



UNIVERSIDADE ESTADUAL DO CEARÁ

SÍLVIO ROBERTO DE OLIVEIRA FILHO

**MORFODINÂMICA ASSOCIADA ENTRE DUNA, PRAIA E
ZONA SUBMARINA COMO SUBSÍDIO A ADEQUADA
OCUPAÇÃO DO ESPAÇO COSTEIRO NA PRAIA DO PERÓ - RJ**

**FORTALEZA – CEARÁ
2011**

SÍLVIO ROBERTO DE OLIVEIRA FILHO

MORFODINÂMICA ASSOCIADA ENTRE DUNA, PRAIA E ZONA SUBMARINA
COMO SUBSÍDIO A ADEQUADA OCUPAÇÃO DO ESPAÇO COSTEIRO NA PRAIA
DO PERÓ - RJ

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia do Centro de Ciências e Tecnologia da Universidade Estadual do Ceará, como requisito final para a obtenção do grau de mestre em Geografia.

Área de Concentração: Análise Geoambiental e Ordenação de Territórios de Regiões Semi-áridas e Litorâneas.

Orientador: Prof. Dr. Jáder Onofre de Moraes.

Co-Orientador: Prof. Dr. Guilherme Borges Fernandez.

FORTALEZA – CEARÁ
2011

O48m

Oliveira Filho, Sílvio Roberto de

Morfodinâmica Associada entre Duna, Praia e Zona Submarina como Subsídio a Adequada Ocupação do Espaço Costeiro na Praia do Peró - RJ/ Sílvio Roberto de Oliveira Filho. — Fortaleza, 2011.

96 p.: il.

Orientador: Prof. Dr. Jäder Onofre de Moraes.

Co-Orientador: Prof. Dr. Guilherme Borges Fernandez

Dissertação (Programa de Pós-Graduação em Geografia) – Universidade Estadual do Ceará, Centro de Ciências e Tecnologia. Área de Concentração: Análise Geoambiental e Ordenação de Territórios de Regiões Semi-áridas e Litorâneas.

1. Praia do Peró. 2. Planície Costeira. 3. Antepraia. 4. Dunas Costeiras. 5. Morfodinâmica de Praia. I. Universidade Estadual do Ceará, Centro de Ciências e Tecnologia.

CDD: 551.41

SÍLVIO ROBERTO DE OLIVEIRA FILHO

MORFODINÂMICA ASSOCIADA ENTRE DUNA, PRAIA E ZONA SUBMARINA
COMO SUBSÍDIO A ADEQUADA OCUPAÇÃO DO ESPAÇO COSTEIRO NA PRAIA
DO PERÓ - RJ

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação
em Geografia do Centro de Ciências e Tecnologia da
Universidade Estadual do Ceará, como requisito parcial
para a obtenção do grau de mestre em Geografia.

Área de Concentração: Análise Geoambiental e Ordenação
de Territórios de Regiões Semi-áridas e Litorâneas.

Aprovada em: 01/03/2011.

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Jäder Onofre de Moraes (Orientador)
Universidade Estadual do Ceará – UECE

Prof. Dr. Guilherme Borges Fernandes
Universidade Federal Fluminense – UFF

Prof. Dr. Luis Parente Maia
Universidade Federal do Ceará – UFC

Prof.^a Dr.^a Lidriana de Souza Pinheiro
Universidade Federal do Ceará – UFC

AGRADECIMENTOS

- Primeiramente à minha família, em especial minha mãe, pois sem ela não teria conseguido chegar até aqui.
- Ao meu orientador Jáder Onofre de Moraes, pelo incentivo e apoio não somente nesta trajetória do mestrado, mas também durante a minha iniciação científica.
- Ao meu co-orientador Guilherme Borges Fernandez, pelo apoio, dedicação e idéias na realização deste trabalho.
- Aos meus colegas do Laboratório de Geologia e Geomorfologia Costeira e Oceânica – LGCO, Davis, Júdaria, Carlos, Mariana A., Mariana N., Marisa, Raquel, Tatiana, Carol, Paulo Henrique, João, André, Diego, Miguel, João Sergio, Carlos, Maciel, Mailton, Renan P., Renan S., Eduardo, Silvia, Glaciane.
- Aos meus colegas do Laboratorio de Geografia Física – LAGEF, Eduardo, Thais, Luisa, Lídice, Raul, Pedro, Martin, Felipe, Anely, pela apoio em laboratório e trabalhos de campo, no Rio de Janeiro.
- Ao grande amigo Thiago Pereira, pela parceria, apoio e ajuda na realização dos levantamentos de campo em Cabo Frio.
- Às minhas amigas Andrea e Ilene, pela disposição, apoio e companhia, durante a minha estadia no Rio de Janeiro.
- Aos meus colegas de graduação, Fernando, Souza, Miguel, Edgar, Mario, Wangles, Jaene, Canindé e todos os demais, que sempre me incentivaram à esta etapa de minha vida, acreditando no meu potencial.
- Aos meus colegas de mestrado, em especial Andrea e Lauro, que sempre acreditaram na minha capacidade.
- Ao corpo docente do Programa de Pós-graduação em Geografia da Universidade Estadual do Ceará e ao secretariado, pela qualidade no ensino e pelo suporte estrutural.
- À Paula, Silveira, Cesário, Elaine, Mariana, Suzana (*in memorian*) e Renne, por fazerem parte da minha vida desde os tempos de criança.
- Aos meus valiosos amigos, do meu prédio e da vida, que me acompanham a vários anos, os quais não é necessário citar nomes, pois todos sabem da importância em minha vida.
- À CAPES pela concessão de bolsa de estudo durante o segundo ano de desenvolvimento desta pesquisa.

"Só após a última árvore ter sido cortada.
Só após o último rio ter sido envenenado.
Só após o último peixe ter sido pescado.
É que então o homem irá descobrir
que o dinheiro não pode ser comido"

Tribo Indígena Americana Cree

RESUMO

O litoral fluminense oferece um verdadeiro mosaico de diversidade em acidentes geográficos costeiros, que viabilizam o desenvolvimento de uma série de atividades econômicas distintas. Ambientes costeiros são altamente dinâmicos, pois envolvem uma série de complexos processos continentais e oceânicos. A praia do Però, situada entre o Cabo Búzios e o Cabo Frio, litoral fluminense, se mostra como uma área distinta do restante do estado do Rio de Janeiro, no que diz respeito à geologia, geomorfologia e clima. É necessário entender a dinâmica sedimentar que rege cada tipo de ambiente costeiro, para que se haja subsídio à ocupação ordenada do litoral, sem que seja colocado em risco a perda de vidas e/ou bens materiais. Portanto, pretendeu-se analisar e interpretar as características morfodinâmicas entre a praia, a zona submarina adjacente e as dunas na retroterra da praia do Però, como subsídio a adequada ocupação do espaço costeiro sobre bases morfodinâmicas. Para tal estudo, foi realizado perfis topográficos transversalmente a praia e as dunas, acoplando estes, aos perfis batimétricos do fundo submarino, além de realizar coletas e análises de sedimentos em todos os pontos de inflexão dos três sistemas (duna, praia e zona submarina), sendo a antepraia analisada através de uma grade amostral. O campo de dunas da planície costeira do Però se dispõe obliquamente a faixa de praia com direção NE-SW, favorecido por ventos provenientes predominantemente de NE. Quanto ao estado morfodinâmico do arco de praia do Però, o ponto mais a norte mostrou uma dinâmica diferenciada em relação aos outros três pontos, apresentando durante quase todos os períodos analisados como uma praia dissipativa. Os outros três perfis mostraram-se como intermediário em quase que sua totalidade, sendo o estado mais encontrado o terraço de baixa-mar. Houve alternância também nestes pontos para o estado refletivo, quando o gradiente da praia é suave, e ela sofre erosão, tornando o declive da face de praia bem acentuado. O fundo superficial da antepraia é quase completamente formada por sedimentos finos com alguns depósitos de areias grossas e médias, originados pela difração de ondas ocasionada pelas ilhas situadas defronte a planície costeira do Però. Estas areias de granulometria fina situadas no fundo marinho são transportadas até as praias através das ondas, e acabam por tornar o gradiente da praia mais suave, favorecendo o transporte sedimentar através do vento, para a formação do campo dunas.

Palavras-chave: Praia do Però, Planície Costeira, Antepraia, Dunas Costeiras, Morfodinâmica de Praia.

ABSTRACT

The coastline offers a mosaic of diversity in coastal geography accidents, which enable the development of a series of different economic activities. Coastal environments are highly dynamic, they involve a complex series of continental and oceanic processes. The Peró beach, located between Cape Búzios and Cape Frio, Rio de Janeiro coast, appears as a distinct area from the rest of the state of Rio de Janeiro, in respect to geology, geomorphology and weather. It's necessary to understand the sediment dynamics governing each type of coastal environment, for which there allowance ordered the occupation of the coast, without to put places and lifes at risk. Therefore, we sought to analyze and interpret the morphodynamic characteristics of the beach, the underwater zone adjacent dunes and beach at Peró, as subsidy to appropriate occupation on coastal morphodynamics bases. For this study, conducted topographic profiles across the beach and dunes, engaging these, the bathymetric profiles of the seafloor, and perform sampling and analysis of sediments in all the turning points of the three systems (dune, underwater and beach), the shoreface analyzed through a grid sample. The dune field of the coastal plain are available Peró obliquely the strip of beach NE-SW, aided by winds from predominantly NE. As for the morphodynamic state of the arc of the Peró beach, the most northerly point showed different dynamics in relation to other three points, showing for almost all periods analyzed as a dissipative beach. The other three profiles are shown as an intermediary in almost its entirety, and the state found more terrace of low tide. There was also toggle these points to the state reflective, when the gradient of the beach is soft, and it is eroded, making the slope of the beach face and sharp. The bottom surface of the shoreface is almost entirely composed of fine sediments with some deposits coarse sand, generated by diffraction of waves caused by islands located opposite the coastal plain of Peró. These fine sands situated on the sea floor are carried to the beaches by the waves, and end up making it smoother gradient of the beach, favoring sediment transport by wind, for the formation of the dunes.

Key-Words: Peró Beach, coastal plain, shoreface, coastal dunes, beach Morphodynamic.

LISTA DE TABELAS

TABELA 3.1	Diferentes estados morfodinâmicos de acordo com o valor obtido.....	42
TABELA 4.1	Pontos de levantamento com suas respectivas coordenadas.....	48
TABELA 4.2	Coordenadas dos pontos estabelecidos na grade amostral de coleta de Sedimentos da zona submarina adjacente a Praia do Perú.....	53
TABELA 5.1	Dados sobre o mapeamento da planície costeira do Perú.....	57
TABELA 7.1	Classificação morfodinâmica de acordo com cada data de campo do ponto Norte e ao lado um gráfico representando a porcentagem de cada estágio de praia.....	74
TABELA 7.2	Classificação morfodinâmica de acordo com cada data de campo do ponto Centro-Norte e ao lado um gráfico representando a porcentagem de cada estágio de praia.....	77
TABELA 7.3	Classificação morfodinâmica de acordo com cada data de campo do ponto Centro-Sul e ao lado um gráfico representando a porcentagem de cada estágio de praia.....	77
TABELA 7.4	Classificação morfodinâmica de acordo com cada data de campo do ponto Sul e ao lado um gráfico representando a porcentagem de cada estágio de praia.....	80

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 2.1	Mapa de localização da Praia do Però, objeto deste estudo.....	20
FIGURA 2.2	Mapa mostrando a discordância entre orientação tectono-estrutural da região entre o Cabo Búzios e o Cabo frio, para o restante do estado do Rio de Janeiro. (Mapa adaptado de DRM-RJ).....	21
FIGURA 2.3	Mapa de isoietas para media anual de precipitação para a costa do Rio de Janeiro, de Niterói a Macaé. (Barbiéri & Coe Neto, 1999).....	24
FIGURA 2.4	Modelo do padrão dos ventos (direção, velocidade e frequência) para a região do Cabo Frio durante os anos de 2006 a 2008.	25
FIGURA 2.5	Modelo do padrão das ondas (direção, altura e período) para a região do Cabo Frio.....	27
FIGURA 3.1	Zoneamento da porção emersa e submersa do prisma praial. Modificado de www.coastalchange.ucsd.edu	30
FIGURA 3.2	Mostra a transformação de onda ao atingir profundidades intermediárias e rasas, projetando sua crista para frente e ocorrendo sua quebra.....	33
FIGURA 3.3	Tipos de ondas no momento de arrebentação (Modificado de Pereira, 2008).....	34
FIGURA 3.4	Em a) Modelo de refração de ondas, mostrando a adequação das ondas ao fundo marinho; Em b) Modelo de difração de ondas tendo um barco como obstáculo.....	34
FIGURA 3.5	Modelo de correntes de retorno associada à formação de cúspides na berma. Fonte: www.meted.ucar.edu	35
FIGURA 3.6	Vetorização e distribuição de correntes longitudinais à costa com situação de ondas oblíquas. Fonte: www.meted.ucar.edu	36
FIGURA 3.7	a) atração gravitacional da maré pelo sol e pela lua; b) ciclo de maré mostrando maior amplitude nas luas cheia e nova.....	37
FIGURA 3.8	Modelo australiano de estágios morfodinâmicos. Modificado de Wright & Short (1984) <i>apud</i> Pereira (2008).....	39
FIGURA 3.9	Formação de diferentes tipos de dunas de acordo com o ângulo da resultante de direção de transporte de sedimentos. (Hunter <i>et al.</i> 1983 <i>apud</i> Pye & Tsoar 2009).....	46
FIGURA 4.1	Localização dos quatro pontos de levantamento na Praia do Però.....	49

FIGURA 4.2	Mapa da grade amostral de coleta de sedimentos na zona submarina adjacente a Praia do Perú.....	53
FIGURA 5.1	Mapa da diversidade de formas eólicas da planície costeira do Perú.....	56
FIGURA 5.2	Dunas frontais ao centro-sul do arco praial do Perú.....	58
FIGURA 5.3	Em a) corte eólico visto de mar para terra (E-W). Em b) corte eólico visto de terra para mar (W-E) mostrando o lóbulo deposicional no reverso da duna.....	58
FIGURA 5.4	Bloco diagrama em 3D de parte da duna frontal da praia do Perú. As setas vermelhas mostram os cortes eólicos, lugar por onde os sedimentos perpassam em direção ao interior.....	59
FIGURA 5.5	Dunas Parabólicas na praia Perú.....	60
FIGURA 5.6	Visão Parcial do campo de dunas móveis situado na planície costeira do Perú.....	61
FIGURA 5.7	Dunas com cobertura vegetal situadas na porção mais a oeste da planície costeira do Perú.....	61
FIGURA 5.8	Perfil topográfico realizado ao longo de todo o campo de dunas, transversalmente a praia, sendo este perfil acoplado ao perfil de praia centro-sul do arco praial do Perú.....	62
FIGURA 5.9	Mapa de uso e ocupação da Praia do Perú no ano de 1976.....	63
FIGURA 6.1	Mapa da batimetria defronte a planície costeira do Perú, obtido a partir de dados batimétricos cedidos pela DHN.....	68
FIGURA 6.2	Mapa de distribuição da cobertura sedimentar da antepraia quanto ao parâmetro médio dos grãos.....	70
FIGURA 6.3	Mapa de distribuição da cobertura sedimentar da antepraia quanto a mediana.....	71
FIGURA 6.4	Mapa de distribuição da cobertura sedimentar da antepraia quanto à assimetria gráfica dos grãos.....	72
FIGURA 6.5	Mapa de distribuição da cobertura sedimentar da antepraia quanto ao selecionamento dos grãos.....	73
FIGURA 7.1	Perfis topográficos do Ponto Norte nos meses de acreção e erosão....	75
FIGURA 7.2	Perfis topográficos do Ponto Norte de acordo com as datas de campo...	75
FIGURA 7.3	Perfis topográficos do Ponto Centro-Norte nos meses de acreção e	78

	erosão.....	
FIGURA 7.4	Perfis topográficos do Ponto Centro-Norte de acordo com as datas de campo.....	78
FIGURA 7.5	Perfis topográficos do Ponto -Sul nos meses de acreção e erosão.....	79
FIGURA 7.6	Perfis topográficos do Ponto Centro-Sul de acordo com as datas de campo.....	79
FIGURA 7.7	Perfis topográficos do Ponto Sul nos meses de acreção e erosão.....	81
FIGURA 7.8	Perfis topográficos do Ponto Sul de acordo com as datas de campo.....	81
FIGURA 7.9	Classificação sedimentar das dunas, berma, face de praia, zona de surfe e antepraia, quanto à média.....	83
FIGURA 7.10	Classificação sedimentar das dunas, berma, face de praia, zona de surfe e antepraia, quanto à mediana.....	83
FIGURA 7.11	Classificação sedimentar das dunas, berma, face de praia, zona de surfe e antepraia, quanto à assimetria gráfica.....	84
FIGURA 7.12	Classificação sedimentar das dunas, berma, face de praia, zona de surfe e antepraia, quanto ao desvio padrão.....	84

SUMÁRIO

1.	INTRODUÇÃO.....	16
1.1	Justificativa.....	17
1.2	Objetivos.....	18
2.	ÁREA DE ESTUDOS	20
2.2	Geologia e Geomorfologia.....	21
2.3	Condicionantes Climáticos.....	23
2.3.1	Ressurgência de Águas Frias.....	24
2.3.2	Ventos.....	25
2.3.3	Massas de Ar.....	25
2.4	Condicionantes Oceanográficos.....	26
2.4.1	Marés.....	26
2.4.2	Ondas.....	26
3.	EMBASAMENTO TEÓRICO.....	30
3.1	Morfodinâmica de Praia.....	30
3.1.1	A Antepraia (Shoreface).....	30
3.1.2	A Zona de Surfe (Surf Zone).....	31
3.1.3	A Face de Praia (<i>Beachface</i>).....	31
3.1.4	Pós-Praia.....	32
3.1.5	Processos Remodeladores do Prisma Praia.....	32
3.1.5.1	Ondas.....	32
3.1.5.2	Transformações de Ondas em Águas Rasas.....	32
3.1.5.3	Refração e Difração de Ondas.....	34
3.1.5.4	Correntes Litorâneas.....	34
3.1.5.5	Marés.....	36
3.2	Modelo Morfodinâmico.....	37
3.2.1	Estágio Dissipativo.....	38
3.2.2	Estágio Refletivo.....	38
3.2.3	Estágios Intermediários.....	40
3.3	Dinâmica Sedimentar entre Dunas, Praia e Zona Submarina.....	43
3.4	Dunas.....	45

4.	MATERIAIS E MÉTODOS.....	48
4.1	Levantamentos Topográficos.....	48
4.2	Perfis Topográficos de Praia.....	48
4.3	Ajuste das Cotas dos Perfis para o Nível Médio do Mar Local.....	50
4.4	Mapeamento do Campo de Dunas.....	51
4.5	Coleta e Análise de Sedimentos do Prisma Praial.....	51
4.6	Batimetria e Coleta de Sedimentos na Antepraia.....	52
4.7	Geoprocessamento.....	54
5.	DUNAS.....	55
5.1	Dunas Frontais.....	57
5.2	Dunas Parabólicas.....	60
5.3	Dunas Móveis.....	60
5.4	Dunas com Cobertura Vegetal.....	61
5.5	Ocupação do Campo de Dunas.....	62
5.6	Legislação Ambiental Pertinente ao Campo de Dunas.....	64
6.	SEDIMENTAÇÃO DA ANTEPRAIA.....	68
6.1	Batimetria.....	68
6.2	Distribuição de Sedimentos na Antepraia.....	69
6.2.1	Média.....	69
6.2.2	Mediana.....	70
6.2.3	Assimetria Gráfica.....	71
6.2.4	Desvio Padrão.....	72
7.	MORFODINÂMICA DE PRAIA.....	74
7.1	Perfis Topográficos.....	74
7.2	Cálculo de Fechamento do Perfil Ativo.....	82
7.3	Análise da Granulometria Sedimentar.....	82
8.	CONCLUSÃO.....	86

9.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRAFICAS.....	90
-----------	--	-----------

1. INTRODUÇÃO

O litoral fluminense oferece um verdadeiro mosaico de diversidade em acidentes geográficos costeiros, que viabilizam o desenvolvimento de uma série de atividades econômicas distintas. Tal fato se explica pelas condições fisiográficas observadas ao longo da costa, onde se encontram estuários, dunas móveis, praias e planícies costeiras que propiciam, dentre outras, a construção de portos, exploração de petróleo, fixação de residências e o turismo. Em função da procura incessante de áreas propícias para tais atividades, nem sempre se leva em consideração o conhecimento da dinâmica destes ambientes, podendo assim causar prejuízos ambientais irreversíveis e também perdas materiais, devido às obras mal dimensionadas.

É de fundamental importância, que ao serem realizadas intervenções na zona costeira, quer sejam para projetos de engenharia visando minimizar ou impedir processos erosivos, ou ainda para o estabelecimento de normas de ocupação, é necessária uma apropriação do conhecimento das características evolutivas do litoral, dos processos costeiros induzidos e das forçantes climatológicas e oceanográficas. Além disso, ainda existe o fato preocupante de se determinar os ciclos e tendências atuais de mobilidade da linha de costa a partir de investigação de dinâmica atual e de caráter evolutivo na história geológica das referentes áreas costeiras.

A atividade petrolífera vem proporcionando para as regiões dos Lagos e Norte fluminense, a possibilidade de crescimento gradativo de desenvolvimento econômico, criando condições para a infra-estruturação dessas cidades litorâneas. Outros setores também se desenvolvem concomitantemente, a exemplo do mercado imobiliário de mega empreendimentos de cunho turístico em todo esse trecho do litoral. Invariavelmente, esse desenvolvimento ocorre a custo de perdas de áreas onde ainda se observam zonas de reservas territoriais.

A dinâmica sedimentar que rege os sistemas de praia, duna frontal e antepraia, representa uma temática recorrente na literatura sobre ambientes costeiros. O que se nota, porém, é que em função da dificuldade de se estabelecer tais relações e maneiras de representar e mensurar essa dinâmica sugere ainda possibilidades para se explorar tal tema. De fato, relacionar os forçantes de ondas que promovam alterações morfológicas na zona submarina e na praia, com os aspectos climáticos e meteorológicos que favorecem ou mesmo regem o desenvolvimento de dunas são desafios. No caso do estado do Rio de Janeiro

ainda não se tem um considerável volume de estudos que possam estabelecer, sobre bases científicas, os mecanismos associativos com a ocorrência de campos de dunas, a morfodinâmica das praias e zona submarina próxima (PEREIRA *et al.*, 2007).

Assim, a integração desses sub-ambientes pelo estudo da morfodinâmica costeira facilita o entendimento dos processos de dinâmica costeira e dá subsídio à gestão costeira em áreas urbanas ou em processo de urbanização.

1.1. Justificativa

A sensibilidade potencial dos ambientes costeiros se torna mais evidente em função do contínuo e crescente processo de ocupação junto à costa, com pouco ou nenhum planejamento. A crescente ocupação está diretamente associada a inúmeras atividades de que a área dispõe e também pode estar atrelada à falsa percepção de que localmente estes ambientes se mantêm estáveis. O que ocorre de fato é que, dentro dessa faixa territorial, a linha de costa, representada pelo prisma praial, com sedimentos arenosos inconsolidados, é altamente dinâmico, podendo erodir ou progradar em função da ação direta das ondas em apenas algumas horas, chegando ao ponto de parte relacionada à praia desaparecer por completo.

A percepção direta dos efeitos erosivos nas praias se torna cada vez mais sensível, quando se coloca em risco propriedades materiais. Isto acontece quando ocorre de erosão e conseqüente desaparecimento da praia, atingindo diretamente atividades econômicas associadas aos usos múltiplos que as praias permitem. Quando esses efeitos se tornam aparentemente irreversíveis, surgem, como primeira opção, intervenções com obras de engenharia. Tal ação parte do pressuposto que um evento isolado passe a configurar uma tendência, como ocorreu com a erosão do pontal, em Macaé, e sua recuperação espontânea (ALBINO & MUEHE; MUEHE & ALBINO, 1991, 1992). Neste caso particular, o monitoramento contínuo efetuado na área foi suficiente para a identificação de recuperação espontânea do pontal.

Por outro lado, evidências de taxas de recuo da linha de costa da ordem de metros já foram identificadas na costa fluminense, como no caso da praia da Massambaba Leste, num segmento preservado de praia e duna frontal, onde o recuo da ordem de 40 metros ficou evidente após seis anos de observações (Fernandez, 2003).

É necessário ressaltar que a área de estudo referente a este trabalho era desprovida de estudos aprofundados em morfodinâmica costeira. Em área vizinha, no arco de praia compreendido entre os municípios de Cabo Frio e Arraial do Cabo, estudos de caráter morfodinâmico já haviam sido realizados desde maio de 2005 (FERNANDEZ *et al.*; PEREIRA *et al.*, 2006, 2007). Com uso de múltiplas abordagens metodológicas para o conhecimento da dinâmica associada entre os sub-ambientes costeiros em questão (zona submarina, praia e dunas), se constatarem os processos envolvidos para a evolução morfológica do arco praial e a formação do campo de dunas móveis encontradas no município de Cabo Frio, a partir de uma relação da dinâmica sedimentar na zona submarina com o clima de ondas regionais e, posteriormente, com os aspectos climáticos locais como discutidos por Pereira *et al.* (2007).

Portanto, a partir de resultados bem sucedidos para o arco praial descrito acima, pretendeu-se expandir esses estudos para a área em questão, uma vez que, nessa localidade, os componentes ambientais que formam esse mosaico geomorfológico apresentam características semelhantes com a área anteriormente estudada.

1.2. Objetivos

O presente trabalho teve como objetivo analisar e interpretar as características morfodinâmicas entre a praia, a zona submarina adjacente e as dunas na retroterra da praia do Però, como subsídio a adequada ocupação do espaço costeiro sobre bases morfodinâmicas.

Para tanto, objetivou-se:

- Realizar levantamento das condições físico-ambientais da área;
- Descrever e interpretar o panorama evolutivo, em termos geológicos e geomorfológicos, da área;
- Avaliar e compreender as respostas morfológicas no sistema, através do estudo de processos morfodinâmicos e morfo-sedimentares associados entre praia, dunas e zona submarina adjacente;
- Obter a topografia nos setores de monitoramento, podendo compreender o balanço sedimentar no prisma praial e avaliar o grau de exposição aos forçantes hidrodinâmicos e meteorológicos;

- Identificar os limites, emerso e submerso, de modificação dos perfis ativos das praias;
- Confrontar os resultados geomorfológicos obtidos em campo com o padrão evolutivo da ocupação da linha de costa, gerando cenários futuros da posição da linha de costa do trecho do litoral em questão;
- Estabelecer a configuração espacial das feições costeiras e do uso do solo através da utilização de ferramentas de geoprocessamento, no intuito de identificar, de forma integrada, aspectos físicos e humanos para caracterizar áreas de risco potencial a possíveis eventos erosivos;

2. ÁREA DE ESTUDOS

Neste capítulo serão apresentados os aspectos fisiográficos locais, abordando desde a geologia estrutural, que corresponde a base de onde as transformações superficiais acontecem, aos padrões climáticos e oceanográficos. Quando falamos de padrões climáticos, estamos nos referindo a vários elementos, como temperatura, umidade e pressão atmosférica, que juntos, e associados aos fatores geográficos (latitude, altitude, maritimidade e continentalidade, vegetação), irão formar diferentes macro, meso e microclimas. As forçantes oceanográficas (ondas, correntes e marés) também são fatores que condicionam a morfodinâmica do ambiente e interagem na formação do clima local.

A área de estudo localiza-se a norte da Baía de Guanabara, na porção central do compartimento Cabo Frio – Cabo Búzios, estado do Rio de Janeiro. A praia do Perú (Fig. 2.1), objeto de estudo deste trabalho, é uma das praias de importante turismo de praia e sol e veraneio do RJ. Possui como localização as latitudes $22^{\circ}48'52''$ e $22^{\circ}52'02''$ sul e longitudes $41^{\circ}56'11''$ e $42^{\circ}00'04''$ oeste, pertencendo ao município de Cabo Frio.

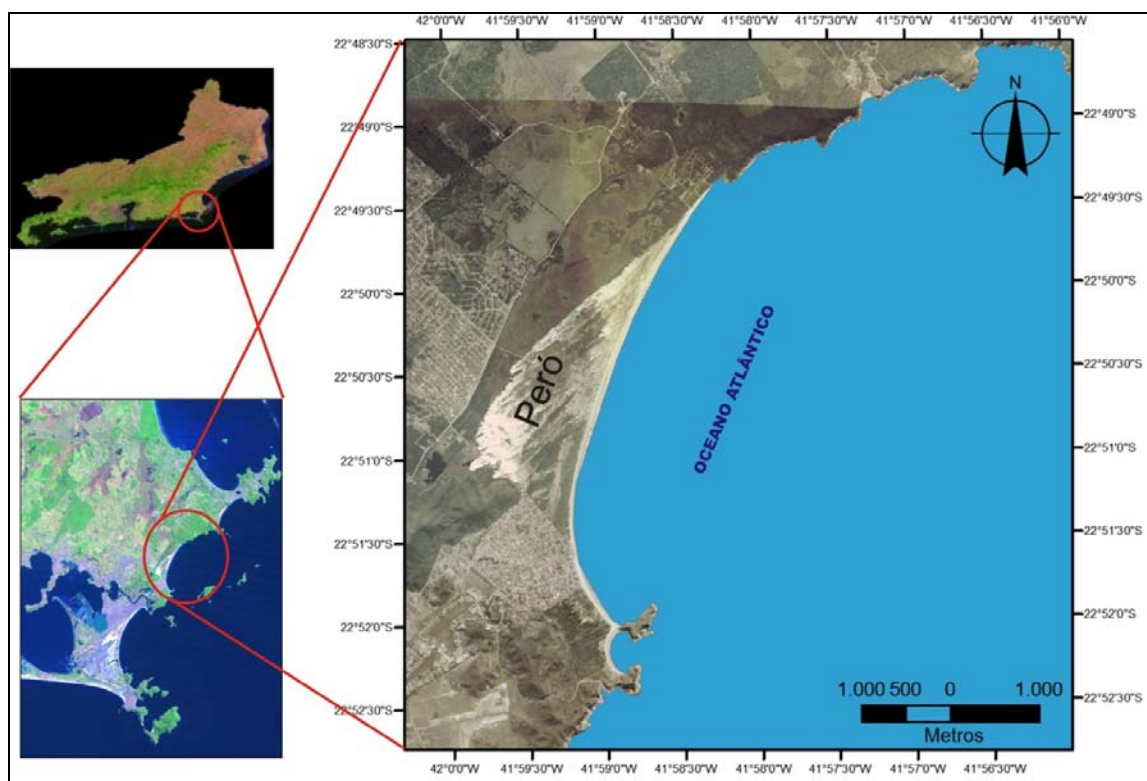


Figura 2.1: Mapa de localização da Praia do Perú, objeto deste estudo.

2.2. Geologia e Geomorfologia

Ao contrario de toda a região do vale do rio Paraíba do Sul e da Serra dos Órgãos, onde as direções estruturais se orientam sistematicamente segundo ENE-WSW, e onde as unidades pré-cambrianas passam umas as outras sem contrastes litológicos bruscos, a porção do pré-cambriano fluminense, que se situa entre a Baía de Guanabara e a região do Cabo Frio, se caracteriza por apresentar direções estruturais não ordenadas, em seu conjunto, segundo ENE-WSW, e unidades litológicas cujos contrastes são, em grande parte, nítidos (FONSECA *et al.*, 1984).

Na região do Cabo Frio, as estruturas de direção NW-SE são bastante notáveis e atestam a existência de outro arcabouço estrutural (Fig. 2.2), que não pertence ao Cinturão Ribeira, que não parece ter sido afetado pela sua tectogênese e que é bastante claro na parte morfológicamente menos arrasada da região, que é o litoral. Na orla marítima, esta disposição das estruturas segundo SE-NW é bastante clara e constante. Os mergulhos das estruturas planares nestas áreas tendem a ser moderados, se tornando mais íngremes no reverso da praia do Perú, demonstrado por Fonseca *et al.* (*op. cit.*).

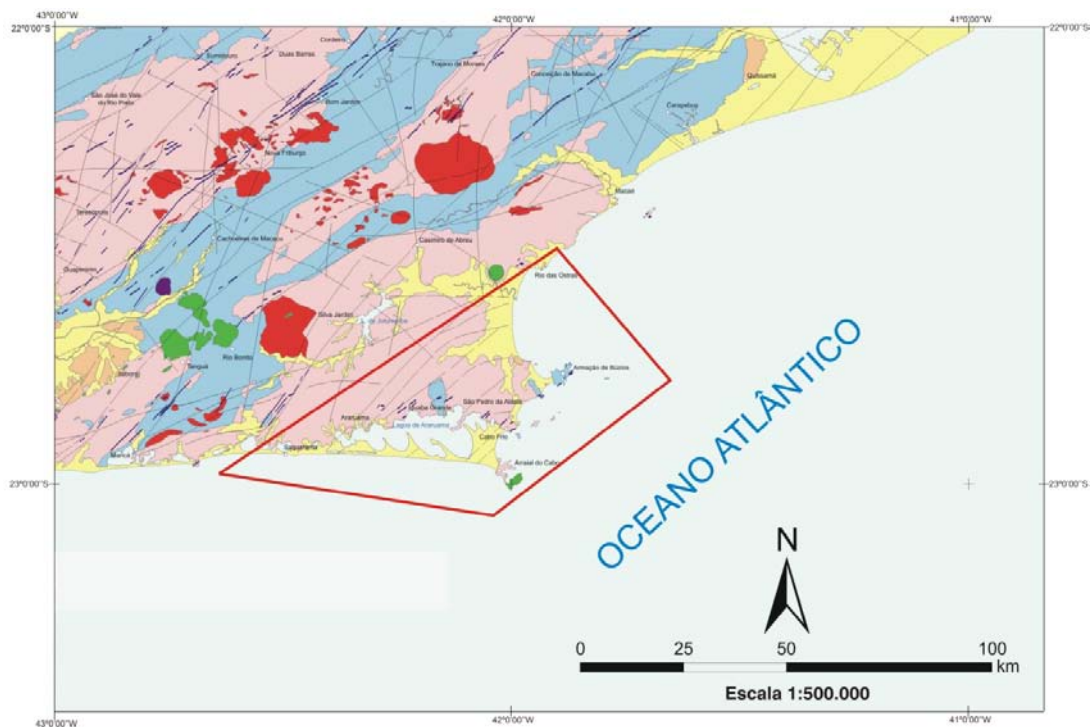


Figura 2.2: Mapa mostrando a discordância entre orientação tectono-estrutural da região entre o Cabo Búzios e o Cabo frio, para o restante do estado do Rio de Janeiro. (Mapa adaptado de DRM-RJ).

Zimbres *et al.* (1990a), confirma que a região do Cabo Frio pouco foi afetada pela orogênese brasileira, o que permitiu a preservação de estruturas pré-brasilianas divergentes, e que esta área provavelmente tenha se comportado como um corpo rígido no choque de placas ocorrido no Proterozóico Superior, sendo esta região, uma extensão em território brasileiro do Cratón de Angola.

A mudança brusca de orientação da linha de costa a oeste do Cabo Frio, que passa de N-S a assumir a direção E-W, parece estar associada à ocorrência de uma zona de fratura oceânica, denominada por Asmus (1977 *apud* Alves, 1981) de Zona de Fratura Rio de Janeiro (Alves, 1981), também mostrado nos trabalhos de Muehe (1996; 1998); Muehe & Valentini (1998).

O relevo que circunda a planície costeira da região do Cabo Frio é dominado por colinas rebaixadas. Estas estruturas apóiam uma planície costeira quaternária onde são observadas evidências de um controle marcante das últimas transgressões e regressões marinhas pleistocênicas e holocênicas, constituindo sucessivas mudanças paleoambientais ao longo desses períodos (MARTIN & SUGUIO 1989; TURCQ *et al.* 1999) *apud* Pereira (2008).

Quanto às características geomorfológicas gerais, Fernandez (2007; 2008), expõe que a área de estudo é marcada por barreiras arenosas costeiras, que apresentam características morfológicas associadas a feições tipicamente transgressivas, com capeamento eólico evidente, aumentando altimetricamente à barreira, além de promover uma largura de aproximadamente 150 metros em direção a retroterra, partindo do nível médio do mar atual.

A vegetação local é tipicamente associada a ambientes de clima semi-árido, tendo como material original do solo areias quartzosas com presença de sal marinho e reduzidas taxas de precipitação (bromélias, cactos, guriris, acluzias, etc.). A associação de todas essas características exerce um papel fundamental para o controle da mobilidade dos sedimentos e crescimento das dunas sobre a planície.

É notável na área a ausência de desembocaduras fluviais, significando que não existe um fornecimento de sedimentos recentes (Quaternários) para a planície costeira, apontando para o estabelecimento da sedimentação da planície a partir de sedimentos provenientes do fundo submarino adjacente (plataforma continental interna).

A planície costeira do Peró abrange um extenso campo de dunas com diferentes feições dunares, apresentando dunas do tipo frontal, barcanas, parabólicas, intradunas, dunas com cobertura vegetal e a maior das feições, uma megaduna, situada no sudoeste da planície.

2.3. Condicionantes Climáticos

O clima local é marcado por apresentar-se diferente do resto do estado do Rio de Janeiro, se tornando um enclave de semi-aridez em meio ao clima predominante.

Barbiéri (1975; 1981; 1984; 1985) e Barbiéri & Coe Neto (1999), mostram que o clima da região compreendida entre o Cabo frio e o Cabo Búzios é do tipo semi-árido quente (BSh), influenciada pelo fenômeno da ressurgência de águas, associados aos ventos predominantes de NE, passando para clima Aw (tropical com chuvas de outono-primavera e seca de verão-inverno) na altura do município de Iguaba Grande. A média de precipitação anual para a região do Cabo Frio está abaixo dos 1.000mm (Fig. 2.3), atingindo na época do verão e inverno seu ápice pluviométrico. A ausência de chuvas em relação ao restante do estado do Rio de Janeiro pode ser entendida pela grande distância da costa em relação a Serra do Mar, que facilita a dissipação de massas de ar originárias do quadrante sul, não favorecendo o efeito de chuvas orográficas na costa.

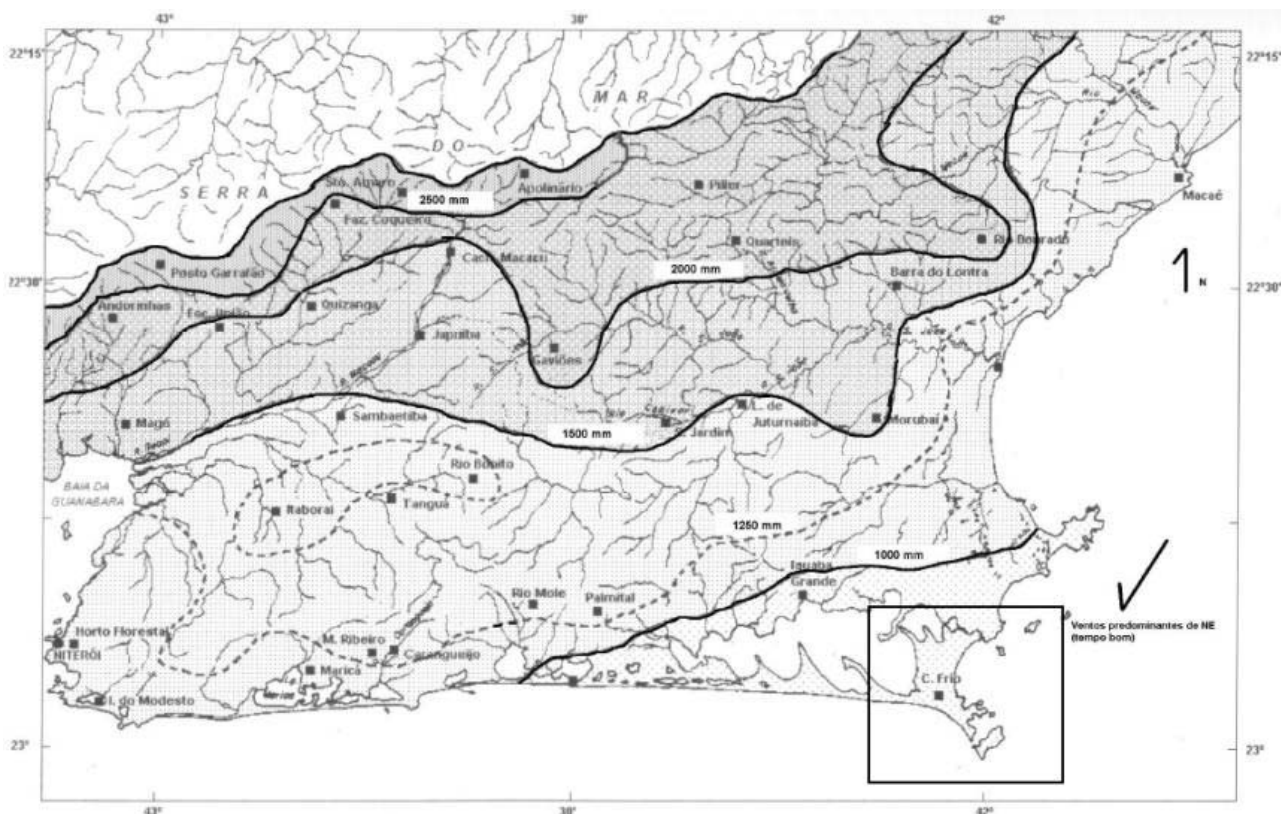


Figura 2.3: Mapa de isoietas para média anual de precipitação para a costa do Rio de Janeiro, de Niterói a Macaé. (Barbiéri & Coe Neto, 1999).

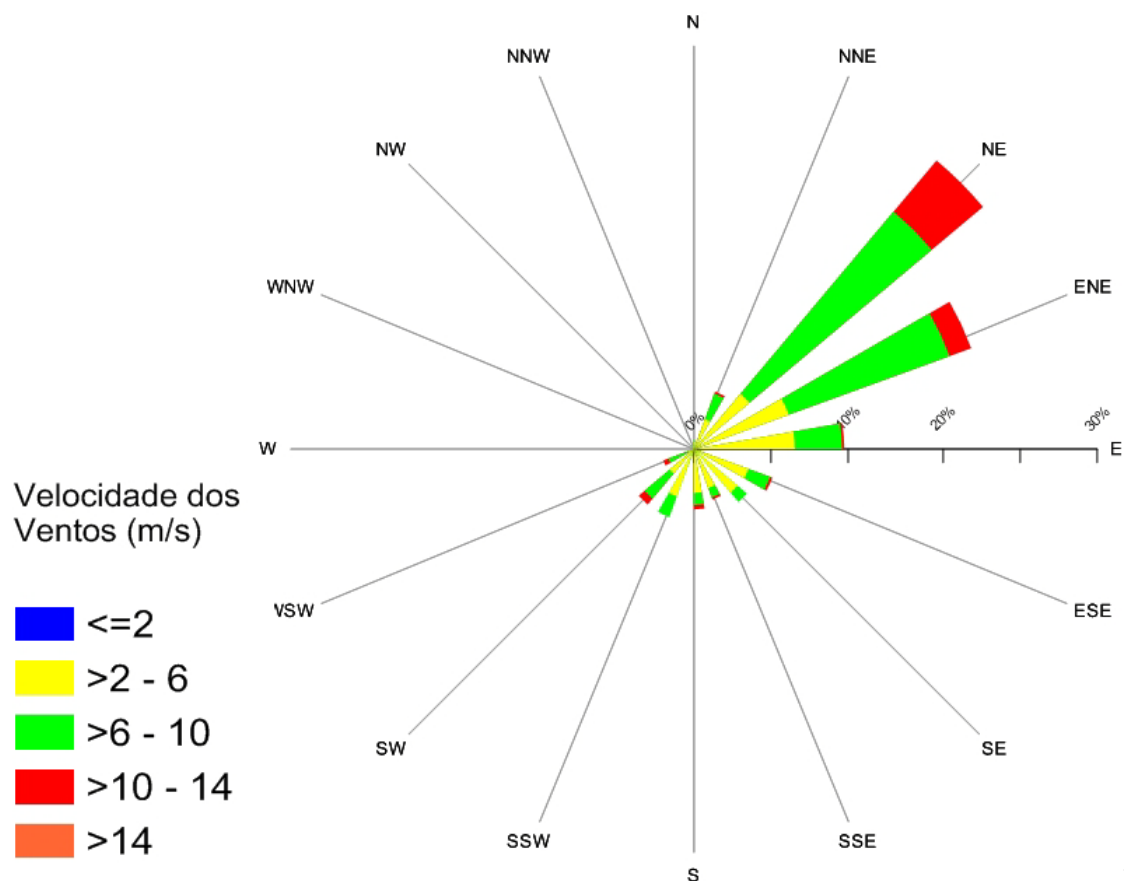
2.3.1. Ressurgência de Águas Frias

TURCQ *et al.* (1999), também mostram que a semi-aridez da área é uma resultante da interação entre fatores meteorológicos e fatores oceanográficos associados ao fenômeno da ressurgência de águas. Falam ainda que, o fenômeno da ressurgência de águas na região do Cabo Frio ocorre pela soma de três fatores: (a) a direção da linha de costa local (abrupta mudança de NE-SW para EW), (b) posição da direção da Corrente do Brasil, (c) O regime de ventos de nordeste. Sendo que os ventos preferencialmente de nordeste é que são essenciais para que o fenômeno ocorra. Pereira (2008) complementa que este fenômeno é resultado direto da interação entre estes condicionantes meteorológicos e oceanográficos associados a um sensível aumento da declividade da plataforma continental nas proximidades do Cabo Frio.

2.3.2. Ventos

Os ventos alísios representam um importante agente meteorológico para o micro-clima local. Os valores percentuais de frequência de direção e velocidade dos ventos alísios

(Fig. 2.4) estão diretamente associados à distribuição das massas de ar dominantes no litoral brasileiro. Na área, esses ventos predominantemente de direção NE, incidem obliquamente do mar para terra durante a maior parte do ano, com velocidade média próxima a 7 m/s.



Figura

2.4: Modelo do padrão dos ventos (direção, velocidade e frequência) para a região do Cabo Frio durante os anos de 2006 a 2008.

2.3.3. Massas de Ar

Segundo Barbière & Coe Neto (1999); Medonça & Danni-Oliveira (2007), no litoral sudeste brasileiro, a principal responsável pela entrada de frentes frias é a Massa Polar Atlântica (MPA), proveniente do pólo sul, possuindo baixas temperaturas e pouca umidade. Esta massa é atraída pelas baixas pressões tropicais e equatoriais e recebe influencia da força de atrito com o relevo sobre o qual se movimenta.

A situação inversa ocorre com a presença da Massa Tropical Atlântica (MTA). Sua mais expressiva atuação se dá por meio de correntes de leste e de nordeste, no verão (tempo bom), quando, atraída pelas relativas baixas pressões que se formam sobre o continente, favorecem os ventos alísios de alta pressão, com período e tamanho distintos das frentes de

baixa pressão, fazendo com que as águas frias trazidas pela corrente das Malvinas venha aflorar próxima a costa na região do Cabo Frio, trazendo para a atmosfera bastante umidade e calor.

2.4. Condicionantes Oceanográficos

A caracterização das forçantes oceanográficas que regem a morfodinâmica da área foi obtida do processamento de dados observados e coletados em campo, e através de dados cedidos pela (DHN) Diretoria de Hidrografia e Navegação.

2.4.1. Marés

As marés encontradas no estado do Rio de Janeiro são de regime de micro-maré mista, semidiurna, indicando duas preamares e duas baixamares dentro de um período de 24 horas, apresentadas nas tabuas de marés do Porto do Forno, em Arraial do Cabo, disponibilizadas na internet pela (DHN) Diretoria de Hidrografia e Navegação.

2.4.2. Ondas

Em situações de tempo ruim, ou seja, quando há chegada na região sudeste de massas de ar oriundas do pólo sul (MPA), este sistema normalmente gera ondulações que se propagam da região sul até a costa do estado do Rio de Janeiro. A situação inversa ocorre com a presença da Massa Tropical Atlântica (MTA), que favorece ventos alísios procedentes de nordeste, gerando ondas que se propagam do quadrante ENE. Como o arco de praia do Peró é um arco parcialmente exposto, pois há varias ilhas que se situam defronte ao arco, nem sempre as ondas chegam à costa com grande intensidade, pois estas ondas ao atingirem as ilhas, perdem força pelo efeito de difração de ondas.

A partir do modelo *WaveWatch* III, realizou-se estudo de clima de ondas para toda a costa do estado do Rio de Janeiro, utilizando dados de ventos (direção e velocidade) e ondas (altura, direção e período), durante o período de 2006 a 2008 (Fig. 2.5), para modelagem no programa *Mike 21* da DHI. Os dados de ondas mostram que há uma direção de ondulação preferencialmente vindas de Sul e Sudeste, associadas a tempo ruim, e ondulações provenientes de leste e nordeste, associadas a tempo bom, durante o verão.

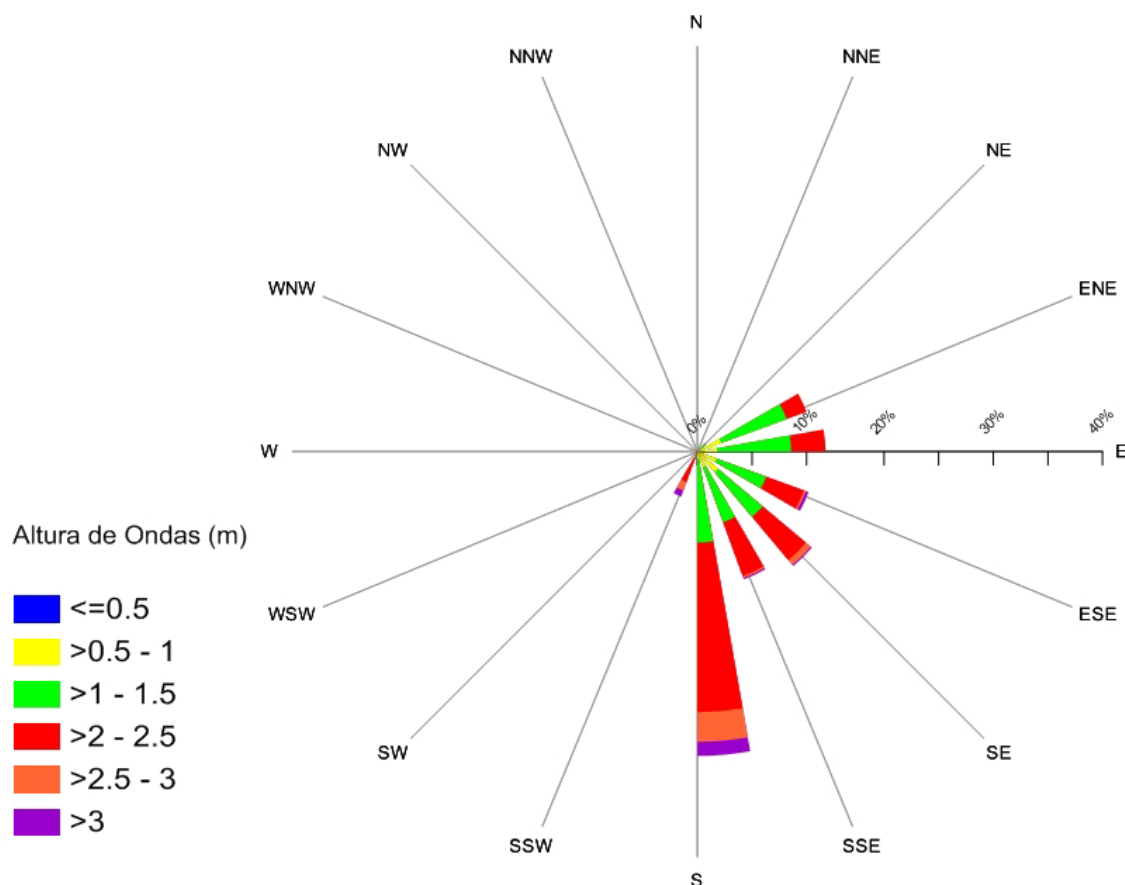


Figura 2.5: Modelo do padrão das ondas (direção, altura e período) para a região do Cabo Frio durante os anos de 2006-2008.

Pinho (2003) demonstra quatro tipos de condições de mar para a Bacia de Campos, sendo duas associadas a condições de bom tempo e duas associadas a condições de mau tempo.

Bom Tempo

Nesta condição de mar, há uma predominância de ventos de direções N, NE e E, com uma ocorrência de 13,2%, 37,5% e 14,0% respectivamente, totalizando quase 65% de todos os ventos observados na região. Em termos de valores de intensidades do vento, a maior ocorrência dos valores médios está entre 4m/s e 6m/s representando um pouco menos de 25% do total de ocorrências nas direções N, NE e E. Portanto, a situação mais comum em termos de direção do vento na Bacia de Campos é a de ventos de NE. Isto ocorre frequentemente quando o centro do AAS (Anticiclone do Atlântico Sul) está situado em uma latitude um pouco inferior (mais ao N) à da Bacia de Campos.

Nesta situação as ondas são provenientes do mesmo quadrante que o vento, com período entre 6 e 11 segundos, e altura significativa (H_s) mais freqüente entre 1,5 e 2m.

Bom Tempo Com Marulhos

Freqüentemente em uma condição de bom tempo, além das ondas de NE geradas pela circulação do AAS, podem ainda ser observados marulhos gerados a grandes distâncias ao sul. Esta é uma situação particular de bom tempo que ocorre com bastante freqüência na Baía de Campos. Constatou que cerca de 34% de todos os registros de ondas (2374 registros) correspondiam a esta situação de mar. Os marulhos (ondas do tipo *swell*) que chegam à região têm períodos freqüentemente maiores que 12 segundos e altura significativa entre 2.5m e 3.5m durante o ano todo.

Mau tempo com ondas de SW

As situações de Bom Tempo são alteradas quando um ciclone extratropical (gerado tipicamente no norte da Argentina), precedido por uma frente fria, avança para menores latitudes com uma velocidade média da ordem de 500km/dia. Estas situações são comumente chamadas de frentes frias de sudoeste.

Os ciclones têm uma circulação dos ventos no sentido horário, de modo que sua passagem sobre a costa sudeste do Brasil gera inicialmente ventos fortes de sudoeste girando posteriormente para S-SE-E e, finalmente, a situação de bom tempo se estabelece novamente com ventos de NE.

Os fortes ventos de sudoeste causados pelos ciclones extratropicais são responsáveis pela situação mais severa em termos de mar na Baía de Campos.

As ondas associadas a esta situação apresentam direção principal geralmente correspondente à direção do vento, ou seja, com a entrada da frente fria, chegam as ondas de SW (algumas vezes as ondas surgem poucas horas antes da entrada da frente - vento SW em forma de marulhos de SW). Conforme o vento gira, a direção das ondas seguem o mesmo padrão de giro.

Mau tempo com ondas de SE

Anticiclones formados na zona subtropical denominados *anticiclones frios* ou *anticiclones polares*. Estes anticiclones fazem parte da evolução de uma situação de mau tempo, chegando à Baía de Campos após a entrada de uma frente fria e do ciclone extratropical.

Por vezes, o ciclone extratropical tem sua rota ligeiramente deslocada para o oceano, fazendo com que o anticiclone passe sobre a região da Baía de Campos. Os ventos, neste caso, podem ter direção sul ou sudeste após a passagem da frente fria. Assim, a situação de mar de SE ocorre enquanto há o domínio do anticiclone polar na circulação da região. Foram constatadas ondas com alturas significativas com mais de 4m e períodos com valores de até 18s. Algum tempo após sua passagem, o anticiclone polar perde sua força, dissipando-se em seguida.

3. EMBASAMENTO TEÓRICO

3.1. Morfodinâmica de Praia

O emprego do modelo morfodinâmico desenvolvido pela escola australiana (SHORT, 1979; WRIGHT, *et al.* 1979; WRIGHT *et al.* 1982; WRIGHT & SHORT, 1984; WRIGHT, SHORT & GREEN, 1985) tem sido adotado com relativo sucesso em muitos estudos morfodinâmicos no Brasil (MUEHE, 1995; BENTES, FERNANDEZ & RIBEIRO, 1997; CALLIARI & KLEIN 1993, 1995; PINHEIRO, 2000; ALBUQUERQUE, 2008; PEREIRA, 2008; entre outros). São encontrados na literatura em questão, outros modelos que apresentam uma proposta para a caracterização morfodinâmica de praias de micromaré, como o de Sunamura (1988) e o de Lippman & Hollman (1990), sem que tais modelos apresentassem avanços significativos e se adéquem tão bem como o modelo australiano.

A praia é um ambiente composto por sedimentos arenosos inconsolidados, e como consequência disto, está sempre em mudança, ou seja, sua morfologia é altamente dinâmica. A praia é segmentada em quatro subsistemas (antepraia; zona de surfe; face de praia; pós-praia) em que ondas despejam energia nos processos de acomodação ao fundo e sua quebra. Com isso transferem energia para o fundo marinho, resultando numa modificação da praia (Fig. 3.1), tanto na zona emersa como submersa.

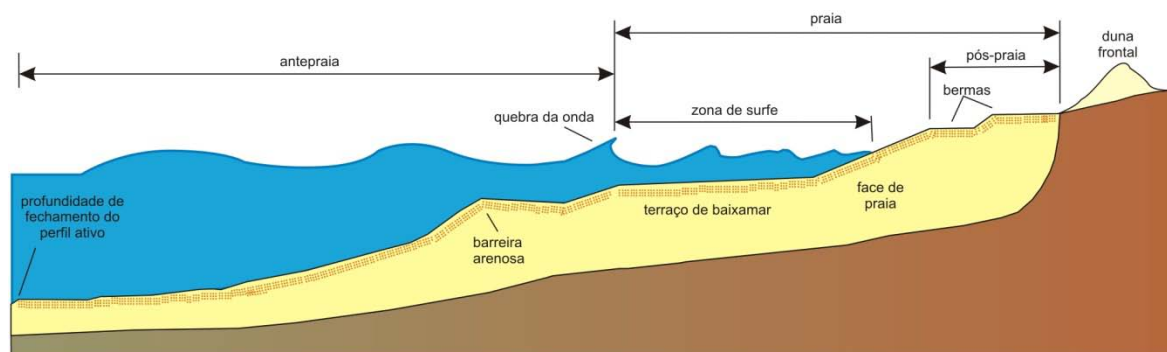


Figura 3.1. Zoneamento da porção emersa e submersa do prisma praial. Modificado de www.coastalchange.ucsd.edu.

3.1.1. A Antepraia (Shoreface)

Neste trabalho foi adotada para shoreface a nomenclatura de antepraia, que melhor se encaixa ao termo utilizado Short, 1999, segundo Muehe, 1995. O prisma sedimentar que se estende da base da face praial até o contato com a plataforma continental interna é

denominado antepraia (fig. 3.1), correspondente à shoreface na acepção moderna dos americanos. Essa feição pode ser dividida em antepraia superior, que inclui a zona de surfe e arrebentação, a antepraia média, localizada entre o início da zona de surfe e a profundidade de fechamento do perfil, e a antepraia inferior que vai da profundidade de fechamento do perfil ao contato com a plataforma continental interna. As profundidades, e, portanto, a distância desses limites em relação à praia, é definida pelo clima de ondas. Quanto maior o nível de energia, maior a profundidade desses limites. O conhecimento desses limites é importante para projetos de engenharia costeira, que consideram a profundidade de fechamento do perfil aquela em que o transporte sedimentar deixa de ser expressivo, de modo que a variação vertical do perfil topográfico submarino passe a ser muito pequena. É também importante para a avaliação da amplitude de retrogradação da linha de costa, pelo modelo de Bruun (1988), em função de uma determinada elevação do nível do mar e, conseqüentemente, para o estabelecimento da largura da faixa de proteção/não edificação da orla.

3.1.2. A Zona de Surfe (Surf Zone)

Esta zona está localizada entre a zona de quebra da onda e a zona de espraimento (*swash*). A zona de surfe (fig. 3.1) é o local onde se inicia a quebra de ondas, o fluxo turbulento e intensificação da movimentação de massa d'água, viabilizando o processo de dinâmica sedimentar expressivo, do assoalho marinho em direção à costa. Essa dinâmica se traduz em correntes de deriva litorânea que regida pelos aspectos oceanográficos de ondas e marés, modelam a morfologia desse trecho, influenciando diretamente também na porção emersa do prisma praial. As velocidades de fluxo das correntes induzidas por ondas são proporcionais a energia destas.

3.1.3. A Face de Praia (Beachface)

A face de praia é a zona situada a partir do limite de baixamar até o limite de espraimento das ondas. É, portanto, a região mais afetada diretamente pela propagação de ondas oceânicas e locais, ou seja, é onde a onda é dissipada ou refletida. Os processos que lá atuam, são responsáveis por grande parte das mudanças em relação ao estoque sedimentar, tanto da parte emersa (pós-praia) para a submersa (zona de surf) no caso de erosão de praia, como da parte submersa para a emersa no caso de progradação de praia.

3.1.4. Pós-Praia

Esta zona situa-se a partir do limite de espraçamento, onde normalmente há uma feição de berma (depósito de sedimento), até a borda de uma duna ou o início de outra feição. Nesta zona os processos remodeladores são ondas de tempestade através de espraçamento, e, mais significativamente, o transporte eólico de sedimento ocasionado pelo vento. Aqui é onde se desenvolve na maioria das praias, o lazer. É nesta região também, onde se localiza a matéria prima para a formação de dunas na retroterra.

3.1.5. Processos Remodeladores do Prisma Praial

3.1.5.1. Ondas

As ondas são iniciadas através do atrito do vento com a superfície da água, criando um movimento ondulatório em que transporta apenas energia e não matéria. São elas a principal componente remodeladora do prisma praial, e tem o poder de mudar completamente a configuração de uma praia em intervalos curtos de tempo, ocasionando a formação de diferentes tipos de feições como bancos e calhas submarinas, pontais arenosos, barreiras arenosas, formação de bermas, tômbolos e etc.

Existem dois tipos de ondas:

- *Sea*, que são ondas geradas localmente, e ainda estão em processo de geração. São complexas e confusas, pois não possuem regularidade. São ondas de menor altura e período.
- *Swell*, que são ondas geradas também pelos ventos, mas que deixam o seu local de formação e viajam grandes distâncias pelo oceano, atingindo grande velocidade de propagação, com grande comprimento, que ao chegarem a costa, quebram com maior altura de onda e esbeltez.

3.1.5.2. Transformações de Ondas em Águas Rasas

As ondas transportam energia pelas massas de água através de movimentos sistemáticos ondulatórios em que geram movimentos orbitais e circulares. Quanto maior a proximidade de um objeto em relação a superfície da água, maior será o seu movimento orbital. E quanto maior a proximidade de um objeto em relação ao fundo marinho, menor será

o seu movimento de órbita. A partir da profundidade de mais ou menos a metade do comprimento de onda (Fig. 3.2), já se começa a haver uma interação da onda com o fundo marinho, começando aí o limite morfodinâmico de modificação do prisma praiial.

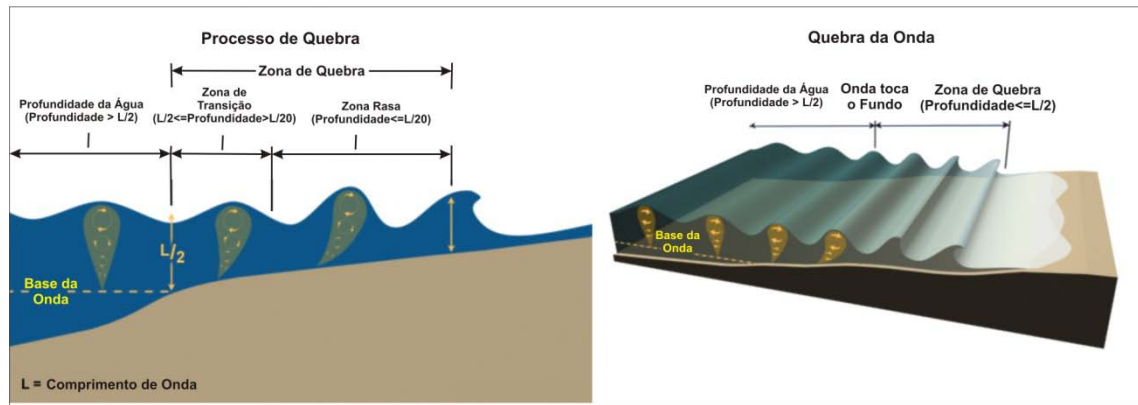


Figura 3.2. Mostra a transformação de onda ao atingir profundidades intermediárias e rasas, projetando sua crista para frente e ocorrendo sua quebra. Modificado de www.meted.ucar.edu.

Quando as ondas tocam o fundo marinho (Fig. 3.3), diminuem seu comprimento e sofrem elevação máxima. Sua base perde mais velocidade do que a crista, projetando a crista para frente por inércia. Assim começa o processo de transporte de massas (tanto água como sedimento) na zona de surfe.

A quebra de ondas pode ser classificada em quatro tipos:

- a) Quebra deslizante: ondas de baixa esbeltez com pequena celeridade, formando uma base alongada com crista pouco desenvolvida.
- b) Quebra mergulhante: são ondas tubulares, bastante esbeltas e com celeridade suficiente para projetar a crista em frente ao entrar em contato com o fundo. Ocorre em fundos com gradientes moderados ou com formações rígidas, como por exemplo, recifes de coral.
- c) Quebra ascendente: a inclinação do fundo marinho é abrupta a ponto da onda só entrar em fricção com o fundo muito próximo à costa sem que se tenha tempo suficiente de entrar em colapso.

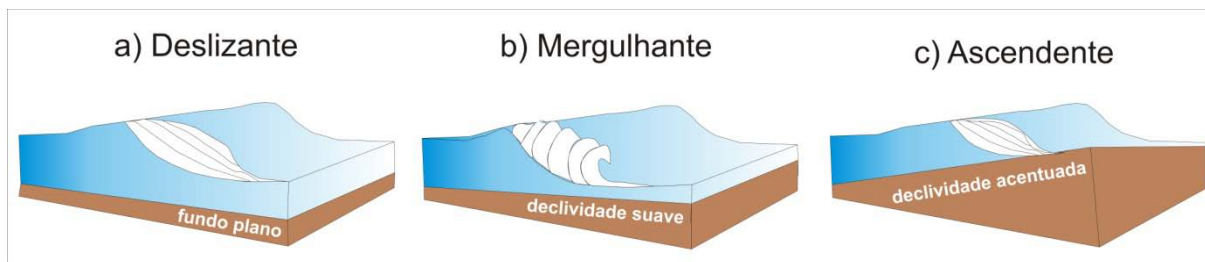


Figura 3.3. Tipos de ondas no momento de arrebentação (Modificado de Pereira, 2008).

3.1.5.3. Refração e Difração de Ondas

A refração de onda (Fig. 3.4) é o processo de acomodação da onda no fundo marinho, ou seja, na trajetória da onda, quando ela decresce a profundidade e sua base começa a interagir com o fundo, altera o ângulo com que essa onda vai atingir a linha de costa, tendendo pra que ela chegue paralelamente a mesma (Komar, 1976).

Komar (1976) também descreve o processo de difração de onda, que acontece quando existe algum corpo, como por exemplo, uma estrutura de quebra mar *offshore*, atuando como obstáculo. A onda incide no obstáculo e sua energia é transferida lateralmente tendendo a curvar-se em direção ao mesmo, vazando a onda para a zona de sombra produzida pelo obstáculo.

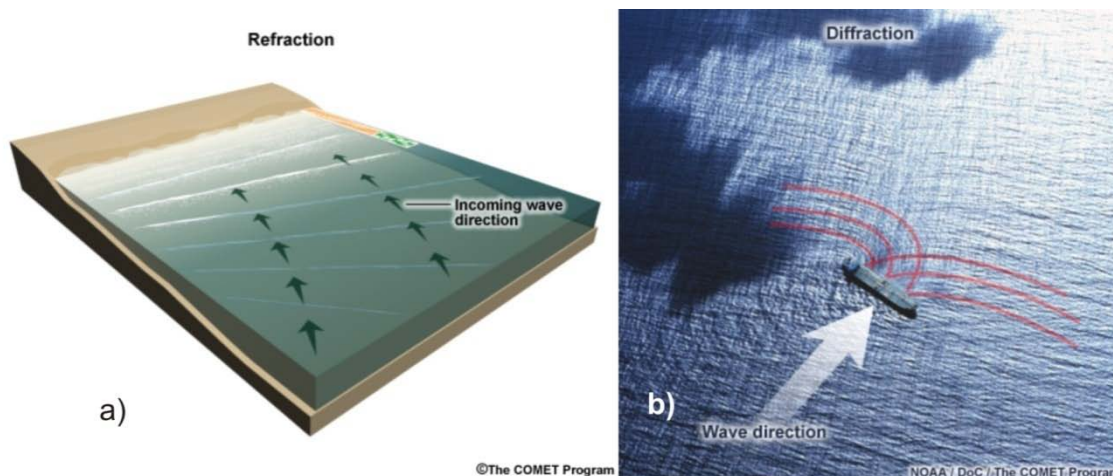


Figura 3.4. Em a) Modelo de refração de ondas, mostrando a adequação das ondas ao fundo marinho; Em b) Modelo de difração de ondas tendo um barco como obstáculo. Fonte: www.meted.ucar.edu.

3.1.5.4. Correntes Litorâneas

- Correntes de Retorno (*Rip Currents*)

Os mecanismos de células de circulação costeiras (Fig. 3.5) estão condicionados por três fatores principais: o ângulo de incidência (incidência perpendicular), energia das ondas (quanto maior, mais intenso o transporte de massa d'água e seu posterior retorno) e o gradiente da zona de surfe – este, por sua vez, permite que após a quebra, a energia das ondas transporte uma grande quantidade de massa d'água em direção à face da praia, porém toda essa quantidade excedente de água retorna por meio de canais (*rip channels*) e é lançada além da zona de quebra das ondas novamente. Ocorre principalmente em praias no estado intermediário.

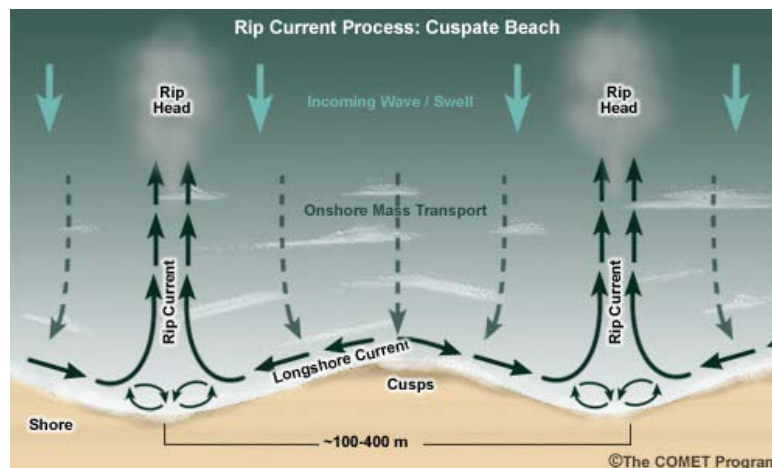


Figura 3.5. Modelo de correntes de retorno associada à formação de cúspides na berma. Fonte:

www.meted.ucar.edu.

- Corrente de Deriva Longitudinal

As correntes de deriva longitudinal (Fig. 3.6) são ocasionadas devido ao ângulo de incidência oblíqua das ondas, regando um fluxo turbulento junto à costa, principalmente na zona de surfe, devido ao movimento de vai e vem das águas na face de praia, ocasionado pelo espraçamento e refluxo das ondas. Segundo Short, 1999, estas correntes podem atingir cerca de 1,5 m/s e são um poderoso agente de transporte de sedimentos. São também associadas a praias com eventos erosivos em longo prazo e enseadas de portos.

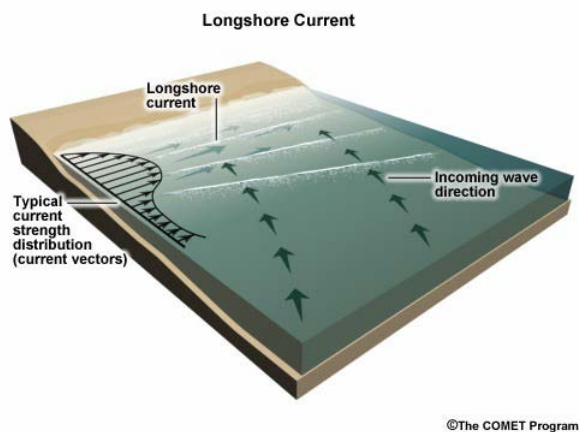


Figura 3.6. Vetorização e distribuição de correntes longitudinais à costa com situação de ondas oblíquas. Fonte: www.meted.ucar.edu.

3.1.5.5. Marés

O mais importante processo remodelador de ambientes de praia estão associados a dissipação de energia das ondas. Outro fator que muitas vezes influencia bastante na remodelagem de ambientes praias são as marés. As marés segundo Komar (1976) podem ser classificadas em três tipos, diferenciadas pela amplitude:

- Micromarés, onde a amplitude chega até 2 metros.
- Mesomarés, com amplitude de 2 a 4 metros.
- Macromarés, em que amplitude é maior do que 4 metros.

Em praias de regime de micromaré, como é o caso da praia Però e de todo o litoral do Rio de Janeiro, a amplitude da maré, na remodelagem do prisma praias, não possui de fato tanta influência, pois representa uma amplitude máxima de 1,5 metros. Assim, geralmente, praias com regime de micromaré são dominadas pelo efeito de ondas. Acontece também o inverso, onde praias que possuem regime de macromaré, normalmente são dominadas por marés. Já no regime de mesomarés, ambos os processos, ondas e maré, possuem uma grande influência na transformação do ambiente praias. Quando a variação da maré é combinada com a ação de ondas, os sedimentos são retrabalhados na zona de surf, influenciando na formação de bancos e calhas, aumentando ou diminuindo a largura da zona de surf e intensificando as correntes de retorno.

As marés influenciam não somente na reconfiguração da zona de surf como também de todo ambiente praial. Por remodelar o fundo marinho da zona de surf, são as marés também que influenciam na formação de correntes litorâneas.

No ciclo lunar, durante as fases de lua cheia e lua nova, as marés atingem sua maior amplitude. São chamadas de marés de sizígia (Fig. 3.7), e são elas responsáveis por episódios erosivos no perfil praial, onde o sedimento é erodido da face de praia e depositado na berma e/ou na antepraia.

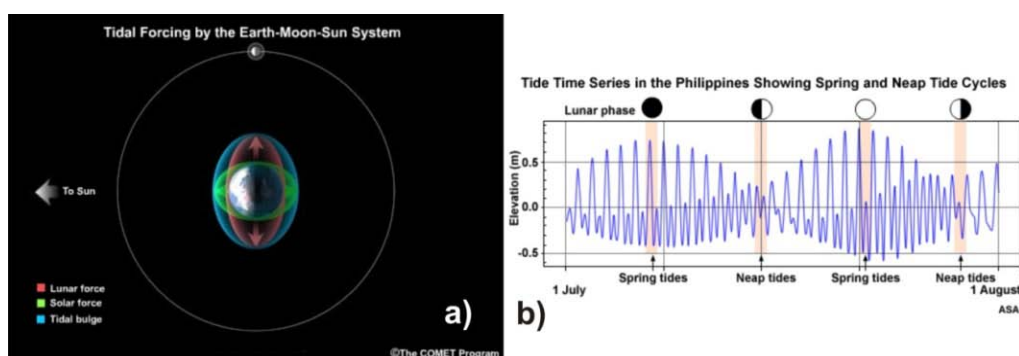


Figura 3.7. a) atração gravitacional da maré pelo sol e pela lua; b) ciclo de maré mostrando maior amplitude nas luas cheia e nova. Fonte: www.meted.ucar.edu.

3.2. Modelo Morfodinâmico

Praias são ambientes altamente dinâmicos, que podem mudar completamente sua morfologia em um evento de poucas horas, quer seja produzido por ondas, quer seja por fortes ventos. O comportamento morfodinâmico se mostra de maneira cíclica, onde em certo momento a areia contida na face de praia é erodida, sendo transportada para antepraia, normalmente em eventos chamado de tempestade, que possuem altura significativa de onda bem elevadas. O oposto se mostra em situações de tempo bom, onde o clima de ondas é regido pelos ventos locais, possuindo uma altura significativa de onda bem menor, os sedimentos contidos em bancos na antepraia, que outrora estavam na praia, são reincorporados a face de praia, juntamente com sedimentos provenientes da corrente de deriva litorânea (Short, 1999).

O modelo morfodinâmico (Fig. 3.8) construído pela academia de geografia australiana (SHORT, 1999), consiste em tipificar a praia em seis estágios diferentes, de acordo com o gradiente da face de praia, altura e direção de onda, distância e tempo de espraio e

refluxo. Os estágios modais de praia foram divididos em um estágio dissipativo e outro refletivo, ambos estágios extremos, e mais quatro estágios intermediários.

3.2.1. Estágio Dissipativo

Neste estágio, as praias apresentam um gradiente suave na zona de surfe, sendo composta por sedimentos finos. Possui uma largura maior do que nos outros estágios e as ondas mais frequentes são do tipo deslizante. Neste estágio podem ser observados bancos arenosos transversais e longitudinais, sendo mais frequente a ocorrência destes em praias intermediárias. A ausência de bancos inibe a formação de correntes longitudinais e de retorno, pois durante o retorno do espraçamento o fluxo se mantém unidirecional. De uma maneira geral, as praias dissipativas apresentam estabilidade morfológica com poucas mudanças em seu perfil modal.

3.2.2. Estágio Refletivo

Neste caso, as praias possuem um elevado gradiente, composto por areias grossas na face praia, um declive abrupto em direção a antepraia, tornando-se o gradiente mais suave nesta. A antepraia é composta por areias finas e silte. As diferenças volumétricas observadas em perfis refletivos normalmente estão associadas ao desenvolvimento de cúspides no contato da face da praia com a crista da berma, em função da mobilização de sedimentos pelo espraçamento e refluxo das ondas.

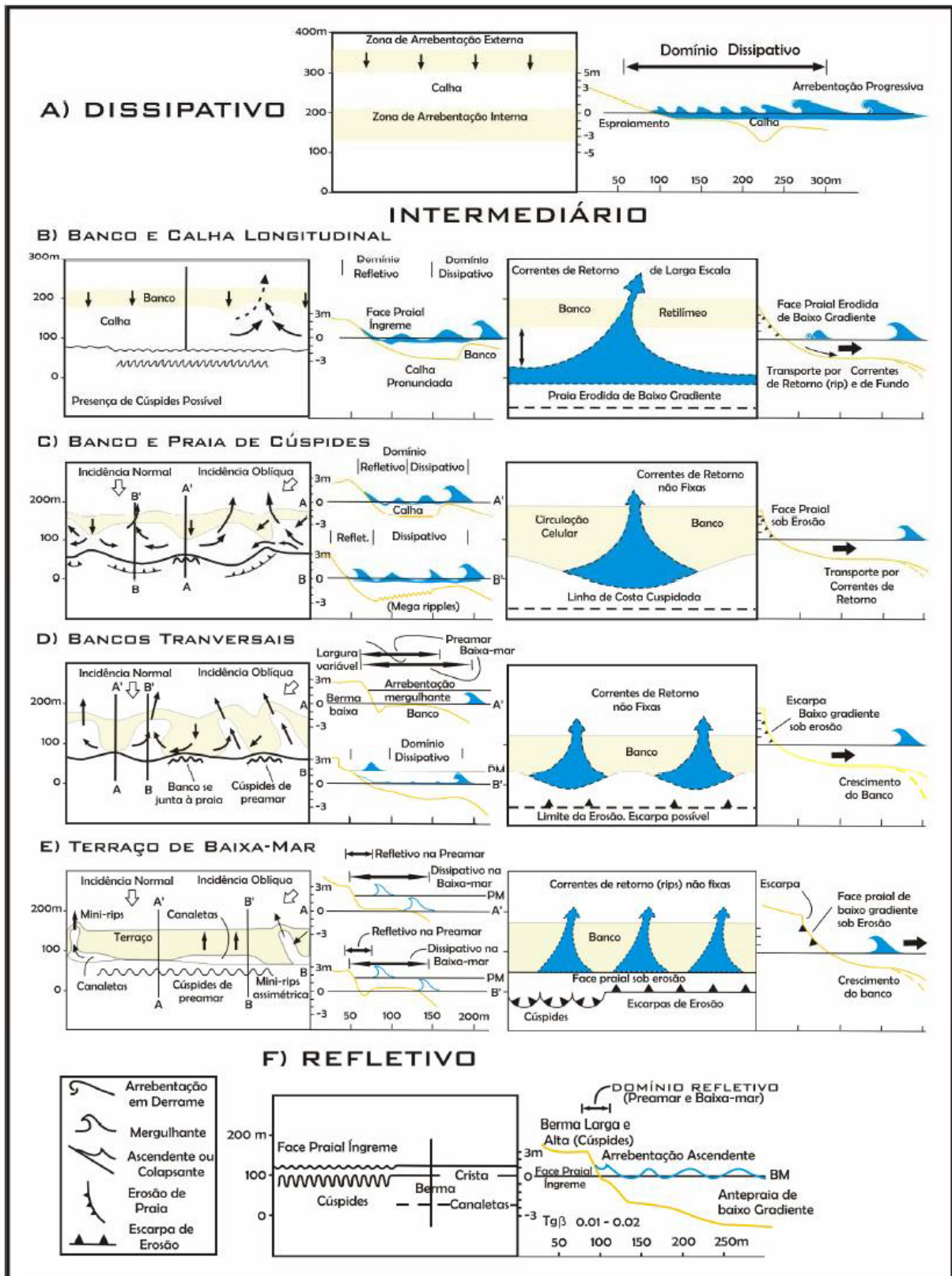


Figura 3.8. Modelo australiano de estágios morfodinâmicos. Modificado de Wright & Short (1984) *apud* Pereira (2008).

3.2.3. Estágios Intermediários

As praias intermediárias podem ser subdivididas em quatro estágios morfodinâmicos, de acordo com o modelo de Wright & Short (1984). As modificações morfológicas que ocorrem nas praias intermediárias são função direta da formação de correntes longitudinais e de retorno na zona submarina, e do espraçamento e refluxo das ondas na face da praia

Em termos granulométricos as praias intermediárias variam entre areias muito grossas a finas, mas normalmente apresentam um padrão bem selecionado que não se modifica ao longo de todo perfil.

Muehe (1995) descreve detalhadamente os quatro estágios intermediários. O primeiro estágio intermediário após o perfil dissipativo é o estágio de **banco e calha longitudinal (BCL)**. Neste estágio, a face de praia tem declividade mais suavizada, observa-se na zona submarina a formação calhas seguidas de bancos arenosos. Na calha fluem correntes longitudinais que mobilizam lateralmente os sedimentos, que em parte são depositados na praia em forma de cúspides incipientes, e outra parte é direcionada para além dos bancos por correntes transversais. A formação das correntes transversais ocorre normalmente na projeção da cúspide em direção ao mar, que altera a direção da corrente longitudinal para corrente de retorno. Neste estágio as correntes transversais ainda não são muito fortes, mas apresentam energia suficiente para seccionar o banco de areia.

O segundo estágio intermediário é chamado de **banco e praia de cúspide (BPC)**. Neste estágio, os bancos de areia se encontram mais próximos à base da face da praia e a calha não apresenta um padrão tão contínuo como o observado no estágio anterior, pois o banco de areia é mais irregular e as cúspides que eram incipientes, agora são pronunciadas. Desta forma, pelo estreitamento das calhas, as correntes longitudinais e as correntes de retorno são mais fortes, alterando morfológicamente os bancos e cúspides.

O terceiro estágio morfodinâmico foi traduzido por Muehe (1995) por **bancos transversais (BT)**. No estágio de bancos transversais ocorre a ligação morfológica da cúspide com o banco submarino, formando nesta área um perfil com características mais dissipativas, pois a topografia se torna mais suave concentrando praticamente toda a extensão da zona de surfe. Por outro lado, fora do domínio dissipativo, forma-se uma depressão, onde as ondas não quebram, apenas se espraçam na face de praia, numa condição próxima ao estado refletivo.

O estágio de **terraço de baixa-mar (TBM)** se caracteriza por uma topografia suave na zona submarina, e íngreme na parte emersa, onde se observa uma pequena depressão entre a

base da face da praia e o topo da superfície aplainada. Esta superfície se torna emersa em condições de baixa-mar. Neste estágio o banco de areia está completamente incorporado a praia, sendo depois gradualmente acrescido de sedimentos, formando uma nova berma.

A característica principal das praias intermediárias é a alta variabilidade do seu perfil transversal, em que se observa sistematicamente a migração de sedimentos da zona submarina para a parte emersa, formando bermas, em situações construtivas e novamente estes sedimentos retornando para a zona de surfe ou até a antepraia por erosão. Em termos de classificação, por definição, as praias intermediárias apresentam tendência para estágios dissipativos ou para o estado refletivo (Pereira, 2008).

Após todas as etapas de campo, foi calculado o parâmetro Δ (delta), equação proposta por Muehe (1998), em que se levam em conta observações visuais de altura e período das ondas; tempo de espraimento na face da praia; distância percorrida pelo espraimento de algumas ondas significativas; ângulo de mergulho da face da praia e obliquidade de incidência das ondas. A partir do valor obtido no Δ , este será associado a um estágio morfodinâmico de acordo com a proposição descrita por Wright & Short (1984).

A equação proposta por Muehe (op. Cit.) se expressa por:

$$\Delta = \frac{\frac{(\sin \beta \cdot D_{espr})}{H_b}}{\frac{T_{espr}}{T}}$$

Onde:

b - a declividade da face da praia;

D_{espr} - distância de espraimento da onda na face da praia (m);

H_b - altura da onda na arrebentação (m);

T_{espr} - duração do espraimento da onda na face da praia (s);

T - período das ondas.

De forma que:

Tabela 3.1. Diferentes estados morfodinâmicos de acordo com o valor obtido

Estado	Delta (Δ)
Dissipativo	< 0,5
Banco e Calha	0,5 - 0,8
Bancos Transversais	0,8 - 1,0
Terraço de Baixa Ma	1,0 - 2,0
Refletivo	> 2,0

Porém este modelo possui algumas restrições. O parâmetro Δ deve ser calculado apenas em praias de alta energia e em regime de micromaré, onde já foram realizados vários estudos e comprovados os êxitos nos resultados.

A opção por usar o parâmetro Δ e não o proposto por Dean (1973) é explicado pelo fato de o parâmetro Ω (Dean) negligenciar algumas variáveis importantíssimas como distância do espraçamento na face de praia, declividade da face de praia e o tempo de espraçamento. O cálculo do parâmetro Ω é realizado da seguinte forma:

$$\Omega = \frac{H}{W_s \cdot T}$$

Onde:

H - é a altura da onda incidente;

W_s - é a velocidade de queda do sedimento (velocidade de sedimentação);

T - é o período da onda.

A profundidade de fechamento do perfil de praia, em fundos arenosos, a partir do clima de ondas, pode ser determinada pela equação empírica de Hallermeier (1981), onde a profundidade deve ser estabelecida para o nível zero igual a 1 m acima do nível de baixa mar, considerando desta forma a influência da amplitude da maré que, em locais de macro-maré, poderia indicar um valor acima da baixa mar, caso se tomasse o nível de preamar como referência (Nicholls *et al.* 1995 apud Muehe 2001):

$$d_{1,1} = 2 \cdot \overrightarrow{H_s} + 11\sigma$$

Onde:

$d_{l,1}$ = profundidade de fechamento do perfil (m), (aproximadamente a metade da profundidade do limite distal da antepraia) calculado a partir de um ano de observações de altura de onda.

H_s = altura média significativa anual das ondas (m).

σ = desvio padrão anual das ondas significativas.

Nicholls *et al.* (1995) *apud* Muehe (op. Cit.) adotam um coeficiente de 1,75 para ajustar o valor de $d_{l,1}$ a um período de 100 anos. A utilização dos dois limites permite estabelecer uma faixa de profundidade mínima e máxima para a profundidade de fechamento do perfil de praia. Assim:

$$d_{l,100} = 1,75d_{l,1}$$

3.3. Dinâmica Sedimentar entre Dunas, Praia e Zona Submarina

Short & Hesp (1982), estudaram a dinâmica do transporte de sedimentos entre duna, praia e zona submarina na costa sudeste da Austrália, em regime de micromaré. Eles mostram que o transporte de sedimentos eólicos em direção a retroterra depende da topografia da praia e do regime de fluxo aerodinâmico sobre esta topografia. Perfis característicos são atribuídos a cada tipo de praia (Dissipativa, Intermediário e Refletivo). Taxas de transporte eólico de areias são potencialmente maior em praias dissipativas, moderado nas praias intermediárias e mais baixos nas praias refletivas. Estes valores determinam o tamanho potencial de dunas frontais, que são proporcionalmente maiores em praias dissipativas e os menores nas praias refletivas.

A combinação do modo e da frequência da praia/erosão de dunas, as taxas de transporte eólico de areias, morfologia e volume de dunas frontais, fornecem uma explicação da natureza e da para a morfologia terrestre, ocorrendo, sistemas de dunas em larga escala. Praias dissipativas são frequentemente caracterizadas por grandes cordões de dunas transgressivas; praias intermediárias, por uma tendência de grandes sistemas de dunas parabólicas (ondas de alta energia) para rupturas eólicas (*blowouts*) de pequena escala (ondas de baixa energia) e as praias refletivas pelo desenvolvimento de pequenas dunas.

Trabalhos como os de DAVIDSON-ARNOTT & BAUER (2009); CAMACHO-VALDEZ *et al.* (2008); OTVOS (2000); HESP *et al.* (2005); entre outros, mostram que a

dinâmica de interação entre dunas, praia e zona submarina é um processo intenso, onde o vento e as ondas de tempestade atuam mais intensamente do que outros fatores.

Segundo Hesp *et al.* (2005) mostram que processos eólicos desempenham um papel significativo na morfodinâmica e no balanço sedimentar da maioria dos sistemas arenosos costeiros. Uma pesquisa recente mostrou que o processo de transporte eólico em ambientes costeiros de dunas frontais da praia é controlado por diversos fatores chave, incluindo (1) a magnitude e frequência de transporte do vento; (2) a influência da direção do vento; (3) praia afetada e o efeito do suprimento de sedimento; (4) tipo e densidade da vegetação; e (5) umidade do ar.

Swift, Ludwick & Boehmer (1972); Sahu (1964); Muehe *et al.* (1977); McLaren (1981); McLaren & Bowles (1985); Gao & Collins (1991, 1992) realizaram experimentos idealizando que a sedimentação na antepraia acontece devido a dois atores principais, o diâmetro do grão e a energia cinética das ondas, ou seja, a partir da distribuição espacial da granulometria do fundo da antepraia, podemos obter um padrão na preferencial de transporte destes sedimentos.

Trabalhos relacionando a variação granulométrica e ação de correntes foram desenvolvidos no sentido de tentar inferir uma tendência de direção das mesmas (Komar, 1976). Para exemplificar, Petijohn, Potter & Siever, (1972) identificaram que o diâmetro dos grãos tende a se tornar menor em direção do transporte preferencial (Pereira, 2008).

O desenvolvimento de análises referentes a tendências de transporte sedimentar, utilizando a combinação de mais de um parâmetro estatístico das distribuições granulométricas, ocorreu a partir dos trabalhos desenvolvidos por McLaren (1981), onde não somente o diâmetro granulométrico foi levado em consideração, mas a relação deste diâmetro com o desvio padrão e a assimetria. McLaren (*Op.cit.*), numa situação hipotética em que todas as classes granulométricas estariam representadas de forma igual, a ação hidrodinâmica sobre esta área fonte geraria um depósito, melhor selecionado, com assimetria mais positiva, e de granulometria mais fina ou mais grossa, quando comparado com o material fonte. Reavaliando a proposta inicial, McLaren e Bowles (1985) identificaram basicamente duas situações em que os depósitos resultantes seriam: mais finos, melhor selecionados e com assimetria mais negativa ou mais grosso, melhor selecionado e com assimetria mais positiva.

Gao e Collins (1991, 1992) identificaram duas outras situações em que haveria transporte de um ponto para outro, no caso de mais fino, melhor selecionado e mais positivo

ou mais grosso, melhor selecionado e mais negativo. Nestes casos os autores consideram a capacidade de transporte efetivo da fonte, associando então a assimetria mais positiva ou negativa em função desta. Deste modo se estabelecem quatro casos em que haveria transporte de uma estação (1) para outra (2), sendo σ o desvio padrão e μ a média, ambos expressos em fi, e **Sk** a assimetria em valores adimensionais. O único valor que decresce no caso de transporte de 1 para 2 é o desvio padrão que sempre se torna melhor selecionado no depósito:

Caso 1 : $\sigma_1 > \sigma_2$; $\mu_1 < \mu_2$; $Sk_1 > Sk_2$

Caso 2 : $\sigma_1 > \sigma_2$; $\mu_1 > \mu_2$; $Sk_1 < Sk_2$

Caso 3 : $\sigma_1 > \sigma_2$; $\mu_1 > \mu_2$; $Sk_1 > Sk_2$

Caso 4 : $\sigma_1 > \sigma_2$; $\mu_1 < \mu_2$; $Sk_1 < Sk_2$

O modelo proposto por McLaren & Bowles (1985), é bastante aceito e amplamente citado na bibliografia (GAO & COLLINS, 1991; MASSELINK, 1992; HARTMAN & BOWMAN, 1993; McLAREN, CRETNEY & POWIS, 1993; SAAVEDRA, 1993). Tal modelo aplicado com sucesso em ambientes costeiros como, por exemplo, canais de maré (HARTMAN & BOWMAN, op. cit.), fiordes (McLAREN, CRETNEY & POWIS, op. cit) e plataforma continental interna (De MAYER & WARTEL, 1988), serviu para interpretação sobre as tendências de transporte sedimentar na antepaia partir da caracterização sedimentológica da área estudada.

3.4. Dunas

Em ambientes costeiros, os campos de dunas são feições físicas essenciais para a manutenção da dinâmica sedimentar litorânea, pois funcionam como um estoque sedimentar no caso de episódios erosivos severos na faixa de praia. As dunas costeiras são ambientes geomorfológicos relativamente recentes (Cenozóico), com sedimentos inconsolidados, provenientes da zona submarina e da faixa de praia, no caso do Perú, pois não existem fontes de sedimentos fluviais. Prevalecem nestes ambientes os processos geomorfológicos e biológicos, com participação direta dos ventos e colonização da cobertura vegetal, respectivamente. A interação da vegetação com a direção preferencial dos ventos é que irá produzir as diferentes formas referente às dunas.

Pye & Tsoar (2009) descrevem os diversos tipos de dunas existentes no mundo, dentre eles, estão os diversos tipos de dunas costeiras. A nomenclatura que caracteriza cada tipo de

feição dunar é bem vasta, onde muitas vezes um determinado tipo possui mais que uma denominação. A nomenclatura utilizada para este trabalho foi de acordo com a de Pye & Tsoar (op. Cit.).

A formação dos diferentes tipos de feições dunares acontecem de acordo com o ângulo da resultante de direção de transporte de sedimentos, como exemplificado na figura 3.9.

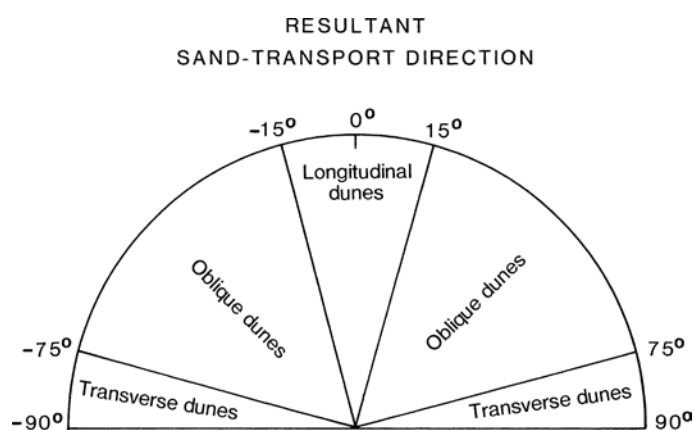


Figura 3.9. Formação de diferentes tipos de dunas de acordo com o ângulo da re resultante de direção de transporte de sedimentos. (Hunter *et al.* 1983 *apud* Pye & Tsoar 2009).

Hesp (2002; 2005) descreve como se dá a formação, evolução dinâmica geomorfologia de dunas frontais e cortes eólicos em ambientes costeiros. De acordo com ele, as dunas frontais são definidas como um cordão de dunas paralelos a costa, formada no topo da pós-praia pela incorporação de sedimentos eólicos na vegetação. As dunas frontais podem ser classificadas em dunas frontais incipientes, onde são dunas novas, também denominadas de dunas embrionárias; e dunas frontais estabilizadas, quando a vegetação exerce um controle em relação a duna, ou seja é uma duna embrionária após o seu desenvolvimento e consolidação. Os cortes eólicos, também mais comumente chamados de *blowout*, são cortes existentes nas dunas frontais, provenientes de erosão eólica ou através de ondas em eventos de tempestade, que facilitam o transporte sedimentar através do vento em direção a retroterra, ocasionando a formação de campos dunas interiores.

Dunas parabólicas estão inclusas no tipo de dunas vegetadas, porém, como sua cobertura vegetal é apenas parcial, neste trabalho estão separadas das dunas com cobertura vegetal. Dunas parabólicas são formadas a partir da evolução de dunas barcanas. Quando uma duna barcana ganha vegetação em seus braços, o vento transporta seu corpo para o outro lado, na direção predominante do vento, mantendo a ponta dos braços fixada pela vegetação.

As dunas com cobertura vegetal expressam o tempo de formação daquele campo de dunas, que já permanece bem consolidado com a maior parte das dunas fixada. Segundo Pye & Tsoar (2009), as dunas com cobertura vegetal são reconhecidas como o maior fator de controle costeiro em relação a morfologia de dunas e como mostrado por Wasson & Hyde (1983), a vegetação atua como um fator de modificação, podendo modificar dunas transversais para dunas parabólicas.

A ocupação do campo de dunas foi discutido a partir das proposições realizadas por Marsh (1965) e discutidas por Goudie (1981, 1986, 1990, 1993, 2000, 2006) no livro “*The nature of the environment*”, onde Goudie mostra que a interferência do homem nos ambientes costeiros, altera profundamente a dinâmica sedimentar que rege estes campos de dunas.

4. MATERIAIS E MÉTODOS

Para realização deste trabalho foram realizados 15 levantamentos de campo, onde foram realizados perfis topográficos em todo o sistema duna, praia e zona submarina; coleta de amostra de sedimentos superficiais de praia e da zona submarina (antepraia), e registros de parâmetros morfodinâmicos, para obtenção de uma base confiável de dados, a fim de definir as variações morfo-sedimentares e características morfodinâmicas do sistema duna, praia e zona submarina.

4.1. Levantamentos Topográficos

4.1.1. Perfis Topográficos de Praia

Foram determinados quatro pontos de coleta de informações ao longo do arco praial do Perú, sendo estes pontos georrefenciados (Tab. 4.1) com auxílio de GPS (*Global System Position*), da marca Garmin, modelo 60 CSx, com erro de precisão de até 2 metros.

Tabela 4.1: Pontos de levantamento com suas respectivas coordenadas.

Norte	194597	7472584
Centro Norte	194090	7472035
Cento Sul	193481	7470141
Sul	193595	7468594

Os pontos de levantamento foram denominados de Perfil Norte, Perfil Centro-Norte, Perfil Centro Sul e Perfil Sul (Fig. 4.1), com todos eles possuindo referenciais de nível (RN) conhecidos, obtidos através da verificação da cota real, a partir do ponto de recuo máximo da onda e da altura da maré na hora do nivelamento topográfico.

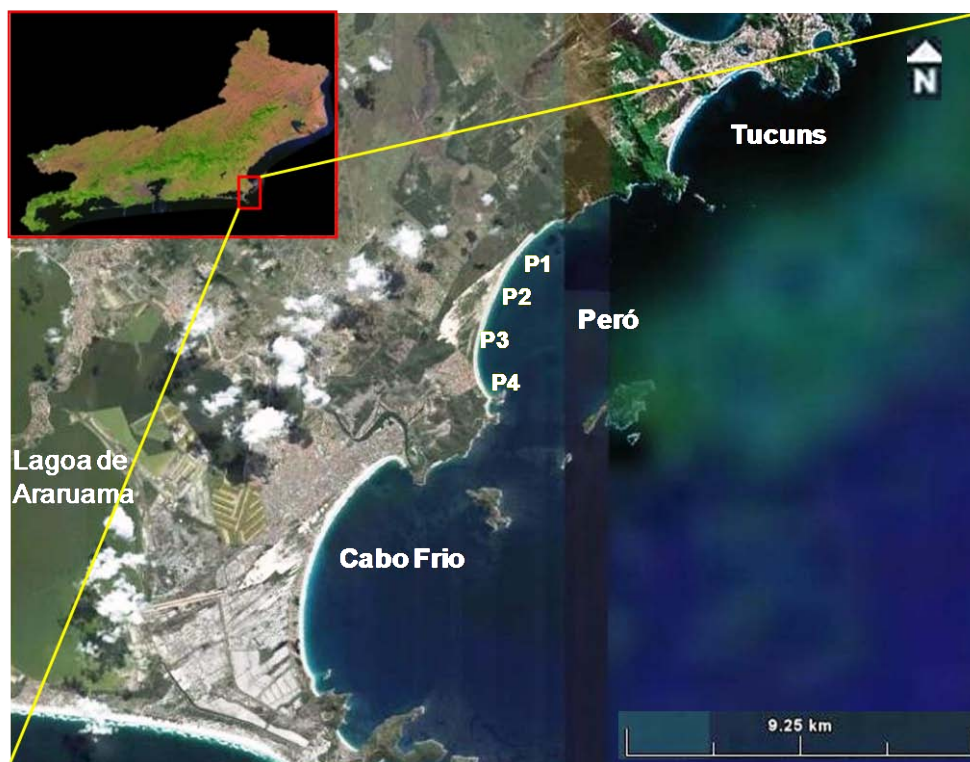


Figura 4.1. Localização dos quatro pontos de levantamento na Praia do Peró.

A definição da localização destes pontos foi realizada, partindo do princípio de identificar as diferentes respostas do sistema duna, praia e zona submarina, mostrando como este sistema interage nos diferentes tipos de condições da praia (abrigada, ocupada, exposta, parcialmente exposta), a fim de identificar longitudinalmente variações morfo-sedimentares e características morfodinâmicas do arco praial.

Para o levantamento dos perfis na zona emersa da praia, utilizou-se o método de nivelamento topográfico tradicional, com nível e mira topográfica, e os levantamentos mais recentes, com o auxílio de uma Estação Total e Prisma topográfico, diminuindo a margem de erro e facilitando a medição. Na zona submersa o nivelamento topográfico foi realizado do método da estadimetria (Muehe, 1996). A extensão dos perfis para a zona submarina foi realizada sempre que possível, dependendo das condições favoráveis do mar e do preparo do mergulhador para levar a mira topográfica para dentro da zona de surfe e antepraia.

Os dados obtidos nos levantamentos topográficos foram processados, e a partir deles, construído gráficos de perfil de praia no programa Excel 2007, da *Microsoft Corporation*, a fim de facilitar a interpretação dos dados. Os gráficos de perfis encontram-se no capítulo 5 (Morfodinâmica de Praia).

4.1.2. Ajuste das Cotas dos Perfis para o Nível Médio do Mar Local

Foram adotados os procedimentos descritos a seguir, conforme Muehe *et al.* (2003). O levantamento de perfis de praia para fins de monitoramento ou caracterização morfodinâmica, requerem o estabelecimento de uma referência de nível vertical (RN), materializada por meio de marcos, para que todos os perfis levantados numa mesma posição possam ser superpostos para efeitos de comparação. Pode-se, para este fim, estabelecer uma cota arbitrária como referência de nível, à qual se amarrará o perfil. Entretanto o ideal é que essa referência seja razoavelmente calibrada em relação ao nível médio do mar no local (NMlocal), para que a morfologia submarina possa ser mais bem caracterizada em função da profundidade. O valor do NMlocal ideal deve ser obtido a partir das observações de maré de um dado local, realizadas durante o período mínimo de 19 anos, abrangendo todos os ciclos astronômicos responsáveis pela geração da maré. Considerando que no Brasil séries de observações de longo período são raras, os valores fornecidos pelo Centro de Hidrografia da Marinha (CHM), são baseados em dados observados por um período de um ano (estações padrões) ou de apenas um mês (estações secundárias).

A técnica tradicionalmente empregada é a de levar o perfil de nivelamento desde um RN, de altura arbitrária, até o ponto de recuo máximo da onda na face da praia, anotar o horário e estabelecer o nível do mar no momento da medida com base na previsão de altura horária da maré, conforme proposto por Bigarella *et al.* (1961). Como a altura prevista é referenciada ao Nível de Redução de sondagens (nível das baixamare médias de sizígia, adotado nas cartas náuticas), o valor previsto para o horário da observação do recuo máximo deve ser comparado com o nível médio do mar da estação maregráfica. Esta diferença deverá ser o fator de correção da cota do recuo máximo, calculada a partir da cota arbitrária do RN, com a transferência para as demais cotas do perfil. Assim o RN passará ser referenciada ao (NMlocal). Como a amplitude do recuo da onda na face da praia é condicionada pela altura da onda e pela declividade da praia, é de se esperar que o erro na determinação do nível do mar aumente com a altura da onda, o que pode ser em parte compensado ou ampliado respectivamente, pelo seu rebaixamento ou empilhamento junto à praia, associado às condições oceanográfico-meteorológicas atuantes no momento do levantamento.

4.1.3. Mapeamento do Campo de Dunas

Para a determinação das feições do campo de dunas foram utilizadas técnicas de geoprocessamento no programa ArcGIS 9.2. O mosaico de imagens utilizadas para o mapeamento foi composto através de sobreposição de ortofotos do ano de 2005. Foram obtidas coordenadas em campo tomando como base uma nuvem de pontos referenciais distribuídos ao longo das áreas mapeadas. Para isso foi utilizado um GPS modelo Garmin 60Csx, com precisão de até dois metros em condições ideais de funcionamento (locais abertos e sem interferência eletromagnética). Os principais objetos de mapeamento (dunas) foram validados em campo para minimização dos erros gerados de localização dessas feições.

Na fase de processamento dos dados em gabinete foi calculada a porcentagem em área de cada tipo de feição dunar e o uso do solo, que compõem a área escolhida para mapeamento.

4.2. Coleta e Análise de Sedimentos do Prisma Praial

Foram coletadas amostras de sedimentos em todos os pontos de inflexão da faixa de praia, sendo eles: dunas frontais, berma, face de praia, zona de surfe e antepraia. Com a análise deste material, pretendeu-se verificar a estatística das distribuições granulométricas, mineralógicas e texturais, em função das forçantes existentes no sistema costeiro em questão. O resultado da análise destas amostras foi de fundamental importância para o entendimento da dinâmica sedimentar que rege a geomorfologia local.

As amostras coletadas foram tratadas no Laboratório de Geologia e Geomorfologia Costeira e Oceânica (LGCO), da Universidade Estadual do Ceará – UECE, seguindo o procedimento padrão para análise de areias e posteriormente para determinação de parâmetros estatísticos granulométricos.

As amostras primeiramente passaram por procedimento de lavagem com água doce, para a retirada do sal marinho, visando uma não alteração do peso do grão na pesagem final. Após o procedimento de lavagem, as amostras foram acondicionadas em uma estufa, permanecendo nesta até a completa secagem. Após a retirada total da umidade na estufa, a amostra pode ser quarteada, retirando uma fração de aproximadamente 50 gramas.

A divisão de cada amostra quanto ao tamanho do grão foi realizado a seco pelo método de peneiramento. As amostras foram colocadas numa sequência de peneiras com

intervalo de 0,5 ϕ (ϕ) acopladas a um agitador por 20 minutos. O material retido em cada peneira foi pesado em uma balança de precisão 0,001g, sendo os valores marcados em planilhas de laboratório. Os parâmetros estatísticos das distribuições granulométricas (média, mediana, desvio padrão gráfico, assimetria gráfica) foram calculados através das equações propostas por Folk & Ward (1957) *apud* Muehe (1996), com utilização do programa SAG (Sistema de Análise Granulométrica) desenvolvido no LAGEMAR/UFF que obtém esses valores automaticamente a partir do preenchimento em planilha os pesos retidos em cada peneira. Os intervalos utilizados para a classificação da média, mediana e moda expressos em ϕ (Φ), foram definidos por Wentworth (1922).

4.3. Batimetria e Coleta de Sedimentos na Antepraia

A batimetria foi realizada a partir de dados obtidos da Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN) referentes à Folha de Bordo nº 1505-002/85, que apresenta dados entre o Cabo frio e o Cabo Búzios, na escala 1:20.000. Foram incorporados dados pontuais de profundidades obtidas durante o embarque de coleta de sedimentos em estações previamente posicionadas utilizando ecobatímetro portátil e posicionamento com GPS corrigidas para o nível de redução. A utilização dos dados obtidos em campo serviu essencialmente para verificação dos dados da Folha de Bordo, em que ambos os valores foram semelhantes, com isso, não foi necessário se refazer a batimetria de toda a área.

Os dados extraídos da Folha de Bordo e do levantamento de campo foram tabelados e processados para determinação das isóbatas no programa Surfer 8.0 da Golden Software.

Para amostragem sedimentar da zona submarina, foi esquematizada uma grade fixa de estações, como a utilizada por Pereira (2008), delimitadas a partir de 500m da linha de costa, respeitado a mesma distancia de 500m entre as amostras dispostas ao longo de perfis transversais (Fig. 4.2), num total de 106 pontos de coleta (Tab. 4.2). Os dados de localização das amostras foram obtidos em gabinete e transferidos para GPS de uso manual, marca Garmin 60 CSX, com margem de erro de 2 metros, em condições ideais de funcionamento, em terreno aberto e céu com poucas nuvens. Houve a intenção de cobrir de forma detalhada toda a zona submarina adjacente ao arco praial, que sofre influência das ondas, ou seja, dentro da faixa ativa da zona submarina.

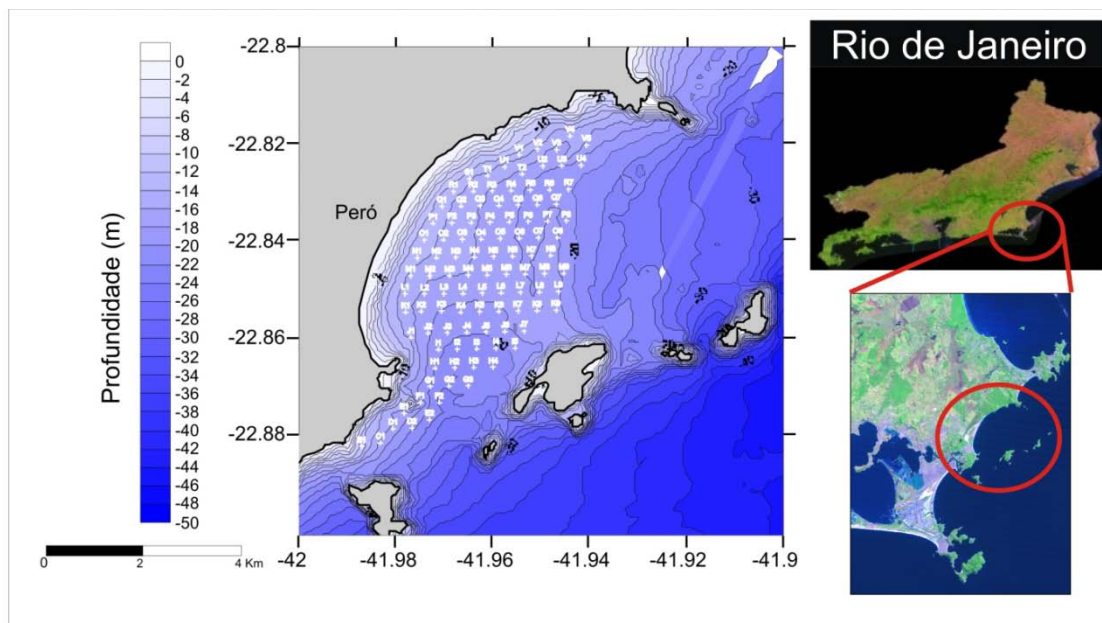


Figura 4.2: Mapa da grade amostral de coleta de sedimentos na zona submarina adjacente a Praia do Peró.

Tabela 4.2: Coordenadas dos pontos estabelecidos na grade amostral de coleta de Sedimentos da zona submarina adjacente a Praia do Peró.

Nº PONTO	LONG	LAT	Nº PONTO	LONG	LAT	Nº PONTO	LONG	LAT	Nº PONTO	LONG
1	192577	7465445	31	195032	7469357	61	196898	7470794	91	197366
2	192941	7465799	32	195538	7469327	62	197399	7470804	92	197867
3	193428	7465892	33	196040	7469336	63	197900	7470813	93	198368
4	193764	7466265	34	196540	7469346	64	194586	7471217	94	195770
5	194265	7466277	35	197045	7469355	65	195085	7471227	95	196241
6	194057	7466670	36	197541	7469365	66	195581	7471239	96	197151
7	194718	7466495	37	198042	7469374	67	196075	7471249	97	196690
8	194478	7466942	38	194083	7469808	68	196576	7471259	98	197692
9	194980	7466952	39	194592	7469799	69	197077	7471269	99	198190
10	194742	7467366	40	195101	7469809	70	197577	7471278	100	198700
11	195235	7467380	41	195602	7469812	71	198080	7471289	101	197076
12	195737	7467390	42	196103	7469822	72	194815	7471658	102	197556
13	194868	7467851	43	196603	7469833	73	195310	7471670	103	198058
14	195382	7467860	44	197105	7469843	74	195814	7471678	104	198408
15	195886	7467869	45	197607	7469854	75	196310	7471685	105	198844
16	196385	7467879	46	198107	7469864	76	196811	7471696	106	199322
17	194957	7468343	47	194228	7470280	77	197312	7471705		
18	195454	7468352	48	194731	7470279	78	197813	7471715		
19	195962	7468362	49	195244	7470287	79	198314	7471725		
20	196462	7468372	50	195732	7470297	80	195051	7472103		
21	196966	7468381	51	196236	7470308	81	195551	7472107		
22	194240	7468653	52	196737	7470317	82	196048	7472120		
23	194685	7468774	53	197236	7470327	83	196545	7472129		
24	195188	7468782	54	197736	7470336	84	197047	7472138		
25	195699	7468792	55	198239	7470347	85	197549	7472148		
26	196202	7468802	56	194400	7470748	86	198049	7472159		
27	196701	7468812	57	194904	7470753	87	195354	7472494		
28	197201	7468823	58	195409	7470764	88	195869	7472500		
29	194095	7469322	59	195897	7470773	89	196362	7472511		
30	194501	7469346	60	196399	7470783	90	196865	7472521		

As amostras foram coletadas a bordo de embarcação leve (5,5 metros) com motor de popa. O amostrador utilizado foi um busca fundo do tipo *gibbs*, de operação manual de arraste sobre o fundo. O posicionamento da embarcação para a coleta foi feito até se atingir raio

inferior a 10 metros da posição sugerida em gabinete, de forma a se mitigar erros na distribuição espacial. Desta forma, todas as amostras foram coletadas em raio de erro inferior a 3% da posição pré-determinada. As amostras coletadas foram devidamente ensacadas e etiquetadas, além de ser realizada também uma primeira avaliação visual da granulometria. As amostras foram obtidas no tempo hábil de dois dias subseqüentes. Os procedimentos de análise das amostras de fundo foram idênticos aos procedimentos para análise de sedimentos do prisma praial (Tópico 4.2).

Os resultados dos parâmetros estatísticos foram expressos em tabelas e interpolados graficamente pelo método de *krigagem*, pelo programa Surfer 8.0 da Golden Software, para que a partir da construção de mapas de fundo, quanto aos parâmetros estatísticos, fosse analisada como se processa o transporte de sedimentos da zona submarina para a praia.

4.4. Geoprocessamento

Para a construção dos mapas de superfície, espacialização das amostras de sedimento do fundo submarino, definição dos pontos para obtenção de perfil topográfico no campo de dunas e integração de todos os dados, foi necessária a utilização de técnicas e ferramentas de geoprocessamento, visando uma maior precisão na espacialização dos dados obtidos em campo, nos mapas. Para a construção dos mapas, com a finalidade de espacializar os dados obtidos em campo, foram utilizadas ortofotos de alta resolução (2m) e o programa ARCGIS 9.2, da ESRI. Este programa é um SIG (Sistema de Análise Granulométrica) com funções de processamento de imagens, análise espacial, modelagem numérica de terreno e consulta a bancos de dados espaciais.

5. DUNAS

O campo de dunas da planície costeira do Perú se dispõe obliquamente a faixa de praia com direção NE-SW, favorecido por ventos provenientes predominantemente de NE.

Na parte mais a norte do arco foi identificada a presença de uma paleo-laguna, colmatada por sedimentos provenientes da faixa de praia. Esta área foi identificada devido tratar-se de uma planície de inundação sazonal, onde durante o período de chuvas, permanece encharcada.

Na porção mais a sul entre o campo de dunas móveis e o cordão da duna frontal, situa-se uma área que atua como planície de deflação eólica, com vegetação característica de ambiente de restinga.

Muehe *et al.* (2010) sugerem que o transporte de sedimentos em direção a retroterra na região do Perú, ocorre principalmente com ventos oriundos entre 50° e 70° e com velocidade superior ou igual a 9 m/s. Os mesmos também observaram que a precipitação juntamente com a cobertura vegetal, são fatores que dificultam e até impedem o transporte dos sedimentos da praia para a duna. Tal fato foi observado após a instalação de armadilhas de sedimentos em pontos estratégicos do campo de dunas, como no flanco de dunas ativas (limite praia-duna) e a barlavento de dunas parabólicas. Somente em algumas armadilhas houve o aporte de sedimento, e durante os meses com maiores dias chuvosos e precipitações o aporte sedimentar nas armadilhas foram bem reduzidos. Eles ressaltam que a frequência de chuvas é mais importante do que propriamente a quantidade de precipitação, em relação ao transporte de material em direção ao continente, ou seja, com maior frequência de chuvas, menor será o transporte.

Após a realização de mapeamento, através de técnicas de geoprocessamento, dos diversos tipos de feições dunares na praia do Perú, foram obtidas as seguintes morfologias: dunas frontais, parabólicas, dunas móveis e dunas com cobertura vegetal (Fig. 5.1), onde em sua maior expressividade se deu com dunas com cobertura vegetal.

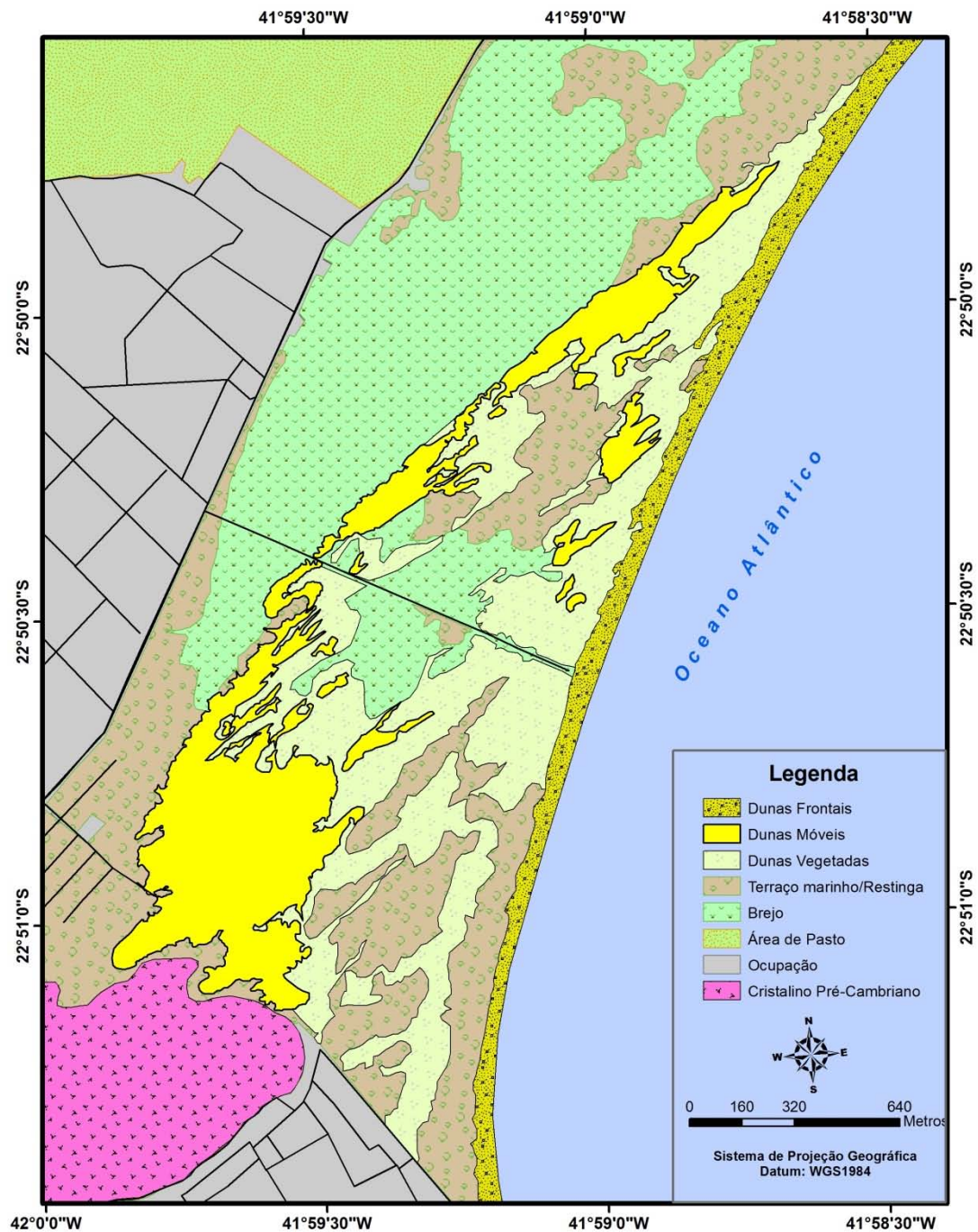


Figura 5.1. Mapa da diversidade de formas eólicas da planície costeira do Perú.

As dunas frontais cercam toda a pós-praia da planície costeira do Perú, chegando a uma altura máxima de 8 metros em relação ao zero do mar.. São totalmente fixadas pela vegetação e possuem alguns cortes eólicos o que favorecem o transporte de sedimentos em direção ao interior, construindo e modificando a morfologia das dunas móveis situadas na retroterra.

O campo de dunas do Perú foi quantificado quanto ao tipo de geoformas e descrito em tabela (Tab. 5.1). Os resultados obtidos em termos de identificação de diferentes tipologias de dunas servem para evidenciar a dinâmica das geoformas encontradas e a representação de seu percentual de ocorrência na zona costeira da região. Neste sentido estão expostas as características individuais dos tipos de dunas, seu percentual de ocorrência e por fim as taxas de perdas e descaracterização desses componentes costeiros.

Tabela 5.1: Dados sobre o mapeamento da planície costeira do Perú.

PERÓ	Área (ha)	Área (m²)	Área Total (%)
Área Total da Planície Costeira	898,32	8.983.236	100,00%
Área Total de Dunas	214,27	2.142.692	23,85%
Dunas Frontais	58,84	588.428	6,55%
Parabólicas	21,51	215.121	2,39%
Dunas Móveis	40,39	403.875	4,50%
Dunas com Cobertura Vegetal	93,53	935.268	10,41%
Vegetação de Restinga	149,72	1.497.241	16,67%
Planície de Inundação	181,94	1.819.370	20,25%
Uso Agropecuário	158,47	1.584.740	17,64%
Ocupação	193,92	1.939.193	21,59%

A planície costeira do Perú tem uma área total de 898 ha, sendo 215 ha ocupado pelo campo de dunas, ou seja, cerca de apenas 24% da área total da planície tem a permanência de dunas, sejam elas móveis ou vegetadas.

5.1. Dunas Frontais

Este tipo de feição apresenta um capeamento eólico sobre a barreira frontal, tipicamente transgressiva em toda a região (FERNANDEZ, 2007). As dunas frontais (Fig. 5.2) se tornam mais evidentes no centro-norte da planície costeira do Perú, onde foram observadas características de um cordão dunar semi-fixo bem desenvolvido, onde as cotas se encontram em torno de 6m e largura de até 80m.



Figura 5.2. Dunas frontais ao centro-sul do arco praial do Perú.

Praticamente em todo o arco de praia, nota-se a presença de dunas frontais bem desenvolvidas com rupturas de deflação (Fig. 5.3) ou cortes eólicos (*blowouts*), gerando lóbulos deposicionais em forma de “U”, livres de vegetação, o que facilita o transporte de sedimentos em direção ao interior.

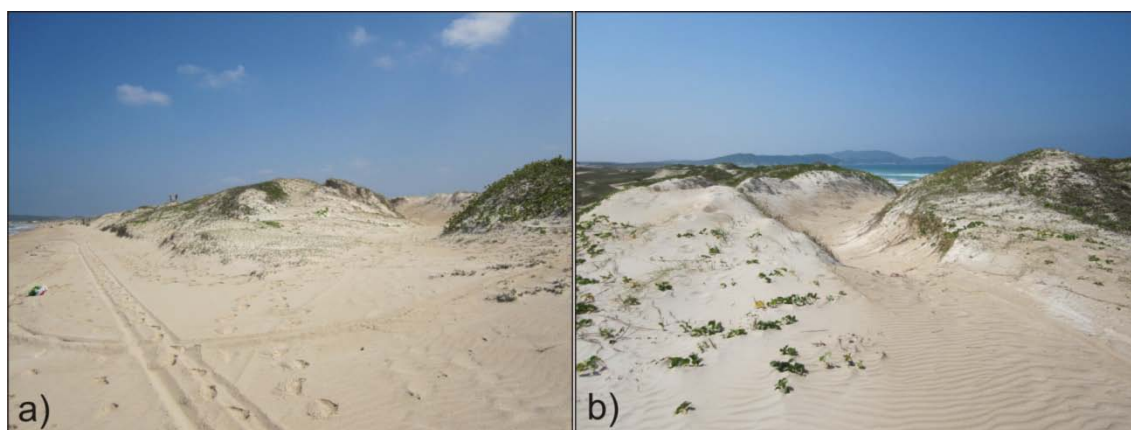


Figura 5.3. Em a) corte eólico visto de mar para terra (E-W). Em b) corte eólico visto de terra para mar (W-E) mostrando o lóbulo deposicional no reverso da duna.

Na porção centro-sul, as dunas frontais possuem pouca altitude e vegetação que estabilizam o cordão. Tal motivo pode estar associado pela gradual mudança de orientação da linha de costa em relação aos ventos alísios ($> 45^\circ$). A vegetação, por estar bem colonizada,

restringe o transporte de sedimentos em direção ao interior. Este tipo de morfologia de dunas ocorre numa área de 58,9 hectares (Tab. 5.1) na praia do Perú, equivalente a 6,55% do total de dunas existentes.

Em parte das dunas frontais (centro-norte) foi realizado um levantamento com auxílio de DGPS (GPS diferencial), com o intuito de criar um bloco diagrama em 3D (Fig. 5.4), para melhor visualização deste tipo de feição dunar e também dos cortes eólicos (*blowouts*).

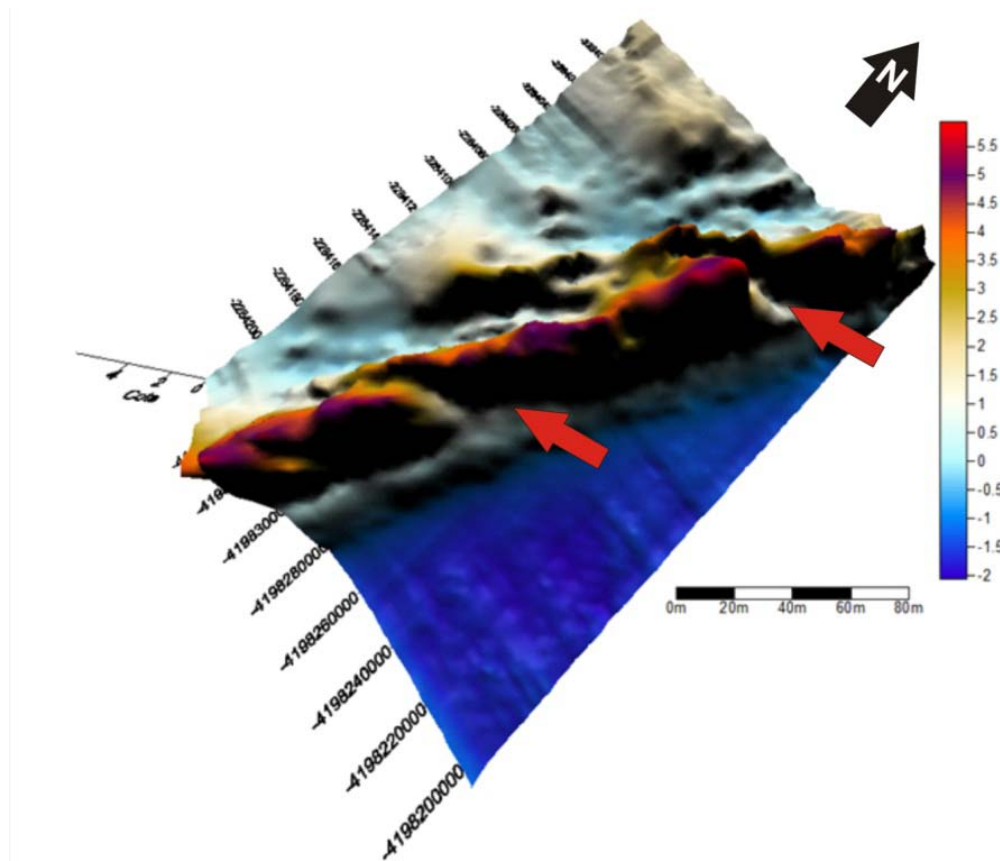


Figura 5.4. Bloco diagrama em 3D de parte da duna frontal da praia do Perú. As setas vermelhas mostram os cortes eólicos, lugar por onde os sedimentos perpassam em direção ao interior.

5.2. Dunas Parabólicas

Nesta região essas dunas possuem morfologia muito semelhante ao tipo parabólica adelgada (Fig. 5.5), ou conforme classificada por Melton (1940), como parabólicas do tipo *hairpin*. Seus braços alongados e corpo achatado com face de avalanche convexa são produto de uma forte influência da vegetação mais desenvolvida, conforme se adentra pelo continente (Fig. 5.2). Sua migração alinhada ao vento é notada pelos rastros lineares residuais (*trailing ridges*) deixados a barlavento na planície. As dunas parabólicas ocupam uma pequena porção da planície costeira, sendo equivalente a cerca de 2,4% da área total, ou seja 21,5 hectares.



Figura 5.5. Dunas Parabólicas na praia Però.

5.3. Dunas Móveis

A respeito da dinâmica atual, esta feição mostra evidências de um comportamento ativo, com migração de cadeias de barcanóides (barcanas em tamanho reduzido), a partir do retrabalhamento das areias da superfície das dunas (Fig. 5.6). Esta remobilização de sedimentos em forma de cadeias garante a mobilidade sobre a planície, mostrando uma reativação atual sobre depósitos pré-existent. As principais fontes sedimentares atuais para estes depósitos seriam a migração de sedimentos provenientes de dunas parabólicas, dunas frontais, e sedimentos oriundos da faixa de praia que conseguem perpassar através dos *blowouts*. O campo de dunas móveis ocupa uma área de 40,4 hectares.



Figura 5.6. Visão Parcial do campo de dunas móveis situado na planície costeira do Però.

5.4. Dunas com Cobertura Vegetal

Hack (1941) observou a interação da cobertura vegetal (Fig. 5.7), da força do vento, e fornecimento de sedimento, como fatores controladores que determinam a formação de diferentes tipos de dunas, mas Wasson & Hyde (1983) consideraram a vegetação como um fator modificador (por exemplo, transversal para dunas parabólicas) ao invés de um dos princípios determinantes.

As dunas vegetadas ocorrem em 93,5 hectares da área total da planície costeira do Perú, representando pouco mais de 10%. Expressiva, se comparada ao total da área de dunas na região, que abrange cerca de 40%.



Figura 5.7. Dunas com cobertura vegetal situadas na porção mais a oeste da planície costeira do Perú.

A partir de técnicas de topografia, foi realizado também um perfil topográfico na porção centro-sul do arco (Fig. 5.8), com fins de traçar um perfil do campo de dunas. A partir da análise e construção bidimensional do campo de dunas, notamos que a cota máxima chega a 15 metros no topo do campo e este possui um comprimento de 800 metros. No restante do perfil é possível visualizar diversas formas eólicas.

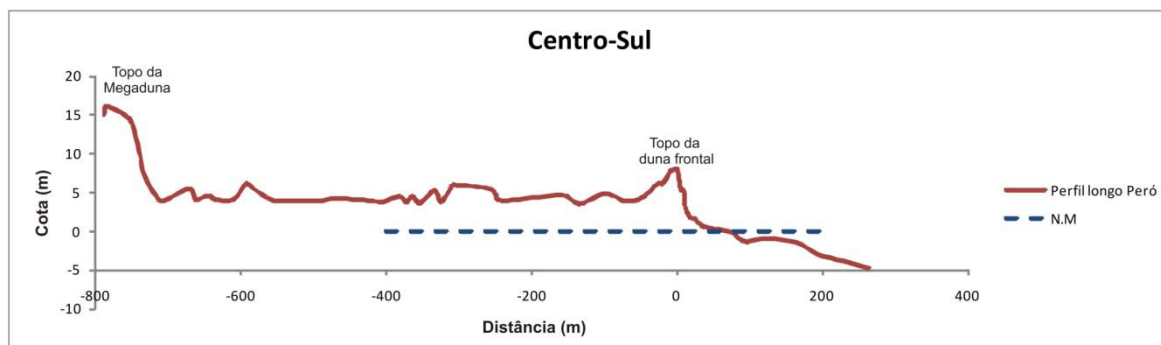


Figura 5.8. Perfil topográfico realizado ao longo de todo o campo de dunas, transversalmente a praia, sendo este perfil acoplado ao perfil de praia centro-sul do arco praial do Però.

5.5. Ocupação do Campo de Dunas

Através de ferramentas de geoprocessamento e com auxílio de imagens aéreas antigas (1976), foi possível estabelecer quanto da planície costeira, e quanto do campo de dunas foi suprimido devido à ocupação destas áreas (Fig. 5.9).

No ano de 1976, a ocupação da praia do Però era bastante incipiente, com apenas 10 ha de área construída. Seu campo de dunas possuía uma área equivalente a 382,56 ha. No ano de 2010, a partir de mapeamento realizado através de técnicas de geoprocessamento e validação das feições em campo foi possível constatar que naquela data havia somente 214,27 ha do campo de dunas, ou seja, 168,29 ha do campo de dunas foi ocupado, representando 44% do total do campo de dunas existente em 1976.

Em 34 anos, ocupou-se quase metade do campo de dunas existentes e essa ocupação tende a crescer mais rapidamente, com a implantação de mega empreendimentos do tipo *resort*.

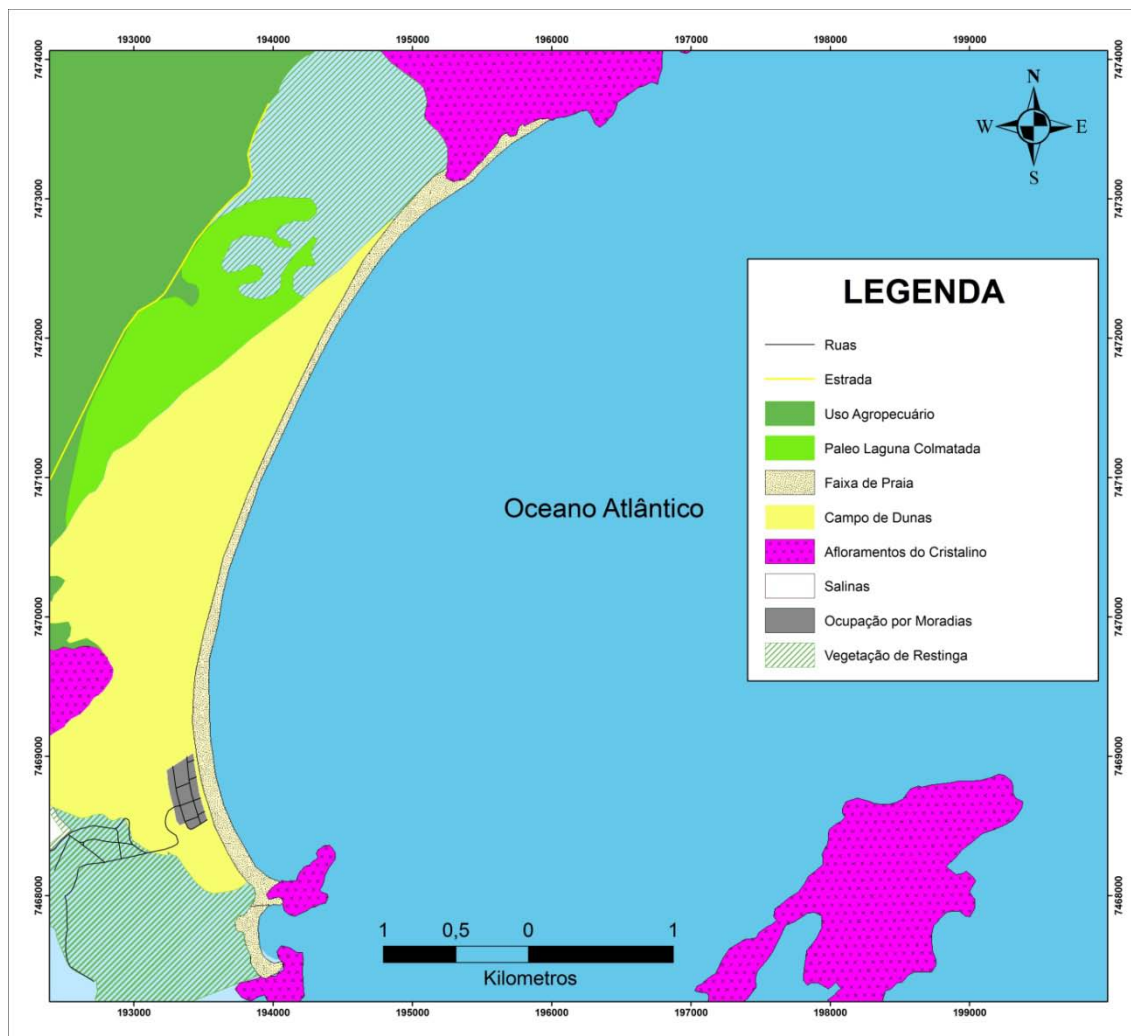


Figura 5.9. Mapa de uso e ocupação da Praia do Perú no ano de 1976.

Muehe *et al.* (2010) concluíram que durante o período monitorado por eles, com a utilização de armadilhas, não houve de fato um transporte de sedimentos significativo da duna frontal para o campo de dunas moveis, devido a dois fatores: a quantidade de dias chuvosos e a cobertura vegetal.

Assim como sugerem Psuty & Silveira (2010) e Muehe *et al.* (op. Cit.) caso ocorra um ano com menos dias chuvosos - o que acontece normalmente em regiões semi-áridas – e com menor precipitação, isso tornará o clima mais seco, afetando a cobertura vegetal e favorecendo novamente o transporte de sedimentos em direção a retroterra. Assim, a região do Perú não pode ser considerada com uma zona de campos de dunas inativos, pois a reativação deste pode ocorrer de tempos em tempos.

5.6. Legislação Ambiental Pertinente ao Campo de Dunas

De acordo com a RESOLUÇÃO CONAMA nº 303, publicada em 20 de março de 2002, que dispõe sobre parâmetros, definições e limites de Áreas de Preservação Permanente, diz que:

O CONSELHO NACIONAL DO MEIO AMBIENTE-CONAMA, no uso das competências que lhe são conferidas pela Lei nº 6.938, de 31 de agosto de 1981, regulamentada pelo Decreto nº 99.274, de 6 de junho de 1990, e tendo em vista o disposto nas Leis nos 4.771, de 15 de setembro de 1965, 9.433, de 8 de janeiro de 1997, e o seu Regimento Interno, e Considerando a função sócio-ambiental da propriedade prevista nos arts. 170, inciso XXIII, 182, § 2º, 186, inciso II e 225 da Constituição e os princípios da prevenção, da precaução e do poluidor-pagador;

Considerando a necessidade de regulamentar o art. 2º da Lei nº 4.771, de 15 de setembro de 1965, no que concerne às Áreas de Preservação Permanente;

Considerando as responsabilidades assumidas pelo Brasil por força da Convenção da Biodiversidade, de 1992, da Convenção Ramsar, de 1971 e da Convenção de Washington, de 1940, bem como os compromissos derivados da Declaração do Rio de Janeiro, de 1992; Considerando a conveniência de regulamentar os arts. 2º e 3º da Lei nº 4.771, de 15 de setembro de 1965, no que concerne às Áreas de Preservação Permanente; (considerando acrescentado pela Resolução nº 341/03);

Considerando ser dever do Poder Público e dos particulares preservar a biodiversidade, notadamente a flora, a fauna, os recursos hídricos, as belezas naturais e o equilíbrio ecológico, evitando a poluição das águas, solo e ar, pressuposto intrínseco ao reconhecimento e exercício do direito de propriedade, nos termos dos arts. 5º, caput (direito à vida) e inciso XXIII (função social da propriedade), 170, VI, 186, II, e 225, todos da Constituição Federal, bem como do art. 1.299, do Código Civil, que obriga o proprietário e possessor a respeitarem os regulamentos administrativos;

Considerando a função fundamental das dunas na dinâmica da zona costeira, no controle dos processos erosivos e na formação e recarga de aquíferos;

Considerando a excepcional beleza cênica e paisagística das dunas, e a importância da manutenção dos seus atributos para o turismo sustentável;

...

Art. 1º Constitui objeto da presente Resolução o estabelecimento de parâmetros, definições e limites referentes às Áreas de Preservação Permanente.

...

Art. 3º Constitui Área de Preservação Permanente a área situada:

XI - em duna;

Dessa forma, ficou-se definido todo e qualquer tipo de duna (Paleoduna, duna móvel, duna fixa e duna semi-fixa) como Área de Preservação Permanente. Contudo, em 25 de

setembro de 2003, o CONAMA acrescenta novos considerandos a esta resolução, através da RESOLUÇÃO CONAMA nº 341, dispondo sobre critérios para a caracterização de atividades ou empreendimentos turísticos sustentáveis como de interesse social para fins de ocupação de dunas originalmente desprovidas de vegetação, na Zona Costeira. Esta resolução diz:

O CONSELHO NACIONAL DO MEIO AMBIENTE-CONAMA, no uso das competências que lhe são conferidas pelos arts. 6º e 8º da Lei nº 6.938, de 31 de agosto de 1981, regulamentada pelo Decreto nº 99.274, de 6 de junho de 1990, e tendo em vista o disposto nas Leis nºs 4.771, de 15 de setembro de 1965, 9.433, de 8 de janeiro de 1997, e no seu Regimento Interno, anexo à Portaria nº 499, de 18 de dezembro de 2002, e Considerando o disposto no art. 1º, § 2º, inciso V, da Medida Provisória nº 2.166-67/2001, que define interesse social; Considerando o disposto na Lei nº 7.661, de 16 de maio de 1988, que estabelece o Plano Nacional de Gerenciamento Costeiro (PNGC), e dá outras providências, em especial o art. 3º onde diz que o PNGC deverá prever o zoneamento de usos e atividades da Zona Costeira e dar prioridade à conservação e proteção das dunas, entre outros bens;

Considerando que as dunas desempenham relevante papel na formação e recarga de aquíferos;

Considerando a fundamental importância das dunas na dinâmica da zona costeira e no controle do processo erosivo;

Considerando a necessidade de controlar, de modo especialmente rigoroso, o uso e ocupação de dunas na Zona Costeira, originalmente desprovidas de vegetação, resolve:

Art. 1º Acrescentar à Resolução CONAMA nº 303, de 20 de março de 2002, publicada no Diário Oficial da União de 13 de maio de 2002, Seção 1, página 68, os seguintes considerandos:

“Considerando a conveniência de regulamentar os arts. 2º e 3º da Lei nº 4.771, de 15 de setembro de 1965, no que concerne às Áreas de Preservação Permanente;

Considerando ser dever do Poder Público e dos particulares preservar a biodiversidade, notadamente a flora, a fauna, os recursos hídricos, as belezas naturais e o equilíbrio ecológico, evitando a poluição das águas, solo e ar, pressuposto intrínseco ao reconhecimento e exercício do direito de propriedade, nos termos dos arts. 5º, caput (direito à vida) e inciso XXIII (função social da propriedade), 170, VI, 186, II, e 225, todos da Constituição Federal, bem como do art. 1.299, do Código Civil, que obriga o proprietário e possessor a respeitarem os regulamentos administrativos;

Considerando a função fundamental das dunas na dinâmica da zona costeira, no controle dos processos erosivos e na formação e recarga de aquíferos;

Considerando a excepcional beleza cênica e paisagística das dunas, e a importância da manutenção dos seus atributos para o turismo sustentável;

Art. 2º Poderão ser declarados de interesse social, mediante procedimento administrativo específico aprovado pelo Conselho Estadual de Meio Ambiente,

atividades ou empreendimentos turísticos sustentáveis em dunas originalmente desprovidas de vegetação, atendidas as diretrizes, condições e procedimentos estabelecidos nesta Resolução. § 1o A atividade ou empreendimento turístico sustentável para serem declarados de interesse social deverão obedecer aos seguintes requisitos:

I - ter abastecimento regular de água e recolhimento e/ou tratamento e/ou disposição adequada dos resíduos;

Portaria revogada pela Portaria MMA nº 168, de 10 de junho de 2005.

II - estar compatível com Plano Diretor do Município, adequado à legislação vigente;

III - não comprometer os atributos naturais essenciais da área, notadamente a paisagem, o equilíbrio hídrico e geológico, e a biodiversidade;

IV - promover benefícios socioeconômicos diretos às populações locais além de não causar impactos negativos às mesmas;

V - obter anuência prévia da União ou do Município, quando couber;

VI - garantir o livre acesso à praia e aos corpos d'água;

VII - haver oitiva prévia das populações humanas potencialmente afetadas em Audiência Pública; e

VIII - ter preferencialmente acessos (pavimentos, passeios) com revestimentos que permitam a infiltração das águas pluviais.

§ 2o As dunas desprovidas de vegetação somente poderão ser ocupadas com atividade ou empreendimento turístico sustentável em até vinte por cento de sua extensão, limitada à ocupação a dez por cento do campo de dunas, recobertas ou desprovidas de vegetação.

§ 3o A declaração de interesse social deverá ser emitida individualmente para cada atividade ou empreendimento turístico sustentável, informando-se ao Conselho Nacional do Meio Ambiente-CONAMA em até dez dias após a apreciação final pelo Conselho Estadual de Meio Ambiente, de que trata o caput deste artigo.

Art. 3o As dunas passíveis de ocupação por atividades ou empreendimentos turísticos sustentáveis declarados como de interesse social deverão estar previamente definidas e individualizadas, em escala mínima de até 1:10.000, pelo órgão ambiental competente, sendo essas aprovadas pelo Conselho Estadual de Meio Ambiente.

§ 1o A identificação e delimitação, pelo órgão ambiental competente, das dunas passíveis de ocupação por atividade ou empreendimento turístico sustentável declarados de interesse social deverão estar fundamentadas em estudos técnicos e científicos que comprovem que a ocupação de tais áreas não comprometerá:

I - a recarga e a pressão hidrostática do aquífero dunar nas proximidades de ambientes estuarinos, lacustres, lagunares, canais de maré e sobre restingas;

II - a quantidade e qualidade de água disponível para usos múltiplos na região, notadamente a consumo humano e dessedentação de animais, considerando-se a demanda hídrica em função da dinâmica populacional sazonal;

III - os bancos de areia que atuam como áreas de expansão do ecossistema manguezal e de restinga;

IV - os locais de pouso de aves migratórias e de alimento e refúgio para a fauna estuarina; e

V - a função da duna na estabilização costeira e sua beleza cênica.

§ 2o A identificação e delimitação mencionadas no caput deste artigo deverão ser apreciadas pelo Conselho Estadual de Meio Ambiente com base no Plano Estadual de Gerenciamento Costeiro, quando houver, e de acordo com o Plano Nacional de Gerenciamento Costeiro, nos termos da Lei no 7.661, de 16 de maio de 1988.

Art. 4o Caracteriza-se a ocorrência de significativo impacto ambiental na construção, instalação, ampliação e funcionamento de atividade ou empreendimento turístico sustentável declarados de interesse social, de qualquer natureza ou porte, localizado em dunas originalmente desprovidas de vegetação, na Zona Costeira, devendo o órgão ambiental competente exigir, sempre, Estudo Prévio de Impacto Ambiental - EIA e Relatório de Impacto Ambiental-RIMA, aos quais dar-se-á publicidade.

Parágrafo único. O EIA/RIMA deverá considerar, em cada unidade de paisagem, entre outros aspectos, o impacto cumulativo do conjunto de empreendimentos ou atividades implantados ou a serem implantados em uma mesma área de influência, ainda que indireta.

Assim a ocupação deste espaço se torna totalmente irregular, tanto no âmbito ambiental, com perda da geodiversidade local; ocupação de dunas colonizadas com vegetação; alteração da permeabilidade do solo, alterando o mecanismo de recarga de aquíferos; ocupação de mais do que 20% do total de dunas móveis; e a principal delas, alteração na dinâmica sedimentar litorânea, podendo acarretar em sérios danos erosivos na região; como no âmbito social, pois colocará em risco perdas materiais, logo que seja implantado um equipamento urbano, tanto nestas áreas com altimetria mais rebaixada, passíveis de inundação, como no topo de dunas, onde irá reduzir drasticamente a infiltração da água pelas dunas, sendo esta água drenada para as partes mais baixas do terreno.

6. SEDIMENTAÇÃO DA ANTEPRAIA

Este capítulo consiste no detalhamento dos vetores de transporte sedimentar na zona submarina, a partir da análise do tamanho do grão (granulometria), associado a energia cinética das ondas.

Os resultados expressos em tabelas através de valores estatísticos foram interpolados graficamente pelo método de *krigagem* que apresentou contornos satisfatórios quando observados espacialmente, através do programa Surfer 8.0 da Golden Software.

6.1. Batimetria

A batimetria (Fig. 6.2) apresentou-se com linhas isóbatas paralelas a linha de costa até o limite de profundidade de -8m. No restante dos limites onde foi realizada a coleta de sedimentos, passam de paralela para quase que perpendicular atingindo profundidade máxima de 20 metros. Através da batimetria podemos perceber também a formação de barreiras arenosas submersas, ocasionadas pela retenção de sedimentos por refração e pela difração de ondas ocasionadas pelas ilhas defronte ao o arco de praia do Perú.

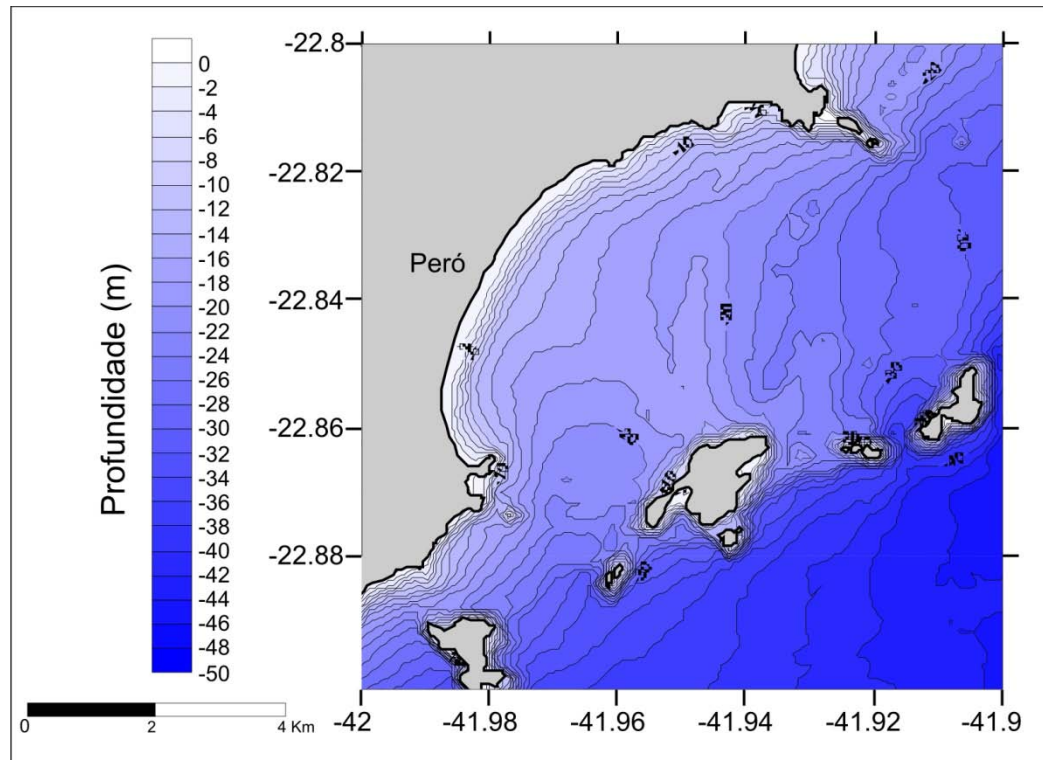


Figura 6.1. Mapa da batimetria defronte a planície costeira do Perú, obtido a partir de dados batimétricos cedidos pela DHN.

6.2. Distribuição de Sedimentos na Antepraia

Após a fase de coleta de sedimentos na antepraia do Perú, esses sedimentos passaram pro procedimento de análise, seguindo todos os passos contidos no capítulo de matérias e métodos. O tratamento dos dados foi realizado no programa Surfer da Golden Software, que nos permitiu a construção de mapas espacializando a distribuição granulométrica de acordo com cada parâmetro, sendo estes a média, mediana, selecionamento do grão, assimetria e desvio padrão. O mapa e sua respectiva síntese é descrita a seguir.

6.2.1. Média

No trecho paralelo e junto ao arco de praia do Perú, percebemos que os sedimentos são quase que em completo compostos de areia fina, somente na parte centro sul do arco visualizamos um deposito de areia muito fina. No restante da antepraia podemos ver um grande deposito de areia media na região norte e centro-norte. Dois depósitos anômalos de areia grossa foram encontrados também na região centro-sul, envoltos por um deposito de areias médias. A região centro-sul se mostra com um comportamento diferente do restante do arco. De acordo com a média dos grãos (Fig. 6.3), a praia do Perú mostrou-se com uma grande representatividade de areias finas.

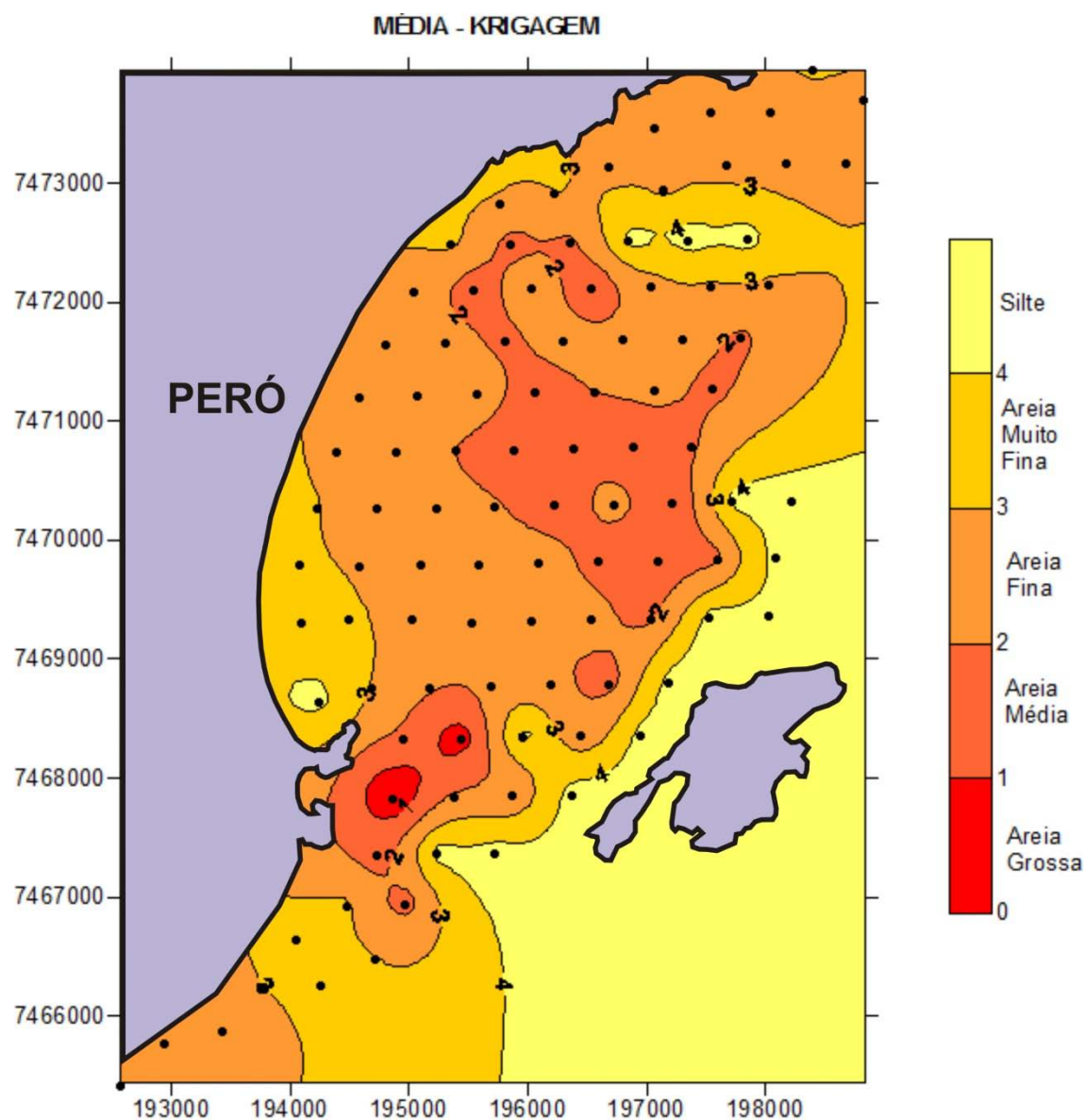


Figura 6.2. Mapa de distribuição da cobertura sedimentar da antepraia quanto ao parâmetro médio dos grãos.

6.2.2. Mediana

A mediana (Fig. 6.4) apresentou valores extremamente parecidos com a distribuição de grãos pela média, apresentando tanto os dois depósitos de areias grossas envoltos pelo depósito de areias médias na parte centro-sul do arco, como o depósito de areias médias situados entre a região centro-norte e norte do arco.

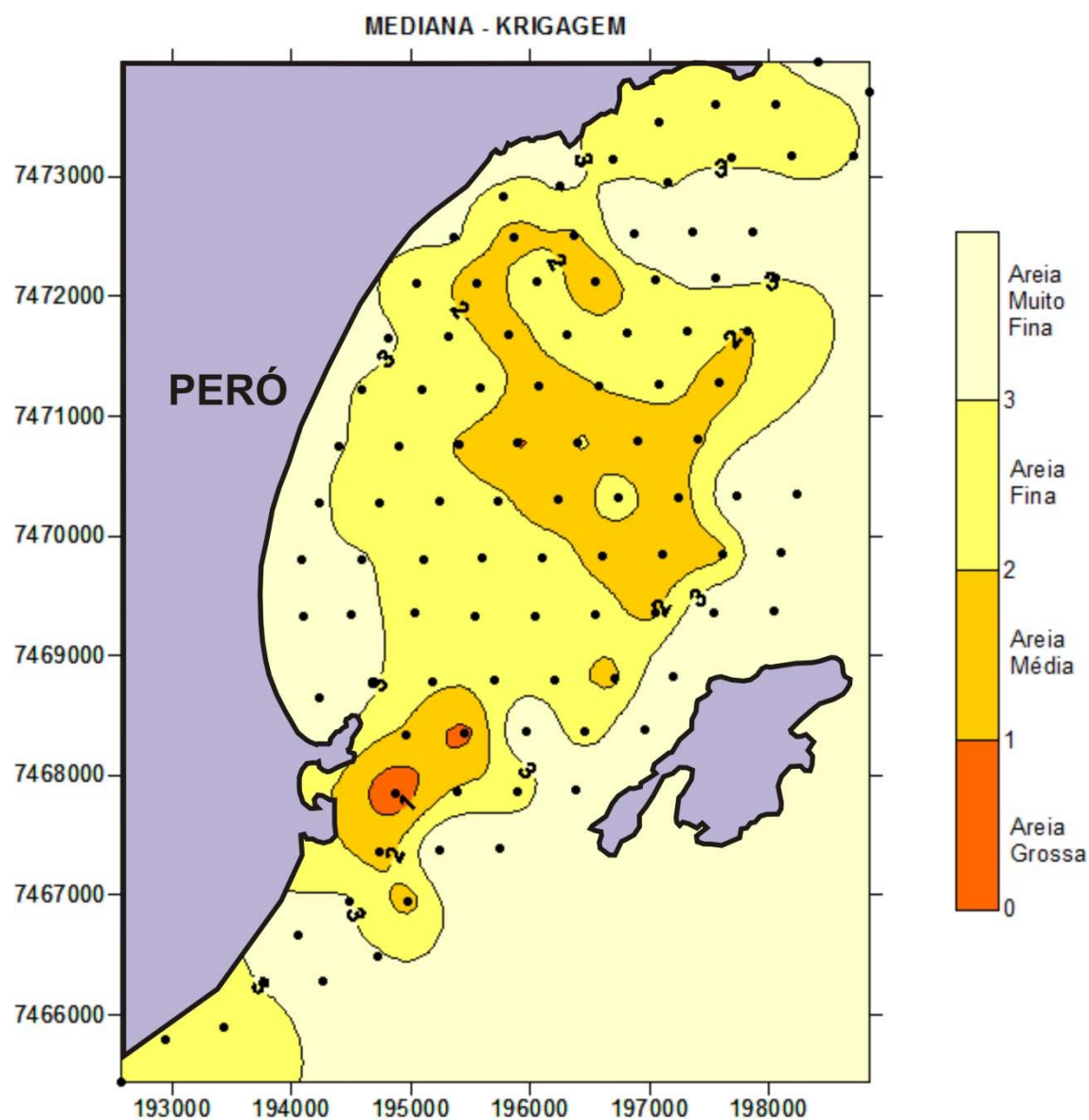


Figura 6.3. Mapa de distribuição da cobertura sedimentar da antepraia quanto a mediana.

6.2.3. Assimetria Gráfica

Em relação a este parâmetro a antepraia do Perú mostrou-se quase que completamente com grãos assimétricos negativos (Fig. 6.5), possuindo apenas entre a região Norte e Centro-norte um depósito de grãos simétricos com pequenos depósitos esparsos dentro dele de grãos com assimetria positiva.

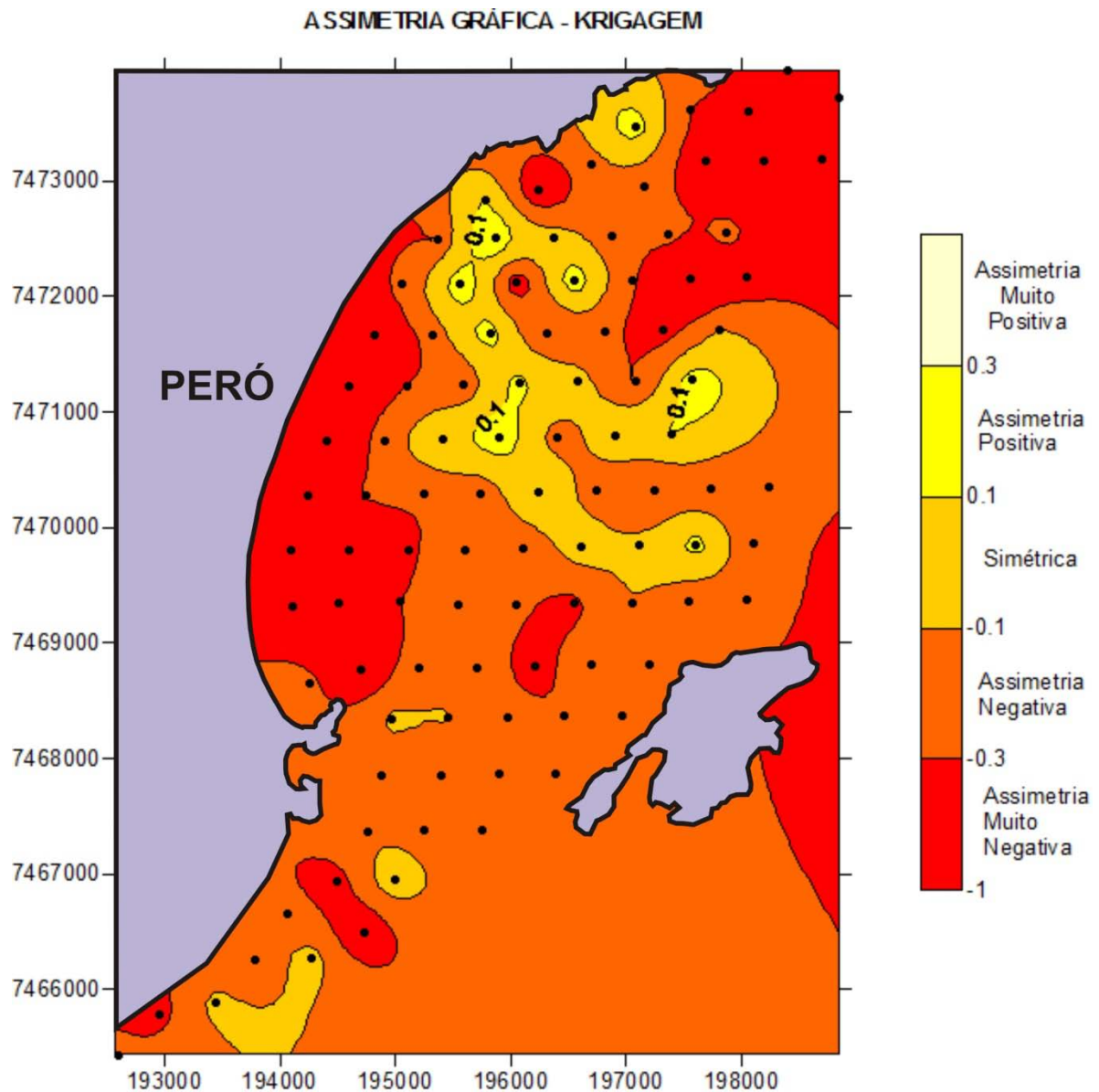


Figura 6.4. Mapa de distribuição da cobertura sedimentar da antepaia quanto à assimetria gráfica dos grãos.

6.2.4. Desvio Padrão

O desvio padrão (Fig. 6.6) se remete ao grau de selecionamento dos grãos. Na área mapeada é possível notar que em quase sua totalidade é formada por sedimentos que variam de Moderadamente selecionadas ($0,71 - 1,00 \Phi$) a muito bem selecionados ($0 - 0,35 \Phi$). Na região centro-norte do arco é possível notar que há dois depósitos de grãos mal selecionados.

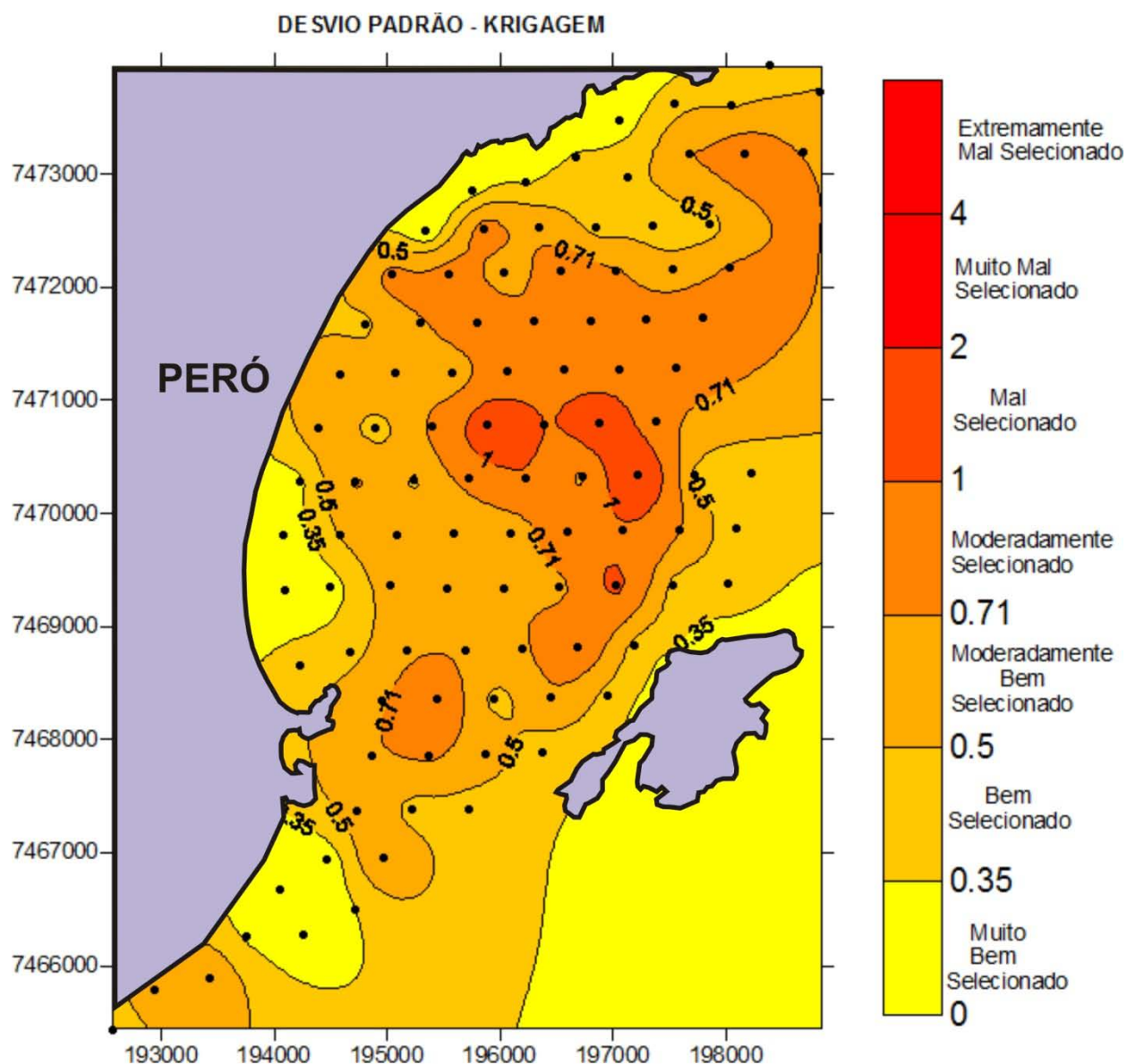


Figura 6.5. Mapa de distribuição da cobertura sedimentar da antepraia quanto ao selecionamento dos grãos.

A discussão dos dados apresentados aqui será realizada no capítulo de morfodinâmica associada entre praia e dunas (Cap. 6), visto que este trabalho supõe uma dinâmica integrada da paisagem, envolvendo a dinâmica das dunas na retroterra, a morfodinâmica de praia e a sedimentação da antepraia.

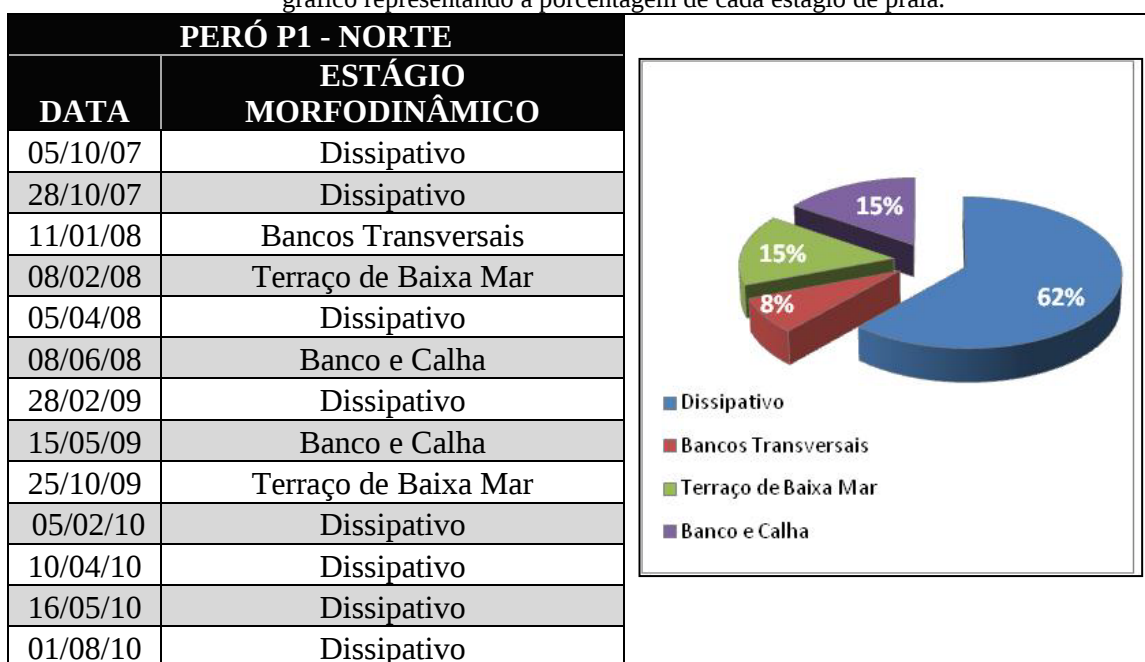
7. MORFODINÂMICA DE PRAIA

7.1. Perfis Topográficos

O perfil norte (Fig. 7.2), mostrou-se durante praticamente todos os meses analisados como dissipativo (Tab. 7.1), havendo poucas mudanças de estágio morfodinâmico em certos eventos. Pelo gráfico de perfil, podemos observar um baixo gradiente da face praia, que se projeta ate a profundidade de fechamento do perfil com declive suave. Em alguns meses, é facilmente percebido a formação de um amplo terraço, com uma barreira arenosa na distancia de mais ou menos 100 metros. O perfil chega atingir uma cota máxima de mais ou menos 7 metros, no topo da duna frontal e a mais baixa em -6 metros.

Analisando os perfis extremos (Fig. 7.1), ou seja, um em condição normal de tempo bom, e o outro em condições de eventos de tempestade, podemos aferir duas situações: a primeira um perfil de acresção, onde a energia das ondas não é alta o suficiente para remobilizar o material contido na face de praia, e ou outro, em condição de tempestade, em que a alta energia das ondas remove o material sedimentar mais fino da face de praia, depositando-o na antepraia. Durante o perfil de tempestade, também é possível notar a construção de uma berma de mais ou menos 1 metro.

Tabela 7.1. Classificação morfodinâmica de acordo com cada data de campo do ponto Norte e ao lado um gráfico representando a porcentagem de cada estágio de praia.



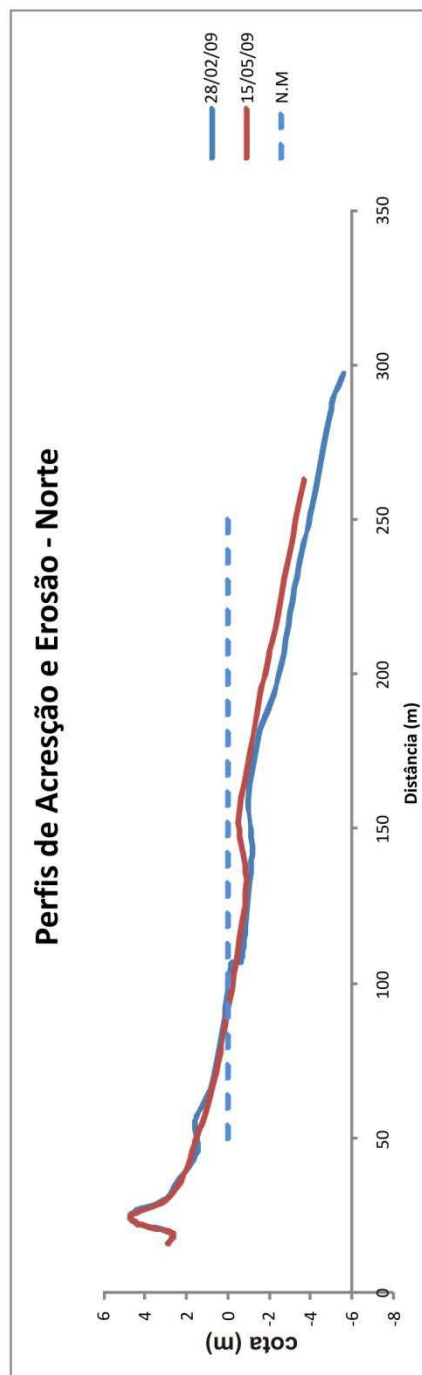


Figura 7.1. Perfis topográficos do Ponto Norte nos meses de acreção e erosão.

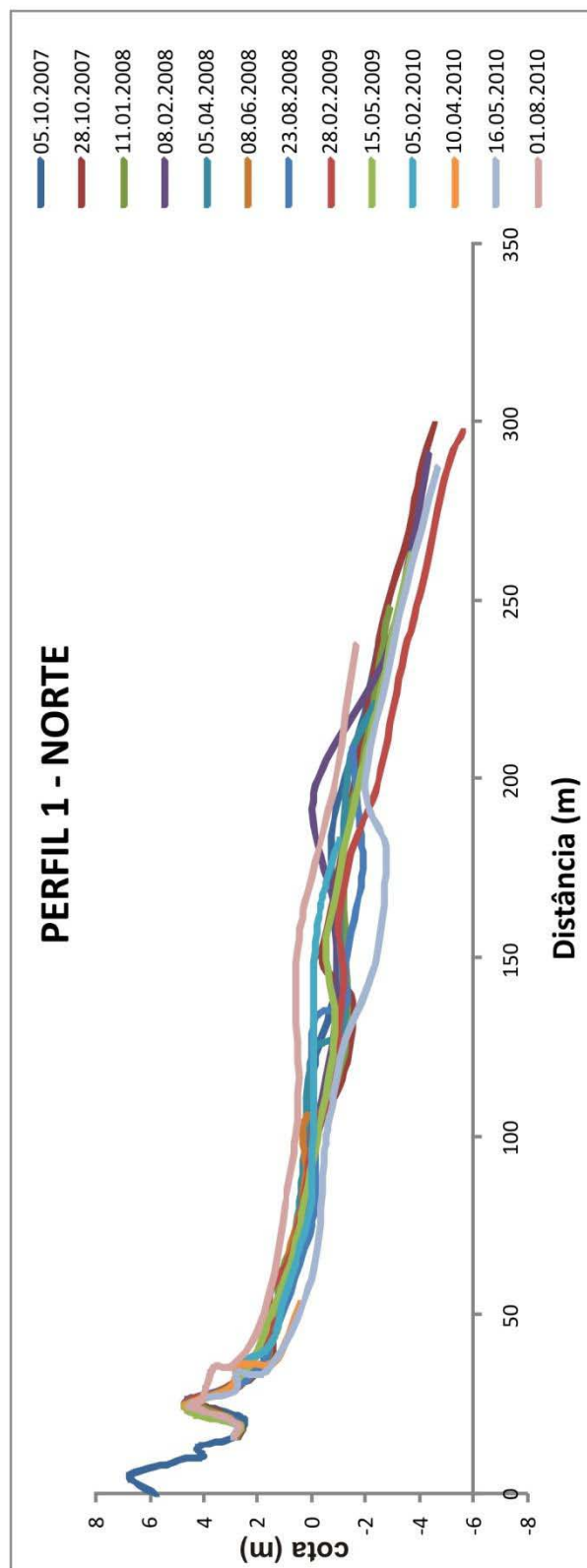


Figura 7.2. Perfis topográficos do Ponto Norte de acordo com as datas de campo.

Os perfis centrais, denominados de Centro-Norte e Centro-Sul, são perfis relativamente parecidos, pois não apresentaram durante os meses analisados um padrão de estagio morfodinâmico. Uma coisa em comum entre ambos são a presença de bancos e calhas durante vários meses, sendo a data 16/05/2010 um mês clássico onde é facilmente visualizado um banco de areia em cerca de 130 metros, em seguida uma declividade formando a calha e outro banco arenoso na distancia de 210 metros.

O perfil centro-norte (Fig. 7.4) obteve uma cota máxima de 8 metros de altura no topo da duna frontal. Neste ponto a duna frontal é bem desenvolvida, onde é facilmente percebida a essa duna frontal com altura mais elevada, e no seu reverso, mais duas cristas de dunas, que podem ser entendidas como antigas construções de bermas, evoluídas a duna frontal no passado, hoje se tornando dunas com cobertura vegetal.

No caso do perfil centro-sul (Fig. 7.6), existe também um caso clássico de banco e calha, na data de 01/08/2010. O perfil Centro-Sul possui um gradiente suave da face de praia na maioria dos meses analisados, indicando uma tendência para o estagio morfodinâmico dissipativo.

Nos perfis extremos de erosão e acresção para os pontos 2 e 3 (centro –norte e centro-sul) é possível visualizar que durante o evento de tempestade (Figs. 7.3 e 7.5), a antepraia se encontro com maior volume de sedimentos, enquanto que no período de tempo bom, a face de praia se mostra com volume mais elevado. Em ambos os perfis também é facilmente notado que a berma durante o evento de tempestade, possui maior elevação e portanto, maior volume.

Tabela 7.2. . Classificação morfodinâmica de acordo com cada data de campo do ponto Centro-Norte e ao lado um gráfico representando a porcentagem de cada estágio de praia.

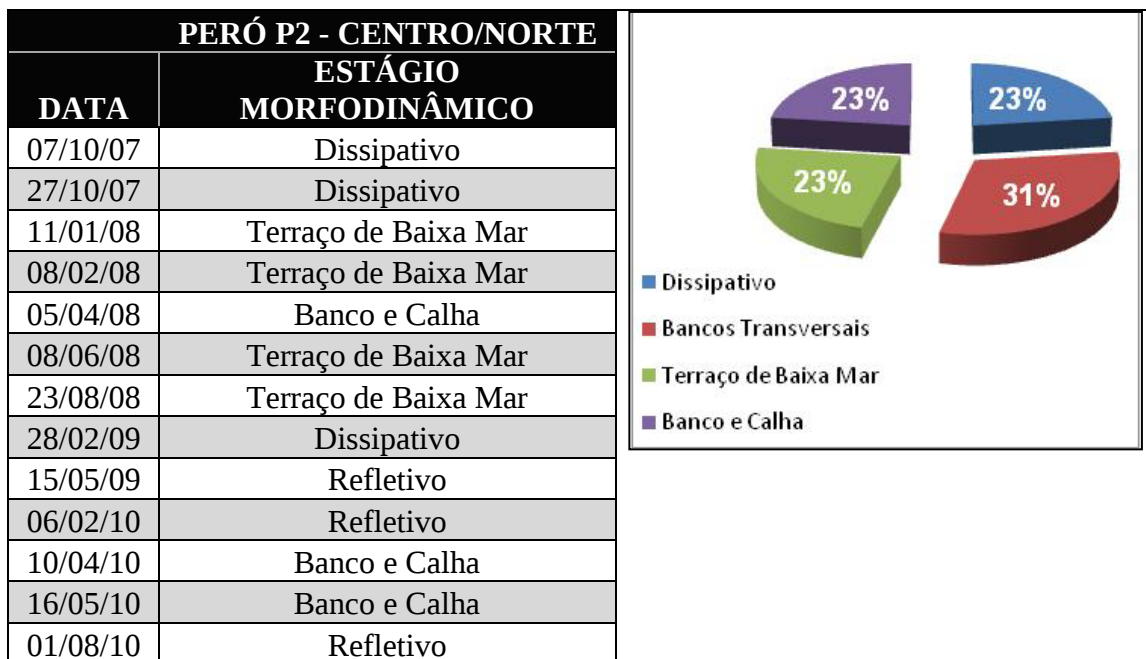
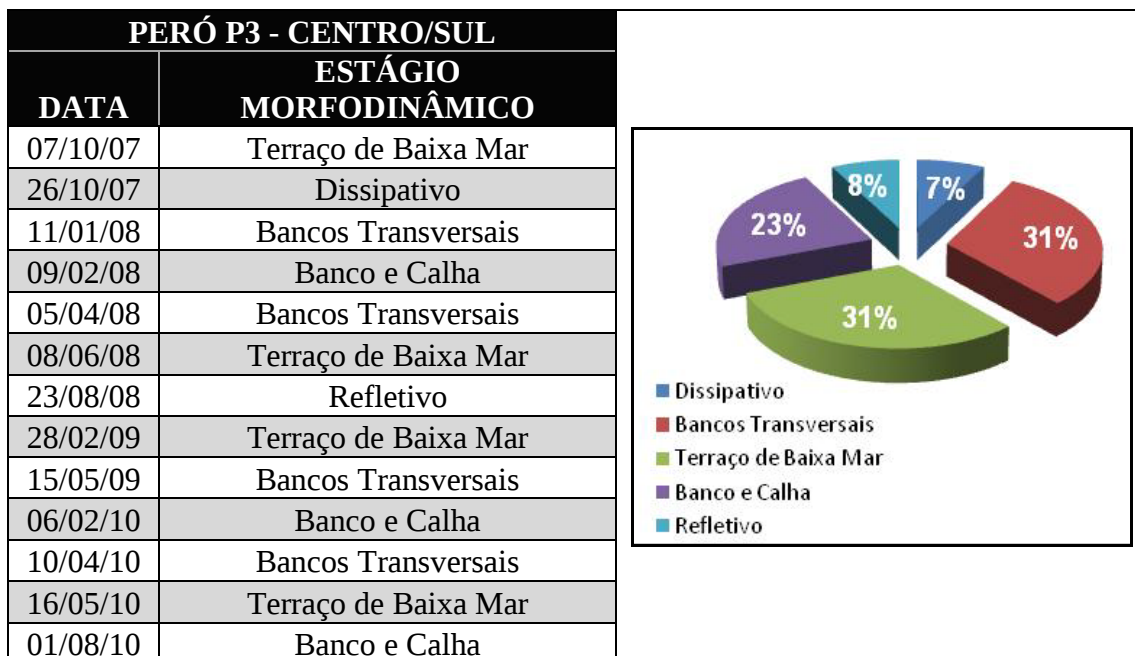


Tabela 7.3. . Classificação morfodinâmica de acordo com cada data de campo do ponto Centro-Sul e ao lado um gráfico representando a porcentagem de cada estágio de praia.



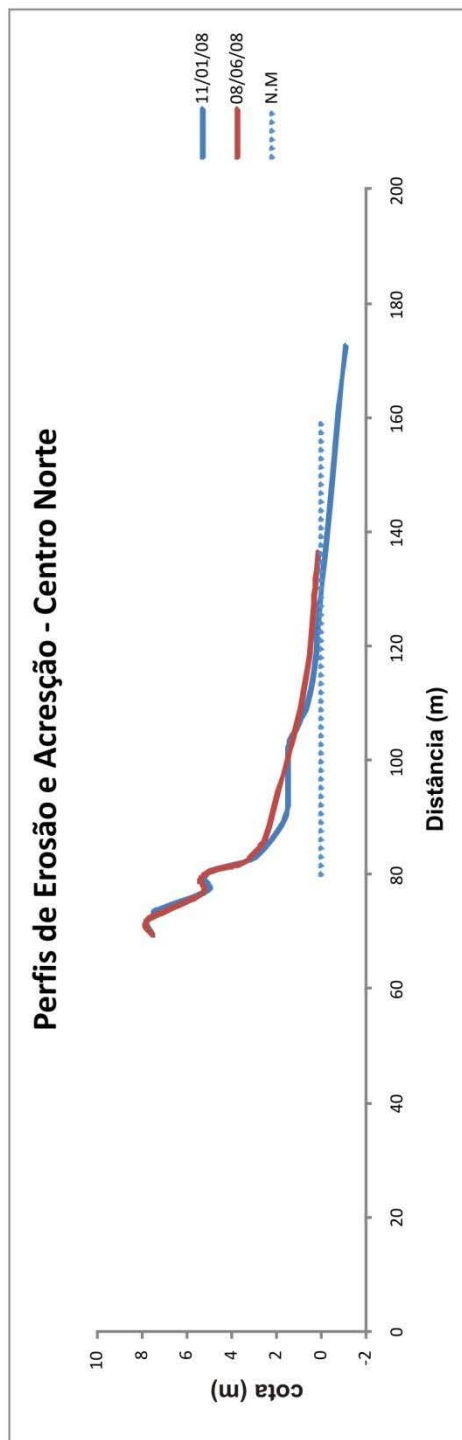


Figura 7.3. Perfis topográficos do Ponto Centro-Norte nos meses de erosão e acreção.

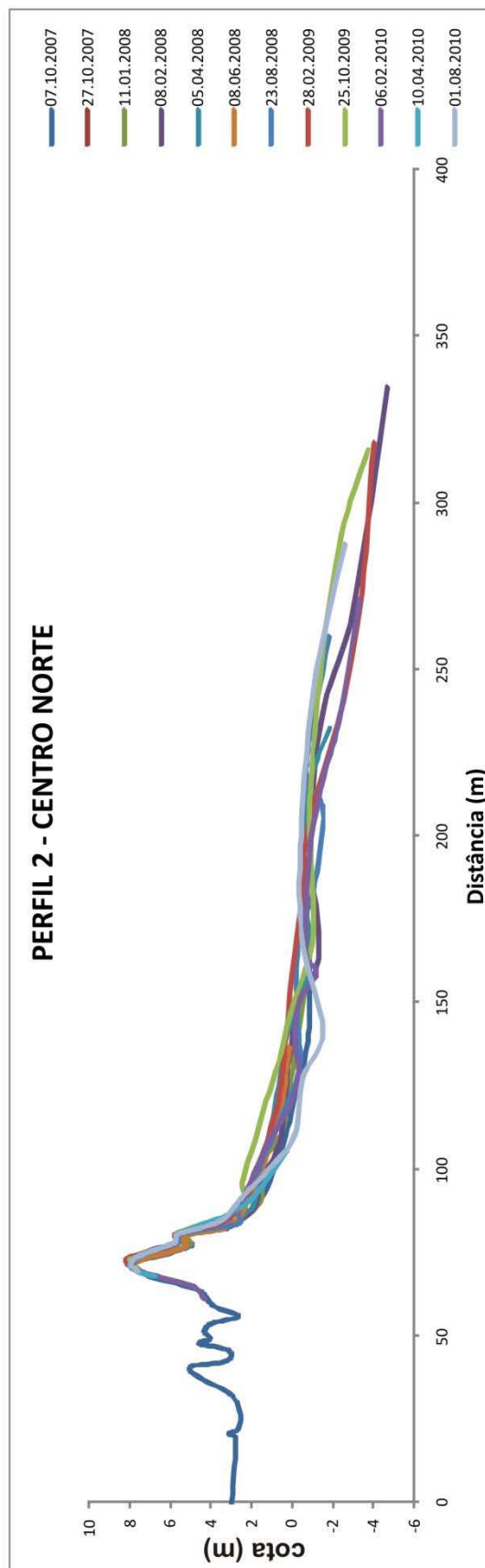


Figura 7.4. Perfis topográficos do Ponto Centro-Norte de acordo com as datas de campo.

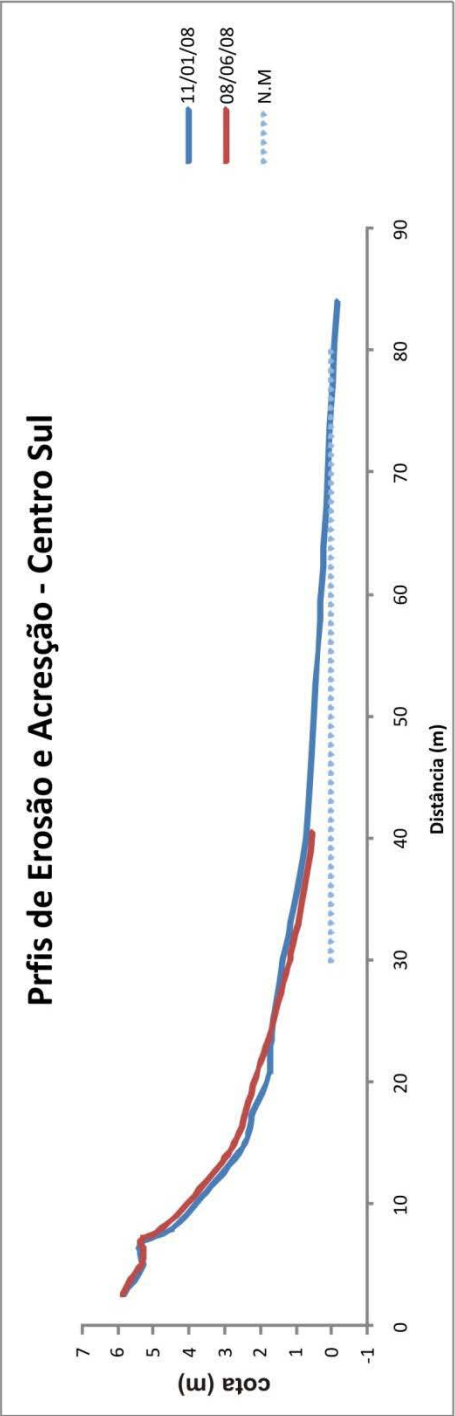


Figura 7.5. Perfis topográficos do Ponto -Sul nos meses de acreção e erosão.

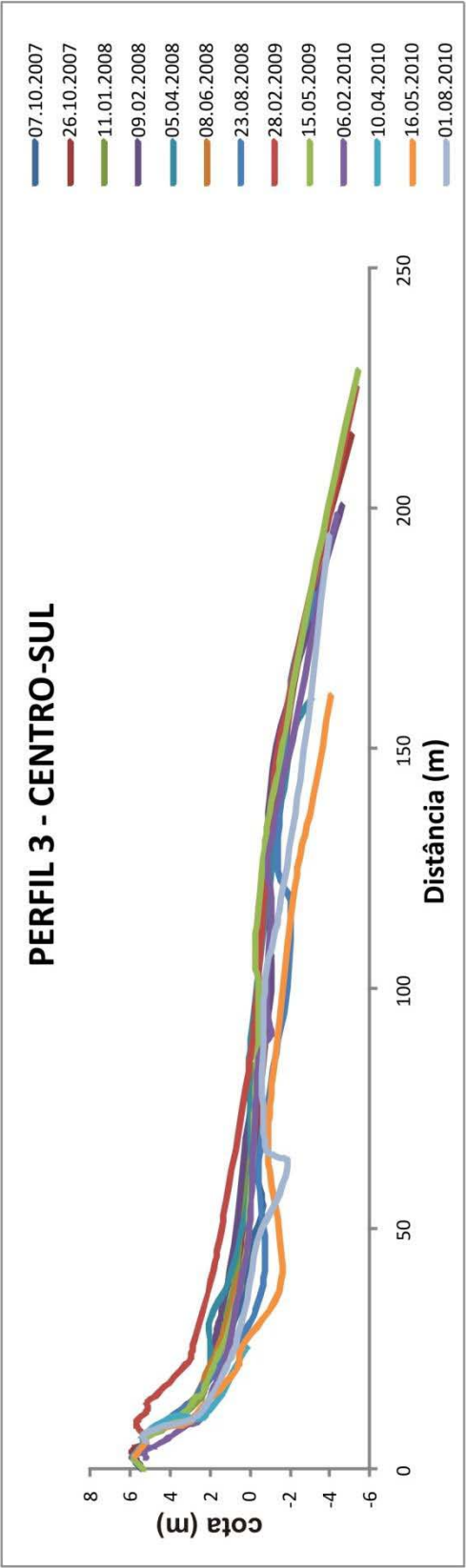
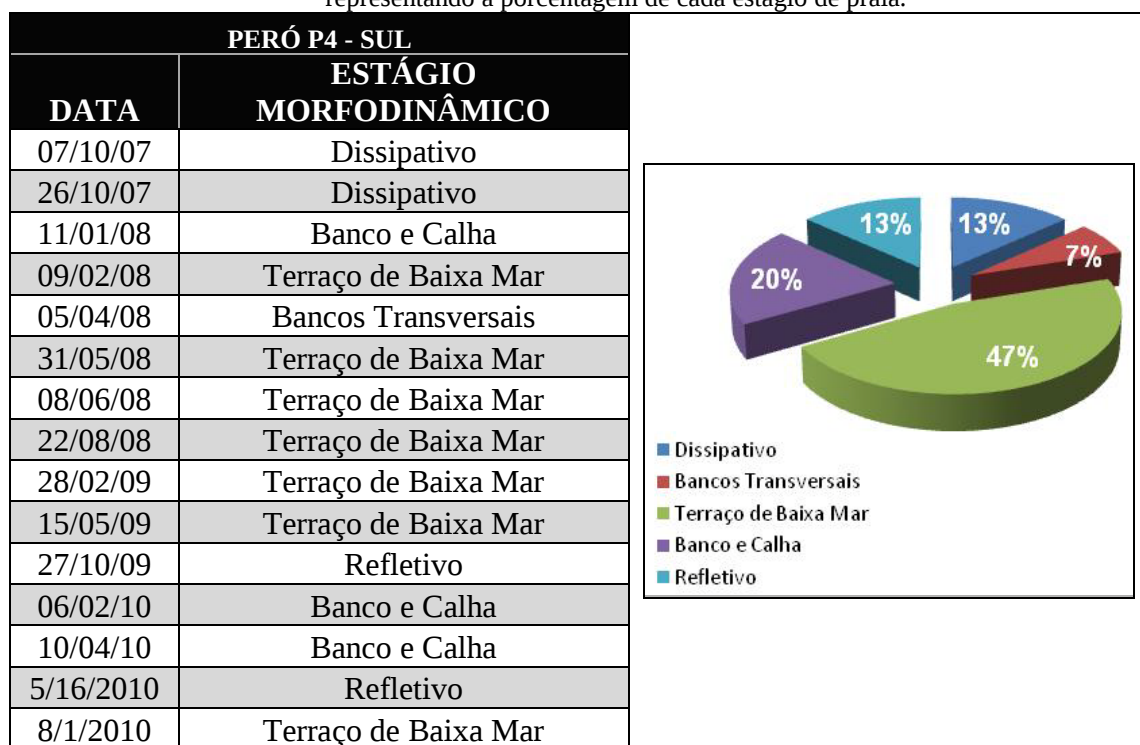


Figura 7.6. Perfis topográficos do Ponto Centro-Sul de acordo com as datas de campo.

No ponto Centro-Sul, o cálculo do parâmetro D mostrou uma tendência mais dissipativa a intermediária (Tab. 7.4), com a maioria dos meses estando no estágio morfodinâmico terraço de baixa mar, onde a topografia do fundo submarino possui um gradiente baixo, porém a topografia da parte emersa possui um declive acentuado (Fig. 7.8). Durante a baixamar é possível visualizar bem essa condição de praia.

Analisando os perfis extremos (Fig. 7.7), de erosão e acreção, é possível claramente ver que durante o evento de tempestade há a formação de uma berma bem desenvolvida, e a face praia sofre uma grande erosão. Pela condição de mar ser muito ruim em eventos de tempestade, se torna inviável a realização de topografia na parte submersa, visando a segurança do mergulhador que leva a mira topográfica. Em condição de tempo bom, o perfil mostrou-se com gradiente elevado na face de praia, mais suavizado na zona de surf e com uma calha bem desenvolvida na distância de 140 metros.

Tabela 7.4. Classificação morfodinâmica de acordo com cada data de campo do ponto Sul e ao lado um gráfico representando a porcentagem de cada estágio de praia.



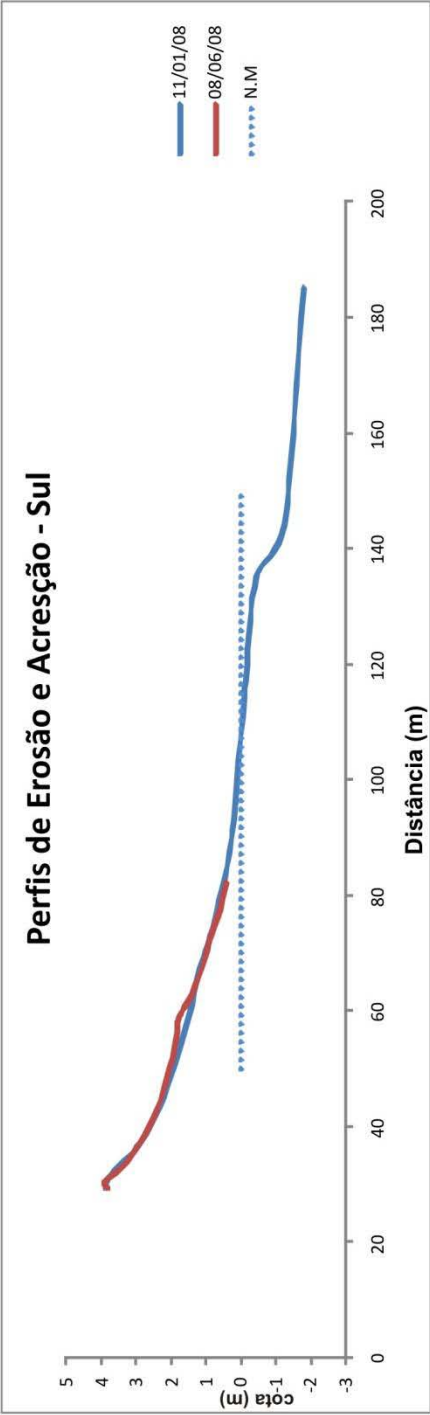


Figura 7.7. Perfis topográficos do Ponto Sul nos meses de erosão e acreção.

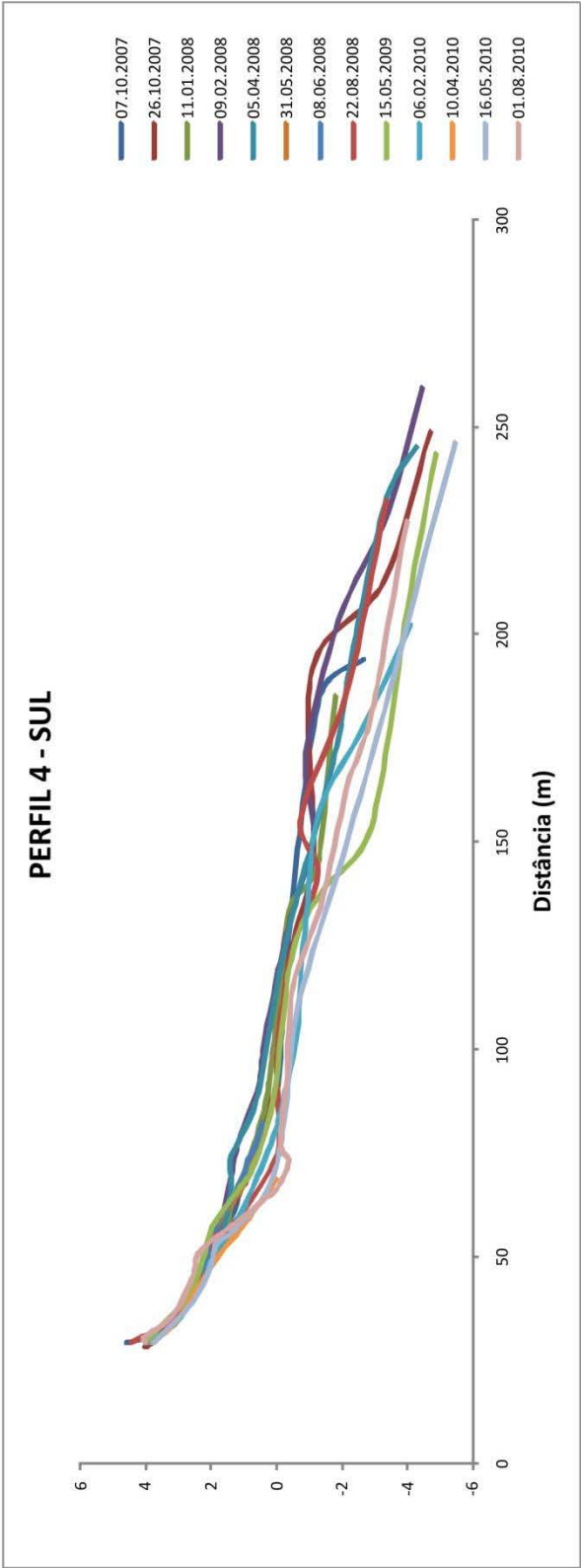


Figura 7.8. Perfis topográficos do Ponto Sul de acordo com as datas de campo.

7.2. Cálculo de Fechamento do Perfil Ativo

O cálculo de fechamento do perfil ativo é essencial para que se possa entender a dinâmica de retrabalhamento dos sedimentos através das ondas. Para a realização desta equação foram necessários dados de altura média significativa anual das ondas e do desvio padrão anual destas ondas significativas. Assim:

$$d_{l,1} = 2.\overline{H_s} + 11\sigma \rightarrow d_{l,1} = 2.(1,64) + 11.(0,55)$$

Logo: $d_{l,1} = 9,35$ metros

Onde $d_{l,1}$ é a profundidade de fechamento do perfil atual.

Nicholls *et al.* (1995) apud Muehe (2001) adotam um coeficiente de 1,75 para ajustar o valor de $d_{l,1}$ a um período de 100 anos. A utilização dos dois limites permite estabelecer uma faixa de profundidade mínima e máxima para a profundidade de fechamento do perfil de praia. Assim:

$$d_{l,100} = 1,75d_{l,1} \rightarrow d_{l,100} = 16,36 \text{ metros}$$

7.3. Análise da Granulometria Sedimentar

A partir da coleta e posterior análise de sedimentos, foi possível a realização da classificação granulométrica dos mesmos, em todos os pontos de inflexão do prisma praial, assim como das dunas frontais. Visualizando os parâmetros estatísticos granulométricos da média (Fig. 7.9) e da mediana (Fig. 7.10), nos é mostrado que os sedimentos se apresentam como finos em quase todos os setores dos quatro perfis monitorados, porém, somente na região da berma, nos perfis centro-norte e centro-sul, possui um diâmetro um pouco maior do que nos outros setores da praia, apresentando areias médias.

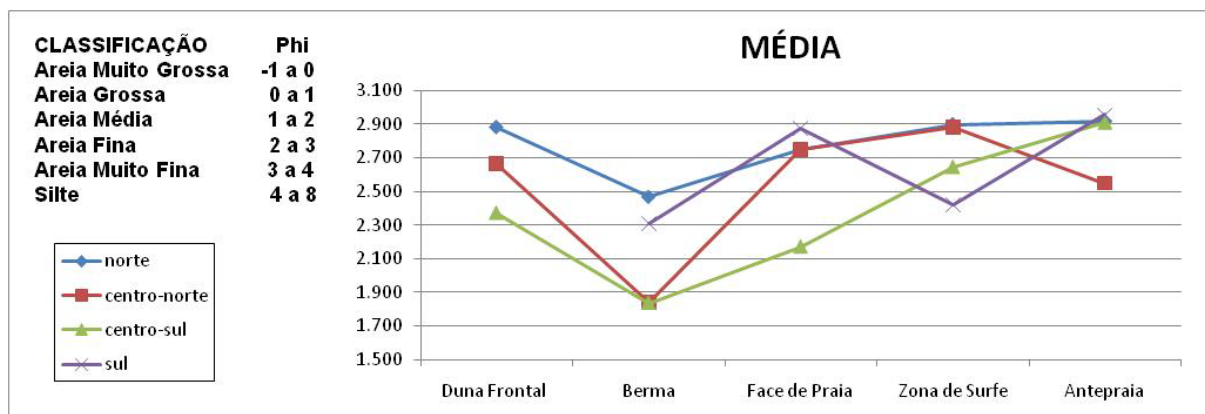


Figura 7.9 - Classificação sedimentar das dunas, berma, face de praia, zona de surfe e antepraia, quanto à média.

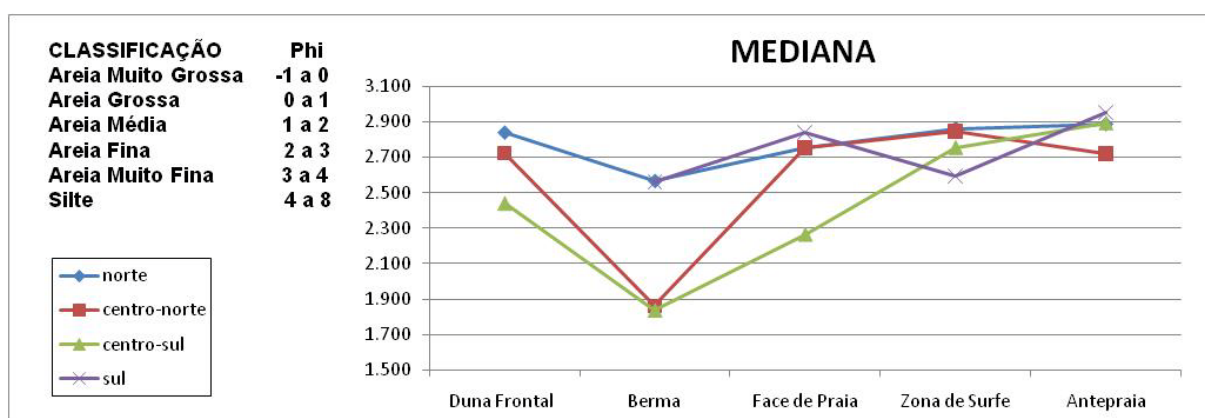


Figura 7.10 - Classificação sedimentar das dunas, berma, face de praia, zona de surfe e antepraia, quanto à mediana.

Em relação à assimetria gráfica do grão (Fig. 7.11), permaneceram valores bem próximos em todos os pontos, mostrando que os grãos estão distribuídos entre os valores de assimetria negativa e simétricos. No ponto Norte, a duna frontal possui uma discrepância em relação aos outros valores, pois nesta feição os grãos se mostraram com assimetria positiva, ou seja a sua curva de distribuição é voltada para o lado direito do gráfico. A berma do ponto sul também mostrou valores opostos aos normais, possuindo uma assimetria muito negativa.

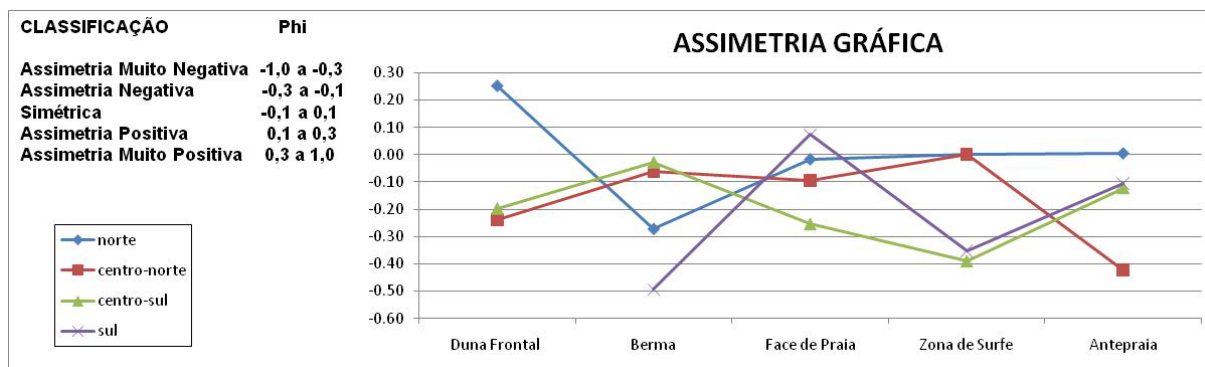


Figura 7.11 - Classificação sedimentar das dunas, berma, face de praia, zona de surfe e antepraia, quanto à assimetria gráfica.

O selecionamento dos grãos, de acordo com o gráfico de desvio padrão, mostra os valores granulométricos dos sedimentos situados entre bem selecionados e moderadamente selecionados.

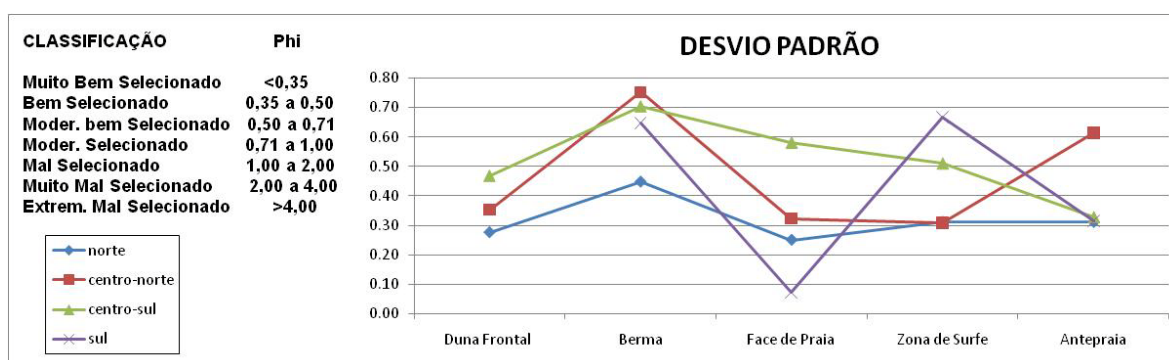


Figura 7.12 - Classificação sedimentar das dunas, berma, face de praia, zona de surfe e antepraia, quanto ao desvio padrão.

Relacionando os valores dos resultados da distribuição granulométrica entre todos os setores da planície costeira do Perú (Duna, Praia e Antepraia) é possível notar que os valores mostrados tanto para as coletas de sedimentos emersas e submersas, possuem grande semelhança. Comparando-se os gráficos de desvio padrão e assimetria gráfica, os resultados da classificação são praticamente iguais. Em relação a média e a mediana, é possível notar-se também que, a praia é composta pelos mesmos tipos de sedimentos contidos no fundo submarino, porém, o fundo submarino também apresenta sedimentos mais grossos, que podem estes ser retrabalhados em condições de ondas de tempestade, quando aumenta a altura significativa das ondas, e estas passam a tocar o fundo submarino em profundidade superior.

Os sedimentos das dunas são compostos de areias pouco mais finas do que a praia, comprovando a teoria de Pye & Tsoar (2009), de que a formação das dunas frontais, é ocasionada pela retenção de sedimentos pela vegetação na pós-praia. Sedimentos estes oriundos da praia, transportados de acordo com a direção preferencial dos ventos, que no caso da região são os ventos de NE.

Muehe *et al.* (2010) fizeram uma análise temporal de perfis topográficos da praia do Però durante um ano e constataram que entre o sistema praia-duna frontal não ocorre erosão, além da variabilidade morfodinâmica típica de praia com estado intermediário (Short, 1999), com períodos de ganho e períodos de perda. Resultado semelhante também ao de Pereira *et al.* (2008).

8. CONCLUSÃO

A expansão da ocupação sobre a zona costeira aparece como um processo impactante de alto grau, ocasionando danos muitas vezes irreversíveis ao ambiente, atrasando a busca pela conservação ambiental na região entre o Cabo Búzios e o Cabo Frio, onde se localiza a Praia do Perú. Por isso, necessita-se de novas formas de planejamento territorial, onde há que se considerar também, o reconhecimento da geodiversidade local, compreendendo os aspectos físicos, geológicos, geomorfológicos, hidrológicos e edáficos, com outros aspectos físicos, químicos e biológicos, além de sua relação direta com a sociedade.

Na região onde se localiza a Praia do Perú, se mostra um enclave em relação ao restante do Rio de Janeiro, pois há a presença de um campo de dunas e de um clima semi-árido quente. O campo de dunas da planície costeira do Perú se dispõe obliquamente a faixa de praia com direção NE-SW, favorecido por ventos provenientes predominantemente de NE. O campo de dunas na retroterra é abastecido principalmente por sedimentos oriundos das dunas frontais e também dos sedimentos que conseguem, através dos cortes eólicos, ser transportados diretamente da praia até as dunas interiores.

A duna frontal funciona como uma estrutura de segurança contra a erosão na área, visto que a vegetação existente consegue aprisionar mais sedimentos e amortiza a quebra de ondas grandes em eventos de tempestade.

Foi realizado o estudo quanto ao estado morfodinâmico do arco de praia do Perú, e o ponto mais a norte mostrou uma dinâmica diferenciada em relação aos outros três pontos de monitoramento, apresentando durante quase todos os períodos analisados como uma praia dissipativa, onde a zona de surfe é mais larga e a declividade é bem suave. Os outros três perfis mostraram-se como intermediário em quase que sua totalidade, sendo o estado mais encontrado o terraço de baixa-mar, quando a face de praia possui um baixo gradiente e sofre com erosão, se tornando durante a preamar refletiva e durante a baixa-mar dissipativa. Houve alternância também nestes pontos com o estado refletivo, quando o gradiente da praia é suave, e ela sofre erosão, tornando o declive da face de praia bem acentuado.

Os perfis topográficos de praia mostraram que o arco de praia se encontra em equilíbrio, levando-se em conta os meses analisados, e que há uma alternância entre erosão e

acresção em relação aos períodos do ano (verão e inverno) também chamados de bom tempo e mau tempo.

Através de dados de ondas (altura, período e direção) e ventos (direção, intensidade e velocidade) foi possível estabelecer gráficos que balizaram a dinâmica de ondas da região, e que através dos mesmos foi possível estabelecer a profundidade de fechamento (mínima e máxima) do perfil ativo, sendo estas 9,35 metros e 16,36 metros, respectivamente. Essa profundidade indica onde de fato a onda começa a influenciar o fundo marinho.

Após a realização da análise sedimentar da antepraia do Perú, foi possível constatar que a o fundo superficial da antepraia é quase completamente formada por sedimentos finos com alguns depósitos de areias grossas e médias, originados pela difração de ondas ocasionada pelas ilhas situadas defronte a planície costeira do Perú. Em relação a simetria dos grãos, estes mostraram-se, em sua maior parte, com assimetria negativa, indicando que a cauda da curva da distribuição declinou para esquerda. Já o selecionamento dos grãos, obtido a partir do desvio padrão das amostras, variaram de moderadamente selecionados à muito bem selecionados.

A granulometria dos sedimentos encontrados no fundo marinho (areias finas) acabam por favorecer num gradiente mais suave da faixa praia, favorecendo o transporte sedimentar através do vento, da praia para a duna frontal e também para as dunas interiores através dos cortes eólicos.

Avaliando a dinâmica da praia em questão, e realizando sua classificação morfodinâmica segundo a escola australiana, foi percebido que ela é altamente dinâmica, variando de acordo com os estados morfodinâmicos pré-estabelecidos. Tal aferição indica que este lugar não é passível de ocupação, pois suas forçantes oceanográficas irão acarretar risco de perdas nas construções.

A investigação da dinâmica morfo-sedimentar na planície costeira do Perú mostrou que a praia e o campo de dunas são formados através de sedimentos remobilizados do fundo marinho em direção a praia, associados a condições de ventos preferenciais provenientes de NE. Isto indica que o campo de dunas da praia do Perú é um campo ativo, ou seja, as dunas estão constantemente alterando sua morfologia e tamanho.

A partir de mapeamento de imagens de aéreas foi possível mensurar o quanto do campo de dunas foi ocupado nos últimos 34 anos. Para isso foram utilizadas duas imagens, uma de 1976 e a outra de 2005, porém no mapeamento através da imagem de 2005, os valores foram aferidos em campo (2010) atualizando estes dados. Foi mensurado que de 1976 até hoje 44% do campo de dunas foi ocupado na região do Perú, dado este que tende a crescer drasticamente, pois uma empresa já possui licenciamento para construção de um *resort*, que ocupará praticamente o restante do campo de dunas.

O projeto do complexo turístico-residencial (mega resort) ClubMed Perú tem recebido notoriedade pela magnitude do empreendimento pretendido e área na qual será instalado. O empreendimento localiza-se em área de grande reserva territorial, na planície costeira do Perú, junto ao arco praial. A implantação do complexo turístico-residencial conta com 4.500.000 m² de área, o que representa o impacto direto de áreas com a presença de dunas parabólicas, megaduna, dunas com cobertura vegetal, vegetação de restinga e planície de inundação sazonal.

Do total do campo de dunas do Perú, cerca de 214 hectares, a maior parte será ocupada por este resort. A obra por enquanto encontra-se embargada através de liminar, obtida após um relatório técnico da área, mostrando que a mesma é um campo de dunas, sendo um patrimônio paisagístico e natural, devendo ser conservado.

A ocupação da praia do Perú apesar de expressiva em relação ao campo de dunas ainda é pouco densa, possuindo uma pequena zona de ocupação situada mais ao sul do arco praial, onde se localiza a pós-praia numa parte do campo de dunas existente em 1976 e no reverso de um costão rochoso, para onde os sedimentos do campo de dunas não conseguem ser remobilizados.

O processo de implantação de empreendimentos turísticos visando um dito “desenvolvimento econômico local sustentável” tem de ser repensado, pois os impactos ocasionados na área de estudo, caso o resort venha a ser implantado, representará perdas de áreas de significativa geodiversidade.

Planejamento e gestão territorial, considerando a geodiversidade como um dos elementos centrais, passam pelo reconhecimento da diversidade das características e fenômenos locais, além de exigir uma aproximação dos instrumentos legais que

regulamentam o uso do solo. Deste modo, a conservação da geodiversidade identificada no Perú carece da definição de normas gerais de conduta e a implantação de uma política de ordenamento territorial, num esforço em abranger e compatibilizar questões e políticas urbanas, patrimoniais e ambientais.

As ocupações destas planícies costeiras no Brasil pelos resorts tornam-se incoerentes, pois o turista que muitas vezes se hospeda neste tipo de empreendimento, não usa de fato a praia, e sim permanece em atividades fornecidas pelo próprio hotel.

A solução para a conservação campo de dunas seria o uso das extensas áreas de salinas desativadas tanto na região do Perú como na região do Cabo Frio, para a construção de resorts desse porte, pois reutilizariam áreas já degradadas e resguardariam o pouco da geodiversidade contida na praia do Perú.

9. BIBLIOGRAFIA

- ALBINO, J. & MUEHE, D. 1991. Readaptação morfodinâmica do pontal do rio Macaé e praias adjacentes - RJ. In: *SIMPÓSIO DE GEOGRAFIA FÍSICA APLICADA*. Porto Alegre. 1991. Anais. Porto Alegre. UFRGS, 1:25-33.
- ALBUQUERQUE M.G. 2008. Morfodinâmica da praia do Futuro, Fortaleza- CE. dissertação de Mestrado, Pós-Graduação em Oceanografia Física, Química e Geológica, Instituto de Oceanografia, Universidade Federal do Rio Grande, 147p.
- ALVES, E.C. 1981. Estruturas da margem continental sul brasileira e das áreas oceânicas e continentais, adjacentes. In: Asmus (ed). Estruturas e tectonismo da margem continental brasileira, e suas implicações nos processos sedimentares e na avaliação do potencial de recursos minerais. Rio de Janeiro, PETROBRAS/CENPES/DINTEP. (Série REMAC 9) p187- 269
- ARTUSI, L. & FIGUEIREDO JR., A.B. **Sismografia rasa da plataforma continental de Cabo Frio - Araruama - RJ**. *Rev. Bras. Geof.* [online]. 2007, vol.25, suppl.1, pp. 7-16. ISSN 0102-261X.
- BARBIÉRI, E. B. Ritmo climático e extração do sal em Cabo Frio. *Revista Brasileira de Geografia*, v. 7, n. 4, p. 23-109, 1975.
- BARBIÉRI, E.B. Condições climáticas dominantes na porção oriental da Lagoa de Araruama - RJ e suas implicações na diversidade do teor de salinidade. *Caderno de Ciências da Terra*, Universidade de São Paulo, n. 59, 1985. 35 p.
- BARBIERI, E.B, & COE-NETO, R. Spatial and temporal variation of rainfall of the East Fluminense Coast and Atlantic Serra do Mar, State of Rio de Janeiro, Brazil. In: B. A. Knoppers, E. D. Bidone, & J. J. Abrão (Eds.), *Environmental Geochemistry of Coastal Lagoon Systems*, Rio de Janeiro, Brazil, Vol. 6, p. 47-56. Niterói: UFF/FINEP.1999.
- BENTES, A. M. L; RIBEIRO, A.Y.; FERNANDEZ, G.B. 1997. Estudo da morfodinâmica de praias compreendidas entre Saquarema e Macaé, RJ. *Oecologia Brasiliensis*, Rio de Janeiro, v. 3, p. 229-243.
- BIGARELLA, J.J., SALAMUNI, R. e MARQUES F.O.P.L. (1961). Método para avaliação do nível oceânico à época da formação dos terraços de construção marinha. *Boletim Paranaense de Geografia*, 4/5.

- CALLIARI, L.J. & KLEIN, A.H.F. 1993. Características morfodinâmicas e sedimentológicas das praia oceânicas entre o Rio Grande e o Chuí. *Pesquisas*, 20(1): 48-56.
- CALLIARI, L.J. & KLEIN, A.H.F. 1995. Variabilidade das praias oceânicas entre o Cassino e o Chuí. Publicação especial do IOUSP. São Paulo 11: 55-63.
- CAMACHO-VALDEZ, V.; MURILLO-JIMENEZ, J.M.; NAVA-SANCHEZ, E.H., and TURRENT-THOMPSON, C., 2008. Dune and beach Morphodynamics at Cabo Falso, Baja California Sur, Mexico: response to natural, Hurricane Juliette (2001) and anthropogenic influence. *Journal of Coastal Research*, 24(3), 553–560. West Palm Beach (Florida), ISSN 0749-0208.
- DAVIDSON-ARNOTT, R.G.D. AND BAUER, B.O., 2009. Aeolian sediment transport on a beach: Thresholds, intermittency and high frequency variability. *Geomorphology*, 105, 117-125.
- DE MEYER, PH., AND S. WARTEL. 1988. Relation between superficial sediment grainsizes and morphological features of the coastal ridges off the Belgium coast. In De Boer, P. L. et al., eds. Tide Influenced Sedimentary Environments and Facies. Dordrecht, Riedel. Pp. 91–100.
- FERNANDEZ, G.B.; PEREIRA, T.G; MUEHE, D; ROCHA, T.B. Aplicação De Critérios Morfodinâmicos Na Diferenciação De Setores Ao Longo Do Arco Praial Entre Cabo Frio E Arraial Do Cabo - Rj . In: SiNAGEO, 2006, Goiania. Anais do SINAGEO, 2006.
- FERNANDEZ, G. B. 2007. Modelo morfológico das barreiras arenosas costeiras no estado do Rio de Janeiro. In: Anais do XI Congresso da Associação Brasileira de estudos do Quaternário. 2007, Belém.
- FERNANDEZ, G. B. 2008. Indicadores Morfológicos para a Origem e Evolução das Barreiras Arenosas Costeiras no Litoral do Estado do Rio de Janeiro. In: VII Simpósio Nacional de Geomorfologia. 2008, Belo Horizonte.
- FONSECA, M.J.G., HEILBRON, M. & CHRISPIM. S. 1984. Geologia estrutural da área de Cabo Frio e Armação dos Búzios. **XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia**, Rio de Janeiro - RJ, 13: 5393-5424.

- GAO, S. & COLLINS, M.B., 1991. A critique of the McLaren Model for defining sediment transport paths. *Journal of Sediment Petrology* 61, 143-146.
- GAO, S. & COLLINS, M.B., 1992. Net sediments patterns inferred from grain-size trends, based upon definition of "transport vectors". *Sedimentary Geology*, 81: 47-60.
- GOUDIE, A. Human impact: man's role in environmental change. MIT Press, Cambridge, Massachusetts, The United States. 316p. 1982.
- HACK, J. T., 1941, Dunes of the western Navajo country: *Geog. Rev.*, v. 31, p. 240-263.
- HARTMANN D.; BOWMAN D.1993. Efficiency of the log-hyperbolic distribution. A case study: pattern of sediment sorting in a small tidal-inlet_het zwin, The Netherlands. *Journal of Coastal Research* 1993, vol. 9, no4, pp. 1044-1053 .
- HESP. 2002. "Foredunes and Blowouts: Initiation, Geomorphology and Dynamics." *Geomorphology* 48: 245-68.
- HESP, P.A., I. WALKER, R. DAVIDSON-ARNOTT, AND J. OLLERHEAD, **2005**. Flow dynamics over a vegetated foredune at Prince Edward Island, Canada. *Geomorphology* 65: 71-84.
- KOMAR, P. D. 1971. The mechanics of sand transport on beaches. *Journal of Geophysical Research*. 76, 713-721.
- KOMAR, P.D. 1976. Beach processs and Sedimentation. Engleood Cliffs, Pritice – Hall. 429 pp.
- LEMAUVIEL, S.; ROZE', F., and CLE' MENT, B., 2005. A study of the dynamics of the seed banks in a complex dune system, with the aim of restoration. *Journal of Coastal Research*, 21(5), 991–999. West Palm Beach (Florida), ISSN 0749-0208.
- LIPPMAN, T.C. & HOLLMAN, R. A. 1990. The spacial and temporal variability of sand bar morphology. *Journal of Geophysics Research*. Vol. 95, N. C7, 11575-11590.
- MARSH, G.P. Man and Nature: Physical Geography as Modified by Human Action. Cambridge: The Harvard University Press. 577p. 1864.
- MASSELINK, G., 1992. Longshore variation of grain size distribution along the coast of the Rhône Delta, Southern France: a test of "Mc Laren Model". *Journal of Coastal Research*. Vol. 8, n.º 2, 286-291.

- MENDONÇA, F; DANNI-OLIVEIRA, I. M. Climatologia: noções básicas e climas do Brasil. São Paulo: Oficina de Textos, 2007.
- McLAREN, P., 1981. An interpretation of grain size measures. *Journal of Sedimentary Petrology*. Vol 51, n.º 2, 611-624.
- McLAREN, P. & BOWLES, D., 1985. The effects of sediment transport on grain size distributions. *Journal of Sedimentary Petrology*. Vol 55, N.º 4, 457-470.
- McLAREN, P.; CRETNEY, W.J. e POWYS, R.I. 1993. Sediments pathways in a British Columbia fjord and their relationship with particle-associated contaminants. *Journal of Coastal Research*. Vol 9 n.º 4, 1026-1043.
- MUEHE, D., 1977. Sedimentology and topography of a high energy coastal environment between Rio de Janeiro and Cabo Frio, Brazil. *An. Acad. bras. Ciênc.*, 51(3):473-481.
- MUEHE, D. 1995. Geomorfologia Costeira. In Guerra, A.J.T. & Cunha, S.B (Orgs.). 1995. Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos. Editora Bertand Brasil.
- MUEHE, D. 1996. Geomorfologia Costeira. Capítulo 5. In Cunha, S.B. & Guerra, A.J.T (Orgs.). Geomorfologia: exercícios, técnicas e aplicações. Editora Bertrand Brasil.
- MUEHE, D. & VALENTINI, E. 1998. O litoral do Rio de Janeiro. FEMAR. 97 p.
- MUEHE, D. 2001. Critérios Morfodinâmicos para o Estabelecimento de Limites da Orla Costeira para fins de Gerenciamento. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, Volume 2, Nº 1, 35-44 p.
- MUEHE, D., BELLIGOTTI, F. M., LINS-DE-BARROS, F. M., OLIVEIRA, J. F. & MAIA, L. F. P. G. 2010. Potential vulnerability to climate change of the beach-dune system of the Perú coastal plain - Cabo Frio, Rio de Janeiro state, Brazil. **Pan-American Journal of Aquatic Sciences**, 5(2): 267-276.
- OTVOS, E.G., 2000. Beach ridges—definitions and significance. *Geomorphology* 32, 83–108.
- PEEL, M. C., FINLAYSON, B. L. & MCMAHON, T. A.: Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 11, 1633-1644, doi:10.5194/hess-11-1633-2007, 2007.
- PEREIRA, T.G.; ROCHA, T.B.; SANTOS, R. A. ; FERNANDEZ, G.B. Morfodinâmica entre a praia, duna e zona submarina adjacente nas proximidades do Cabo Frio, RJ. In: XI Congresso da Associação Brasileira dos Estudos do Quaternário, 2007, Belém. ABEQUA 2007, 2007.

- PEREIRA, T. G., CORREA, W. B., ROCHA, T. B. & FERNANDEZ, G. B. 2008. Considerações sobre a Morfodinâmica Costeira e da Morfologia Submarina no Arco de Praia do Peró, litoral do Rio de Janeiro. **VII Simpósio Nacional de Geomorfologia & I Encontro Latino- Americano de Geomorfologia**, Belo Horizonte, Brasil.
- PEREIRA, T.G. 2008. Geomorfologia e Morfodinâmica Costeira na Planície entre os Municípios de Cabo Frio e Arraial do Cabo, RJ. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal Fluminense. Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geofísica Marinha.
- PYE, K. AND TSOAR, H., 2009. Aeolian Sand and Sand Dunes. Springer, Germany, 458 pp. Reprint.
- PETTIJOHN, F.G.; POTTER, P.D. & SIEVER, R. 1972. *Sand and Sandstone*. Springer, New York. 618 pp.
- PINHEIRO, L. S. 2000. Compatibilização dos Processos Morfodinâmicos e Hidrodinâmicos com o uso e ocupação da praia da Caponga-Cascavel-CE. Dissertação de Mestrado. Universidade Estadual do Ceará, 164p.
- SAAVEDRA, L.B.F. 1994. Dinâmica sedimentar da plataforma continental interna entre a ilha do Cabo Frio e o cabo Búzios, RJ. Dissertação de Mestrado, PPGG/UFRJ. 125pp.
- SAHU, B.K. 1964. Depositional mechanism from the size analysis of the clastic sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 34, 73- 83.
- SHORT, A.D. 1979. Three dimensional beach stage model. *Journal of Geology*. 87: 553- 571.
- SHORT, A.D. 1999. Beach systems. In Short, A.D. *Beach and shoreface morphodynamics*. John Wiley and Sons.
- SHORT, A.D. AND HESP, P.A., (1982). "Wave, Beach and Dune Interactions in Southeastern Australia". *Mar. Geol.*, V.48, pp 259-284.
- SUNAMURA, T. 1988. Beach morphologies and their change. In Horikawa, K. (Ed), *Nearshore Dynamics and Coastal Process*. University of Tokyo Press. 133-166.
- SWIFT, D. J. P., J. C. LUDWICK, AND W. R. BOEHMER, 1972. Shelf sediment transport: A probability model. P. 195-224, in: Swift, D. J. P., D. B. Duane, and O. H. Pilkey, eds., *Shelf sediment transport: Pattern and process*. Dowden, Hutchinson, and Ross, Stroudsburg, PA.

- TURCQ, B.; MARTIN, L.; FLEXOR, J.M.; SUGUIO, K. & TASAYACO-ORTEGA, L. 1999. Origin and evolution of Quaternary coastal plain between Guaratiba and Cape Frio, State of Rio de Janeiro, Brazil. In Knoppers, B.A., Bidone, E.D. & Abrão, J.J. (Eds.). *Environmental Geochemistry of Coastal Lagoon System of Rio de Janeiro Brazil*. Série Geoquímica Ambiental, 6: 25-46 pp.
- WASSON, R.J., HYDE, R. (1983) Factors determining desert dune type. *Nature* 304: 337–339.
- WENTWORTH, C.K. 1922. Scale of grade and class term for clastic sediments. *Journal of Geology*, 30: 377-392.
- WRIGHT, L.D., CHAPPEL, J., THOM, B.G., Bradshaw, M.P. & Cowell, P. 1979. Morphodynamics of reflective and dissipative beach and inshore systems: Southeastern Australia. *Marine Geology*. **32**: 105-140.
- WRIGHT, L.D., GUZA, R.T. & SHORT, A.D. 1982 Dynamics of 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., SHORT, A.D. & GREEN, M.O. 1985. Short term changes in morphodynamic state of beaches and surf zones. An empirical predictive model. *Marine Geology*, 53. 89-103.
- ZIMBRES E., KAWASHITA K., VAN SCHMUS W.R. 1990a. Evidências de um núcleo transamazônico na região de Cabo Frio, RJ e sua conexão com o Cráton de Angola. In: **Anais do 36º Congresso Brasileiro de Geologia**, Natal- RN, **6**:2735-2743.
- ZIMBRES, E., MOTOKI, A., KAWASHITA, K. História de soerguimento regional da Faixa Ribeira com base em datações K-Ar. **Boletim de Resumos de 36º Congresso Brasileiro de Geologia**. p. 315, 1990b.