrendo assimetria positiva (0,10 a 0,30) e assimetria negativa (-0,30 a - 0,10) na zona de supramaré e intermaré (Figura 29).

No setor leste, o grau de assimetria apresentou variações de aproximadamente simétrica a negativa, com presença pouco significativa de distribuição de assimetria positiva. Neste setor apenas o perfil E, apresentou alterações em todas as zonas do perfil praiial.

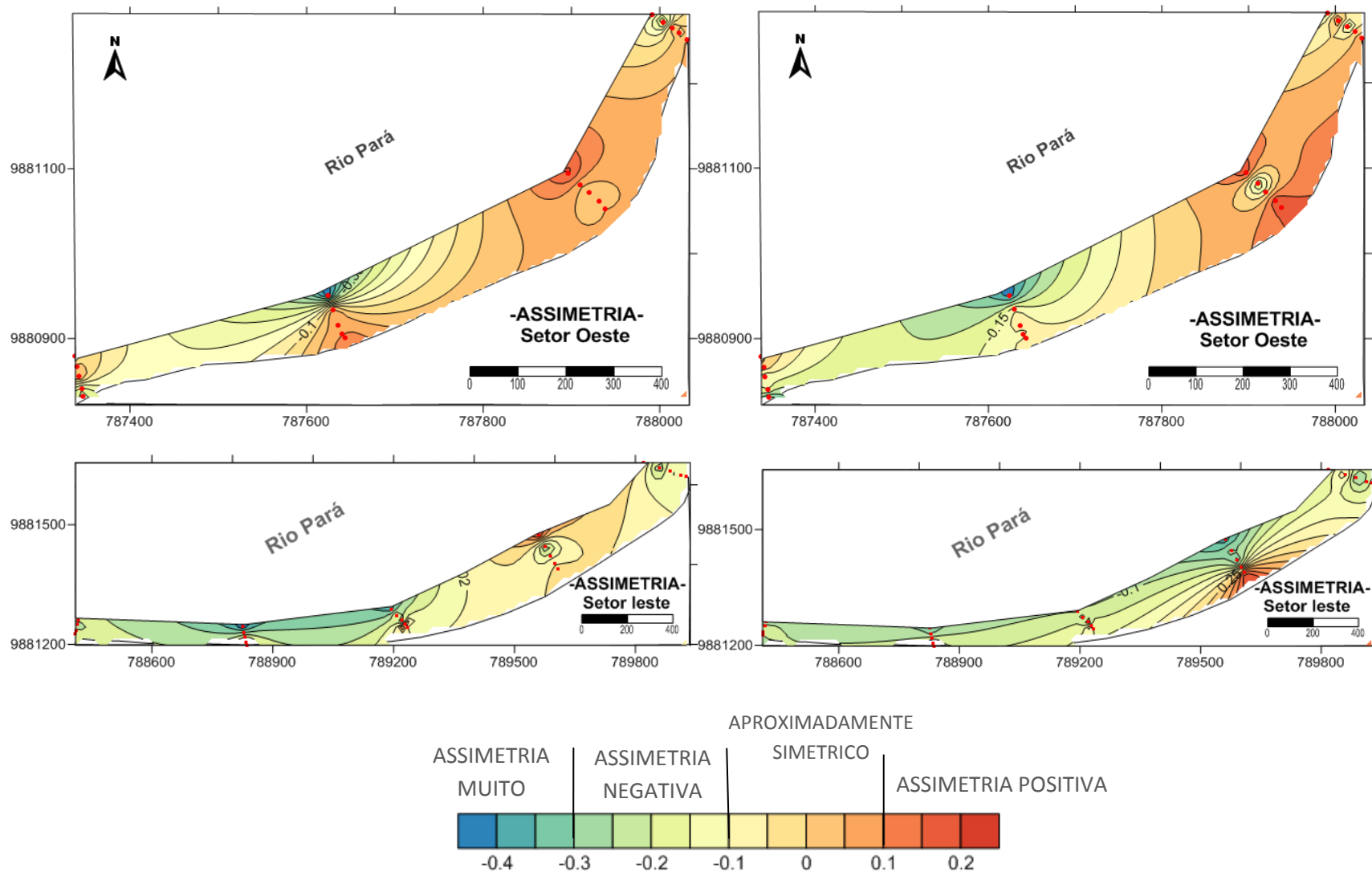


Figura 29 - Mapa de distribuição do parâmetro granulométrico assimetria nos setores oeste e leste de setembro.

#### 6.4.1.3 Curtose

A curtose retrata o grau de agudez das curvas de distribuição de frequência modal, ou seja, das dispersões (espalhamento) da moda na parte central das curvas de distribuição (Souza 1997). De acordo com Tanner (1995), que estudou inúmeras praias ao redor do mundo, a curtose é sensível à energia das ondas, sendo inversamente proporcional à mesma. Desta forma, valores platicúrticos (curtose baixa) indicam alta energia e valores leptocúrticos (alta curtose) indicam baixa energia.

O grau de curtose predominante foi de mesocúrtica (0,90 a 1,11) e leptocúrtica (1,11 a 1,5), no setor oeste. As maiores variações ocorreram no setor leste, que chegou a apresentar alteração em todas as zonas de alguns perfis estudados (Perfil G e H), registrando grau de curtose predominante de mesocúrtica, contudo em algumas zonas, valores de platicúrtica (0,67 a 0,90) e leptocúrtica (Figuras 30).

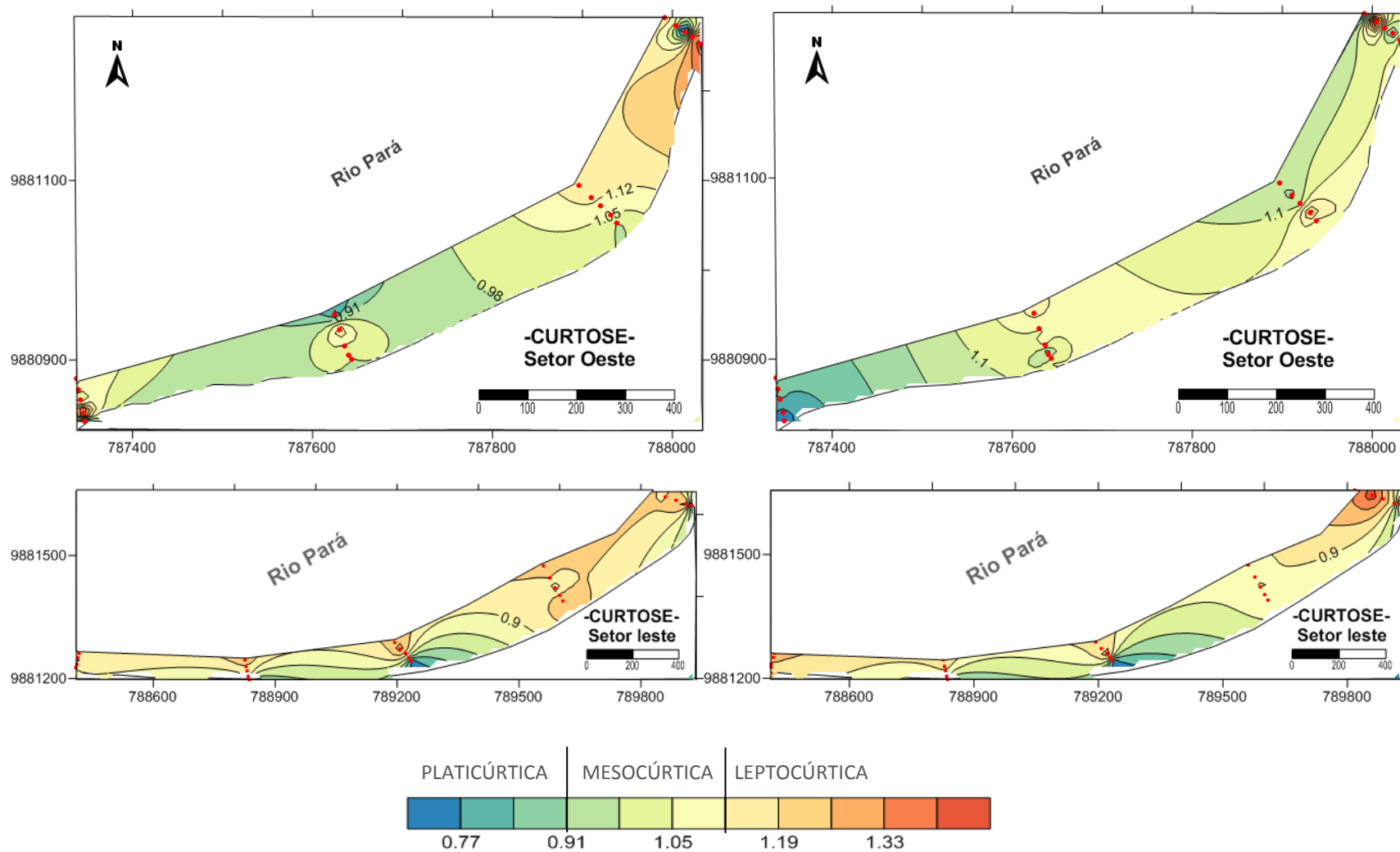


Figura 30 - Mapa de distribuição do parâmetro granulométrico curvose nos setores oeste e leste de setembro.

## 7 DISCUSSÕES

A praia estudada situa-se no interior do estuário do rio Pará, o que lhe confere o caráter de praia estuarina, de acordo com as definições de Nordstrom (1992). São ambientes afetados por correntes de maré e por ondas de baixa a moderada energia, geradas localmente dentro de baías ou estuários. As ondas retrabalham os sedimentos trazidos pelas correntes de maré ou provenientes de depósitos ou feições costeiras em erosão.

A praia do Marahú, apresentou curta largura de 45 a 58 m, que segundo Nordstrom (1992), é uma característica de praias estuarinas. Além de estreitas faixas de zona de supramaré, com presença de algumas escarpas erosivas nesta zona, enquanto as zonas de intermaré foram mais largas e íngremes. A zona de supramaré teve seu limite superior representado: (1) pela base das falésias, no setor oeste e porção oriental do setor leste, ou (2) pela pista de aterro construída antropicamente e barracas, na porção central do setor leste. A posição da linha de maré alta varia de acordo com a fase erosiva ou acrecional, controlando a largura e o gradiente do perfil praial.

Na praia do Marahú observou-se uma relação entre as variações morfológicas da praia com as variações climáticas sazonais que predominam na região. As mudanças sazonais representam uma resposta dos perfis às variações de amplitude de maré, de energia das ondas, correntes e ventos, à disponibilidade de sedimentos da área-fonte, bem como à compartimentação e ao gradiente costeiro (Nordstrom 1980, 1992, McLaren 1981, Morton 1996). Esses fatores interdependentes controlam o desenvolvimento das praias, caracterizando-as como sistemas em equilíbrio dinâmico (Pilkey 1991).

A fase acrecional dos perfis ocorreu no mês de setembro, durante a maré equinocial de sizígia, mas dentro do período de menor pluviosidade, de redução da energia das correntes de maré e de ventos mais fortes. Tais fatores condicionam ao crescimento volumétrico da face praial com exceção dos perfis A e F, que apresentaram menor volume sedimentar que o mês posterior de coletas (novembro). O padrão dos ventos locais é um fator preponderante para analisar a mobilidade sedimentar e às mudanças topográficas nesse período menos chuvoso, sendo que em setembro, a velocidade média dos ventos de 4,0 m/s foi maior do que no mês seguinte de estudo (3,1 m/s) (INPE 2017), pois os ventos, além de auxiliarem na formação das ondas, remobilizam sedimentos através da atividade eólica, configurando um perfil mais

acrescivo, com predominância de areias médias, devido à maior ação dos ventos que mobilizam sedimentos de menor granulometria para as zonas superiores do perfil.

A fase erosiva da praia do Marahú ocorreu em ambos os setores, oeste e leste, durante a maré de quadratura no início de novembro, quando esperava-se menor efeito erosivo em comparação com a campanha anterior, de maré de sizígia equinocial. Isto pode ser explicado devido novembro ser um mês de transição da estação menos chuvosa à mais chuvosa. Esta última é caracterizada pelo predomínio do fator hidrodinâmico corrente de maré e pelo aumento do volume de água em circulação no sistema costeiro, devido ao aumento das vazões fluviais. Desta forma, novembro marca a transição para o período de maiores índices pluviométricos e correntes de maré mais fortes, que promoveram inundações mais amplas da face praial.

Como as mudanças meteorológicas e oceanográficas são gradativas ao longo do ano, no mês de novembro as condições ambientais já estavam começando a apresentar modificações frente a transição de uma estação amazônica à outra. Como resultado há maior erosão dos sedimentos praias, com remoção dos sedimentos mais finos no sentido ao rio, e permanência dos mais grosseiros. Segundo Birkmeier (1981) e Sunamura (1988) as alterações ocasionadas na morfologia das praias arenosas em curta escala temporal devem-se, principalmente, à movimentações transversais de sedimentos ao longo do perfil.

Segundo Nordstrom (1992) e Nordstrom e Jackson (1992), há dois padrões de mudança morfológica em praias estuarinas de mesomaré: (1) tipo A: caracteriza-se pela remoção de sedimentos da porção superior da praia e deposição na parte inferior; e (2) tipo B: consiste no deslocamento vertical de todo o perfil praial, acompanhado por pequena ou nenhuma mudança do gradiente praial.

A comparação entre o modelo de Nordstrom & Jackson (1992) e o comportamento morfológico da praia do Marahú entre os meses estudados, revelou que os perfis transversais caracterizam-se principalmente pelo padrão de mudança tipo A, pois as mudanças no gradiente praial foram grandes para um curto período de tempo, ocorrendo maior deposição de sedimentos na porção inferior dos perfis durante o verão ou estação menos chuvosa e, possivelmente há maior remoção de sedimentos na porção inferior dos perfis durante a estação mais chuvosa, tornando os perfis mais íngremes e volumosos na porção superior.

Como novembro é um mês que caracteriza a transição da estação menos chuvosa à mais chuvosa, pôde-se inferir neste comportamento morfológico, pois notou-se redução no volume

sedimentar na porção inferior dos perfis e maior volume de sedimentos na porção superior. Por outro lado, em setembro, meados da estação menos chuvosa, ocorreu uma melhor distribuição de sedimentos da porção superior para porção inferior dos perfis, pois neste período os ventos são mais fortes e há acréscimo na energia de ondas que retrabalha melhor os sedimentos.

Notou-se também que houve diferenças na variação de gradiente e forma do perfil de acordo com o perfil analisado. Como nas extremidades da praia no setor oeste (Perfis A, B) e no setor leste (Perfis H, I), em que as variações observadas foram menores, enquanto na porção central da praia apresentaram variações significativas de gradiente entre o período de estudo.

A configuração costeira da praia do Marahú é marcado por sucessivos promotórios e afloramentos rochosos, que acabam dissipando a energia de onda por turbulência ou reflexão, redistribuindo a energia de onda por efeitos de refração e difração e impulsionando os fluxos das correntes de maré. Acabam assim, influenciando a deposição sedimentar e, conseqüentemente, as variações morfológicas (Nordstrom 1992).

O setor leste apresentou um comportamento típico de praia de enseada descrita por Finkelstein (1981). Geralmente, praias de enseada exibem forma em planta característica: uma zona de sombra, próxima ao promontório rochoso, protegida da energia das ondas e fortemente curvada; uma extremidade da praia à sotamar, relativamente retilínea, normalmente paralela à ação das ondas (Figura 31).

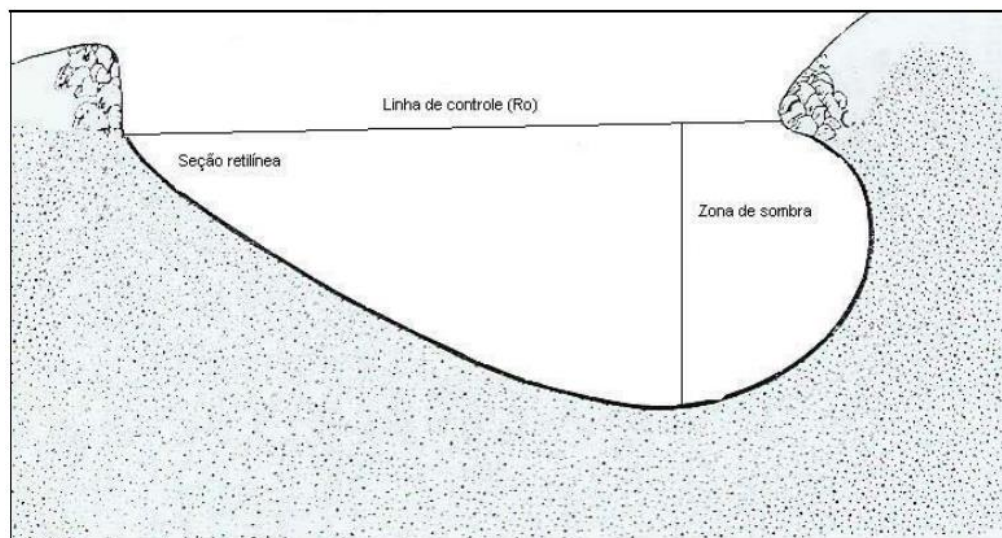


Figura 31 - Forma típica em planta de uma praia de enseada e seus compartimentos, semelhante ao identificado no setor leste (modificado de Finkelstein 1981).

Segundo Carter (1988), praias de enseada podem apresentar variações longitudinais no tamanho de grão, com sedimentos finos e baixa declividade na “zona de sombra”, e sedimentos médios a grossos e alta declividade na zona mais exposta à ação das ondas. Este padrão é similar ao encontrado nos perfis H e I (extremo leste da praia do Marahú), situados adjacentes ao promontório rochoso, estando sujeitos a baixa interferência do clima de ondas e as menores variações no estoque sedimentar, inclusive com ocorrência de areia fina e muito fina. Já os perfis E, F e G, encontram-se na região mais exposta e mais vulnerável a erosão praial, apresentando maior gradiente praial, variações no mesmo e sem nenhuma ocorrência de sedimentos com granulometria mais fina.

Segundo a classificação morfodinâmica proposta por Sasaki (1980) a praia do Marahú apresentou comportamento de praias intermediárias a reflexivas com declividades moderadas a altas, onde ocorrem ondas com baixa energia. As ondas podem ter características mergulhantes ou ascendentes. Bascom (1951) conclui a partir de um estudo feito em 40 praias arenosas da Costa Pacífica Americana, que o tamanho da partícula, juntamente com a intensidade de ação de ondas, controla a declividade da face praial. Corroborando com os resultados de Bascom, cuja declividade é diretamente proporcional ao tamanho de grão, a praia do Marahú apresenta em sua maioria sedimentos médios e altas declividades, estando sujeita a mudanças tanto na morfologia, quanto nas características texturais dos sedimentos, controlada de modo principalmente sazonal por processos costeiros.

## 8 CONCLUSÃO

Ao analisar a praia do Marahú durante as condições de marés de sizígia equinocial (setembro/2016) e de quadratura (setembro/2016), observou-se grandes variações morfológicas para um curto período de tempo. A praia esteve mais larga durante a situação de maré de sizígia equinocial, com melhor distribuição e volume de sedimentos na face praial e, conseqüentemente, menos íngreme do que durante a condição de maré de quadratura não equinocial. Contudo, pode-se inferir um padrão não esperado de fases de acresção e erosão, para setembro/2016 e novembro/2016, respectivamente. Porém, respondendo a uma problemática levantada neste trabalho.

Ocorreu uma forte tendência sazonal que ocorre ano a ano nas praias estuarinas da Ilha de Mosqueiro, incluindo a do Marahú. Notou-se a mudança gradativa de praia mais erodida no final da estação menos chuvosa, aproximando-se da estação mais chuvosa amazônica, independente da condição diária ou fase lunar. Pois mesmo que durante a campanha de campo de setembro houvesse a influência de maré equinocial de sizígia, o que conseqüentemente presume-se maior efeito erosivo na praia, notou-se, que em novembro, durante maré de quadratura, este efeito foi maior, inferindo que devido a aproximação da estação mais chuvosa, a morfologia praial já estava se ajustando a condição erosiva predominante do período mais chuvoso.

Em ambas as campanhas de coleta de dados os resultados granulométricos foram predominante de areias médias moderadamente selecionadas, no entanto no mês de novembro houve o aparecimento mais expressivo de areias grossas nas porções mais inferiores dos perfis, podendo estar relacionado à erosão de falésias ativas, deslocamento de sedimentos destruídos dos bermas, ou remoção de sedimentos menos grosseiros da face praial em virtude das fortes correntes de maré. A classificação morfodinâmica de praia observada foi de praias reflexivas a intermediárias, mudando de acordo com o período analisado e setor da praia. Sendo mais intermediária durante novembro e no setor oeste.

## REFERENCIAS

Ab' Sáber A. N. 1969. Um conceito de geomorfologia a serviço das pesquisas sobre o Quaternário. *Geomorfologia*, São Paulo, **18** :1-23.

Alves M. A. M. S. 1999. *Caracterização sedimentológica e geomorfológica da plataforma e parte superior do talude continental do Estado do Pará*. Trabalho de Conclusão de Curso. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 114p.

Alves M. A. M. S. 2001. *Morfodinâmica e sedimentologia da praia de Ajuruteua – NE do Pará*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 104p.

Alves M. A. M. S. 1999. *Introdução à morfodinâmica de praias arenosas de meso- macromarés*. Belém, UFPA, Centro de Geociências. 182p. (Apostila do Curso de Graduação em Oceanografia).

Arai M., Vesugui N., Rossetti D. de F., Góes A.M., 1988. Considerações sobre a idade do grupo Barreiras no nordeste do estado do Pará. *In: SBG, 35° Congresso Brasileiro de Geologia, Anais...*, Belém, v.2, p.738-752.

Arraut J. M., Nobre C., Barbosa H.M.J., Obregon G., Marengo J. 2012. Aerial rivers and Lakes: looking at large-scale moisture transport and its relation to Amazonia and to subtropical Rainfall in South America. *J. Climate*. **25**: 543–556.

Barbosa G. V., Rennó C. V., Franco E. M. S. 1974. Geomorfologia da Folha SA. 22 Belém. *In: Brasil. Ministério das Minas e Energia. Departamento Nacional de Pesquisa Mineral. Projeto RADAM. Folha SA.22 Belém; geologia, geomorfologia, solos, vegetação, uso potencial da terra*. Rio de Janeiro: DNPM, p. II/1-II/36. (Levantamento de Recursos Naturais, 5).

Barbosa E. J. S. 2007. *Unidades de relevo em zona costeira estuarina: municípios de Colares e Santo Antônio do Tauá (PA)*. MS Dissertation, Instituto de Filosofia e Ciências Humanas, Universidade Federal do Pará, Belém, 96p.

Bascom W.N. 1951. The relationship between sand-size and beach face slope. *Transactions, American Geophysical Union*, **32**: 866-874.

Birkmeier W.A. 1981. Fast, accurate two-person beach Surveys. *Fort Belvoir: Coastal Engineering Research Center*. 22p.

Brown J., Colling A., Park D., Phillips J., Rothery D., Wright J. 1989. *Waves, tides, and shallow water processes*. Oxford, Pergamon Press, 187p.

Carter R.W.G. 1988. *Coastal environments. An introduction to the physical, ecological and cultural systems of coastlines*. London, Academic Press, 609 p.

Carvalho V.C. & Rizzo H.G. 1994. A zona costeira brasileira: subsídios para uma avaliação ambiental. Brasília: Ministério do Meio Ambiente e da Amazônia Legal, 211p.

Carvalho C. A. 2003. *Caracterização textural e mineralógica dos minerais leves na Plataforma Continental do Pará (entre a foz dos Rios Pará e Gurupí)*. Trabalho de Conclusão de Curso. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 84p.

Carvalho C.A. 2007. *Estudo morfoestratigráfico e sedimentológico dos depósitos holocênicos da planície costeira de Maracanã – NE do Pará*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 129p.

Corrêa I. S. 2005. Aplicação do diagrama de Pejrup na interpretação da sedimentação e da dinâmica do estuário da Baía de Marajó-PA. *Pesquisas em Geociências*, Porto Alegre, **32** (2):109-118.

Costa J.B.S., Borges M. da S., Bemerguy R.L., Fernandes J.M.G., Costa JR. P.S. da, Costa M.L. da. 1992. Geologia. In: IBAMA. *Macrozoenamento costeiro do Estado do Pará*: relatório técnico/91. Belém: IBAMA: SECTAM: IDESP, p.17-58.

Costa J. B. S., Bemerguy R. L., Hasui Y., Borges M. S. Ferreira Júnior C. R. P., Bezerra P. E. L., Fernandes J. M. G., Costa M. L. 1996. Neotectônica da região amazônica: aspectos tectônicos, geomorfológicos e deposicionais. *Revista de Geociências*, **4** (2): 23-43.

Christofolletti A. 1980. *Geomorfologia*. São Paulo, Ed. Blücher/EDUSP, 188p.

Davies J. L. 1964. A morphogenic approach to world shorelines. *Zeitschrift fur Geomorphology*, (8).

Davis R. A. Jr. 1978. *Coastal sedimentary environments*. Springer-Verlag, 420p

Davis R. A. Jr. 1992. *Depositional systems: an introduction to sedimentology and stratigraphy*. New Jersey, Prentice Hall, 591p.

Dean R.G. 1973. Heuristic model of sand transport in the surf zone. *In: Conference of engineering dynamics in the surf zone, Sydney, v. 1, p. 208- 214.*

Duarte R. X. 1997. *Caracterização do ambiente praias: morfologia, aspectos hidrodinâmicos e sedimentologia*. Exame de qualificação Mestrado, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 120p.

Dyer K. R. 1967. *Estuaries: a physical introduction*. New York, John Wiley & Sons, 140 p.

El-Robrini M. H. S. 2001. *Variabilidade morfológica e sedimentar de praias estuarinas, Ilha de Mosqueiro*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 85 p.

Farias D. R. 2006. *Variabilidade morfo-sedimentar das praias estuarinas da ilha de Caratateua (Pará)*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 134 p

Ferreira C. S. & Francisco B. M. R. 1988. As relações da Formação Pirabas (oligoceno-Mioceno) com as formações continentais terciárias no nordeste do estado do Pará. *In: SBG, 35º Congresso Brasileiro de Geologia. Anais...*, Belém, v.2, p. 761-764.

Fisher A. 2005. *Morfodinâmica do “saco do laranjal”: costa nordeste do estuário da laguna dos Patos – RS*. MS Dissertation. Pós-Graduação em Engenharia Oceânica. Universidade Federal do Rio Grande, Rio Grande, 160p.

Finkelstein K. 1981. Morphological variations and sediment transport in crenulate-bay beaches, Kodiak island, Alaska. *Marine Geology*, **47**: 261-281.

França C. F. 2003. Morfologia e mudanças costeiras da margem leste da ilha de Marajó-PA. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 144p.

Fonzar B. C., 1994. A circulação atmosférica na América do Sul, os grandes sistemas planetários e subsistemas regionais que atingem o continente: localização e trajetória. *Caderno de Geociências*, 11: 11-33.

Folk R. L. & Ward W. C. 1957. Brazos River Bar: A study in the significance of grain size parameters. *Journal of sedimentary petrology*, **27**(1): 3-26.

Franzinelli M. 1992. Evolution of the geomorphology of the coast of the State of Pará, Brazil. *In: PROST, M.T. (edits). Évolution des littoraux de Guyane et de la zone Caraïbe Meridionale pendant le quaternaire. Paris, Orstom, p. 203-230.*

Golden Software 2011. Grapher 9 User's Guide. 2D & 3D Graphing for Scientists, Engineers & business professionals. Golden Software, Inc., Colorado 80401-1866, 76p.

Hoefel F.G., 1998. *Morfodinâmica de praias arenosas oceânicas: Uma revisão bibliográfica*. Itajaí, Univali, 92p.

Kennett J.P. 1982. *Marine Geology*. USA, Prentice Hall inc, 814p

Komar P.D. 1976. *Beach process and sedimentation*. New Jersey, Prentice-Hall, 429p.

Klein A. H. da F., Filho L. B., Hsu J. R. C. 2003. Stability of Headland Bay Beaches in Santa Catarina: A Case Study. *Journal of Coastal Research*. **35**: 151-166.

Igreja H. L. S., Borges M. S., Alves R. J., Costa Júnior P. S. C., Costa J. B. S. 1990. Estudos neotectônicos nas ilhas de Outeiro e Mosqueiro, NE do Estado do Pará. *In: SBG, 36° Congresso Brasileiro de Geologia, Anais. v.5, Natal. p. 2110-2123.*

Instituto de Meteorologia Nacional - INMET. 2015. *Sazonalidade da região amazônica*. Disponível em <<http://www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=clima/normaisClimatologicas>>. Acesso em: novembro de 2015.

Instituto de Meteorologia Nacional - INMET. 2017. *Velocidade media dos ventos*. Disponível em <<http://www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=clima/normaisClimatologicas>>. Acesso em: agosto de 2017.

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE. 2005. *Zona de Convergência Intertropical*. Disponível em <[www.cptec.inpe.gov.br](http://www.cptec.inpe.gov.br)>. Acesso em: 09 de agosto de 2005.

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE. 2017. *Estação Synop*. Disponível em <[www.cptec.inpe.gov.br](http://www.cptec.inpe.gov.br)>. Acesso em: 29 de agosto de 2017.

Jackson N.L. & Nordstrom K.F. 1992. Site-specific controls on wind and wave processes and beach mobility on estuarine beaches. *Journal of Coastal Research*. **8**: 88-98.

Macola G. & El-Robrini M. 2004. *Ilha dos Guarás (Mariteua) - município de Curuçá (NE do Pará): aspectos físicos, meteorológicos e oceanográficos*. 35p. Belém, CHD/GEMC. Relatório técnico. Disponível em : [http://www.cdp.com.br/images/espadarte/espadarte\\_estudo.pdf](http://www.cdp.com.br/images/espadarte/espadarte_estudo.pdf). Acesso em : 22 de maio de 2017.

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.

McLaren P. 1981. An interpretation of trends in grain size measures. *Journal of Sedimentary Petrology*, **51** (2): 611-624

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

Muehe D. 2003. Beach morphodynamics research in Brazil: Evolution and applicability. *Journal of Coastal Research*. Itajaí, Santa Catarina, **35**:32-42.

Muehe D. 2004. Definição de limites e tipologias morfodinâmico e evolutivo. In: Ministério do Meio Ambiente. Projeto Orla: subsídios para um projeto de gestão. Brasília, MMA E MPO, p.13-32.

Morton R.A. 1996. Geoindicators os coastal wetlands and shorelines. *In: Berger A.R. & Iams W.J. (org.) Geoindicators: assessing rapid environmental changes in earth systems.* Rotterdam, A.A. Balkema. p. 207-230.

Nordström K. F. 1977. The use of grain size statistics to distinguish high and moderate energy beach enviroments. *Journal of Sedimentary Petrology*, **47**: 1287- 1294.

Nordstrom K.F. 1980. Cyclic and seasonal beach response: a comparison of oceanside and bayside beaches. *Physical Geography* **2**: 177-196.

Nordstrom K. 1992. *Estuarine beaches*. London, Elsevier Science Publishers, 225p.

Nordstrom K.F.1993. Changes in cross shore location of surface pebbles on a sandy estuarine beach. *Journal of Sedimentary Petrology* **63**: 1152-1159.

Nordstrom K.F. & Roman C.T. 1996. *Estuarine shores: evolution, environments and human alterations*. Chichester: John Wiley e Sons, 486p.

Nichols M. M. & Biggs R. B. 1985. Estuaries. *In: Davis R. A. (ed) Coastal Sedimentary Environments*.New York, Springer Verlag, p 77–186.

Oliveira G. K. M. 2006. *Minerais pesados na Plataforma Continental do Pará*. Trabalho de Conclusão de Curso. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 69p.

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

Parker B. B. 1991. The relative importance of the various nonlinear mechanisms in a wide range of tidal interactions (Review). *In: B.B. Parker (ed.). Tidal hydrodynamics*. New York, John Wiley & Sons, p. 237-268.

Pethick J. 1984. *An Introduction of Coastal Geomorphology*. London, Edward Arnold, 260 p.

Pinheiro R.V.L. 1987. *Estudo hidrodinâmico e sedimentológico do Estuário Guajará-Belém*. . MS Dissertation, Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Belém, 152p

Pilkey O.H. 1991. Coastal erosion. *Episodes*, **14**: 46-51.

Ranieri L.A. 2011. *Morfodinâmica e transporte de sedimentos na Praia da Roman a, Ilha dos Guarás - (Nordeste do Pará)*. MS Dissertation. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 137p.

Ranieri L.A. 2014. *Morfodinâmica costeira e o uso da orla oceânica de Salinópolis (Nordeste do Pará, Brasil)*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 195p.

Rosseti D.F. 2008. *Geomorfologia: conceitos e tecnologias atuais*. São Paulo, Oficina de Textos, 44p.

Rocha E. J. P., Ribeiro J. B. M., El-Robrini M. 2002. *Caracterização climática da faixa litorânea PA-MA-PI-CE*. Notas de aula da disciplina Oceanografia Física. Graduação em Oceanografia. Universidade Federal do Pará. 16 p.

Sazaki T.O. 1980. *Proceedings of Coastal '80*. ASCE 3197- 3209p.

Sá J.H.S. 1969. Contribuição a geologia e os sedimentos terciários e quaternários da Região Bragantina. *Boletim do Instituto de Geologia do Rio de Janeiro*, **3**: 21-36.

Silva B. N. R. 1975. *Levantamento de reconhecimento detalhado dos solos da Ilha de Mosqueiro (Pará) com auxílio de fotointerpretação*. MS Dissertation, USP/ESALQ, Piracicaba, 156p.

Silva C.A. 1998. *Análise morfoestratigráfica do estuário do rio Marapanim – NE do Estado do Pará*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 133 p.

Silva C.G., Patchineelam S.M., Batista Neto J.A., Ponzi V.R.A. 2004. Ambientes de sedimentação costeira e processos morfodinâmicos atuantes na linha de costa. In: Batista Neto J.A. & Ponzi V.R.A. (Org.). *Introdução à geologia marinha*. Rio de Janeiro: Interciência, p.175-218.

Souza C. R. de G. 1997. *As células de deriva litorânea e a erosão nas praias do Estado de São Paulo*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 371p.

Souza C. R. G., Suguio K., Oliveira A. M. S., Oliveira P. E. 2005. *Quaternário do Brasil*. Ribeirão Preto, Holos, 382p.

Souza C. R. G., Souza Filho P. W. M., Esteves L. S., Vital H., Dillemburg S.R., Patchinellam S.M., Addad J. E. 2005. Praias Arenosas e Erosão Costeira. *In: Souza C. R. G., Suguio K., Oliveira A. M. S., Oliveira P. E. (orgs). Quaternário do Brasil*. Ribeirão Preto, Holos, p.130-152.

Souza Filho P. W. M. 2001. Impactos naturais e antrópicos na planície costeira de Bragança (NE do Pará) *In: Prost M. T., Mendes A.C. (Org.) Ecossistemas costeiros: impactos e gestão ambiental*. Belém, Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, p.132-144.

Sunamura T. 1988. Beach morphologies and their change. *In: Horikawa K. (ed.), Nearshore Dynamics and Coastal Processes*. University of Tokoyo Press, p. 136-166.

Sugui K. 1973. *Introdução à sedimentologia*. São Paulo, Edgar Blucher e Edusp. 317p.o

Suguio K. 1992. *Dicionário de Geologia Marinha*. São Paulo, Editora T.A.Queiroz 171p.

Schaller H., Vasconcelos D. H, Castro J.C. 1971. Estratigrafia Preliminar da Bacia Sedimentar da Foz do Rio Amazonas. *In: SBG, 25° Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo. Anais. v. 3, p. 189-202.*

Shepard F.P. 1973. *Submarine Geology*. Haper e Row publishers, 517p.

Short A.D. & Hesp P.A. 1982. Wave Beaches and Dunes Interactions in Southeastern Australia. *Marine Geology*, **48**:259- 284.

Short A.D. 1999. *Beach and Shoreface Morphodynamics*. Chichester-New York: Willey. p.378.

Schettini C. A. F. 2001. Dinâmica de sedimentos finos no estuário do rio Itajaí-açu, SC. PhD Thesis, Centro de estudos de Geologia Costeira e Oceânica. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 85 p.

Tanner W. F. 1995. *Environmental clastic granulometry*. Department of Environmental Protection, Florida Geological Survey. 142p. (Special Publication, 40).

Tessler M.G. & Mahiques M.M. 2008. Processos oceânicos e a fisiografia dos fundos marinhos. *In: Teixeira W., Toledo M.C.M., Fairchild T.R., Taioli F. (Orgs.). Decifrando a terra.* São Paulo: Companhia Editora Nacional, p. 262-284.

Thurman H. V. 1985. *Introductory oceanography*. 4 ed. Columbus: Charles E. Merrill Publishing Company.

Venturieri A., Watrin O.S., Rocha A.M.A., Silva B.N.R. 1998. Avaliação da dinâmica da paisagem da ilha do Mosqueiro, município de Belém, Pará. *In: INPE, 9º Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Resumo expandido*, Santos, v. 9, p.247-256.

Viana I. G. S. 2013. *Estrutura e fisiologia da paisagem da praia do Areião, Ilha de Mosqueiro (Belém-PA)*. MS Dissertação, Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Belém,73p.

Wentworth W.C. 1922. Grade and class terms for clastic sediments. *Journal Geology*, **30**:377-372.

Wright L.D., Guza R.T., Short A.D. 1982. Dynamics of a high-energy dissipative surf zone. *Marine Geology*, **45**:41- 62.

Wright L.D. & Short A.D.1984. Morphodynamic variability of surf zones and beaches: a synthesis. *Marine Geology*, **56**: 93-118.

Wright L. D. & Thom B. G. 1977. Coastal depositional landforms: a morphodynamic approach. *Progress in Physical Geography*, **1**(3): 412-459.

## ANEXO

## ANEXO A – PARÂMETROS MORFOMÉTRICOS INTEGRADOS DOS PERFIS DE PRAIA

	PERFIL	Maré equinocial de sizígia (setembro/2016)			Maré de quadratura (novembro/2016)			CVYb (%)
		Yb (m)	D (°)	Vv (m <sup>3</sup> /m)	Yb (m)	D (°)	Vv (m <sup>3</sup> /m)	
SETOR OESTE	A	34	5°	104,05	45	6°	110,31	20%
	B	46,7	4°	141,21	50	5°	124,29	5%
	C	55	3°	116,23	51	4°	79,76	5%
	D	45	2°	62,05	38,7	4°	39,47	11%
SETOR LESTE	E	42	4°	73,49	35	6°	61,52	13%
	F	40	5°	53,62	42,3	4°	73,98	4%
	G	61	2°	133,62	42	4°	62,43	26%
	H	94,7	2°	175,37	51	4°	122,4	42%
	I	109	2°	140,59	63	3°	144,40	38%