

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO ESPÍRITO SANTO
CENTRO DE CIÊNCIAS HUMANAS E NATURAIS
DEPARTAMENTO DE OCEANOGRAFIA E ECOLOGIA
CURSO DE GRADUAÇÃO EM OCEANOGRAFIA**

NAYLA OKAMOTO

**TRANSPORTE DE SEDIMENTOS E ESTADO
MORFODINÂMICO DA PRAIA DA CURVA DE
JUREMA, VITÓRIA - ES**

VITÓRIA
2009

NAYLA OKAMOTO

**TRANSPORTE DE SEDIMENTOS E ESTADO
MORFODINÂMICO DA PRAIA DA CURVA DE
JUREMA, VITÓRIA - ES**

Monografia apresentada ao Curso de Graduação em Oceanografia do Departamento de Oceanografia e Ecologia da Universidade Federal do Espírito Santo, como requisito parcial para obtenção do grau de bacharel em Oceanografia.
Orientadora: Prof.^a Dr.^a Jacqueline Albino.

VITÓRIA
2009

A Mamis e Papito, amor incondicional.

AGRADECIMENTOS

Como não poderia começar a agradecer ao *Criador*, que criou tão perfeitamente a consciência, e que fez a minha pesar, todos os dias e todas as noites até o dia da entrega desta monografia.

A professora, orientadora e querida Dr.^a Jacqueline Albino, que fez a parábola do filho pródigo ser tão real na minha vida. Muito obrigada por ter mantido as portas do laboratório sempre abertas e por ter sempre me recebido nessa minha dura batalha de idas e vindas. Agradeço pelo estímulo, por acabar com meu desespero na hora da confusão e por ter me deixado tão confusa com o turbilhão de idéias. Quem dera o mundo tivesse mais pessoas assim como você, que sabe mesmo compartilhar seus conhecimentos e faz a gente perceber que um grãozinho de areia é mesmo uma obra divina de Deus.

Agradeço todos os dias pela família Okamoto, o significado real de amor verdadeiro e incondicional.

Agradeço a todos os alunos da turma de 2002, protagonistas dos melhores momentos desses meu pouco mais de $\frac{1}{4}$ de século de vida. Agradeço em especial elas, Lurdesmilla, Dani e Flá pela amizade verdadeira, sem cobranças, sem julgamentos, apenas amigas que compartilham comigo todas as felicidades e angustias dessa minha vida errante.

Agradeço a duas pessoas muito especiais na minha vida, que nunca me deixaram desistir de ser uma oceanógrafa, Lurdes e Iracema

Lauer, muito obrigada por terem sempre acreditado em mim, mesmo quando eu mesma tentei fingir que não era capaz.

Obrigada aos companheiros que estiveram comigo no campo e no laboratório, Tati, Bruno, Fabiane, Xuxa e Flávia (que teimo em chamar de Rafa).

E por fim, não menos importante agradeço a mim mesma, por eu não ter suportado conviver com o peso na consciência, nem com a sensação de angústia e derrota que carregava dentro do peito, por ter buscado força de vontade e a partir de agora me orgulhar de ser uma oceanógrafa e ter optado por viver em paz.

*“Existem três tipos de homens: os vivos,
os mortos e aqueles que caminham
sobre o mar”*

(Platão)

RESUMO

Do ponto de vista geomorfológico, a linha de costa se caracteriza por instabilidades decorrentes de alterações por efeitos naturais e antropogênicos. O litoral e especialmente as praias respondem com mudanças de forma e de posição que podem ter conseqüências econômicas indesejáveis quando resultam em destruição de patrimônio ou em custo elevados, quando há a tentativa de interromper ou retardar processos de reajuste morfológico (MUEHE, 1994).

O modelo de Mc Laren para a Praia da Curva da Jurema foi validado, pois o padrão de transporte encontrado é condizente com a observação de retração da linha de costa a sul e aumento dela a norte da praia, no entanto por ser um ambiente de baixa energia, torna-se necessária um monitoramento mais preciso quanto as características hidrodinâmicas locais, pois o transporte longitudinal encontrado se torna possível havendo um fluxo residual na direção de sul pra norte, que seria resultante de todas as forçantes atuantes (ondas, maré e ventos). No entanto no presente estudo não foi possível avaliar e mensurar a efetiva existência deste fluxo residual.

Em relação ao estado morfodinâmico a partir da aplicação do modelo empírico de Masselink e Short (1993), o resultado encontrado, como sendo uma praia refletiva com terraço de maré baixa influenciada pela maré, condiz com os perfis encontrados, que apesar de não ter sido possível estimar uma zonação, apresentou perfis com maior declividade característica de praias refletivas e perfis de baixa declividade o que caracteriza áreas onde esteja ocorrendo erosão, que no caso da Curva da Jurema, apesar do baixo gradiente hidrodinâmico, este processo tem sido constante desde as obras de engordamento/aterro no ano de 1977

LISTA DE FIGURAS

FIGURA	01:	Área	de	estudo.	
					15
FOTO 02:		Erosão na porção sul da Curva da Jurema em junho de 2008: proximidade da erosão e os quiosques e concreto na face praial. Foto: Eduardo Sardenberg.....			16
FIGURA 03:		Regime dos ventos no litoral do Espírito Santo em condições normais. Fonte: Martin et al., 1996.....			18
FIGURA 04:		Padrão de chegada das ondas na Baía do Espírito Santo, no qual as setas indicam o sentido e a direção do trem de ondas e as cores indicam a altura das ondas, sendo: a figura da direita o padrão de entrada de ondas de NE (45° a partir do N, 0°) e a figura esquerda, o padrão de chegada das ondas de S-SE (170° a partir do N, 0°). Fonte: modificado de Albino et al. (2001).....			19
FIGURA 05:		Batimetria da Baía do Espírito Santo. Fonte: PICCOLI, 2008.....			20
FIGURA 06:		Efeito de difração em ilha. Fonte: Carter, 1988. Adaptado.....			24
FIGURA 07:		Principais processos devido a ação das ondas na região costeira. Fonte: Coleman (2001), adaptado.....			25
FIGURA 08:		Sub-ambientes praias e suas delimitações. Fonte: modificado de Albino, 1999.....			26
FIGURA 09:		Obliquidade das ondas gerando transporte de sedimento sobre a face da praia. Fonte: Silva <i>et al.</i> , 2004.....			28
FIGURA 10:		Estados morfodinâmicos das praias segundo Wright <i>et al.</i> (1979). Aqui é possível se observar os estados dissipativos, intermediários de banco e calha longitudinal, banco e praia de cúspides, bancos transversais, terraço de baixa mar e refletivo. Fonte: Wright <i>et al.</i> (1979).....			42
FIGURA 11:		Classificação das Praias a partir do modelo de Masselink and Short (1993).....			44
FIGURA 12:		Localização das estações amostrais e perfis topográficos. Cada cruz vermelha corresponde a um perfil. Na porção mais ao sul, localiza-se o P1 e na porção mais a norte tem-se o P29, sendo que entre eles estão os demais, nesta mesma ordem crescente.....			51

FIGURA 13: Variação longitudinal da média, desvio padrão e assimetria das distribuições granulométricas ao longo da face praial, com seus coeficientes de correlação, r^2	58
FIGURA 14: Variação longitudinal da média, desvio padrão e assimetria das distribuições granulométricas ao longo da antepraia (pontos submersos), com seus coeficientes de correlação, r^2	61
FIGURA 15: Teor de carbonatos na face e na antepraia. As setas pretas apontam ausência de dados.....	62
FIGURA 16: O padrão de transporte da área de estudo segundo o modelo de McLaren. As setas representam o transporte de sedimento rumo a norte (de P1 para P29) tanto na face praial quanto na antepraia próxima.....	65
FIGURA 17: Três momentos da Curva da Jurema: (a) 1972, logo após aterros; (b) 1997, com faixa arenosa no extremo sul da praia ainda relativamente larga; e (c) 2007, extremo sul da praia com evidenciado processo erosivo. Fonte: (a) IDAF (1978); (b) MAPLAN (1997); (c) Google Earth (2005). Fonte: Dadalto (2008).....	66
FIGURA 18: Variação da declividade dos perfis praias ao longa da Praia da Curva da Jurema.....	70

LISTA DE TABELAS

TABELA 01: Sumário de um Esquema para Classificação Morfodinâmica das Praias incorporando os efeitos da maré.....	44
TABELA 02: Estados Morfodinâmicos e respectivos Ω	48
TABELA 03: Classificação de Wentworth (1922) baseada no valor do tamanho das partículas.....	51
TABELA 04: Classificação de Folk (1968) para o grau de seleção.....	52
TABELA 05: Classificação de Folk (1968) para a assimetria.....	52
TABELA 06: Parâmetros estatísticos avaliados nas amostras coletadas na face da praia.....	55
TABELA 07: Parâmetros estatísticos avaliados nas amostras coletadas no submerso.....	58
TABELA 08: Valores do Z-teste do modelo de Mc Laren para as amostras da face praial. A cor cinza representa o único valor que satisfaz o teste estatístico.....	62
TABELA 08: Valores do Z-teste do modelo de Mc Laren para as amostras submersas. A cor cinza representa o único valor que satisfaz o teste estatístico.....	63

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	12
1.1 APRESENTAÇÃO.....	12
1.2 OBJETIVOS.....	14
1.2.1 Objetivo geral.....	14
1.2.2 Objetivos específicos.....	14
2. CARACTERIZAÇÃO GERAL DA ÁREA.....	14
2.1 LOCALIZAÇÃO E HISTÓRICO.....	14
2.2 ASPETOS GEOLÓGICOS E GEOMORFOLÓGICOS.....	16
2.3 ASPECTOS METEO-OCEANOGRÁFICOS.....	17
2.3.1 Clima.....	17
2.3.2 Ondas.....	18
2.3.3 Maré.....	21
3. TRANSPORTE DE SEDIMENTOS E ESTADO MORFODINÂMICO.....	23
3.1 TRANSPORTE DE SEDIMENTOS NA PRAIA.....	23
3.1.1 Ondas e correntes gerados por ondas.....	23
3.1.2 Transporte de sedimentos na antepraia.....	25
3.1.2.1 Espraimento.....	25
3.1.2.2 Transporte de Sedimento na Zona de Espraimento.....	27
3.1.3 Transporte longitudinal de sedimentos.....	28
3.1.4 Marés e correntes geradas por marés.....	30
3.2 MODELOS PARA A DETERMINAÇÃO DO TRANSPORTE DE SEDIMENTOS E ESTADOS MORFODINÂMICOS DAS PRAIAS.....	34
3.2.1 Análise da tendência do sedimento.....	34

3.2.2 Modelos de determinação do estado morfodinâmico praial.....	39
4. METODOLOGIA.....	44
4.1 CONSIDERAÇÕES METODOLÓGICAS.....	44
4.1.1 Modelo da McLaren.....	44
4.1.2 Modelo para Morfodinâmica.....	48
4.2 OBTENÇÃO DE DADOS EM CAMPO.....	49
4.3 TRATAMENTO DOS DADOS.....	50
4.3.1 Sedimentos.....	50
4.3.2 Morfodinamica praial.....	53
5. RESULTADOS E DISCUSSAO.....	
5.1 DISTRIBUIÇÃO GRANULOMÉTRICA AO LONGO DA PRAIA.....	54
5.2 CARACTERIZAÇÃO E PADRÃO DE TRANSPORTE DE SEDIMENTOS NA PRAIA.....	61
5.2.1 Transporte longitudinal de sedimentos de acordo com o modelo de McLaren.....	62
5.2.1.1 Transporte longitudinal na face praia.....	62
5.2.1.2 Transporte longitudinal no submerso.....	63
5.2.1.3 O padrão de transporte longitudinal.....	64
5.3 ESTADO MORFODINÂMICO.....	68
5.3.1 Padrão geral dos perfis encontrados e determinação do estado morfodinâmico.....	68
6. CONCLUSÃO.....	72
7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	75
ANEXOS.....	87

1. INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO E JUSTIFICATIVA

Do ponto de vista geomorfológico, a linha de costa se caracteriza por instabilidades decorrentes de alterações por efeitos naturais e antropogênicos. O litoral e especialmente as praias respondem com mudanças de forma e de posição que podem ter conseqüências econômicas indesejáveis quando resultam em destruição de patrimônio ou em custo elevados, quando há a tentativa de interromper ou retardar processos de reajuste morfológico (MUEHE, 1994).

Atualmente, os estudos de transporte longitudinal de sedimento têm recebido destaque e importância reconhecida especialmente em costas de intenso uso, seja recreativo, econômico, social ou a mistura destes. O conhecimento deste tipo de transporte é fundamental para o projeto de qualquer obra costeira que interfira na movimentação dos sedimentos na zona litorânea. Este conhecimento não se resume a orientar o projeto no que diz respeito aos seus requisitos de informações e dados intrínsecos, mas também é importante para estimar os impactos que estas obras podem causar na praia e áreas costeiras adjacentes. Além disto, é importante porque contribui na determinação de alguma tendência de alguma tendência de migração da linha de costa em curtos e longos prazos de tempo (ARAÚJO E ALFREDINI, 2001). Entretanto, determinar a direção deste tipo de transporte não é tarefa fácil, visto que diferentemente do transporte fluvial, que é unidirecional, a deriva litorâneo é, freqüentemente, bidirecional. Além disto, outros fatores como ventos, regime de ondas e marés também influenciam na direção do transporte. Pode-se concluir que minuciosos estudos da costa são fundamentais para a determinação da direção em que o transporte predomina (MASSELINK, 1992).

Para estudar a deriva litorânea de determinada área examina-se a geomorfologia da costa, a fim de se detectar estruturas sedimentares que possam indicar a direção do transporte, como um esporão que cresce em determinada direção, ou, em costas que tenham estruturas rígidas construídas pelo homem, procura-se detectar as alterações que a costa sofreu com a instalação destas estruturas, observando onde houve aumento e/ou diminuição da faixa arenosa.

Em regiões onde não existem estruturas instaladas pela ação antrópica nem geomorfologia que indique a direção dominante do transporte longitudinal, um dispendioso e longo estudo costeiro é necessário para determinar a direção preferencial de transporte. Nesses estudos, pode-se detectar se a variação da textura do sedimento ao longo da praia tem relação como transporte e sua direção.

As praias arenosas são o produto de um complexo sistema de forças que interagem entre si, formando um arcabouço estrutural dinâmico, que se modela à medida que condições energéticas do ambiente também se modificam. Mudanças na forma do perfil praial estão estritamente condicionadas pela interação onda-sedimento. Os incrementos na energia das ondas provocam alterações a distribuição dos sedimentos ao longo perfil praial, fazendo com que o mesmo modele sua forma e atinja seu equilíbrio, ajustando-se àquela condição hidrodinâmica (PASOLINI, 2005). A análise da morfodinâmica de uma praia é uma ferramenta extremamente útil em processos de engordamento.

A área foco deste estudo é um exemplo deste tipo de costa: a Praia da Curva da Jurema comporta diversos quiosques, suportando assim atividades sócio-econômicas importantes para o município de Vitória (ES): recreação e turismo. Tal área localiza-se em uma costa bastante alterada pela atividade antrópica e, nos últimos tempos, um processo erosivo atua na sua linha de costa – especificamente na porção sul da praia.

O presente estudo contribuirá na compreensão do processo de transporte longitudinal e morfodinâmico atuantes na área, constituindo informações extremamente importantes para a gestão costeira do local.

1.2 OBJETIVOS

1.2.1 Objetivo geral

Contribuir na determinação dos processos costeiros atuantes na praia da Curva de Jurema em Vitória – ES

1.2.2 Objetivos específicos

Os objetivos específicos são os que seguem abaixo.

- Determinar o transporte longitudinal ao longo da praia da Curva de Jurema a partir da distribuição granulométrica longitudinal dos sedimentos;
- Identificar o estado morfodinâmico da praia e a influência da maré;
- Contribuir no entendimento do processo erosivo da Curva da Jurema, bem como subsidiar futuros projetos de intervenção.

2. CARACTERIZAÇÃO GERAL DA ÁREA

2.1 LOCALIZAÇÃO E HISTÓRICO

A Praia da Curva da Jurema, limitada pelas coordenadas 365357 E / 7754470 S e 365774 E / 7753708 S, tem sua origem relacionada aos sucessivos aterros que o município de Vitória, capital do Estado do Espírito Santo, sofreu ao longo de sua expansão territorial (DADALTO, 2008). A praia se formou após o aterro da região da Praia do Suá, que alterou os contornos da ilha de Vitória, devido ao grande desenvolvimento urbano da capital. Sobre o aterro foram construídos a Praça do Papa, o Shopping

Vitória, a Enseada do Suá e houve uma aproximação da ilha do Boi com a ilha de Vitória, que deixou de ser uma ilha independente (NUNES, 2005)

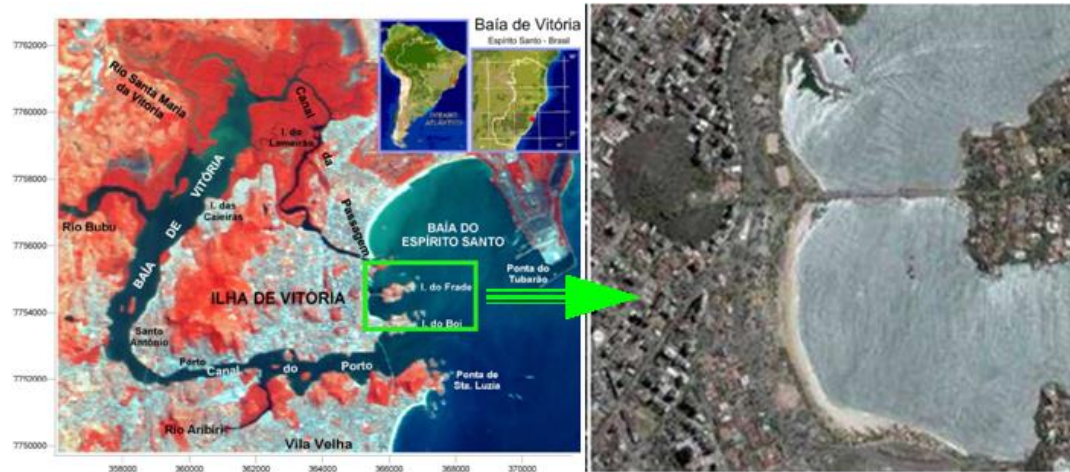


FIGURA 01: Área de estudo.

Situada numa região nobre, a área em estudo apresenta uma faixa de areia de 800m de extensão, com orientação predominante voltada para leste. Abriga em seu entorno áreas de lazer importantes, como a Praça da Ciência e inúmeros quiosques, é também um excelente local para a prática de esportes náuticos como vela, *jet-sky* e passeios de lancha (PICCOLI, 2008). Entretanto, a partir do desencadeamento do processo erosivo relatado por outros autores como Dadalto (2008), o potencial turístico do local vem sendo afetado de forma negativa, uma vez que a erosão atinge diretamente os quiosques, tirando-lhes a base de areia que serve para a sua sustentação, e indiretamente, afugentando freqüentadores por conta da diminuição do seu valor cênico e maiores risco ao banho (Foto 01).



FOTO 02: Erosão na porção sul da Curva da Jurema em junho de 2008: proximidade da erosão e os quiosques e concreto na face praial. Foto: Eduardo Sardenberg.

Conforme as constatações feitas por Bello (2009), em entrevistas feitas com trabalhadores e outros freqüentadores da praia, publicadas pelo Jornal A Gazetaonline em 02 de fevereiro de 2009, o sentimento de abandono que os entrevistados experimentam é algo evidente “isso foi aterrado há 30 anos e nunca houve manutenção. Essa praia ia uns 50 metros mar adentro. Todo mundo reclama, mas a prefeitura não dá a mínima”, afirmou o administrador Tadeu Bittencour, 58 anos. O aposentado Roberto Moura, 72, alerta, que a falta de cuidado gera riscos para os banhistas “as crianças se machucam, a praia está cheia de buracos e pedras. Só ficam fazendo estudos e mais estudos e nada sai do papel”.

A reportagem ouviu ainda a prefeitura, que através do Secretário de Meio Ambiente José Maria Motta Filho, afirmou, na época, que as obras de contenção da erosão deverão ter início no segundo semestre de 2009.

2.2 ASPECTOS GEOLÓGICOS E GEOMORFOLÓGICOS

Segundo Martin *et al.* (1996), a Curva da Jurema se enquadra no litoral Central do Espírito Santo, mais especificamente no Setor 4, que se estende da Baía de Vitória até a foz do Rio Itapemirim. Nesta região, observam-se promontórios rochosos e terraços cristalinos de abrasão marinha em contato direto com a linha de costa, caracterizando um litoral recortado, o que facilita o desenvolvimento de depósitos quaternários variáveis. Albino *et*

al. (2001), acrescentam que esta região apresenta pequeno aporte continental, plataforma estreita, alta energia de ondas e baixa troca sedimentar entre as praias e entre a praia emersa e antepraia, como consequência as praias possuem grande complexidade morfodinâmica, apresentando-se refletivas, intermediárias e dissipativas, dependendo da exposição às ondas incidentes. Além disso, os aportes fluviais são limitados espacialmente por promontórios.

Apesar das características naturais do litoral, que facilitariam o depósito de sedimentos, no caso específico da Praia da Curva da Jurema, área de estudo, o depósito sedimentar existente é fruto de aterros ocorridos na década de 1970 e posteriores engordamentos, destaca-se, ainda, a baixa energia de ondas incidentes no local.

Na área de estudo, os promontórios rochosos encontram-se na forma dos costões rochosos das Ilhas do Boi e do Frade que, além de atuarem na retenção de sedimento, têm importante papel na hidrodinâmica local.

2.3 ASPECTOS METEO-CEANOGRÁFICOS

2.3.1 CLIMA

De acordo com Koppen (1948), o clima da área de estudo é classificado como pseudo-equatorial, isto é, clima quente e úmido. Situa-se em zona caracterizada por abundantes chuvas tropicais durante o verão e por um prolongado período de estiagem que se estende do outono ao inverno. Contudo, durante o período de seca, que ocorre entre os meses de março e agosto, precipitações frontais associadas à passagem de massas polares podem ser registradas com certa frequência. A temperatura média anual é de 22° C, ficando a média das máximas entre 28° C e 30° C, enquanto que as mínimas giram em torno de 15° C (Albino, 1999).

Dados fornecidos pela EMCAPA (1981) demonstram que os ventos de maior frequência e maior intensidade são os provenientes dos quadrantes NE-ENE e SE, respectivamente. Os primeiros estão associados aos ventos

alísios, que sopram durante a maior parte do ano, em contrapartida os ventos de SE estão relacionados às frentes frias que chegam periodicamente à costa capixaba (ALBINO, 1999) (Figura 03).



FIGURA 03: Regime dos ventos no litoral do Espírito Santo em condições normais. Fonte: Martin et al., 1996.

2.3.2 ONDAS

KOMAR (1983) afirma que as ondas são as principais responsáveis pela erosão costeira, tendo uma importância singular nos processos de dinâmica e gerenciamento costeiros. Apesar da sua importância, HOMSI (1978) declara que dados de clima de onda para o litoral brasileiro são escassos e limitados aos levantamentos feitos em áreas próximas aos portos por ocasião de suas construções.

Na Curva da Jurema, as principais ondas que ali penetram são provenientes do quadrante nordeste e sudeste (Figura 04). O arco praial, por ser cortada no centro pela ilha do Frade, apresenta duas entradas para o oceano. Nestas entradas as ondas propagam em direção à praia e sofrem vários processos que influenciam no estado hidrodinâmico do embaçamento, como a refração, difração, espriamento, interação onda-

onda e, além das correntes geradas devido à ação destas ondas (PICCOLI, 2008). Estas ondas são geradas pelos dois sistemas de ventos existentes na região, assim, as ondas do setor sul (S-SE) estão associadas às frentes frias sendo, portanto mais energéticas do que as provenientes de quadrante NE, apesar destas atuarem na maior parte do tempo (ALBINO, 1999).

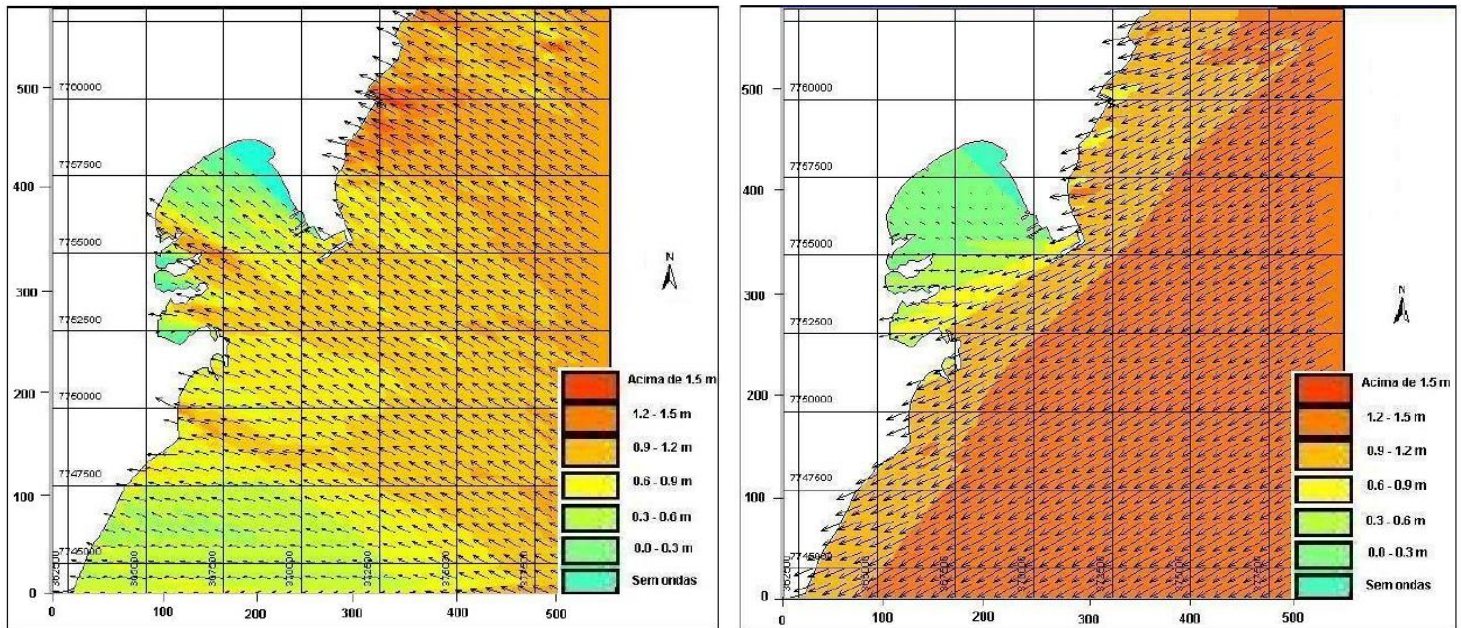


FIGURA 04: Padrão de chegada das ondas na Baía do Espírito Santo, no qual as setas indicam o sentido e a direção do trem de ondas e as cores indicam a altura das ondas, sendo: a figura da direita o padrão de entrada de ondas de NE (45° a partir do N, 0°) e a figura esquerda, o padrão de chegada das ondas de S-SE (170° a partir do N, 0°). Fonte: modificado de Albino et al. (2001).

A interação da direção das ondas com a extensão e orientação da entrada da baía e a presença de ilhas na plataforma interna leva a ocorrência de sensíveis variações nas características dinâmicas das baías (MAHIQUES *et al.*, 1998). Logo, pode-se concluir que por apresentar ilhas e ter a linha de costa recortada, o padrão de ondas regional na Curva da Jurema é fortemente afetado pelos processos de difração e refração. A batimetria da região, também é um fator relevante e possui importante relação com a modificação do comportamento da onda quando atinge águas rasas (Figura 05).

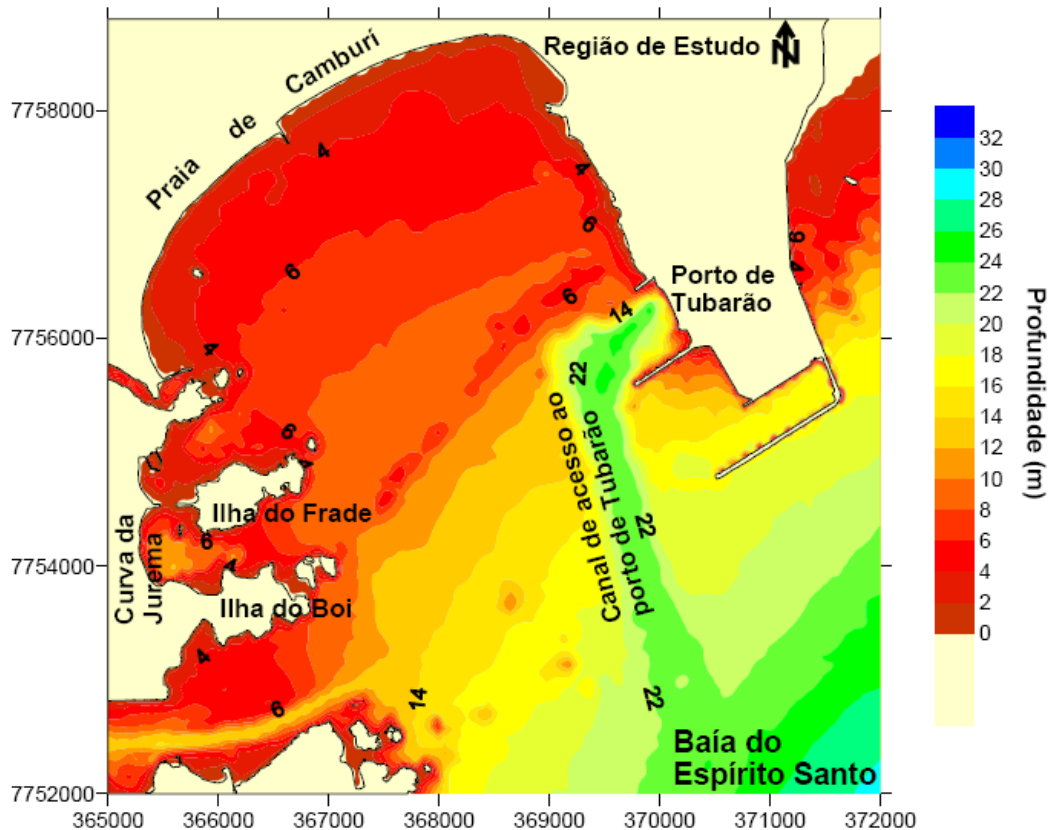


FIGURA 05: Batimetria da Baía do Espírito Santo. Fonte: PICCOLI, 2008.

Dados obtidos pelo Instituto Nacional de Pesquisas Hidroviárias (INPH) entre março de 1979 e setembro de 1980 por ocasião de obras no Porto de Tubarão revelam que a altura significativa das ondas para o litoral ultrapassa 1,5 m, sendo as alturas de 0,9 m e 0,6 m as mais freqüentes. O período freqüente está em torno de 5 e 6,5 s, sendo o máximo encontrado de 11 s (ALBINO, 1999). Porém, dados mais recentes obtidos por Piccoli (2008) mostram que em uma simulação para as ondas provenientes de sudeste com altura de 0,80m e período de 8,0s, as alturas significativas máximas encontradas dentro do embaçamento foram de aproximadamente 0,02 m, muito menor que a encontrada nas proximidades da entrada do embaçamento (aproximadamente 1,0m), tendo uma dissipação da amplitude de quase 97,5% da altura de 0,8m gerada em profundidade de 12m.

Já para ondas provenientes de nordeste, foram simuladas alturas de 0,8 m e período de 10 segundos, considerados os mais intensos. A simulação mostra que as ondas impactam quase que diretamente nas ilhas do Boi e do Frade e entram frontalmente à região da Curva da Jurema. Mesmo as ondas entrando com as cristas quase que paralelamente à praia da Curva da Jurema, a sua energia é fortemente dissipada pelos efeitos que a onda sofre ao passar pelos contornos de costa. Ao entrar no embaçamento a onda é refratada para as laterais nos costões rochosos das ilhas do Boi e do Frade e pela refração as cristas tendem a se alinhar com a linha de costa na entrada do embaçamento, isso gradativamente ocasiona diminuição na altura da onda que continua sua propagação em direção à praia, onde são refletidas e refratadas para a praia da Curva da Jurema com um forte decaimento em sua altura. A altura média calculada dentro do embaçamento, próxima a praia foi de 0,1 m (PICCOLI, 2008).

2.3.3 MARÉ

A praia da Curva da Jurema possui um regime de micromaré, cujas amplitudes mínimas e máximas, variam entre 1,40 e 1,50 m, respectivamente, segundo a Diretoria de Hidrografia e Navegação – DHN - (2007). Medições feitas com ADCP (*Acoustic Doppler Current Profiler*) por Bastos *et al.* (2008) mostraram que a amplitude máxima observada foi de 1,8 m. O que chama atenção nos dados adquiridos no citado estudo são os valores significantemente baixos para a magnitude das correntes. Os valores não ultrapassaram 0,15 m/s, o que indicaria que o fundo não poderia ser remobilizado pela ação isolada das correntes.

Ao observar a série temporal de turbidez da coluna d'água na Curva da Jurema, Bastos *et al.* (2008) notou um pico de turbidez por volta das 11:00, sendo que não havia nenhum aumento significativo das correntes neste mesmo momento. Comparando-se a série temporal de turbidez com a de altura significativa de ondas naquele ponto, pôde-se observar que na

medição de ondas feita às 10:47, ocorre um aumento significativo na altura da onda (0,10 m para 0,25 m). Este aumento ocorreu associado ao período de maré baixa, ou seja, quando a profundidade é menor e, teoricamente, a força cisalhante junto ao fundo se torna mais intensa, provocando a re-suspensão.

Estudo sobre correntes residuais Eulerianas induzidas pela onda de maré M_2 e influenciadas pelas condições de fluxo normal do Canal da Passagem e canal de acesso ao Porto de Vitória (GEARH, 2002) foi realizado por Menezes (2004). As correntes geradas pelo modelo confirmaram o padrão observado nos campos de velocidade instantânea, o qual indicaram uma predominância das velocidades no período de maré vazante, sendo mais evidentes nos jatos gerados pelo Canal da Passagem e canal de acesso ao Porto de Vitória. Menezes (2004), também constatou a presença de vórtices associados aos jatos e as feições morfológicas da Baía do Espírito Santo (piéres, molhes e ilhas), que podem indicar possíveis diferentes fontes geradoras. Os vórtices são gerados a partir do cisalhamento da massa d'água quando os fluxos oscilatórios encontram essas estruturas de engenharia ou outras feições (ilhas), estes cisalhamentos geram uma vorticidade relativa na ponta das estruturas (observada pelo aumento das velocidades nessas regiões), que são advectadas para regiões posteriores às mesmas, alimentando os vórtices (MENEZES, 2004).

3. TRANSPORTE DE SEDIMENTOS E ESTADO MORFODINÂMICO PRAIAL

3.1 TRANSPORTE DE SEDIMENTOS

3.1.1 Ondas e correntes geradas por ondas

As ondas podem ser definidas como manifestações de forças agindo em um fluido tendendo a deformá-lo, mas é a ação da gravidade e a tensão superficial que agem juntos para manter o nível na superfície do fluido. Dessa forma as ondas requerem de algum tipo de força para que ocorra a sua formação na superfície do fluido; tais forças poderiam ser causadas, por exemplo, através do sopro do vento ou uma pedra impactando na água. A partir daí ocorre à ação da gravidade e da tensão superficial no fluido em movimento, onde, dependendo da magnitude destas forças, as ondas podem ocorrer com vários tamanhos e formas (DEAN e DALRYMPLE, 1998).

As ondas são também submetidas à difração que é o fenômeno que consiste na transmissão lateral de energia de uma onda ao longo de sua crista. Ele manifesta-se quando há propagação de ondas em um setor restrito, ou quando um trem de ondas é interceptado por obstáculos, como ilhas (Figura 06) e espigões (SUGUIO, 1992).

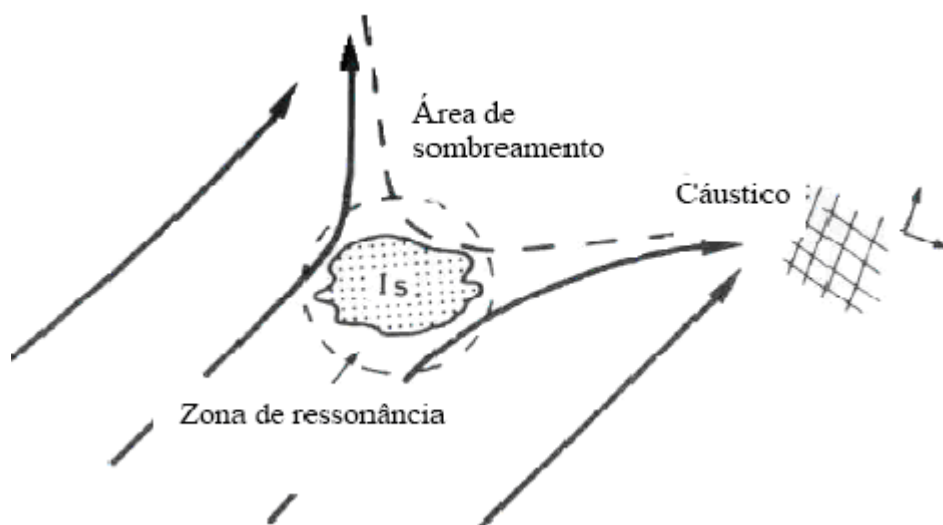


FIGURA 06: Efeito de difração em ilha. Fonte: Carter, 1988. Adaptado.

Outro processo de dissipação de ondas em águas intermediárias e rasas é o fenômeno de refração. O processo de refração de ondas consiste na mudança do ângulo das cristas das ondas quando estas passam por

isóbatas rasas que não são constantes. Em águas profundas, as ondas se movimentam com suas cristas paralelas, enquanto que em águas intermediárias e rasas, a redução da velocidade das ondas faz com que as suas cristas mudem de direção. Quando chegam à costa, as ondas refratadas podem convergir ou divergir, influenciando na altura e energia de onda no ponto de quebra e conseqüentemente no transporte de sedimentos ao longo da costa.

A direção, velocidade e volume de transporte de sedimentos paralelamente à praia, tanto na zona de surfe como na face da praia, também chamada de deriva litorânea, dependem da obliquidade de incidência das ondas, isto é, o ângulo formado entre a crista das ondas durante a arrebentação e a linha de praia (MUEHE, 2003).

Segundo Carter (1993) a mais comum corrente longitudinal é direcionada por ondas oblíquas. Elas se movem ao longo da direção de aproximação das ondas como uma oscilação, corrente de turbulência entre a zona de arrebentação e a costa sendo denominada de deriva litorânea. Enquanto na zona de surfe o transporte se dá pela corrente longitudinal, na face da praia o transporte ocorre devido aos processos da zona de espraimento (MUEHE, 1993) (Figura 07).

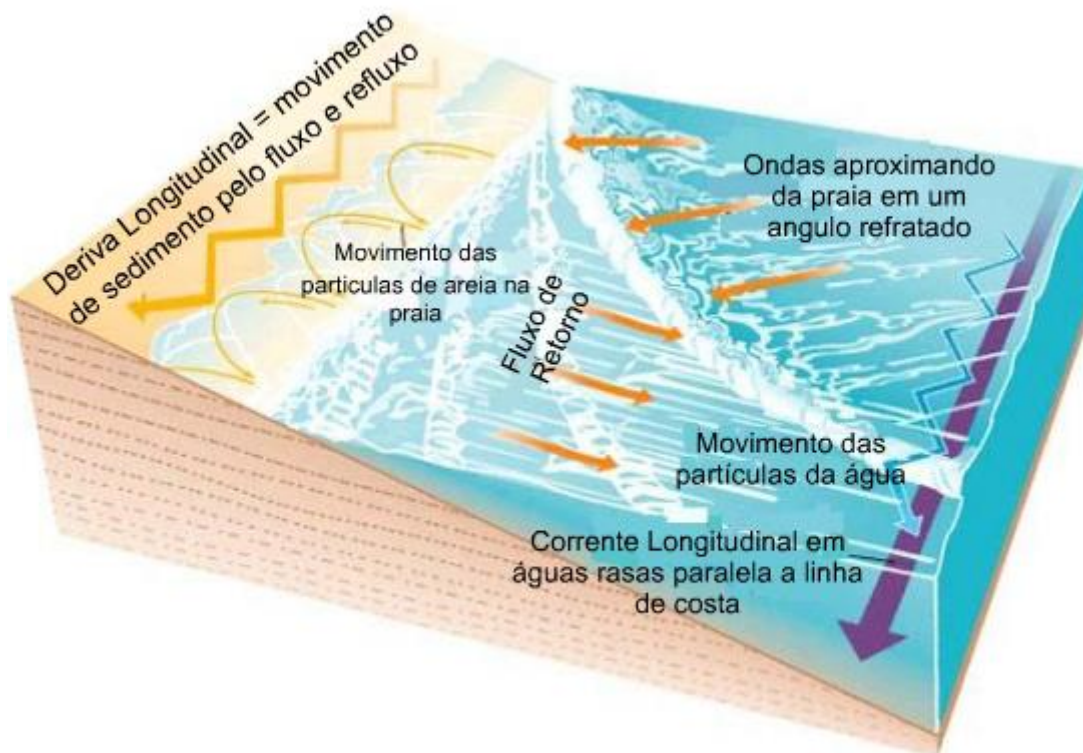


FIGURA 07: Principais processos devido a ação das ondas na região costeira. Fonte: Coleman (2001), adaptado.

3.1.2 Transporte de sedimentos na antepraia

3.1.2.1 Espraçamento

No sentido estrito, praia é uma acumulação de sedimento não consolidado (areia ou cascalho), que é compreendida da linha de baixa-mar até uma mudança fisiográfica, como um campo de duna, por exemplo. Mas a praia pode incluir segundo alguns geólogos, a área costeira abaixo do nível do mar (a profundidade de 10 a 20 m), a qual é ativa sob a influência das ondas de superfície (KOMAR, 1977).

Várias nomenclaturas podem ser utilizadas para determinar as diversas regiões que compõem uma praia, este estudo adotará a subdivisão proposta por Hoefel (1998) que considera que um ambiente praiar oceânico

típico pode ser dividido nos seguintes ambientes: Pós-praia (*backshore*), antepraia superior (*foreshore*), antepraia intermediária (*nearshore*) e antepraia inferior (*shoreface*) (Figura 08).

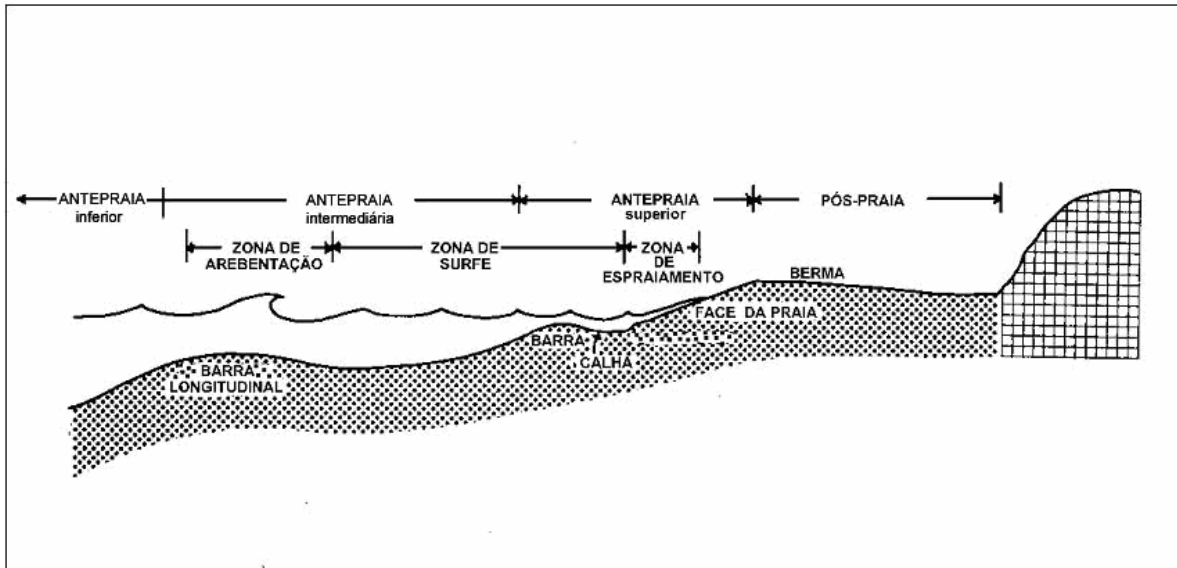


FIGURA 08: Sub-ambientes praias e suas delimitações. Fonte: modificado de Albino, 1999.

Segundo as considerações feitas por Larson *et al.* (2004) denomina-se zona de espraçamento a região da praia onde as ondas sobem e descem na face praial, dissipando ou refletindo a energia que ainda lhe resta depois de viajar em direção à costa. Ciclo de espraçamento, por sua vez, é o conjunto de dois processos conhecidos como *uprush* e *backwash*. A propagação da onda para cima na praia é tipicamente referida como *uprush*, enquanto o retorno da água é denominado *backwash*.

3.1.2.2 Transporte de sedimentos na zona de espraçamento

O processo de transporte de sedimentos na zona de espraçamento tem uma importância fundamental na determinação do processo de recuperação da zona costeira (BALDOCK *et al.*, 2005). O movimento de espraçamento na

face praial é um dos principais mecanismos de transporte de sedimentos entre as zonas subaérea e subaquática da praia e, então, é um fator relevante nas mudanças ocorrentes na linha de costa, ou seja, erosão e deposição (MASSELINK & HUGHES, 1998).

O transporte de sedimento na zona de espraçamento é representado pelo fluxo e refluxo das ondas (*uprush* e *backwash*, respectivamente). Medições têm demonstrado que o movimento de espraçamento é assimétrico – o refluxo não é simplesmente o inverso do fluxo (HUGHES et al. 1997). Geralmente, as velocidades do fluido em direção à costa durante o fluxo são maiores, mas de menor duração que as velocidades em direção ao mar aberto durante o refluxo. A máxima velocidade em direção à costa ocorre no começo do processo de fluxo e então decresce, ao passo que as velocidades em direção ao mar aberto aumentam até um máximo no fim do processo de refluxo das ondas. A hidrodinâmica da zona de espraçamento é essencialmente diferente da hidrodinâmica da zona de surfe, principalmente, porque àquela é alternadamente úmida e seca, portanto correntes estáveis estão ausentes, ao contrário desta que se apresenta constantemente úmida (MASSELINK e HUGHES, 2003).

O movimento de subida e descida da água no espraçamento é a força dirigente do transporte de sedimentos nesta região, sendo o *uprush* o responsável pela movimentação do sedimento na direção da praia (*onshore*) enquanto o *backwash* move os sedimentos em direção à plataforma (*offshore*) (LI et al., 2002).

A direção do transporte líquido de sedimentos na zona de espraçamento é o balanço entre aquilo que é transportado no *uprush* e *backwash*, fato este que torna as medições de campos ainda mais difíceis de serem feitas (OSBORNE & ROOKER, 1999). Para se estimar o volume de sedimentos transportados longitudinalmente pode-se utilizar tanto processos de modelagem quanto medições feitas em campo, porém ambas as maneiras possuem suas limitações (PIKEY & COOPER, 2002).

O sedimento na região do espraimento segue uma trajetória em forma de ziguezague, resultado da associação do refluxo da onda com o espraimento oblíquo e a direção do mergulho da face praial (PAVANI, 2006). A Figura 09 mostra o esquema ilustrativo deste processo.

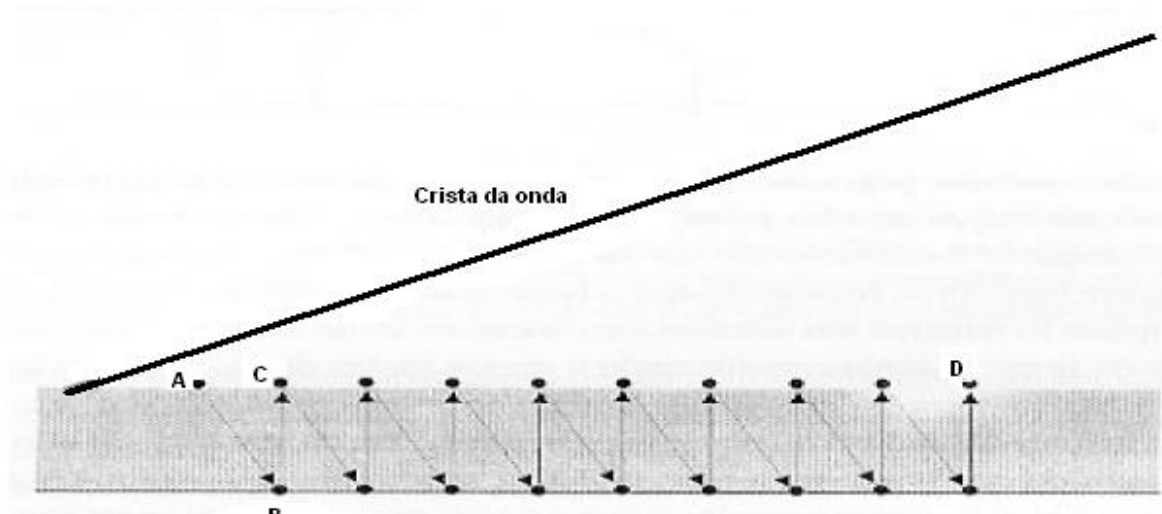


FIGURA 09: Obliquidade das ondas gerando transporte de sedimento sobre a face da praia. Fonte: Silva *et al.*, 2004.

3.1.3 Transporte longitudinal de sedimento

O conhecimento relativo ao transporte de sedimentos litorâneo é um dos temas básicos de estudos e pesquisas dos processos praias (WANG, *et al.* 1998), visto que, uma das causas mais frequentes da erosão ou progradação costeira é a alteração no volume de sedimento transportado paralelamente à linha de costa (ARAÚJO E ALFREDINE, 2001).

As correntes longitudinais (*longshore currents*) ocorrem ao longo da costa, são formadas com o efeito de refração das ondas em função da batimetria do fundo tendendo a tornar a direção das cristas das ondas paralelas à linha de costa, atingindo a praia com um certo ângulo, gerando um fluxo longitudinal. Essas correntes transportam sedimentos colocados em suspensão pelas ondas incidentes, podendo movê-los ao longo de vários

quilômetros tanto na zona de surfe como na face da praia, processo este conhecido como deriva litorânea (CARTER, 2002; HOEFEL, 1998; MUEHE, 1994).

Segundo Muehe (1994), ângulos superiores a 5° são suficientes para produzir correntes com velocidades extremamente eficientes no transporte de sedimento. Com o transporte longitudinal de sedimentos, o arco praial sofre erosão numa extremidade e acumulação na outra, buscando uma posição perpendicular ao ângulo de incidência das ondas. Em praias interrompidas por obstáculos naturais ou artificiais, os efeitos da deriva litorânea são visivelmente notados (HOEFEL, 1998). Segundo Wright, Guza e Short (1982), a força e direção das correntes horizontais são os mais importantes para o transporte de sedimentos e mudanças morfológicas. Em análise feita pelos autores, constataram que a capacidade de movimentar os sedimentos pelas correntes longitudinais apresentou-se de 10 a 15 vezes mais eficientes do que as ondas incidentes.

Vários estudos têm demonstrado que existe uma classificação granulométrica longitudinalmente à praia, dentre eles Komar (1977), destaca que o aumento do tamanho dos grãos de areia está relacionado à maior velocidade da corrente, que possibilita transporte de fundo. Com a diminuição da velocidade, o transporte é feito por suspensão, com sedimentos de diâmetros menores, o que gera uma tendência à diminuição do diâmetro no sentido do transporte de sedimentos pela corrente longitudinal. Bittencourt et al. (1991), testando as constatações de Komar para o esporão de Caixa-Pregos (BA), destacaram a importância da energia das correntes, a textura e o volume dos grãos disponíveis para explicar as diferenças constatadas na distribuição granulométrica dos grãos para a praia estudada.

3.1.4 Marés e correntes geradas por marés

Maré é a oscilação vertical da superfície do mar ou outra grande massa d'água sobre a Terra, causada primariamente pelas diferenças na atração gravitacional da Lua e, em menor extensão, do Sol sobre os diversos pontos da Terra (MIGUENS, 1994).

Davies (1964) tomando como base a amplitude apresentada pelas marés propõe a seguinte classificação: o termo micromaré a variação da amplitude da maré inferior a 2 m, mesomaré variando de 2 a 4 m e macromarés com amplitude maior que 4 m.

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

A corrente de maré é a componente horizontal do movimento da partícula, enquanto a maré é a manifestação pela componente vertical. A observação da corrente de maré pode ser considerada o resultado da combinação de muitas ondas de maré, cada qual pode variar de uma onda progressiva a uma onda estacionária com diferentes períodos, comprimentos, fases e direções (KING, 1975).

As correntes de maré têm um caráter rotatório, em virtude da interação entre as forças astronômicas e a influência da rotação terrestre. De fato, o efeito de Coriolis, devido à rotação da Terra, tende a desviar as correntes de maré para a direita no Hemisfério Norte e para a esquerda no Hemisfério Sul, concorrendo, juntamente com as próprias forças astronômicas, para a gênese de correntes rotatórias. (MIGUENS, 1994).

As atividades das correntes de maré produzem efeitos bem documentados em amplas regiões da antepraia e plataforma continental principalmente

nos denominados mares semifechados, onde têm capacidade suficiente para mobilizar enormes volumes de areia (PONZI, 2004).

A antepraia é normalmente considerada uma zona de empinamento (*shoaling*) mas sem quebras de onda (KOMAR, 1976; NIEDORODA et. al. 1985) e é geralmente considerada como uma superfície de equilíbrio dinâmico respondendo a energia das ondas dissipadas através do perfil, especialmente quando questões de engenharia são levadas em consideração. Essas definições, que fortemente enfatizam a importância das ondas e processos induzidos por ondas na dinâmica da antepraia, ilustram como essa região é comumente considerada como um ambiente estritamente dominado por ondas. Embora as ondas geralmente realizem um papel principal na dinâmica dos sedimentos da antepraia, a existência de outros processos fluidos dirigidos por outros mecanismos forçantes além das ondas tem sido reconhecidos em vários estudos, incluindo correntes de maré, fluxo induzido por ventos, correntes de “mega-rip” que podem se estender além da zona de surfe (SHORT, 1985). Assim, a antepraia deveria ser melhor considerada como uma zona rasa dominada pela fricção onde a resposta do leito a forçantes hidro-meteorológicas resultam em complexas interações entre ventos, ondas e correntes, a respectiva importância dos diferentes mecanismos forçantes depende dos regimes locais de vento, ondas e maré (HÉQUETTE et. al. 2007).

O efeito das marés na hidrodinâmica e morfodinâmica na praia são resultantes da variação vertical do nível da água e pode ser resumido como (MASSELINK e SHORT, 1993): (1) maré retarda a taxa de transporte de sedimento e a mudança morfológica; (2) aumento na variação da maré resulta na redução global do gradiente da praia; (3) marés inibem a formação de barras “offshore”; (4) células de circulação próximas a costa melhora durante as condições de maré baixa; (5) como a variação da maré aumenta, correntes de maré longitudinais se tornam fortemente dominantes nas zonas intermarés mais baixa e na zona submaré.

A despeito da ampla ocorrência de praias arenosas em ambientes de macro e meso marés ao longo do mundo, a influencia das marés sobre os processos praias tem recebido pouca atenção (HOEFEL, 1989).

Segundo Short (1982), esperava-se que em ambientes meso/macro-marés a hidrodinâmica e a mobilidade da praia sejam alteradas com a variação de maré. A variação da dominância relativa de diferentes processos de transporte de sedimentos como ondas incidentes, ondas marginais e correntes de maré sobre o perfil praias resulta em diferenciação morfodinâmica entre sua porção superior e inferior. Em seu trabalho em Cable Beach (Australia), Short (1982) observa muitos aspectos importantes relacionados com o efeito da variação de maré na morfodinâmica praias, sendo responsáveis pelas remobilização e suspensão de sedimentos. Porém, enquanto a morfologia das praias micro-marés é determinada basicamente por processos da zona de espraçamento e da zona de surfe, somente na zona de maré alta de praias de meso e macro-marés estes processos são efetivamente dominantes. Short (1982) comenta que dinamicamente as porções intermaré, infra-maré e submaré das praias meso/macro-marés assemelham-se mais à antepraia das praias micro-maré. Assim, a dominância nestas zonas de ondas em empinamento e, em um grau mais baixo de correntes de maré, sugere que suas condições de equilíbrio estão mais diretamente relacionadas com processos de antepraia do que com processos da zona de surfe. Ainda durante ciclos de maré individuais foram identificadas as maiores mobilidades do perfil praias, enquanto que as fases que mais aproximaram-se de estados estáveis ocorreram em escalas de ciclos lunares inteiros.

Masselink e Hegge (1995) estudando a morfodinâmica em praias de meso e macro marés (Queensland, Australia) verificaram que a maior mobilidade de sedimentos na área de estudo é atribuída a menor variação da maré e a maiores níveis de energia das ondas. As mudanças na morfologia foram associadas com a formação, migração e destruição de recursos secundários morfológicos, em particular barras de espraçamento (*swash*

bar) na zona intermaré, barras de maré baixa (*low-tide bars*) e feições de vala. A variação transversal da granulométrica indicou que foram encontrados sedimentos mais finos nas zonas mais baixa da região de intermarés e na zona submaré. Já os sedimentos na região mais alta da zona intermarés são mais grossos. Outras observações importantes foram que o efeito da maré nos processos da zona de surfe foi através do aumento no sistema de células de circulação, que foram intensificadas durante condições de maré baixa e a presença de correntes de maré nos locais de estudo. Ainda segundo os autores, as variações espaciais e temporais nos processos hidrodinâmicos induzidos pela maré adicionaram outro nível de complexidade na morfodinâmica da praia.

Héquette *et al.* (2007), utilizou modelagem numérica para determinar o transporte de sedimentos sobre o fluxo combinado de ondas e correntes em uma antepraia dominada por maré, na costa norte da França. Os resultados da modelagem indicaram que uma vez que o sedimento é colocado em movimento, a direção do transporte corresponde estreitamente a direção da corrente média, a diferença entre o transporte e a direção das correntes foi de 15°, sublinhando a alta dependência da direção do transporte de sedimentos à direção do fluxo de maré.

Masselink e Pattiaratchi (2000), analisando a assimetria da maré no transporte de sedimentos em uma praia de macro-maré (Noroeste da Austrália), verificaram que a concentração de sedimentos suspensos e a taxa de transporte durante a descida da maré são significativamente maiores, e o perfil do sedimento em suspensão era melhor misturado, do que durante a subida da maré. A assimetria da maré na ressuspensão do sedimento é atribuída aos efeitos combinados da rugosidade do fundo e a velocidade das correntes na costa durante a descida da maré. Outra observação foi que a corrente longitudinal fora da zona de surfe foi fortemente moduladas pela maré e também exibiram essa assimetria da maré. A presença de ondulações do leito associado às fortes correntes

longitudinais induzidas pela maré aumentou potencialmente o transporte de sedimentos suspensos.

Em relação aos efeitos da maré durante transporte de sedimento no espraçamento, Masselink e Li (2001) dizem que em praias dominadas por maré, a infiltração durante o processo de espraçamento depende grandemente do estágio da maré, ocorrendo infiltrações predominantes durante a subida da maré quando a praia está relativamente “seca”. O aumento na assimetria do processo de espraçamento aumenta o transporte de sedimentos para terra (*onshore*) e a possível formação de bermas.

3.2 MODELOS PARA A DETERMINAÇÃO DO TRANSPORTE DE SEDIMENTOS E ESTADOS MORFODINÂMICOS DAS PRAIAS

3.2.1 Análise da tendência do sedimento

As características texturais dos sedimentos da praia não são constantes, mas mudam substancialmente sobre o tempo e espaço (MASSELINK *et al.*, 2006). Esta é uma importante observação, pois o tamanho do sedimento tem um papel crucial nos processos de transporte de sedimentos e consequentemente nas mudanças morfológicas (MASSELINK, 2008).

Nas duas ultimas décadas têm se desenvolvido, rapidamente, métodos empregados na identificação da direção do transporte de sedimentos em ambientes costeiros (McLAREN, 1981, McLAREN e BOWLES, 1985, GAO e COLLINS, 1992 ,1994., LÊ ROUX, 1994). Todas essas técnicas são baseadas nas mudanças espaciais (tendências) do parâmetro de tamanho dos grãos do sedimento, que resultam dos processos de transporte de sedimentos (RIOS *et al.*, 2002).

Entre os anos de 1930 e 1980, foram realizadas tentativas em relacionar a variação de um único parâmetro de tamanho de grão à direção do transporte de sedimentos (McCAVE, 1978), mas essa abordagem nem sempre produzia bons resultados levando-se em consideração que o parâmetro de tamanho do grão é sensível a diferentes ambientes sedimentares. Estudos mais recentes mostram que a combinação de três parâmetros para tamanho do grão (tamanho médio, selecionamento e assimetria) produzem melhores resultados (McLAREN, 1981, McLAREN e BOWLES, 1985).

O “Modelo de McLaren” determina que a direção do transporte ao longo de uma amostragem completa através da comparação dos parâmetros sedimentológicos de todos os pares possíveis das amostras na linha de amostragem, resultam em um modelo de transporte unidirecional.

Gao e Collins (1992, 1994) sugeriram modificações na abordagem original de McLaren e Bowles (1985), propondo um modelo bidimensional para análise e a introdução do conceito de vetores de transporte na análise de tendência de sedimento. Essa técnica define uma grade de vetores de tendência adimensional, comparando o parâmetro do tamanho de grão das estações circunvizinhas, que posteriormente são transformadas em vetores de transporte através da aplicação de uma técnica de filtragem.

Lê Roux (1994) introduziu neste método, que os vetores de tendência são obtidos pela comparação de grupos de cinco estações (uma central e quatro satélites) em um momento e os parâmetros de tamanho do grão são integrados para que cada um assuma estatuto de igualdade. Finalmente, apenas os padrões gerais produzidos pelos tipos de tendência ou combinações dos tipos de tendência com a magnitude do vetor excedendo um valor determinado pelo teste não paramétrico de Watson são aceitos. Atualmente apenas poucos autores tem testado a validade deste modelo (CARRIQUERY e SANCHEZ, 1999).

Para Guerra *et al.* (2006), o desenvolvimento e aplicação de modelos conceituais baseados na análise da variação da média, desvio-padrão e assimetria dos sedimentos têm grande aplicabilidade nos estudos de engenharia, em análises de risco ambiental, na prática do gerenciamento costeiro e em estudos de evolução geológica. No entanto vale ressaltar que todos os modelos se baseiam em premissas quanto as condições ideais para serem aplicados, o que não invalida a sua aplicação em diferentes tipos de ambientes que hora condizem com o padrões dos modelos hora se mostram inaplicáveis.

Dessa forma, tais autores afirmam que por terem grande aplicabilidade existe uma demanda por modelos práticos e confiáveis a serem utilizados como ferramentas na identificação dos padrões de transporte de sedimentos. Além disso, atribui aos modelos que utilizam a variação das características granulométricas ao longo de um eixo preferencial de transporte (como McLAREN, 1981; McLAREN e BOWLES, 1985 e GAO e COLLINS, 1992) como os que vêm se popularizando.

A premissa básica desses modelos é que, sob transporte, os sedimentos sempre formam depósitos gradativamente melhor selecionados, podendo ocorrer aumento ou diminuição do tamanho granulométrico médio e da assimetria dos sedimentos superficiais. A principal vantagem dessa abordagem, em relação às outras existentes, reside na facilidade de aquisição de sedimentos superficiais (GUERRA *et al.*, 2006).

No presente trabalho será aplicado o modelo de “McLaren” a fim de verificar a direção do transporte longitudinal na praia da Curva da Jurema.

O modelo de McLaren tem sido aplicado por diversos autores como Pavani (2006), Wrigth (2008), Sanchez *et al.* (2009), Masselink (1992), Hughes (2005), Bittencourt *et al.* (1992), De Falco *et al.* (2003), Bear (2009).

Pavani (2006) o aplicou com sucesso no arco praial entre a Ponta da Fruta e Setiba – ES, uma vez que seus resultados para a direção do transporte coincidiram com a direção da deriva litorânea local determinada pelas

análises dos ângulos de incidência das ondas e da geomorfologia da costa. E assim, constatou apenas a tendência de mais grosso, melhor selecionado e mais positivamente assimétrico como sendo significativa, o que indicou um transporte com altos níveis de energia.

Wright (2008) também validou o modelo para sua área de estudo, a linha de costa adjacente à desembocadura do Rio Doce, Linhares–ES, de forma que estabeleceu o padrão de transporte no ambiente fluvio-marinho como sendo reflexo de interações entre configuração da plataforma continental, carga e descarga do rio e seu efeito de molhe hidráulico, e inversões de correntes.

De Falco *et al.* (2003) aplicou o modelo em uma praia na Sardenha, no Mediterrâneo, a fim de avaliar a tendência do transporte de sedimentos e os processos deposicionais. Os sedimentos siliciclásticos analisados indicaram um afinamento, melhor seleção e assimetria negativa, quando comparados as suas fontes. Os autores interpretam esse resultado como sendo devido ao aumento da distância entre a área fonte e as áreas deposicionais, haja vista que há a hipótese de que os sedimentos siliciclásticos são gerados a partir da erosão de granitos da Ilha de Mal di Ventre. Já para sedimentos biogênicos, os resultados demonstraram um afinamento, má seleção e assimetria negativa. Essa tendência não segue o princípio proposto por McLaren, que prediz que nas áreas deposicionais os grãos são mais bem selecionados comparados com a área fonte. McLaren reconhece que o desgaste mecânico do grão durante o transporte pode indicar tendências anormais. A fragmentação produz uma diminuição do tamanho das partículas biogênicas, mas não resulta em um melhor selecionamento.

Bear (2009), em seu projeto para avaliar os processos de erosão e sedimentação em uma praia da Nova Zelândia, aplicou três diferentes modelos para prever o transporte de sedimentos Sunamura e Horikawa (1972), McLaren (1981) e “Waihi” proposto por Phizacklea (1993). Na praia norte de Waihi, evidências geomórficas indicam uma deriva líquida para

Sudeste (HEALY *et al.*, 1977; HARRAY e HEALY, 1978 *apud* BEAR, 2009). O modelo Waihi produziu resultados comparáveis com o vento incidente de sudeste, o modelo McLaren (1981) sugeriu um domínio global para o sudeste. Já o modelo de Sunamura e Horikawa (1972), sendo um modelo menos complexo, implica que a deriva litoral é bi direcional no norte da praia de Waihi Beach, com correntes convergentes. No entanto, não há manifestações geomorfológicas que evidenciem acúmulo de sedimentos em qualquer uma destas posições, sendo assim deve considerar-se que as taxas de deriva litorânea são relativamente pequenas, ou que as implicações de transporte deste último modelo são injustificadas ao longo da praia estudada.

Sanchez *et al.* (2009), com a finalidade de determinar o transporte residual de sedimentos na Baía de Todos Santos, Baixa Califórnia, México, aplicou os modelos de Sunamura e Horikawa (1971, *apud* SANCHEZ *et al.*, 2009), Mc Laren e Bowles (1985), e Gao e Collins (1994). O primeiro modelo usa a média e o desvio padrão como critérios de comparação para inferir a direção de transporte, enquanto que os outros dois usam além desses parâmetros granulométricos estatísticos, a assimetria. Segundo os autores, os dois primeiros modelos são unidimensionais e o terceiro é bidimensional. O modelo de Gao e Collins (1994) foi considerado como o mais adequado neste trabalho.

Autores com Bittencourt (1992), Masselink (1992) e Hughes (2005), ressaltaram limitações desse modelo principalmente em praias, com elevado transporte transversal, com mais de uma fonte de sedimento, com sedimentos de composição variada (principalmente carbonato) e em arcos praias cujo nível de energia das ondas influencia a tendência textural dos sedimentos.

Masselink (1992) o aplicou à antepraia de uma área de estudo cuja direção do transporte longitudinal já era conhecida, e obteve resultado não

satisfatório em relação à aplicação do modelo de McLaren. Tal autor associou a não-aplicabilidade do modelo aos seguintes fatores:

- 1) O modelo assume fluxo unidirecional, enquanto o transporte longitudinal geralmente é bidirecional;
- 2) O modelo assume que a fonte de sedimento para a área é única; em uma antepraia, o sedimento pode ser derivado de várias fontes, como rios, aporte continental (erosão), dunas e plataforma continental.
- 3) O modelo assume que o transporte sedimentar líquido é o principal fator causador das tendências texturais do sedimento; contudo, em uma praia/antepraia há vários fatores que podem influenciar as características dos sedimentos arenosos. Por exemplo, a influência do nível de energia das ondas e o transporte transversal resultando em acreção/erosão da praia.

Assim, Masselink (1992) concluiu que a utilização do modelo de McLaren na determinação da direção do transporte sedimentar longitudinal na antepraia é limitado.

3.2.2 Modelos de determinação de estado morfodinâmico praial

Wright & Tom (1977) definem o termo morfodinâmica com sendo o “ajuste mútuo da topografia e dinâmica do fluido envolvendo transporte de sedimentos”. Em praias arenosas isto significa que a topografia vai se ajustar de acordo com a movimentação do fluido, causada pelas ondas, marés e outras correntes, através do transporte de sedimentos (Short, 1999). Este processo de retroalimentação é essencial na morfodinâmica costeira, pois as mudanças morfológicas na zona praial (face, pós praia, zona de surfe) vão depender dos processos hidrodinâmicos e vice-versa.

Estas modificações no ambiente praial, ou morfodinâmica costeira, são objetos de estudos desde a década de 50, quando Bascom publicou, em 1951, um dos primeiros estudos relacionando a energia de onda incidente, o perfil de praia e o diâmetro do sedimento.

De acordo com Bascom (1951), a declividade da praia é relacionada ao diâmetro médio dos grãos e à quantidade de energia da onda que atinge o determinado ponto. A quantidade de energia da onda é uma função das condições de refração. Conseqüentemente, praias protegidas são mais íngremes que praias expostas com o mesmo tamanho de grãos.

Na década de 70, destaca-se um grupo de pesquisadores australianos, que elabora um modelo de variação de perfil de praia, bem como os aspectos hidrodinâmicos e sedimentar a este relacionado. De acordo com a escola australiana, as praias arenosas são o produto da interação das ondas com o fundo arenoso na linha de costa.

Entre os trabalhos mais importantes destaca-se a revisão realizada por Short e Wright (1984) é uma tentativa de integrar as formas de deposição e os processos que influenciam a hidrodinâmica praia. Este modelo identifica seis estados hidrodinâmicos, compreendendo dois extremos e quatro intermediários.

Os extremos são representados pelos estados dissipativo (*dissipative beach*) e refletivo (*reflective beach*). As condições ambientais mais propícias para a ocorrência do estado dissipativo são ondas grandes (>2.5 m) e sedimentos finos (de diâmetro médio – Md. – < 0.2 mm), dessa forma, essas praias, caracterizadas pelos pequenos gradientes tanto na face praial como na zona de surfe, são mais encontradas em regiões expostas com sedimentos finos em abundância. Já o estado refletivo é produzido por ondas pequenas (<1 m) e sedimentos grossos (Md. > 6 mm) e gerando uma praia relativamente alta, geralmente contendo berma, e curta, com uma face praial íngreme, sendo encontrado em regiões protegidas (em baías e estuários, por exemplo).

Os estados intermediários entre os extremos citados acima, na ordem do mais dissipativo para o mais refletivo, são: banco e calha longitudinal (*longshore bar and trough*), banco e praias rítmicos ou de cúspides (*rhythmic bar and beach*), bancos transversais e cúspides (*transverse-bar and rip*) e terraço de baixa-mar (*low tide terrace*) (Figura 10).

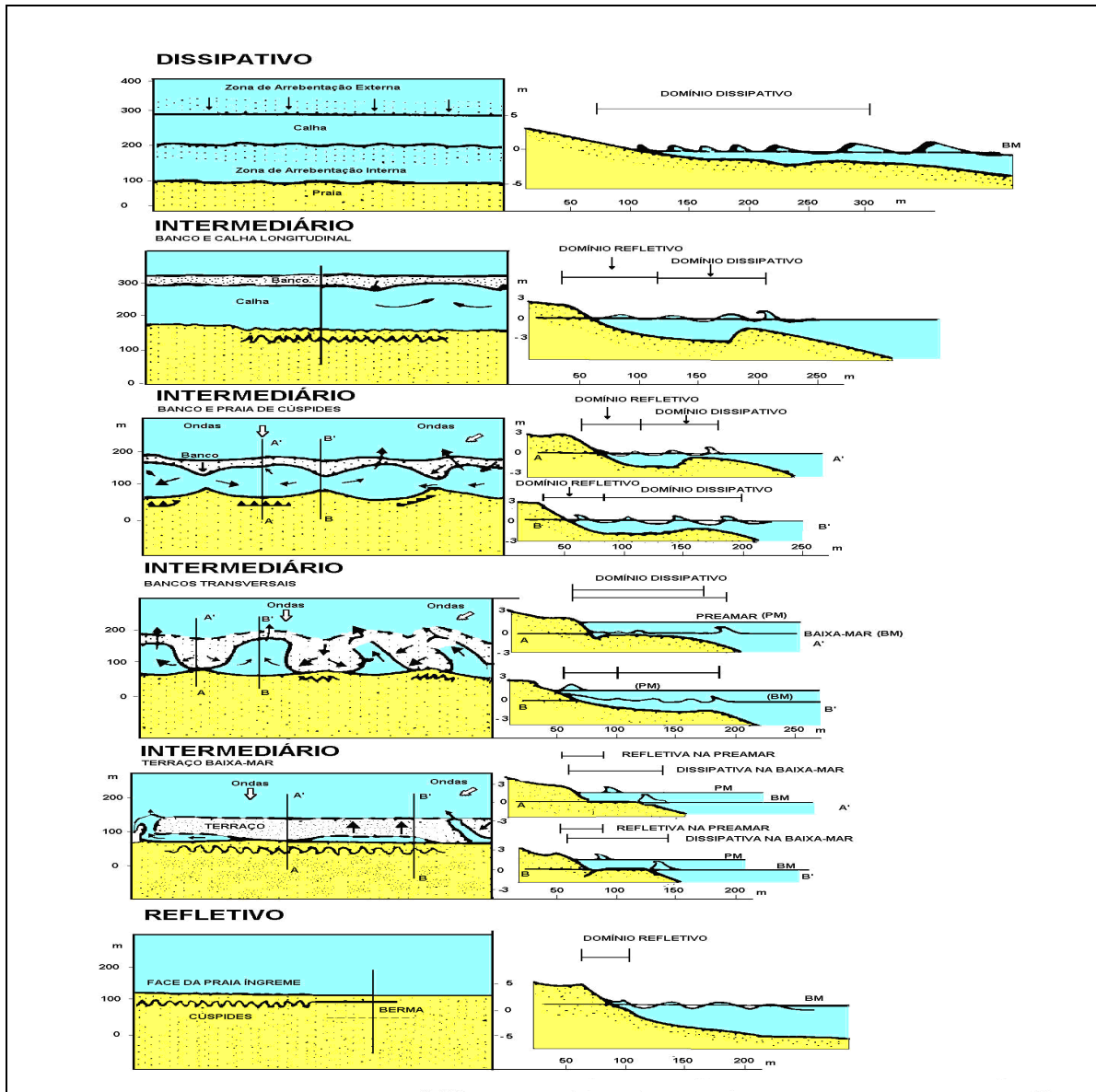


FIGURA 10: Estados morfodinâmicos das praias segundo Wright *et al.* (1979). Aqui é possível se observar os estados dissipativos, intermediários de banco e calha longitudinal, banco e praia de cúspides, bancos transversais, terraço de baixa mar e refletivo. Fonte: Wright *et al.* (1979).

De acordo com este modelo, a variabilidade morfodinâmica de uma praia é determinada pela variação do sedimento e mudança de ondas. Considerando que este modelo é baseado em uma praia de micromaré, o efeito da grande mudança diária no nível do mar associados com a maré não está incluído.

A primeira tentativa de ordenar os sistemas de macromaré foi desenvolvida por Carter (1988). Ele observou cinco tipos de praia em função de seus níveis de energia, usando alguns dados coletados publicados na época. Short (1991) tentou desenvolver um modelo morfodinâmico incluindo o efeito da maré, baseado em dados previamente publicados a partir de suas próprias medições. Levando-se em consideração o gradiente topográfico e a energia de ondulação do mar, ele identificou 3 classes: 2 estados praias e uma situação transicional. Essa assembléia de tipos de praia foi baseada principalmente na altura de arrebentação (H_b) e, conseqüentemente cada grupo abrangeu uma vasta gama de características sedimentares, maré e morfologia de praia.

Seguindo o trabalho de Wright e Short (1984) e Short (1991) pela combinação dos efeitos da maré com as mais extensivas pesquisas em morfodinâmica de praias de micromaré, Masselink e Short (1993) propuseram o agrupamento de praias naturais com base em quatro limitações físicas: altura de quebra da onda, período de quebra da onda, características do sedimento da face superior da praia e variação média da maré de sizígia. Essas variáveis são simplesmente quantificadas por dois parâmetros adimensionais: a velocidade de queda Ω do modelo de Wright and Short (1984) e o parâmetro de Variação Relativa da Maré, RTR (*Relative Tide Range Parameter*), que segundo Masselink (1993), apontou à importância de se considerar a relação entre a variação da maré significativa e a altura de arrebentação na determinação das contribuições relativas dos processos da zona de espraçamento e da zona de surfe versus processos de empinamento de ondas sobre o perfil praial. Tal relação foi

definida pela razão entre a variação média da maré de sizígia TR e a altura de arrebentação, H_b . Ainda segundo este autor, apenas em praias com $RTR < 2$ o efeito da maré pode ser desprezado.

A atração desse esquema de classificação baseado nesta relação é que os fatores morfológico e hidrodinâmico são incorporados. O parâmetro adimensional de velocidade de queda (Ω) indica qual condição irá prevalecer na zona de surfe, refletivo, intermediário ou dissipativo. O parâmetro de Variação Relativa da Maré (RTR) indica a relativa importância dos processos das ondas, no espriamento, zona de surfe e zona de empinamento, na determinação do perfil morfológico.

Os modelos de praia mostrados pela Figura 11 é uma versão simplificada do modelo proposto por Masselink e Short (1993) e consiste em sete tipos de praias que caem em três grandes grupos, dependendo do valor de RTR, conforme Tabela 01

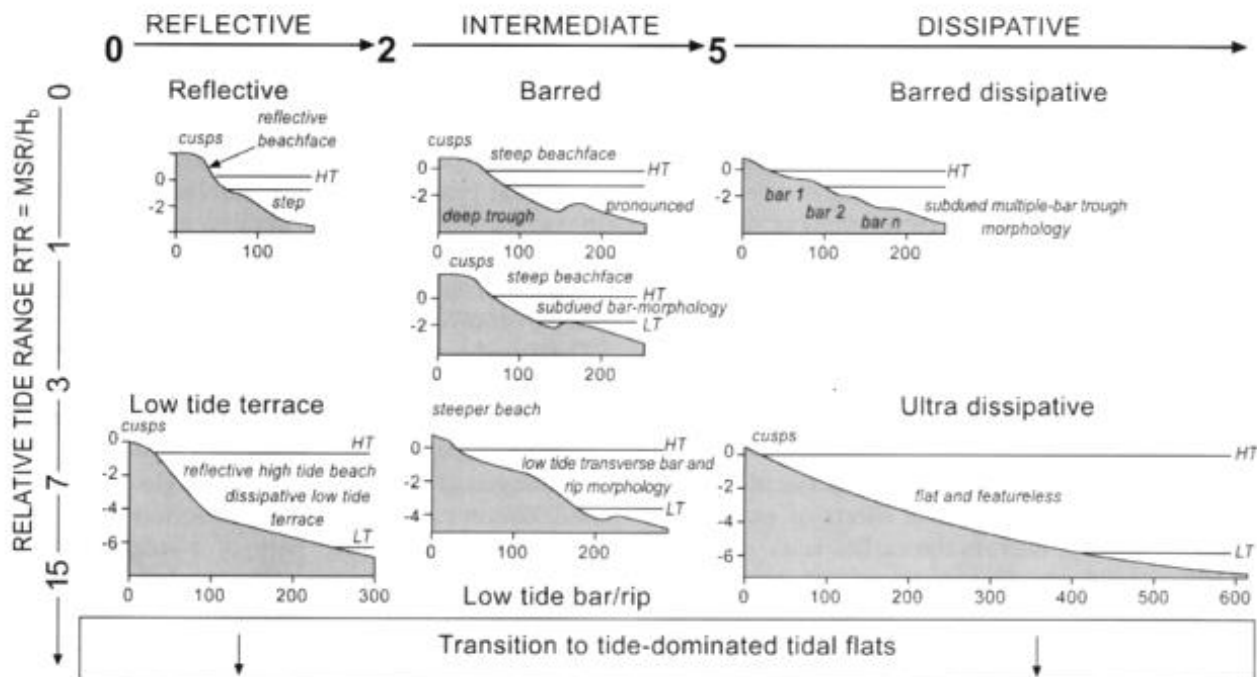


FIGURA 11: Classificação das Praias a partir do modelo de Masselink and Short (1993).

TABELA 01: Sumário de um Esquema para Classificação Morfodinâmica das Praias incorporando os efeitos da maré. Modificado de Masselink e Short (1993).

Variação Relativa da Maré	Grupo	Tipo de Praia
RTR < 3	Dominado por onda	1. Refletiva 2. Barra 3. Dissipativa
3 < RTR < 15	Mista Maré - Onda	4. Terraço de Baixa Maré
3 RTR < 7		5. Barra/calha de Baixa Maré
3 RTR < 15		6. Ultra dissipativa
RTR > 15	Dominado por Maré	7. Transicional (Praia e Planície de Maré)

4. METODOLOGIA

4.1 CONSIDERAÇÕES METODOLÓGICAS

4.1.1 Modelo da McLaren

O modelo de McLaren (método da análise da tendência do sedimento) (McLAREN; BOWLES, 1985) usa a diferença na distribuição do tamanho do grão das amostras de sedimento coletadas em grades regulares para deduzir o transporte líquido de sedimento em regiões de erosão, crescimento e equilíbrio dinâmico. Para a análise, o modelo de McLaren usa três parâmetros estatísticos granulométricos: a média, o grau de seleção e a assimetria. Outras propriedades do sedimento como a mineralogia, a textura e a forma não são consideradas nessa análise.

A suposição básica inerente ao modelo é que a diferença nas distribuições do tamanho do grão de sedimento é devido ao transporte de sedimento. Em outras palavras, a distribuição do tamanho do grão muda com os movimentos do sedimento ao longo de um caminho, e todo o depósito é resultado dos processos responsáveis pelo movimento do sedimento.

McLaren (1981) e McLaren e Bowles (1985) identificaram três probabilidades que podem ser caracterizada pela relativa diferença nos parâmetros de distribuição do tamanho do grão entre duas localizações, considerando as distribuições $d1$ e $d2$.

Caso A: último depósito. Se a distribuição $d2$ tem média mais grossa, é mais bem selecionada e é mais positivamente assimétrica que a distribuição $d1$, então a amostra $d2$ é o último depósito da amostra $d1$, e ambas as distribuições foram originalmente a mesma. Neste caso nenhuma direção de transporte pode ser determinada.

Caso B: sedimentos afinando. Se a distribuição $d2$ tem média mais fina, é mais bem selecionada e é mais negativamente assimétrica que a distribuição $d1$, então a direção do transporte é da amostra $d1$ para a amostra $d2$. Neste caso o regime de energia transportando o sedimento é decrescente de $d1$ para $d2$, e os grãos mais grossos não são transportados até onde os grãos mais finos são depositados.

Caso C: sedimento engrossando. Se a distribuição $d2$ tem média mais grossa, é mais bem selecionada e é mais positivamente assimétrica que a distribuição $d1$, então a direção do transporte é da amostra $d1$ para a amostra $d2$. O nível da energia é tal que partículas grossas possam ser transportadas até serem depositadas em $d2$ com nível de energia menor.

Se a média, o desvio padrão e a assimetria de uma amostra são comparados com uma segunda amostra existem oito possíveis tendências e duas destas seriam tendências indicativas de transporte, a partir da aplicação do teste; assim comparando uma amostra $d1$, com uma amostra $d2$ ela pode ser:

1. Mais fina, melhor selecionada e mais negativamente assimétrica (F, B, -);
2. Mais grossa, pior selecionada e mais positivamente assimétrica (G, P, +);
3. Mais fina, melhor selecionada e mais positivamente assimétrica (F, B, +);
4. Mais fina, pior selecionada e mais negativamente assimétrica (F, P, -);
5. Mais fina, pior selecionada e mais positivamente assimétrica (F, P, +);

6. Mais grossa, pior selecionada e mais negativamente assimétrica (G,P,-);
7. Mais grossa, melhor selecionada e mais negativamente assimétrica (**G, B,-**);
8. Mais grossa, melhor selecionada e mais positivamente assimétrica (G, B,+).

Somente os Casos B e C podem ser usados para inferir direção de transporte de sedimento. As outras seis possibilidades de combinação de diferenças relativas à distribuição do tamanho do grão na média, desvio padrão e assimetria não podem ser usadas para determinar uma direção de transporte.

Segundo McLaren e Bowles (1985), um Z-teste (SPIEGEL, 1961) é usado para determinar a direção do transporte de sedimento, examinando todos os possíveis pares em um conjunto de amostra. Para cada uma dessas tendências a probabilidade aleatória de ocorrer é de $p = 0,125$ ($p = 1/8 \Rightarrow 0,125$). Segundo o modelo de McLaren existem duas tendências indicativas de transporte, que são F, B, - (1) e G, B, + (8). Assim, um Z-teste pode ser usado para determinar se o número de ocorrência indicando transporte de sedimento excede a probabilidade aleatória de 0,125.

As seguintes hipóteses foram testadas:

H_0 : $p \leq 0,125$, não há nenhuma direção de transporte preferencial;

H_1 : $p > 0,125$, o transporte está ocorrendo em uma direção preferencial.

H_1 é aceitável se:

$$Z = \frac{x - Np}{\sqrt{Npq}} > 2,33 \text{ (1\% de nível de significância)}$$

ou

$$> 1,645 \text{ (para 5\% de significância),}$$

sendo x o número de pares de amostras que apontando a mesma tendência (mesmo Caso e mesma direção preferencial); p a probabilidade aleatória de ocorrência de uma tendência granulométrica (0,125); q é igual

$1 - p$ (0,875); e N é o número total de possíveis pares de amostras (combinações), sendo dado por:

$$N = (n^2 - n) / 2, \text{ devendo ser } N > 30,$$

sendo n o número de amostras ($n \geq 9$).

O Z-teste é considerado válido para $N \geq 30$. Então para a sua aplicação, 8 ou 9 amostras é o mínimo requerido para avaliar adequadamente uma direção de transporte.

Quando se faz uso de modelos vários fatores devem ser considerados, pois, dependendo das condições apresentadas pelo ambiente em estudo, a aplicação pode se mostrar falha. Uma condicionante importante que deve ser levada em consideração ao se trabalhar com praia é a composição do sedimento pois, de acordo com as observações feitas por Carter (1982), em praias com duas fontes de sedimentos de naturezas e proporções diferentes, a distribuição dos mesmos apresentam-se complexa, entretanto, a complexidade é maior quando as proporções de bioclastos e de quartzo são semelhantes (ambos acima de 35%), pois eles parecem exibir comportamentos hidráulicos independentes.

Além disso, Albino e Gomes (2004) testando a influência da composição mista dos sedimentos marinhos na determinação do perfil praiial de equilíbrio concluíram que praias compostas por areias mistas, submetidas a processos complexos de mobilização, transporte e deposição sobre os diferentes grãos, são inadequadas para a aplicação de modelos como os de perfil de fechamento. Observaram que se considerando somente os grãos cuja densidade apresenta-se em torno de $2,65 \text{ cm}^3/\text{g}$, o perfil praiial de equilíbrio aproxima-se do esperado pela simulação, respaldando o conhecimento dos processos costeiros sobre o material siliciclástico. Desta forma, esses autores concluíram que se torna necessário à determinação

prévia da composição dos sedimentos marinhos para a aplicação e interpretação de simulações efetuadas.

4.1.2 Modelo para Morfodinâmica

O modelo leva em consideração um ambiente dominado por ondas e micro marés, classificando as praias usando três parâmetros: altura de onda na arrebentação (H_b), período de onda (T) e tamanho de grão, definido pela velocidade de queda do grão (W_s).

De acordo com Wright & Short (1984), estes três parâmetros podem ser combinados de acordo com a equação 3.1:

$$\Omega = H_b / W_s T \quad (4.1)$$

TABELA 02: Estados Morfodinâmicos e respectivos Ω .

Estado	Ω
Refletivo	$\leq 1,5$
Intermediário de terraço de baixa-mar	2,4
Intermediário de bancos transversais	3,15
Intermediário de banco e praia de cúspide	3,5
Intermediário de banco e calha longitudinal	4,7
Dissipativo	$>5,5$

Fonte: Muehe, 1994.

Para o cálculo do parâmetro de Variação Relativa da Maré foi definida a relação pela razão entre a variação média da maré de sizígia TR e a altura de arrebentação, H_b , expresso por:

$$RTR = TR / H_b \quad (4.2)$$

Conseqüentemente, um modelo bidimensional conceitual, no qual são considerados os valores de Ω e de RTR , tem sido adotado para a caracterização dos estágios morfodinâmicos das praias de alta energia (MASSELINK & SHORT 1993, SHORT 1996). No entanto, a utilização

desse modelo para a classificação morfodinâmica dos ambientes de praias de baixa energia tem se mostrado pouco eficiente (NORDSTROM 1992, HEGGE *et al.* 1996, MASSELINK & PATTIARATCH 2001)

4.2 OBTENÇÃO DE DADOS EM CAMPO

Em campo foram levantados 29 perfis topográficos transversais à praia com distancia entre si de 30 metros, cuja localização foi previamente determinada segundo mostra Figura 12. O levantamento topográfico foi feito com uso de nível de precisão e mira topográfica.

Em cada perfil topográfico levantado foram feitas duas amostragens de sedimento uma na zona emersa (na face praial) e outra na zona submersa (na antepraia próxima). No primeiro caso a coleta foi realizada através de raspagem na superfície e, no segundo caso, fez-se a introdução de uma concha e a posterior retirada do sedimento do fundo. Em ambos os casos, os sedimentos coletados foram acondicionados em sacos plásticos devidamente identificados para posterior análise laboratorial.

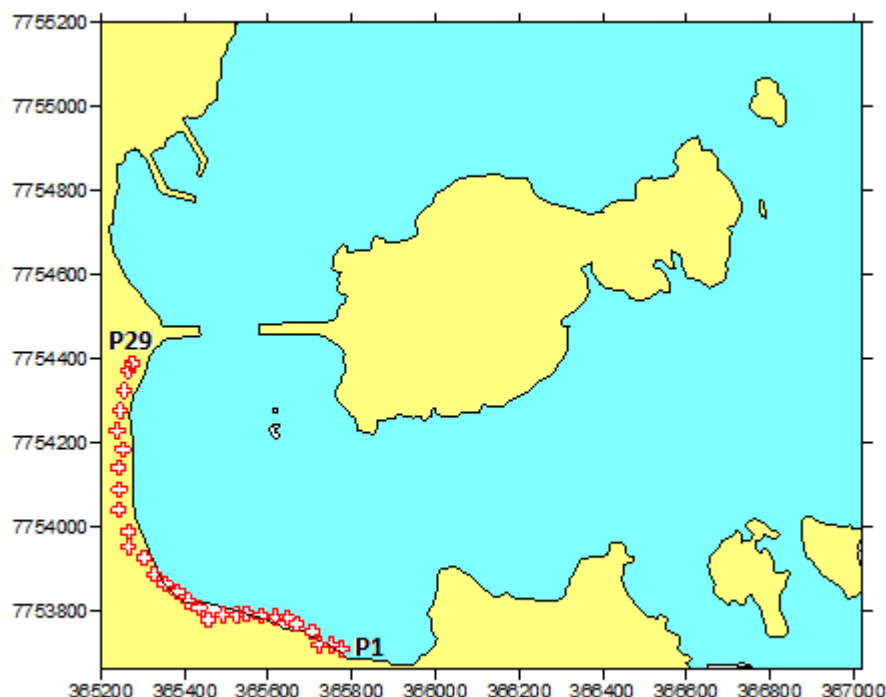


FIGURA 12: Localização das estações amostrais e perfis topográficos. Cada cruz vermelha corresponde a um perfil. Na porção mais ao sul, localiza-se o P1 e na porção mais a norte tem-se o P29, sendo que entre eles estão os demais, nesta mesma ordem crescente.

4.3 TRATAMENTO DOS DADOS

4.3.1 Sedimentos

As amostras foram processadas no Laboratório de Sedimentologia do Departamento de Ecologia e Recursos Naturais (DERN) da Universidade Federal do Espírito Santo (UFES).

Todas as amostras obtidas em campo foram submetidas aos processos de lavagem para a reitarada do sal, secagem, quarteamento e peneiramento, segundo metodologia descrita por Muehe (1996). Dessa forma, 20g de cada amostra foram submetidas à análise do teor de carbonatos, através da dissolução destes com ácido clorídrico, enquanto 50g de cada amostra foram submetidas à análise granulométrica, utilizando-se para tanto o procedimento conhecido como peneiramento.

Cada sub-amostra de 50g passou primeiramente pela separação da fração de lama processo este que consiste na lavagem do sedimento em peneira de 0,063mm separa as frações lama e areia. Após isso, as frações areia foram submetidas ao peneiramento a seco e a fração correspondente à lama foi descartada.

No peneiramento a seco, as amostras foram colocadas em um jogo de peneiras de $\frac{1}{2}$ em $\frac{1}{2}$ phi que foi levado a um rotor elétrico, onde o sedimento foi exposto a 15 minutos de vibração (sugerido por Folk e Ward, 1957). Ao findar o tempo estimulado, os pesos retidos em cada peneira foram anotados sendo levados para posteriores análises estatísticas.

O tratamento que se seguiu a partir dos dados obtidos em laboratório foi a determinação dos parâmetros estatísticos granulométricos, que aconteceu com a utilização do programa *ANASED 3.0* de Lima *et al.* (2001), desenvolvido no Laboratório de Geologia Marinha Aplicada (LGMA) da Universidade Federal do Ceará (UFC).

Para classificação dos dados fornecidos pelo programa *ANASED 3.0* foi adotado o método descrito por Folk & Ward (1957). Neste método, os tamanhos dos grãos são expressos em Phi (Φ), sendo Phi o logaritmo negativo de base dois do valor em milímetro ($\Phi = -\log_2 \text{ mm}$), conceito este introduzido por Krumbein (1934).

Para classificação das amostras, baseada no tamanho das partículas, expressa pelo valor da média ou mediana, foi empregada a classificação proposta por Wentworth (1922), que obedece aos limites da Tabela abaixo.

TABELA 03: Classificação de Wentworth (1922) baseada no valor do tamanho das partículas.

CLASSIFICAÇÃO	Phi	mm
Areia muito grossa	-1 a 0	2 a 1
Areia grossa	0 a 1	1 a 0,50
Areia média	1 a 2	0,50 a 0,25
Areia fina	2 a 3	0,25 a 0,125
Areia muito fina	3 a 4	0,125 a 0,0625
Silte	4 a 8	0,0625 a 0,0039
Argila	>8	<0,0039

Além da classificação das amostras baseada no tamanho das partículas, utilizou-se neste trabalho também as medidas de dispersão e de assimetria, com o objetivo de fornecer uma idéia mais precisa sobre o formato da curva de distribuição do sedimento.

Para a classificação da seleção (medida de dispersão), foram utilizados os limites propostos por Folk (1968), que obedece, para os valores em phi, aos da Tabela seguinte.

TABELA 04: Classificação de Folk (1968) para o grau de seleção.

Muito bem selecionado	<0,35
Bem selecionado	0,35 a 0,50
Moderadamente bem selecionado	0,50 a 0,71
Moderadamente selecionado	0,71 a 1,00
Mal selecionado	1,00 a 2,00
Muito mal selecionado	2,00 a 4,00
Extremamente mal selecionado	>4,00

Com relação à assimetria também foi considerada a classificação proposta por Folk (1968), entretanto quando a amostra era assimétrica utilizou-se o lado que se inclina para a classificação, assim, em vez de se classificar a amostra como assimétrica positiva classificou-se essa mesma amostra como assimétrica para os lados dos finos, sendo este o lado que se inclina a cauda mais longa da curva. Portanto a classificação seguiu os limites expostos na Tabela abaixo.

TABELA 05: Classificação de Folk (1968) para a assimetria.

Assimétrica negativa	-1,0 a -0,1
Simétrica	-0,1 a 0,1
Assimétrica positiva	0,1 a 1,0

Para verificar a relação na tendência do grão foram feitas regressões lineares para os três parâmetros estatísticos mencionados acima e os resultados foram plotados em gráficos de dispersão em linha, possibilitando avaliar a variação ao longo da praia.

Neste momento, os parâmetros estatísticos de cada uma das amostras foram comparados entre si, de forma a observar casos onde a segunda amostra comparada seja mais fina, melhor selecionada e com assimetria mais negativa ou mais grossa, melhor selecionada e com assimetria mais positiva que a primeira amostra. Isso porque esses dois casos, denominados, respectivamente, Caso B e Caso C, representam, de acordo com o modelo de McLaren (McLAREN, 1981; McLAREN & BOWLES, 1985), as duas possibilidades indicativas de que há uma direção de transporte sedimentar preferencial.

O Anexo I mostra a planilha comparativa das amostras submersas, destacando os casos onde há direção preferencial de transporte.

4.3.2 Morfodinâmica praial

Após realizar a correção do efeito da maré na determinação de cada perfil e calcular a cota de cada um deles, os dados de distância acumulada e altura foram plotados através do programa *Advanced Grapher 2.11 da Alentum Software, Inc.*

Para determinar o estado morfodinâmico da praia fez uso das equações 4.1 e 4.2, já citadas neste trabalho, propostas por Wright e Short (1984) e Masselink e Short (1993), respectivamente.

Levando-se em consideração a ausência de medições específicas na área em estudo e considerando as informações fornecidas pela DHN, cuja amplitude de maré varia entre 1,40 e 1,50 metros, associado ao estudo desenvolvido por Bastos *et al.* (2008), que encontrou amplitude máxima de 1,80 metros para maré da área em estudo, o presente trabalho optou por adotar a amplitude como sendo igual a 1,70 metros. Pelo mesmo motivo citado anteriormente, as alturas das ondas, na praia da Curva da Jurema, observadas em campo variam entre 0,10 e 0,30 metros. Como tais informações são imprecisas, optou por utilizar a altura média da onda de arrebentação (H_b) como sendo equivalente à 0,15 metros ao longo de toda praia e período de 10 segundos.

5. RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1 DISTRIBUIÇÃO GRANULOMÉTRICA AO LONGO DA PRAIA

Na face da praia, a média granulométrica variou de -0,15 a 0,95 phi, ou seja, areia muito grossa a areia grossa.

A areia apresenta selecionamento que varia entre pobre a moderado, com valores de 1,31 phi no ponto P3 a 0,38 phi na amostra P 27, com exceção de 4 amostras (P 26, P 27, P 28 e P29) que foram classificadas como bem selecionadas. Analisando esse padrão pode-se observar uma pequena

tendência de melhoramento da seleção em direção a Ilha do Frade (porção Norte).

A assimetria variou entre positiva e negativa, com valores de 0,44 em P3 a -0,33 em P27, entretanto 41,34% das amostras foram classificadas como simétricas, indicando a estabilidade na distribuição das diversas classes texturais. Outros 41,34% das amostras apresentou uma assimetria negativa, ou seja assimetria para o lado dos grossos, segundo Muehe (1996) em depósitos residuais, como em sedimentos de praia, em que as frações mais finas são retiradas (assimetria positiva) pelo refluxo da onda, é comum encontrar esse tipo de distribuição de sedimentos com assimetria negativa. Os dados das análises estatísticas (diâmetro médio do grão, assimetria e grau de seleção ou desvio padrão) estão mostrados na Tabela 06.

TABELA 06: Parâmetros estatísticos avaliados nas amostras coletadas na face da praia.

PONTOS	MÉDIA	ASSIMETRIA	SELEÇÃO
P1FACE	0.535 Areia Grossa	0.028 Simétrica	1.292 Pobre
P2FACE	0.336 Areia Grossa	0.407 Positiva	0.929 Moderada
P3FACE	0.726 Areia Grossa	0.437 Positiva	1.314 Pobre
P4FACE	0.478 Areia Grossa	0.324 Positiva	0.982 Moderada
P5FACE	0.949 Areia Grossa	0.150 Positiva	1.135 Pobre
P6FACE	0.780 Areia Grossa	0.020 Simétrica	1.016 Pobre
P7FACE	0.377 Areia Grossa	0.038 Simétrica	0.771 Moderada
P8FACE	0.113 Areia Grossa	0.027 Simétrica	0.740 Moderada
P9FACE	0.382 Areia Grossa	-0.072 Simétrica	0.747 Moderada
P10FACE	0.021 Areia Grossa	-0.142 Negativa	0.703 Boa
P11FACE	0.054 Areia Grossa	-0.145 Negativa	0.698 Boa
P12FACE	-0.041 Areia Muito Grossa	-0.059 Simétrica	0.770 Moderada
P13FACE	-0.155	-0.063	0.682

	Areia Muito Grossa	Simétrica	Boa
P14FACE	-0.020 Areia Muito Grossa	-0.054 Simétrica	0.675 Boa
P15FACE	-0.058 Areia Muito Grossa	0.003 Simétrica	0.745 Moderada
P16FACE	0.217 Areia Grossa	-0.033 Simétrica	0.705 Boa
P17FACE	0.657 Areia Grossa	-0.313 Negativa	1.155 Pobre
P18FACE	0.399 Areia Grossa	-0.014 Negativa	1.059 Pobre
P19FACE	0.770 Areia Grossa	-0.302 Negativa	0.986 Moderada
P20FACE	0.607 Areia Grossa	0.194 Positiva	0.823 Moderada
P21FACE	0.747 Areia Grossa	-0.303 Negativa	0.774 Moderada
P22FACE	0.369 Areia Grossa	-0.122 Negativa	0.688 Boa
P23FACE	0.491 Areia Grossa	-0.232 Negativa	0.549 Boa
P24FACE	0.375 Areia Grossa	-0.279 Negativa	0.531 Boa
P25FACE	0.136 Areia Grossa	-0.028 Simétrica	0.514 Boa
P26FACE	0.373 Areia Grossa	-0.089 Simétrica	0.421 Boa
P27FACE	0.521 Areia Grossa	-0.329 Negativa	0.384 Boa
P28FACE	0.655 Areia Grossa	-0.284 Negativa	0.402 Boa
P29FACE	0.316 Areia Grossa	-0.177 Negativa	0.487 Boa

Quando se analisa os parâmetros estatísticos das amostras correspondentes às amostras coletadas na face praial nota-se que a regressão linear da variação longitudinal (Figura 13) da média, desvio padrão e assimetria apresentaram coeficiente de correlação (r^2) de 0,00; 0,23 e 0,48, respectivamente. Em outras palavras, a média tem correlação nula com a variação espacial longitudinal, enquanto que o desvio padrão e a assimetria têm baixa correlação com tal variação. Assim, pode-se considerar que de P1 para P29, a média das distribuições granulométricas analisadas não teve variação significativa, o grau de seleção aumentou e a assimetria diminuiu.

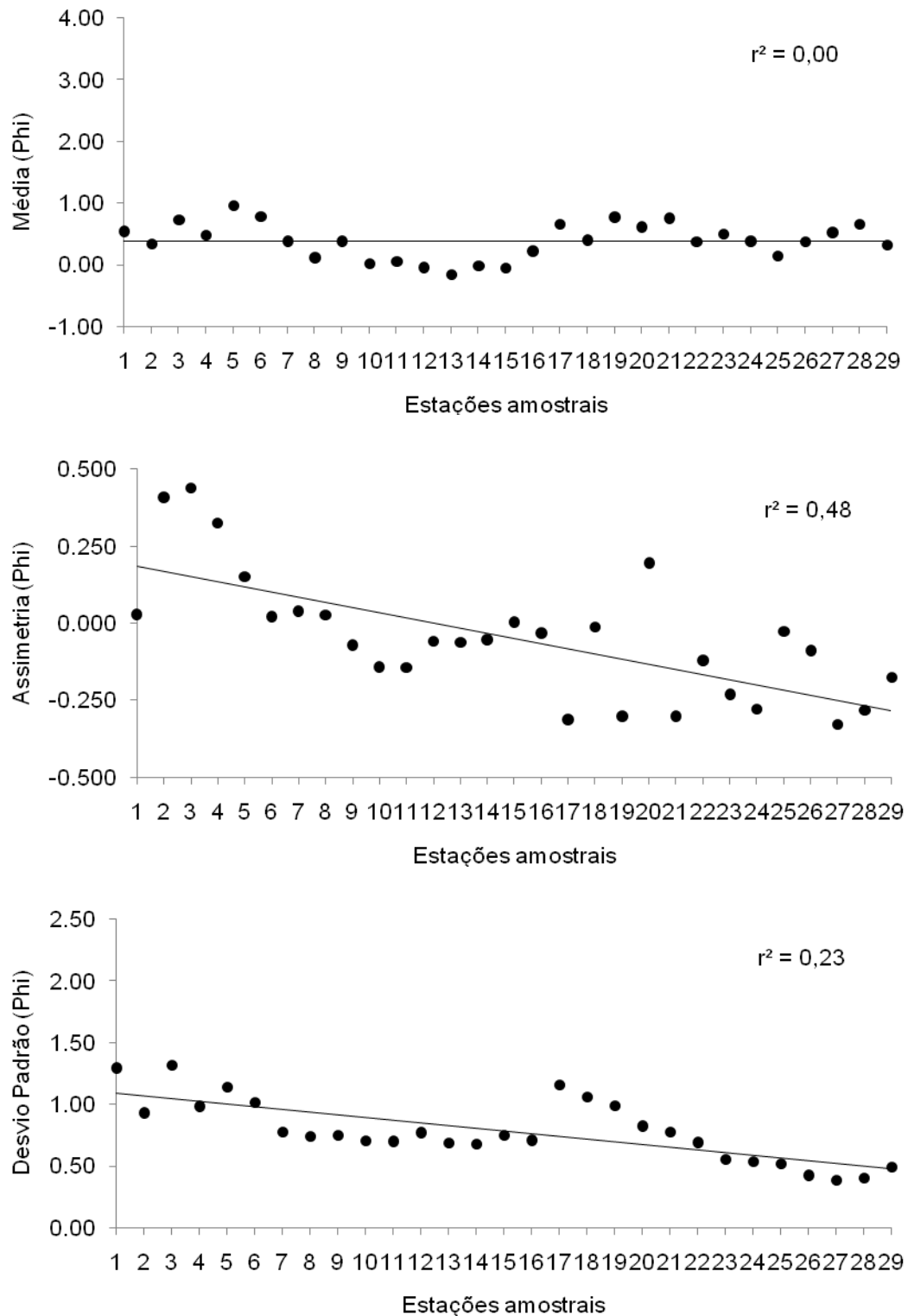


FIGURA 13: Variação longitudinal da média, desvio padrão e assimetria das distribuições granulométricas ao longo da face praial, com seus coeficientes de correlação, r^2 .

Nas estações da antepraia, a média granulométrica variou entre areia muito grossa a areia muito fina (-0,76 a 3,61 phi), ou com pontos (P1, P4 a P11) compostos predominantemente de sedimento lamoso, o que impossibilitou a análise estatística. As amostras apresentam grau de seleção entre pobre a bom, com valores de 2,28 phi em P17 a 0,39 phi em P25, com equivalência percentual para amostras mal selecionadas e bem selecionadas (25% cada). A assimetria variou entre positiva e negativa, com valores de 0,41 a -0,26, no entanto a maior parte das amostras indicou assimetria positiva (43, 75%) e simetria com a mesma porcentagem de amostras. Os mesmos parâmetros estatísticos analisados para a face praial também foram aplicados para as amostras da antepraia e os resultados estão dispostos na Tabela 07.

TABELA 07: Parâmetros estatísticos avaliados nas amostras coletadas no submerso.

PONTOS	MÉDIA	ASSIMETRIA	SELEÇÃO
P2 SUB	-0.76 Areia Muito Grossa	0.41 Positiva	1.78 Pobre
P3 SUB	1.10 Areia Média	-0.08 Negativa	2.26 Pobre
P12 SUB	0.33 Areia Grossa	0.29 Positiva	1.18 Pobre
P13 SUB	-0.02 Areia Muito Grossa	0.16 Positiva	0.58 Boa
P14 SUB	-0.50 Areia Muito Grossa	-0.09 Simétrica	0.47 Boa
P15 SUB	-0.16 Areia Muito Grossa	-0.02 Simétrica	0.46 Boa
P16 SUB	1.28 Areia Média	0.36 Positiva	1.95 Pobre
P17 SUB	1.32 Areia Média	0.30 Positiva	2.28 Pobre
P19 SUB	3.61 Areia Muito Fina	0.25 Positiva	1.02 Pobre
P20 SUB	3.34 Areia Muito Fina	0.16 Positiva	0.74 Moderada
P21 SUB	0.01 Areia Grossa	-0.10 Simétrica	0.85 Moderada
P22 SUB	0.17 Areia Grossa	-0.02 Simétrica	0.57 Boa
P23 SUB	0.22 Areia Grossa	-0.03 Simétrica	0.48 Boa
P24 SUB	2.24 Areia Fina	-0.26 Negativa	0.88 Moderada

P25 SUB	0.12 Areia Grossa	-0.05 Simétrica	0.39 Boa
P26 SUB	0.44 Areia Grossa	-0.07 Simétrica	0.40 Boa
P27 SUB	0.41 Areia Grossa	0.02 Simétrica	0.52 Boa

A variação longitudinal em todas as estações pode ser visualizada na Figura 14 que segue abaixo. Analisando os resultados apresentados pode-se inferir que a regressão linear da variação longitudinal da média, desvio padrão e assimetria apresentaram coeficiente de correlação (r^2) de 0,05; 0,20 e 0,40, respectivamente. Em outras palavras, a média tem correlação baixa com a variação espacial longitudinal, seguindo o mesmo padrão, o desvio padrão e a assimetria têm correlação baixa com tal variação. Visualmente, detecta-se um afinamento, melhora da seleção e diminuição da assimetria das distribuições granulométricas analisadas.

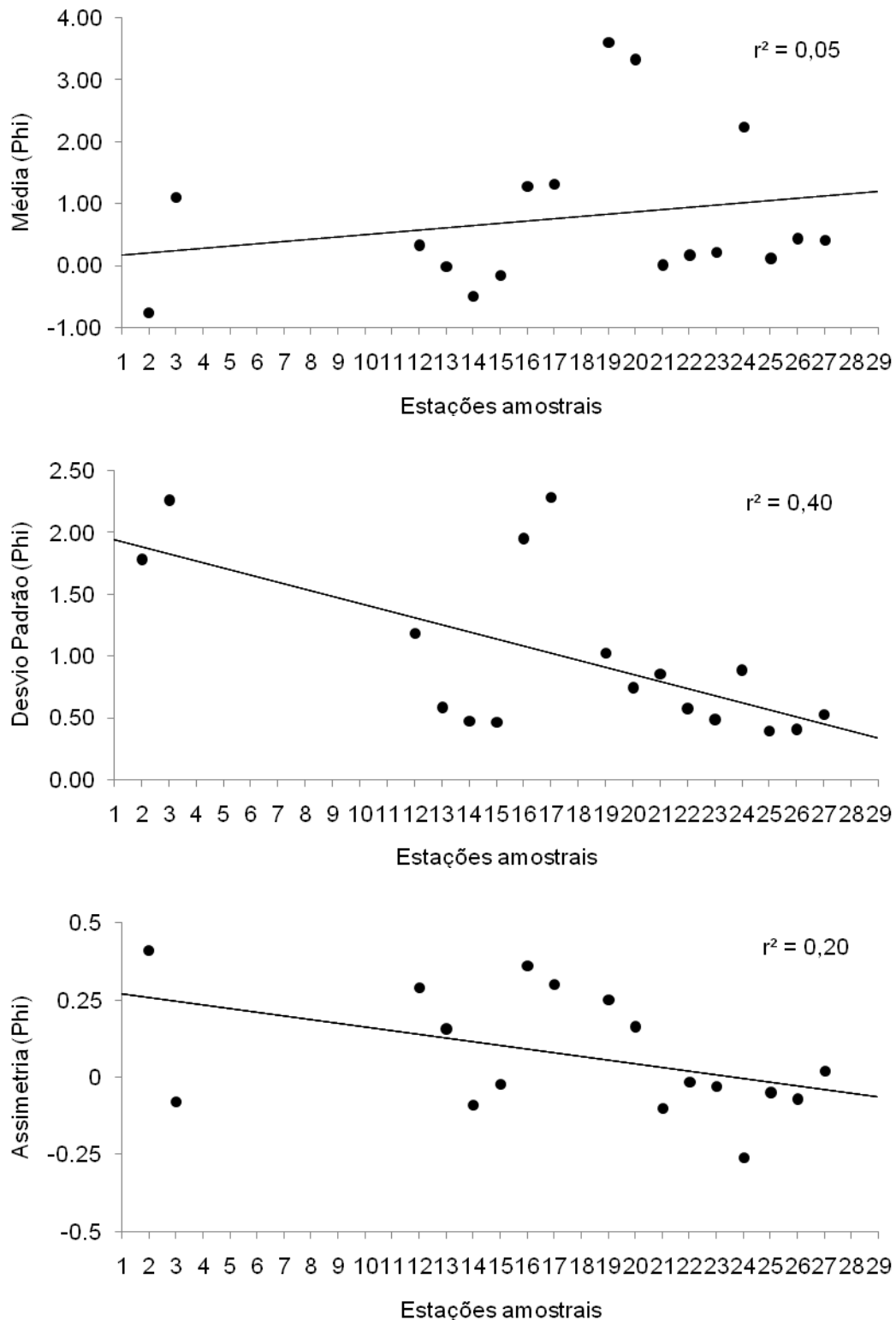


FIGURA 14: Variação longitudinal da média, desvio padrão e assimetria das distribuições granulométricas ao longo da anteparaia (pontos submersos), com seus coeficientes de correlação, r^2 .

Em relação a composição dos sedimentos, as amostras da antepraia apresentaram maior teor de carbonato do que os pontos emersos. Também foi observada uma maior concentração dos carbonatos nas proximidades dos perfis P1 a P10, conforme mostra a Figura 15. Nota-se que nenhuma amostra da face praial apresenta teor de carbonato superior que 35%, com exceção dos sedimentos do P4 SUB. Não foi possível analisar algumas amostras na determinação do teor de carbonato em P1 SUB, P17 SUB, P18 SUB e P19 SUB. Os resultados da análise das amostras condizem com os resultados encontrados por Dadalto (2008) na plataforma interna da região da Curva da Jurema, onde os teores permaneceram entre 0 e 10% na maior parte da região estudada. Como a quase totalidade das amostras apresentaram teor de carbonato menor que 35%, estima-se que não houve influência negativa na aplicação de modelos empíricos, conforme constatado por Carter (1982), Albino e Gomes (2004) e Pavani (2005).

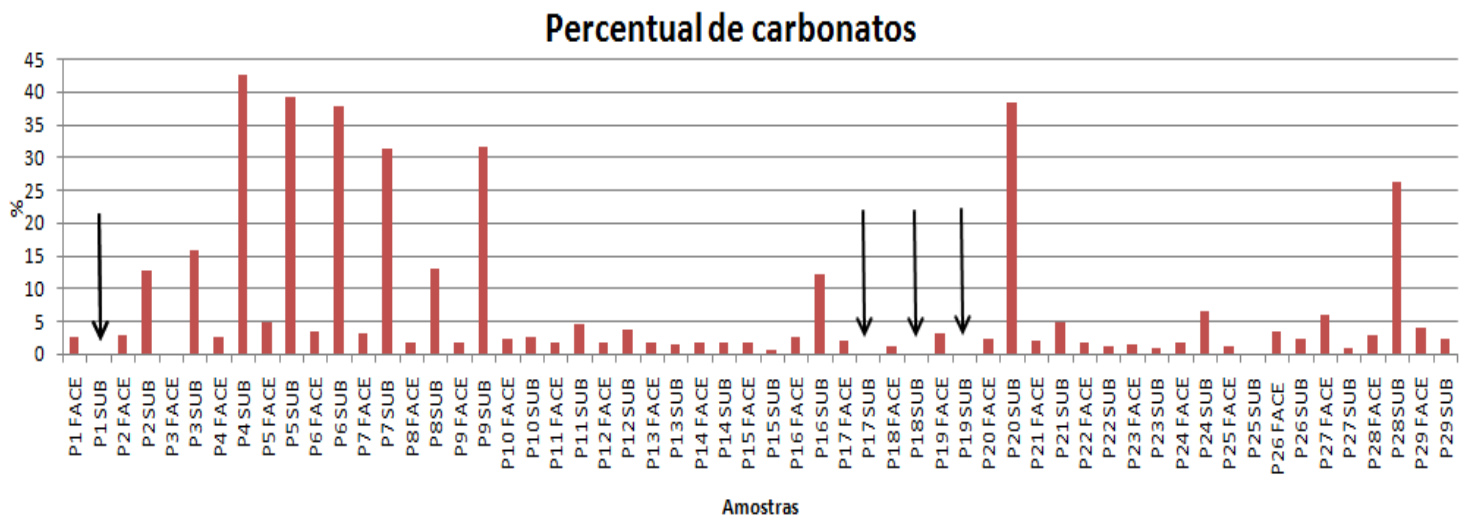


FIGURA 15: Teor de carbonatos na face e na antepraia. As setas pretas apontam ausência de dados.

5.2 CARACTERIZAÇÃO E PADRÃO DE TRANSPORTE DE SEDIMENTOS NA PRAIA

5.2.1 Transporte longitudinal de sedimentos de acordo com o modelo de McLaren

5.2.1.1 Transporte longitudinal na face praia

A Tabela 08 mostra os valores do Z-teste previsto no modelo para as amostras da face praial, segundo o qual, somente valores acima de 2,33 convergem para a ocorrência do transporte. O valor de 10,39 – em cinza, na Tabela - para o Caso B e da direção de P1 para P29 é o único que satisfaz o teste estatístico e por isso essa é a direção de transporte longitudinal definida pelo modelo de McLaren.

A aplicação do modelo de McLaren apontou que o transporte longitudinal de sedimento na face da praia da Curva da Jurema ocorre na direção preferencial de P1 para P29, ou seja, da porção onde se tem a erosão para a porção próxima à ponte da Ilha do Frade. Pode-se notar ainda que no processo de transporte há afinamento, melhora do grau de seleção e diminuição da assimetria dos sedimentos (Caso B). Segundo o modelo, esse processo se dá sob condições de baixa energia, onde os grãos mais grossos não são transportados até onde os sedimentos são depositados.

TABELA 08: Valores do Z-teste do modelo de Mc Laren para as amostras da face praial. A cor cinza representa o único valor que satisfaz o teste estatístico.

	Face da Praia	
	P1 - P29	P29 - P1
Caso B	10,39	-6,56
Caso C	-0,11	-1,01

5.2.1.2 Transporte longitudinal no submerso

A Tabela 09 mostra os valores do Z-teste previsto no modelo para as amostras dos pontos submersos, o valor encontrado foi de 4,67, superior ao mínimo de confiança 2,33, – em cinza, na Tabela - para o Caso B e da direção de P1 para P29 é o único que satisfaz o teste estatístico e por isso essa é a direção de transporte longitudinal definida pelo modelo de McLaren.

O padrão de transporte longitudinal na porção submersa determinado pelo modelo foi o mesmo daquele determinado na face da praia, tanto em relação à direção do transporte quanto em relação às características dele e do ambiente. Em ambos os casos, a direção preferencial do transporte foi de P1 para P29 - em outras palavras, da porção onde se tem a erosão para a porção próxima à ponte da Ilha do Frade – e também em ambos os casos ocorreram o Caso B de transporte, com afinamento, melhora do grau de seleção e diminuição da assimetria dos sedimentos na direção do transporte. Segundo o modelo, neste caso, o processo de transporte se dá sob condições de baixa energia, onde os grãos mais grossos não são transportados até onde os sedimentos são depositados.

TABELA 09: Valores do Z-teste do modelo de Mc Laren para as amostras submersas. A cor cinza representa o único valor que satisfaz o teste estatístico.

	Antepraia	
	P1 - P29	P29- P1
Caso B	4,67	-4,41
Caso C	-1,56	-1,04

5.2.1.3 O padrão de transporte longitudinal

A aplicação do modelo de McLaren mostrou para os dois ambientes (face e antepraia) a tendência de afinamento, melhora do grau de seleção e diminuição da assimetria ao longo da direção de transporte, que foi da porção sul (P1) para a porção norte (P29) da praia da Curva da Jurema, conforme é esquematizado na Figura 16, abaixo. Essas características das amostras correspondem à ocorrência do Caso B de transporte de sedimento dentro do modelo utilizado.

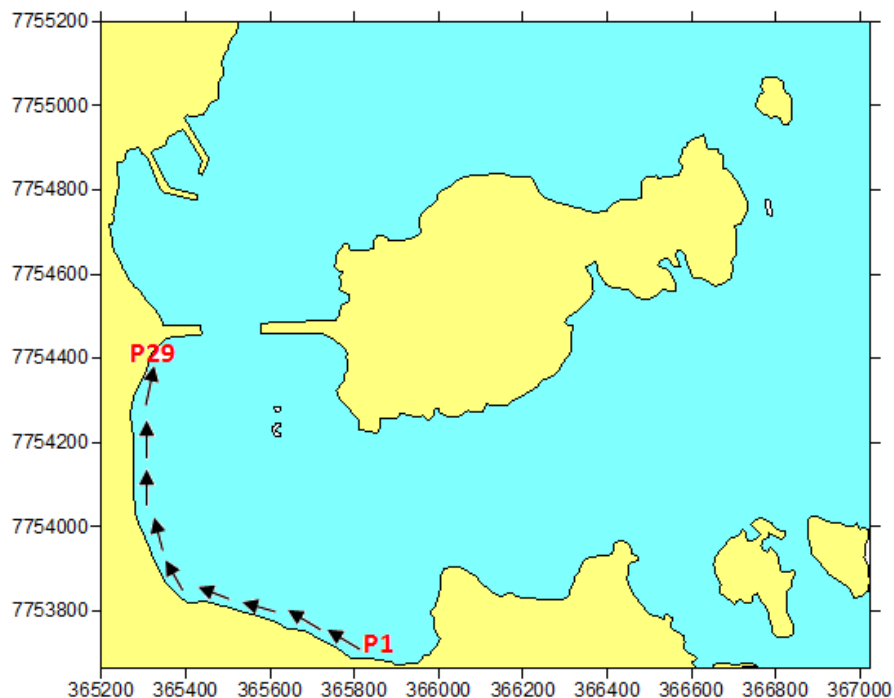


FIGURA 16: O padrão de transporte da área de estudo segundo o modelo de McLaren. As setas representam o transporte de sedimento rumo a norte (de P1 para P29) tanto na face praial quanto na antepraia próxima.

A variação longitudinal dos parâmetros granulométricos média, desvio padrão e assimetria, na face e antepraia, está de acordo com a indicação de Caso B do modelo de McLaren, que previu o afinamento, melhora do

grau de seleção e diminuição da assimetria do P1 para o P29 (direção preferencial do transporte segundo o modelo).

Para a antepraia, tanto a observação da variação longitudinal dos parâmetros granulométricos mostrados (Figuras 13) quanto a aplicação do modelo mostraram o afinamento, melhora da seleção e diminuição da assimetria. Já para a face, esses resultados só não são semelhantes em relação à média: na análise da variação longitudinal dos parâmetros granulométricos (Figura 14), ela não apresenta variação significativa (coeficiente de correlação igual a zero), enquanto que o modelo aponta afinamento.

A observação da área de estudo através de fotografias aéreas e imagens de satélite ao longo do tempo (Figura 17) permite uma comparação da linha de costa antes e depois do engordamento que a praia foi submetida. É possível visualizar uma diminuição da faixa arenosa da porção sul, e um alargamento da faixa arenosa da porção norte da praia. O que de certa forma corresponde o padrão de transporte encontrado pela aplicação do modelo de McLaren, que indica uma direção de transporte de sedimentos de sul para norte.



FIGURA 17: Três momentos da Curva da Jurema: (a) 1972, logo após aterros; (b) 1997, com faixa arenosa no extremo sul da praia ainda relativamente larga; e (c) 2007, extremo sul da praia com evidenciado processo erosivo. Fonte: (a) IDAF (1978); (b) MAPLAN (1997); (c) Google Earth (2005). Fonte: Dadalto (2008).

No entanto o padrão de transporte encontrado através da aplicação do modelo de McLaren não condiz com os resultados apresentados por Piccoli (2008) no que tange o clima de ondas da região. Segundo este autor as ondas proveniente de Nordeste chegariam quase que paralelamente a praia e passam a se propagar para o sul, já as ondas provenientes de sudeste praticamente não atingem a praia, pois são altamente difratadas e refratadas na entrada do embaçamento da Curva da Jurema pelos costões rochosos da Ilha do Boi e ilha do Frade, sendo que a altura encontrada dentro do embaçamento é de aproximadamente 2 cm. Levando-se em consideração que o transporte de sedimento longitudinal, na face da praia e na antepraia, é em grande parte ocasionado por ondas, o regime de ondas da região “parece” não ter competência para transportar o sedimento, sendo isso demonstrado tanto pelo padrão granulométrico longitudinal quanto pelas alturas e ângulo incidente das ondas que atingem a praia, logo outras forças devem atuar no local para corroborarem no processo de transporte longitudinal.

Bastos *et al.*, (2008) afirmaram que a ação das ondas na antepraia da área de estudo é muito significativa no que tange o processo de ressuspensão do sedimento para posterior transporte das partículas mais finas pelas correntes, no entanto, consideram que as correntes são de baixíssima magnitude e incapazes de mobilizar e transportar o sedimento. Os autores ainda relatam que não foi possível observar uma tendência clara na direção de transporte, porém ambos os pontos analisados no estudo desenvolvido mostraram uma possível tendência de transporte paralelo a linha de costa.

Segundo Dadalto (2008), que analisou o transporte de sedimentos na zona submersa da região da Curva da Jurema, o padrão mostra a saída de sedimentos da praia rumo às regiões mais fundas adjacentes comprovando o processo erosivo facilmente visualizado pelo esculpimento de escarpas erosivas. Outro fator apontado por esta autora seria uma área abrigada e profunda que representa o transporte de sedimentos principalmente

lamosos da praia emersa para a antepraia, evidenciando assim a ocorrência de transporte transversal.

Dessa forma tanto Piccoli (2008) quanto Dadalto (2008) concluem que o processo erosivo da região não se deve somente à ação de ondas de gravidade. De acordo com Piccoli (2008), a ação da maré, ondas locais e uma possível onda longa estacionária, como observado em suas simulações de ondas de sudeste que gerou super-harmônica dentro do embaçamento, próximo a praia, podem ser importantes para a retirada do sedimento da praia emersa.

Sendo assim é possível que exista um fluxo residual na direção de sul para norte (P1 para P29), que agiria de forma lenta e permanente no processo de transporte longitudinal, fato este que explicaria os resultados encontrados com a aplicação do modelo de McLaren.

Autores como Pavani (2006), Wright (2008) e Bear (2009) aplicaram o modelo de McLaren com sucesso. Em todos os três casos, os resultados encontrados foram condizentes com o sistema de transporte e a deriva litorânea dos locais em estudo. No entanto, é importante ressaltar que o regime hidrodinâmico das praias estudadas por eles diferem bastante do atuante na Curva da Jurema, pois são locais onde o regime de ondas incidente é muito mais energético.

Segundo Masselink *et al.*, (2008) estudando o padrão de transporte de sedimentos através dos modelos de tendência de sedimentos em praias de intermaré, a direção do transporte nestas praias será bidimensional e que a direção da deriva do sedimento e os padrões de erosão não podem ser explicados apenas através da análise estatística dos sedimentos devido à complexidade do padrão hidrodinâmico existente neste tipo de praia, caracterizado pela variação espacial e temporal dos processos de ondas, variação do gradientes dos fluxos de maré e ondas orbitais.

Levando-se em consideração as premissas para a aplicação do modelo de McLaren e Bowles (1985), primeiro, o modelo assume um fluxo uni-

direcional, segundo, o sedimento no transporte é supostamente derivado de uma única fonte e, terceiro, o transporte líquido de sedimentos é o fator primário na causa da tendência textural. A isto se acrescenta, ainda, as características ímpares da Curva da Jurema, quanto aos processos de engordamento/aterro, por ser um embaçamento de micromaré onde o regime de ondas é de baixa energia e que comprovadamente existe transporte transversal de sedimentos, diante de tudo isso faz-se necessário a realização de um monitoramento através da aplicação de outros modelos empíricos e/ou modelagem numérica para um maior entendimento do padrão e direção de transporte longitudinal, a fim de verificar e/ou comprovar os resultados encontrados a partir da aplicação deste modelo.

5.3 ESTADO MORFODINÂMICO

5.3.1 Padrão geral dos perfis encontrados e determinação do estado morfodinâmico

Analisando as representações gráficas dos perfis topográficos ilustradas no Anexo I, é possível verificar através da declividade que os perfis variam entre alta ($P1= 1:3,5m$) a baixa declividade ($P12=1:63m$). No entanto analisando-se a Figura 18, que ilustra a variação da declividade ao longo da praia, é possível verificar que de maneira global os perfis podem ser considerados com moderada declividade.

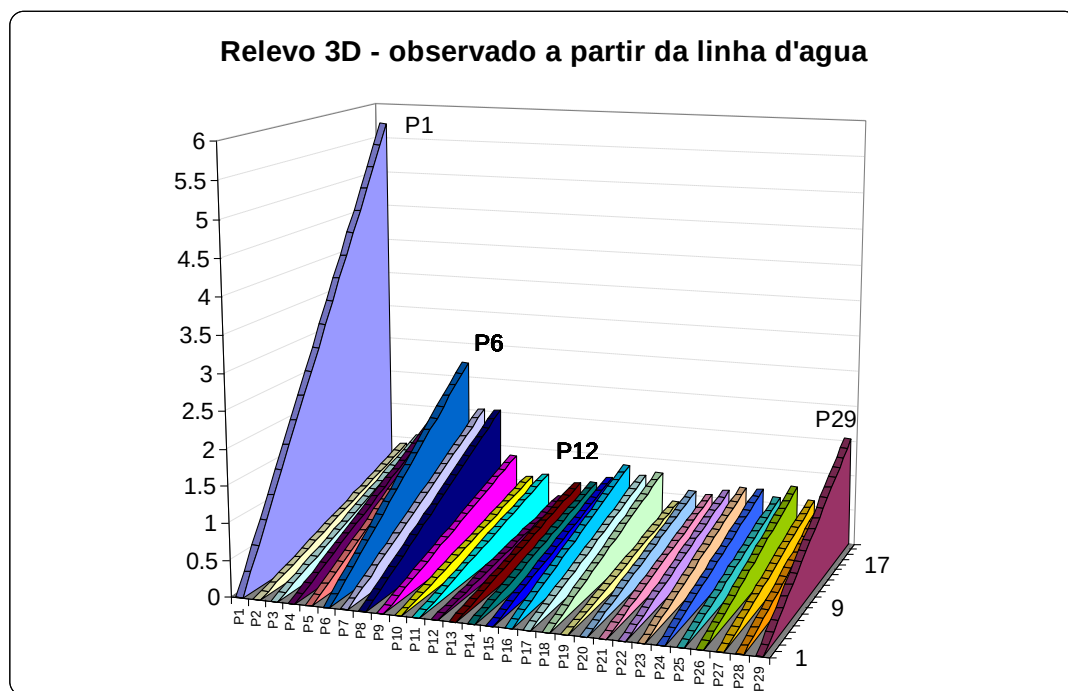


FIGURA 18: Variação da declividade dos perfis praias ao longo da Praia da Curva da Jurema

Os resultados encontrados para a determinação da tipologia praial, obtidos pela aplicação do modelo proposto por Wright e Short (1984), estão dispostos no Anexo III

Conforme se pode observar a Praia da Curva da Jurema para o cálculo do índice de Ω , os valores variaram entre 0,09 e 0,65, enquanto o valor de RTR foi igual a 5,6667. Com base no modelo morfodinâmico adotado, a praia estudada foi classificada como ambientes modificados por maré ($3 < \text{RTR} < 15$), prevalecendo o estágio de praia “refletiva com terraço de maré baixa”.

Terraço da Baixa maré são praias do tipo intermediário com menor energia da onda. Praias refletivas ocorrem em ambientes que combinam baixa energia de onda, longo período e grande tamanho de grão. Em costas expostas as ondulações, estas praias podem ser encontradas na região abrigada por promontórios, onde não exista alta energia de onda (Short, 1999). Estas praias possuem uma estreita zona de arrebentação, sendo

assim a energia da onda deve ser dissipada no momento do espraçamento na face praial, produzindo um intenso fluxo de retorno, como uma onda refletida (Guza e Inman, 1975), sendo no caso na praia da Curva da Jurema, uma das possíveis causas da retirada dos sedimentos finos da face praial e sua deposição na porção submersa, ocasionando dessa forma a característica dos sedimentos grossos encontrados na face.

Embora sendo um ambiente micromareal (amplitude máxima de 2m), a razão entre a amplitude de maré e a altura das ondas atuantes resultou em elevados valores de RTR (> 3) classificando-as entre ambientes modificados pela ação da maré. No entanto, cabe ressaltar que os dados de altura e de período de onda utilizados foram de apenas uma observação (pontuais), o que pode ter limitado a eficiência do modelo na classificação dos estados morfodinâmicos.

A aplicação deste modelo empírico foi uma tentativa de averiguar a influência da maré na praia da Curva da Jurema, haja vista que na aplicação de modelagem numérica utilizada por Piccoli (2008), as alturas de ondas próximas a praia foram respectivamente de 0,02 m para ondas provenientes de sudeste e 0,1 m para ondas provenientes de nordeste. Piccoli (2008) conclui que o processo erosivo desencadeado na área se deve a outras forças além das ondas de gravidade, sendo a maré uma das possibilidades a ser admitida.

Assim conforme as características encontradas por Masselink e Short (1993) em praias sobre influência da maré, essa interação retarda a taxa de transporte de sedimento e a mudança morfológica e um aumento na variação da maré resulta na redução global do gradiente da praia. Sendo assim apesar de ter sido uma única amostragem é provável que a morfodinâmica mantenha este mesmo padrão ao longo do tempo, já que o processo erosivo tem ocorrido de forma lenta em virtude da baixa hidrodinâmica local, já em relação ao gradiente é possível verificar pelo gráfico da Figura 18 que apesar de haver pontos de alta declividade, existe

essa redução do gradiente, o que também caracteriza praias em processo erosivo ainda que a pela aplicação do modelo o resultado tenha indicado uma praia refletiva.

Ainda segundo Masselink e Hegge (1995) a variação transversal da granulométrica indicou que foram encontrados sedimentos mais finos nas zonas mais baixa da região de intermarés e na zona submaré. Já os sedimentos na região mais alta da zona intermarés são mais grossos, ainda segundo Short (1982) a variação da dominância relativa de diferentes processos de transporte de sedimentos como ondas incidentes, ondas marginais e correntes de maré sobre o perfil praial resulta em diferenciação morfodinâmica entre sua porção superior e inferior. Esse indicativo também foi de certa forma encontrado na praia da Curva da Jurema levando-se em consideração que os sedimentos das amostras da face se apresentaram mais grossos do que as amostras da antepraia .

Também segundo Masselink e Hegge (1995) as mudanças na morfologia foram associadas com a formação, migração e destruição de recursos secundários morfológicos, em particular barras de espraiamento (swash bar) na zona intermaré, barras de maré baixa (low-tide bars) e feições de vala. Feições essas também encontradas por Dadalto (2008), que ao avaliar o transporte de sedimentos na zona submersa adjacente à praia de Curva da Jurema, observou a presença de barras arenosas desenvolvidas entre as Ilhas do Frade e do Boi, uma vez que formam canais lineares à direção de entrada do fluxo de maré, que assim como os resultados encontrados por Héquette et al. (2007) mostram que a direção do transporte corresponde estreitamente a direção da corrente média, sublinhando a alta dependência da direção do transporte de sedimentos à direção do fluxo de maré.

A aplicação de modelos morfodinâmicos, que foram originalmente desenvolvidos para ambientes de alta energia, para caracterizar ambientes de baixa energia como a praia estudada, tem sido duramente criticada por

vários autores que acharam a sua aplicação ineficiente (NORDSTROM, 1992; HEGGE *et al.*, 1996; MASSELINK & PATTIARATCHI 2001). Como alternativa, tem sido proposto que as praias em ambientes de baixa energia somente podem ser classificadas com relação a sua morfologia (HEGGE *et al.*, 1996; MAKASKKE & AUGUSTINUS, 1998; JACKSON *et al.*, 2002; TRAVERS, 2007). Apesar da crítica ser totalmente pertinente, a aplicação do modelo empírico ilustra bem as observações feitas em campo quanto ao estado morfodinâmico da praia da Curva da Jurema. Rosa e Borzone (2008), na tentativa de caracterizar fisicamente as praias estuarinas da Baía de Paranágua, utilizaram o modelo de Masselink e Short (1993) a fim de verificar a morfologia. Os autores concluem que apesar das praias estuarinas serem de baixa energia e embora a aplicação do modelo morfodinâmico tenha sido limitada pela qualidade dos dados de onda utilizados, os perfis morfológicos observados nas praias da Baía de Paranaguá correspondem aos morfotipos descritos na literatura, principalmente com os perfis de praias dominadas por maré.

Desde os projetos de engordamento/aterro realizados em 1972, a adaptação morfológica gera o processo erosivo atua de forma lenta e constante no local. Sendo assim, apesar de ter sido realizada uma única campanha no atual estudo e desta forma, considerando toda parcimônia, o estado modal perdura no processo adaptativo desencadeado ao longo dos anos.

6. CONCLUSÕES

A distribuição granulométrica longitudinal na face da praia da Curva da Jurema, composta basicamente de sedimentos grossos, indicou que os sedimentos mais finos foram erodidos devido a baixa hidrodinâmica local, e conforme resultados encontrados por Dadalto (2008) foram depositados na antepraia.

Em relação ao estado morfodinâmico a partir da aplicação do modelo empírico de Masselink e Short (1993), o resultado encontrado, como sendo uma praia refletiva com terraço de maré baixa influenciada pela maré, condiz com os perfis encontrados, que apesar de não ter sido possível estimar uma zonação, apresentou perfis com maior declividade característica de praias refletivas e perfis de baixa declividade o que caracteriza áreas onde esteja ocorrendo erosão, que no caso da Curva da Jurema, apesar do baixo gradiente hidrodinâmico, este processo tem sido constante desde as obras de engordamento/aterro no ano de 1977.

O padrão de transporte longitudinal para a praia e antepraia (face e pontos submersos) ocorre como o descrito no Caso B do modelo de Mc Laren, onde há afinamento, melhora do grau de seleção e diminuição da assimetria ao longo da direção de transporte, e que determina as condições do ambiente como sendo de condições de baixa energia, onde os grãos mais grossos não são transportados até onde os sedimentos são depositados.

O modelo de Mc Laren para a Praia da Curva da Jurema foi validado, pois o padrão de transporte encontrado é condizente com a observação de retração da linha de costa a sul e aumento dela a norte da praia, no entanto por ser um ambiente de baixa energia, torna-se necessária um monitoramento mais preciso quanto as características hidrodinâmicas locais, pois o transporte longitudinal encontrado se torna possível havendo um fluxo residual na direção de sul pra norte, que seria resultante de todas as forçantes atuantes (ondas, maré e ventos). No entanto no presente estudo não foi possível avaliar e mensurar a efetiva existência deste fluxo residual.

Através dos resultados encontrados a partir da análise granulométrica e a aplicação dos modelos empíricos foi possível verificar que a Praia da Curva da Jurema possui características peculiares em virtude de suas características naturais (praia de enseada, regime de ondas, presença de promontórios rochosos em ambas as pontas, regime de micromaré atuante)

e em virtude da interferência antropogênica no local (instalação de quiosques, obras de engordamento e aterro). Diante de todos esses fatores a praia se encontra em processo de adaptação, o que pode ter interferido na aplicação e nos resultados dos modelos aplicados.

De fato, conforme Dadalto (2008) relata em sua avaliação do transporte na zona submersa, se o material disponível na praia durante os processos de aterro/engordamento fosse mais grosso, ou não haveria erosão ou o sedimento ficaria próximo a praia devida a baixa energia do meio, o que deixa claro a falta de estudos pretéritos que pudessem embasar o desenvolvimentos desses processos.

Diante de todas as observações feitas nesta pesquisa, para futuras obras de contenção da erosão na Praia da Curva da Jurema, se faz necessário avaliar o padrão de transporte de sedimentos, assim como considerar todas as peculiaridades deste ambiental praial, já que existem muitas contradições quanto os regime de ondas e os ângulos incidentes que indicariam a direção da deriva litorânea no local, assim como a variação da maré no local, haja vista que os valores indicados pela DHN e o encontrado por Bastos *et al* (2008) não são os mesmos. Sendo assim os novos projetos devem considerar as características geológicas, hidrodinâmicas e o uso e ocupação desta área, com estudos precisos da direção e velocidades das correntes, assim como a instalação de marégrafos e outros instrumentos que possam indicar melhor fatores que agem no local, para que os resultados das novas interferências antrópicas sejam satisfatórios para toda a sociedade, mas que não desconsidere o meio ambiente natural.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

1. ALBINO, Jacqueline. **Morfodinâmica e processo de sedimentação atual das praias de Bicanga à Povoação, ES.** 1999. Tese de Doutorado (Doutorado em Geologia Sedimentar). Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo (USP). São Paulo, 1999.
2. ALBINO, J; PAIVA, D. S.; MACHADO, G. M. Geomorfologia, tipologia, vulnerabilidade erosiva e ocupação urbana das praias do litoral do Espírito Santo, Brasil. **Revista Geografares**, Vitória, n. 2, p.63-69. jun. 2001.
3. ALBINO, J; GOMES, R. C., **Influência da composição mista dos sedimentos marinhos na determinação do perfil praiial de equilíbrio.** VI ENES – Encontro Nacional de Engenharia de Sedimentos. UFES, 2004.
4. ARAÚJO, R.N. De.; ALFREDINE, P. O cálculo do transporte de sedimentos litorâneo: Estudo de caso das praias de Suarão e Cibratel (Município de Itanhaém, São Paulo). **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, São Paulo, v. 6, n. 2, p. 15-28, 2001.
5. BASCOM, W. N. , The relationship between sand-size and beach face slope. **Transactions, American Geophysical Union.** USA, v. 32, p. 866-874, 1951.
6. BALDOCK, T. E. et al. Swash overtopping and sediment overwash on a truncated beach. **Coastal Engineering.** v. 52, p. 633 – 645, 2005.
7. BASTOS, A.C.; QUARESMA, V.S.; LIMA, B.C.R. Identificação e análise dos processos de ressuspensão e dispersão de

sedimentos nos ecossistemas costeiros de Vitória-ES. **Relatório** (FACITEC), Vitória, 2008.

8. BEAR, A. L. **Erosion and sedimentation processes at Northern Waihi beach**. 2009. 229 f. Dissertação – Mestrado Ciências da Terra e do Oceano, Universidade de Waikato.
9. BELLO, Elisangela. Mar continua a avançar sobre Curva da Jurema. **Gazeta On Line**. Vitória, 2 fev. 2009. Disponível em: <http://www.redegazeta.com.br/outros>. Acesso em: 22 fev. 2009.
10. BITTENCOURT, A. C. S.; BOAS, V. S. G.; FARIAS, F. F., Variações direcionais nos parâmetros granulométricos: Um indicador apropriado para o sentido da deriva litorânea. **Revista Brasileira de Geociências**. Brasil, v.22, p. 100-106; 1991.
11. BITTENCOURT, A. C. S.; BOAS, V. S. G.; FARIAS, F. F., Variações direcionais nos parâmetros granulométricos: Um indicador apropriado para o sentido da deriva litorânea. **Revista Brasileira de Geociências**. Brasil, v.22, p. 100-106; 1992.
12. CARRIQUIRY, J.; SÁNCHEZ, A. Sedimentation in the Colorado River and Upper Gulf of California after nearly a century of discharge loss. **Marine Geology**. v. 158, p. 125-145. 1999.
13. CARTER, R. W. G. Some problems associated with the analysis and interpretation of mixed carbonate and quartz beach sands, illustrated by examples from North-west Ireland. **Sedimentology Geology**. v. 33; p. 35-56; 1982.
14. CARTER, R.W.G. **Coastal Environments – An introduction to the Physical, Ecological and Cultural Systems of Coastline**. Academic Press, Cambridge. 1988.
15. CARTER, R. W. G. **Coastal Environments**: an Introduction to the Physical, Ecological and Cultural Systems of Coastlines. 4. ed. London: Academic Press, 1993.

16. CARTER, R.W.G. **Coastal environments**: an introduction to the physical, ecological and cultural systems of coastlines. 2 ed. Londres: Academic Press, 2002.
17. COLEMAN, A. **ADEPT Collections**. 2001. Disponível em: <http://piru.alexandria.ucsb.edu/collections/geography3b/NEWlectures/lecture09.htm>. Acesso em: 06 out 2009.
18. DADALTO, T. **Transporte de sedimentos na zona submersa adjacente a praia da Curva da Jurema, Vitória-ES**. 2008. 95 f. Monografia (Geologia Costeira) – Departamento de Ecologia e Recursos Naturais, Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória.
19. DAVIES, J.L. **A morphogenic approach to world shoreline**. Zeitschrift für Geomorphology, [S.1.], v.8.,p. 127-142. Mortensen Sonderheft, 1964.
20. DEAN, R. G.; DALRYMPLE, R. A. **Coastal processes with engineering applications**. USA: Cambridge University Press, 2002.
21. Diretoria de Hidrografia e Navegação - DHN. 2008. Tábua de Marés. Porto de Tubarão.
22. EMCAPA. **Representação gráfica da frequência, direção e velocidade do vento em Vitória, Conceição da Barra e Regência, no Espírito Santo**. Relatório, Vitória, 1981. p. 23.
23. EVAN, O. F. Sorting and transportation of material in the swash and backwash. **Journal of Sedimentary Petrology**. Oklahoma, v.9, n.1, p.28-31. Apr., 1939.
24. FALCO, G. De; MOLINAROLI, E.; BAROLI, M.; BELLACICCO, S. **Grain size and compositional trends of sediments from *Posidonia oceânica* meadows to beach shore, Sardinia,**

- western Mediterranean.** Estuarine, Coastal and Shelf Science. v. 58, p. 299-309. Mar., 2003.
25. FOLK, R. L.; WARD, W. C. **Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters.** Journal of Sedimentary Petrology. USA, v. 27; p. 3-26; 1957.
26. FOLK, R. L. **Petrology of Sedimentary Rocks.** Hemphill Publishing Company, 170p. Austin, Texas – USA, 1968.
27. GAO, S.; COLLINS, M. Net sediment transport patterns inferred from grain-size trends, based upon definition of transport vectors. **Sedimentary Geology**, v. 81, p. 47-60, 1992.
28. GAO, S.; COLLINS, M. Analysis of grain size trends, for defining sediment transport pathways in marine environments. **Journal of Coastal Research**, v. 10, p. 70-78, 1994.
29. GEARH. **Monitoramento de correntes no entorno da ilha de Vitória.** Relatório Técnico. Vitória, ES. 2002.
30. GUERRA, J.V.; AZEVEDO, M.M.; VILLENA, H.H. Influência do padrão de transporte de sedimentos junto às sand ridges da plataforma continental interna do Rio Grande do Sul a partir da aplicação de modelos de tendência direcional. In: VI Simpósio Nacional de Geomorfologia - SINAGEO, 2006, Goiânia.
31. GUZA, R.T. & INMAN, D.L. Edge waves and beach cusps. **Journal of Geophysical Research**. v. 80, p. 2997-3012. 1975
32. HEGGE, B.J.; ELIOT, I.; HSU, J. Sheltered sandy beaches of southwestern Australia. **Journal of Coastal Research**. v. 12, p. 748-760. 1996.
33. HÉQUETTE, A.; HEMDANE, Y.; ANTHONY, E. J. Sediment transport under wave and current combined flows on a tide-dominated shoreface, northern coast of France. **Marine Geology**. v. 249, p. 226-242; 2008.

34. HOEFEL, F. **Morfodinâmica das praias arenosas oceânicas:** uma revisão bibliográfica. Univali, Itajaí – PR. 93 p. 1998.
35. HOMSI, A. **Wave Climate in some zones of the Brazilian Coast.** Proceedings of the 16th Coastal Engineering Conference. ASCE. Hamburg, Germany 1978. HUGHES, S. A. **Use of sediment trend analysis (STA) for coastal projects.** ERDC/CHL CETN-VI-40, U.S. Army Corps of Engineers. 2005.
36. HUGHES, M. G.; MASSELINK, G.; BRANDER, R. 1997. Flow velocity and sediment transport in the swash-zone of a steep beach. **Marine Geology.** v. 138, p. 91-103. 1997.
37. HUGHES, S. A. **Use of sediment trend analysis (STA) for coastal projects.** ERDC/CHL CETN-VI-40, U.S. Army Corps of Engineers. 2005.
38. JACKSON, N.L.; NORDSTROM, K.F.; ELIOT, I.; MASSELINK, G. “Low-energy” sandy beaches in marine and estuarine environments: a review. **Geomorphology.** v. 48, p.147-162. 2002.
39. KING, C. A. M. **Introduction to Physical and Biological Oceanography.** Londres: Edward Arnold, 1975.
40. KOMAR, P. D. **Beach Processes and Sedimentation,** Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N.Y. 1976.
41. KOMAR, P. D. Selective longshore transport rates of different grain-size fractions within a beach. **Journal of Sedimentary Petrology.** v. 47, 1977.
42. KOMAR, P. D. **Beach Processes and Erosion – An introduction.** In KOMMAR: handbook of Coastal Processes and Erosion. CRC Press. 1983.

43. KÖPPEN, W. **Climatologia como un estudio de los climas de la tierra**. Fondo de Cultura Económica, México, Buenos Aires, 1948.
44. KRUMBEIN, W. C. **Size preferency distribution of sediments**. Journal of Sedimentary Petrology, USA, v. 4; 1934.
45. LARSON, M et al. Swash-zone sediment transport and foreshore evolution: field experiments and mathematical modeling. **Marine Geology**. v. 203, p. 109 – 118. 2004.
46. LE ROUX, J. P. Net sediment transport patterns inferred from grain-size trends, based upon definition of “transport vectors”- comment. **Sedimentology Geology**, v. 90, p. 153-156. 1994a.
47. LIMA, S.F.; SILVA FILHO, W.F.; PINHEIRO, R.D.; SÁ FREIRE, G.S.; MAIA, L.P.; MONTEIRO, L.H.U. ANASED – Programa de análise, classificação e arquivamento de parâmetros sedimentológicos. *In*: Congresso da Associação Brasileira Estudos Quaternário - ABEQUA, 8, Mariluz-inbé. p. 458 - 459. 2001.
48. MAKASKE, B. & AUGUSTINUS, G.E.F. Morphologic changes of a micro-tidal, low wave energy beach face during a spring-neap cycle, Rhone Delta, France. **Journal of Coastal Research**. v.14, p. 632–645. 1998.
49. MAHIQUES, M. M.; TESSLER, M. G.; FURTADO, V. V. Characterization of Energy Gradient in Enclosed Bays of Ubatuba Region, South-eastern Brazil. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, v. 47, p. 431 - 446, 1998.
50. MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J.M.; ARCHANJO, J.D. Coastal Quaternary formations of the southern part of the State of Espírito Santo (Brazil). **Academia Brasileira de Ciências**, v. 68, p. 389 – 404, 1996.

51. MASSELINK, G. **Longshore variation of grain size distribution along the coast of the Rhone Delta, Southern France**: A test of the “McLaren model”. *Journal of Coastal Research*. v. 8(2), p. 286-291; 1992.
52. MASSELINK, G. Simulating the effects of tides on beach morphodynamics. *Journal of Coastal Research, Special Issue*. n. 15. p. 180-197; 1993.
53. MASSELINK, G., SHORT, A. D. The effect of tide range on beach morphodynamics and morphology – a conceptual beach model. *Journal of Coast Research*. n. 9. p. 785-800; 1993.
54. MASSELINK, G., HEGGE, B. Morphodynamics of meso- and macrotidal beaches: examples from central Queensland, Australia. *Marine Geology*. v. 169. p. 1-23; 1995.
55. MASSELINK, G., HUGHES, M. Field Investigation of Sediment Transport in Swash Zone. **Continental Shelf Research**. v. 18. p. 1179 – 1799. 1998.
56. MASSELINK, G., PATTIARATCHI, C. Tidal asymmetry in sediment resuspension on a macrotidal beach in northwestern Australia. *Marine Geology*. v. 163. p. 257-274; 2000.
57. MASSELINK, G. & PATTIARATCHI, C.B. Seasonal changes in beach morphology along the sheltered coastline of Perth, Western Australia. **Marine Geology**. v.172, p.243-263. 2001.
58. MASSELINK, G., LI, L. The of swash infiltration in determining the beachface gradient: a numerical study. *Marine Geology*. v. 176. p. 139-156; 2001.
59. MASSELINK, G.; HUGHES, M.G. **Introduction to Coastal Processes and Geomorphology**. London, Arnold, 354p. 2003.
60. MASSELINK, G., AUSTIN, M., O'HARE, T., RUSSEL,P. Short-term morphological change and sediment change and sediment

dynamics in the intertidal zone of a macrotidal beach. **Sedimentology**. v. 45.p. 39-53; 2006.

- 61.MASSELINK, G., BUSCOMBE, D., AUSTIN, M., O'HARE, T., RUSSEL, P. Sediment trend models fail to reproduce small-scale sediment transport patterns on an intertidal beach. **Sedimentology**. v. 55. p. 667-687; 2008.
- 62.McCAVE, I. N. Grain-size trends and transport along beaches: example from eastern England. **Marine Geology**. England. v. 28; 1978.
- 63.MENEZES, G. S. C. **Modelagem das Correntes Residuais na Baía do Espírito Santo**. Monografia de Graduação em Oceanografia. Departamento de Ecologia e Recursos Naturais. Universidade Federal do Espírito Santo. 2004.
- 64.McLAREN, P. **An interpretation of trends in grainsize measurements**. Journal of sedimentary Petrology. V.51. p. 611-624; 1981.
- 65.McLAREN, P., and BOWLES, D. **The Effects of sediment transport on grainsize distributions**, Journal of Sedimentary Petrology. V. 55(4), p. 0457-0470. 1985.
- 66.MIGUENS, A. P. **Navegação: A Ciência e a Arte**. Vol. I: Navegação costeira, estimada e em águas restritas. Diretoria de Hidrografia e Navegação - Marinha do Brasil. 1994. MILONE, G. Estatística: geral e aplicada. São Paulo: Pioneira Thomson Learning, 2004.
- 67.MUEHE, D. Geomorfologia Costeira. In GUERRA, A.J.T. e CUNHA, S.B. **Geomorfologia: Uma atualização de bases e conceitos**. Ed. Bertrand Brasil. 1993.

68. MUEHE, D. Geomorfologia Costeira. *In*: Cunha, D. S. e Guerra, T. J. A. (orgs.). **Geomorfologia: uma Atualização de Bases e Conceitos**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1994.
69. MUEHE, D. Geomorfologia Costeira. *In*: Cunha, D. S. e Guerra, T. J. A. (Org) **Geomorfologia: Técnicas e Aplicações**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil. 1996.
70. MUEHE, D. O litoral brasileiro e sua compartimentação,. *In*: Cunha, D. S. e Guerra, T. J. A. (orgs.). **Geomorfologia do Brasil**, Ed. Bertrand Brasil. 2003
71. NIEDORODA, A. W.; SWIFT, D. J. P.; HOPKINS, T. S. The Shoreface. *In*: DAVIS, J. R. (ed). **Coastal Sedimentary Environments**, Springer-Verlag, New York, p. 533-624. 1985.
72. NORDSTROM, K.F. **Estuarine beaches**. Elsevier Applied Science: London, 1992. 225p.
73. NUNES, A. L. **Modelo histórico das alterações fisiográficas recentes da Baía de Vitória (ES) e áreas adjacentes, com o uso do Sistema de Informações Geográficas**. 2005. 81 f. Monografia (Gerenciamento Costeiro) - Departamento de Ecologia e Recursos Naturais, Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória
74. OLIVEIRA, J. F. ; MUEHE, D. . Caracterização do Transporte e Deposição Sedimentar na Plataforma Continental Interna entre a Cidade de Macaé e o Arquipélago de Santana - RJ. *In*: VII Simpósio Nacional de Geomorfologia - SINAGEO, 2008, Belo Horizonte. VII Simpósio Nacional de Geomorfologia - SINAGEO - II Encontro Latino Americano de Geomorfologia - Dinâmica e Diversidade de Paisagens, 2008.

75. OSBORNE, P. D. & ROOKER, G. A. Sand re-suspension events in a high energy infragravity swash zone. **Journal of Coastal Research**. v. 15, p. 74 – 86. 1999.
76. PASOLINI, A. **Análise da morfodinâmica da Praia de Marataízes frente a um possível processo de engordamento artificial**. 2005. 60 f. Monografia (Geologia Costeira) – Departamento de Ecologia e Recursos Naturais, Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória.
77. PAVANI, F. **Determinação da direção e da taxa de transporte longitudinal no arco praial compreendido entre a praia da Ponta da Fruta, Vila Velha e Setiba, Guarapari – ES**. 2006. 83 f. Monografia (Geologia Costeira) - Departamento de Ecologia e Recursos Naturais, Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória.
78. PICCOLI, F. P. **Estudo numérico de ondas monocromáticas em duas praias e sobre um recife artificial multifuncional na Baía do Espírito Santo, Vitória, ES**. 2008. 150 f. Dissertação - Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental, Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória.
79. PIKEY, O. H. & COOPER, J. A. Longshore Transport Volumes: A Critical View. *Proceedings of Journal of Coastal Research*. SI 36. P. 572 – 580. 2002.
80. RIOS, F.; CISTERNAS, M.; Le ROUX, J.; CORRÊA, I.; **Seasonal sediment transport pathways in Lirquen Harbor, Chile, as inferred from grain-size trends**. *Invest. Mar.* v. 30(1), p. 3-23. 2002.
81. ROSA, L. C.; BORZONE, C. A. Uma abordagem morfodinâmica na caracterização física das praias estuarinas da Baía de Paranaguá, sul do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**. V. 38(2), p. 237-245. 2008.

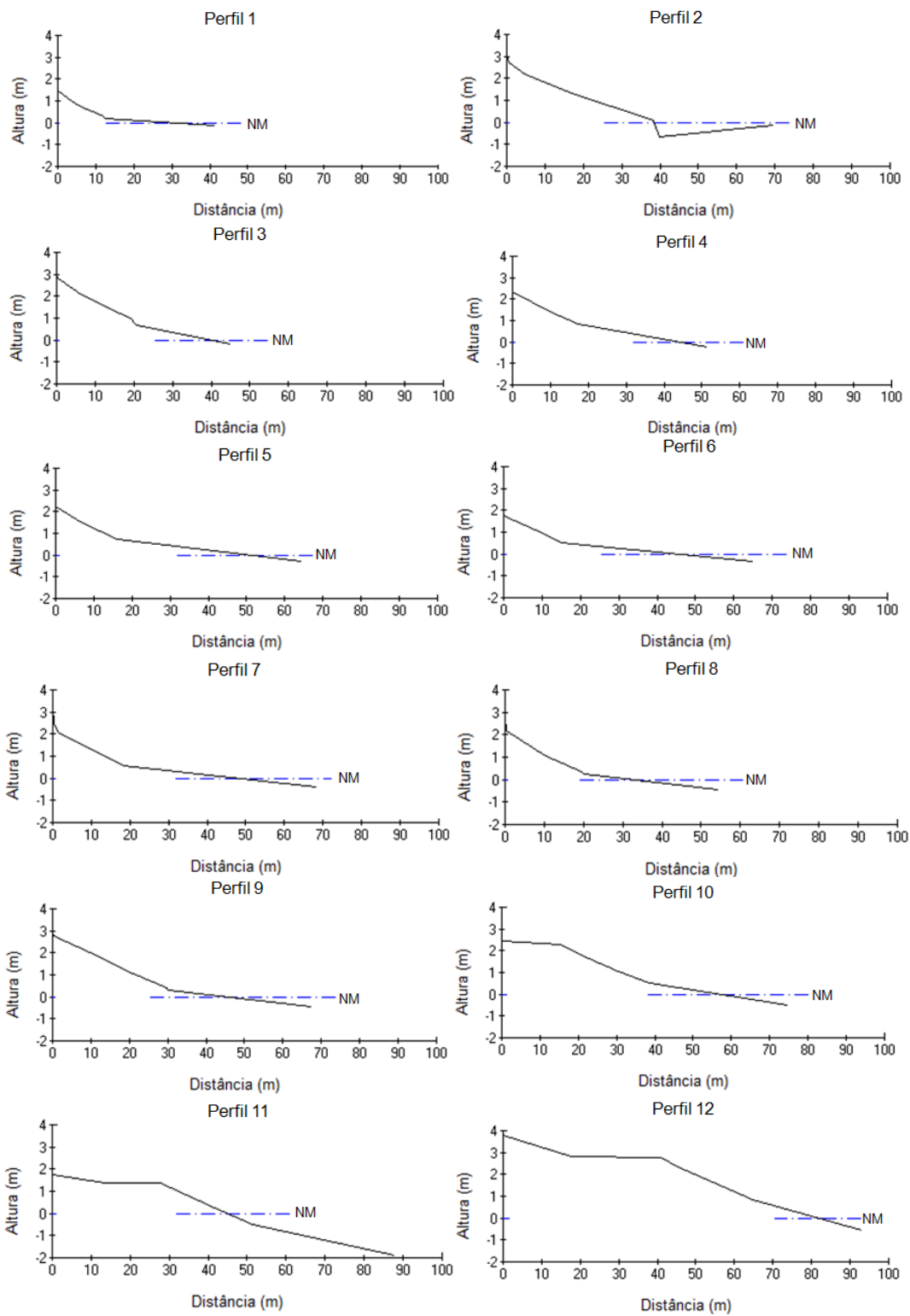
82. SILVA, Q. K., PATCHINEELAM, M. S., NETO, B. A. J., PONZI A. R. V. **Ambiente de sedimentação costeira e processos morfodinâmicos atuantes na linha de costa**. In: NETO, B. A. J., PONZI, A. B. V., SICHEL, E. S. (Org). **Introdução à Geologia Marinha**. Rio de Janeiro: Interciência. p. 175 - 218; 2004.
83. SHORT, A.D. Morphodynamics of a macrotidal beach. **Marine Geology**. v. 50, p. 97-128. 1982.
84. SHORT, A.D. Rip-current type, spacing and persistence, Narrabeen Beach, Australia. **Marine Geology**. V. 65, 45–71, 1985.
85. SHORT, A.D. Macro-meso tidal beach morphodynamics – an overview. **Journal of Coastal Research**, v. 7 (2). p. 417-436. 1991.
86. SHORT, A. D. **Handbook of beach and shoreface morphodynamics**. Sidney: Wiley. p. 392. 1999.
87. SPIEGEL, M. R. **Theory and Problems of Statistics Schaum's Outline Series**. New York: McGraw. Hill, 359p. 1961.
88. SUGUIO, K. **Dicionário de Geologia Marinha**. T.A. Queiroz. ed. São Paulo. 1992.
89. TRAVERS, A. Low-energy beach morphology with respect to physical setting: a case study from Cockburn Sound, southwestern Australia. **Journal of Coastal Research**. v.23, p.429-444. 2007.
90. THURMAN H.V. **Introductory Oceanography**. 4 ed. Columbus: Charles E. Merrill Publishing Company. 1985.
91. WANG, P.; KRAUS, N.C. and DAVIS Jr. R. A. 1998. Total longshore sediment transport rate in the surf zone: field measurements and empirical predictions. **Journal of Coastal Research**, 14(1): 269-282.

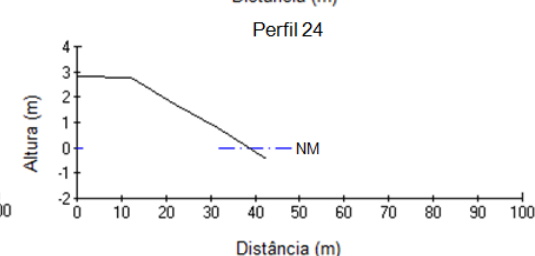
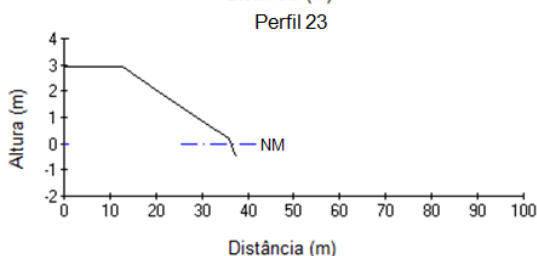
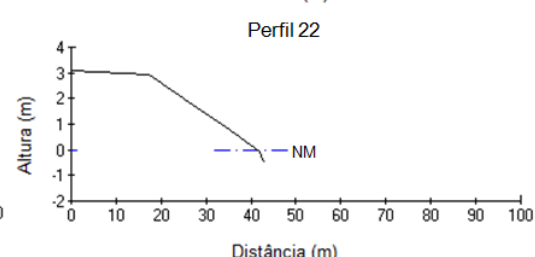
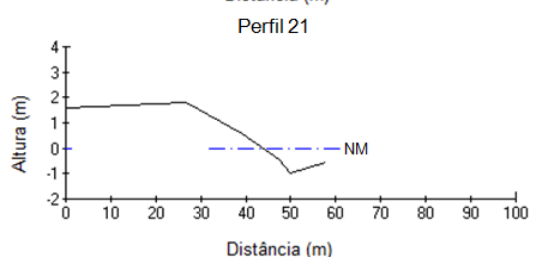
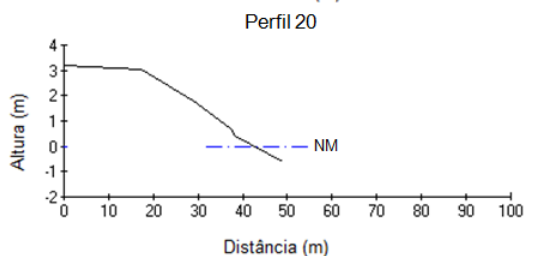
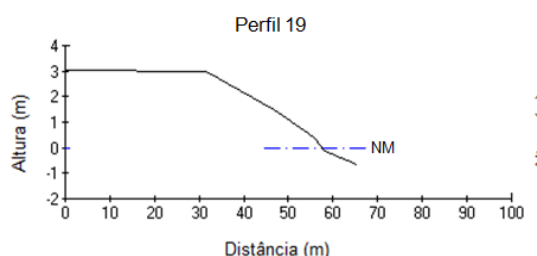
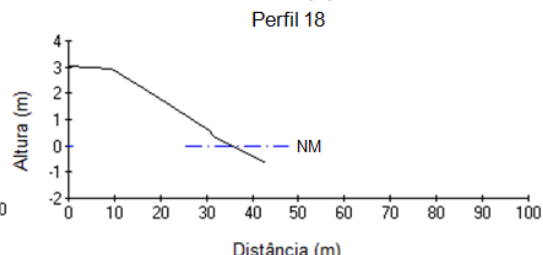
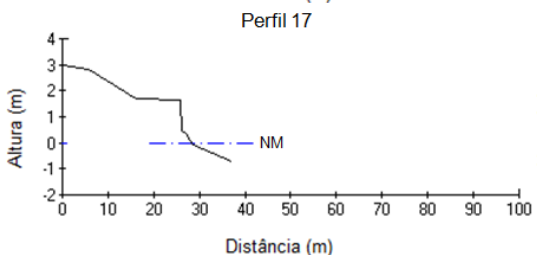
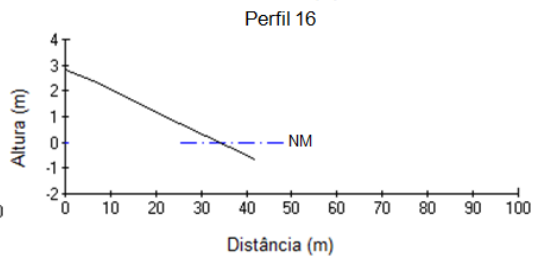
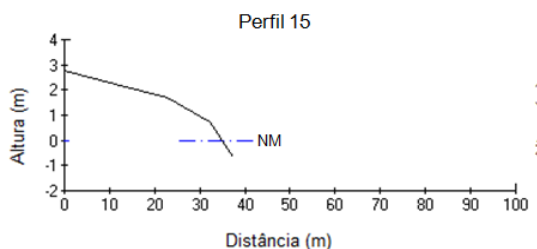
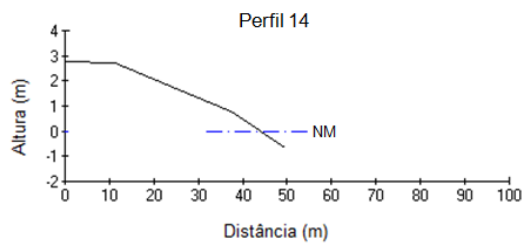
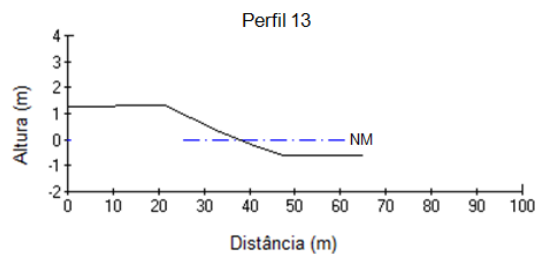
92. WENTWORTH, C. K. A scale of grade and class terms for clastic sediments. **Journal of Geology**. USA, v. 30; 1922.
93. WRIGHT, L.D.; GUZA, R.T.; SHORT, A.D. Dynamics of a high-energy dissipative surf zone. **Marine Geology**. v. 45, p. 41-62, 1982.
94. WRIGHT, L. D.; THOM, B. G. **Coastal depositional landforms: a morphodynamic approach**. *Progress in Physical Geography*. p. 412-459. 1977.
95. WRIGHT, L. D. & SHORT, A. D. Morphodynamic variability of surf zones and beaches: A synthesis. **Marine Geology**. v. 56, p. 93-118. 1984.
96. WRIGHT, V. **Evolução e morfodinâmica atual da linha de costa adjacente à desembocadura do rio Doce, Linhares-ES**. 2008. 108 f. Monografia (Geologia Costeira) - Departamento de Recursos Naturais, Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória.

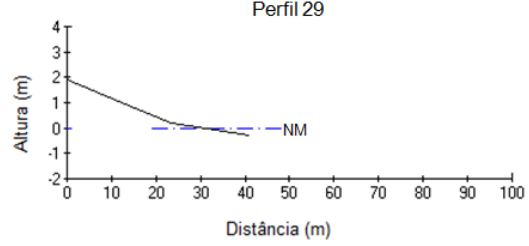
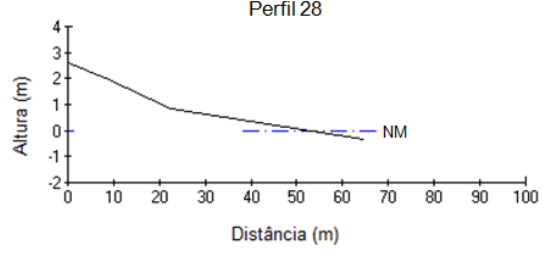
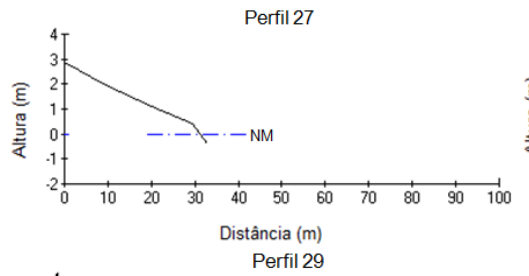
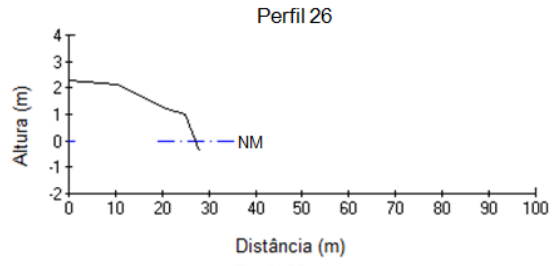
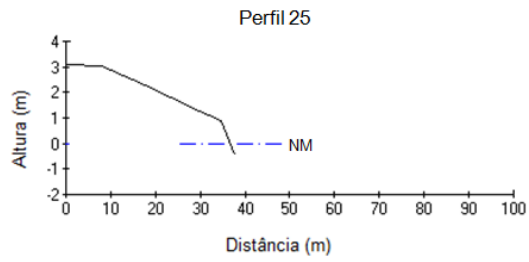
ANEXOS

Anexo I

Perfis topográficos levantados ao longo da Praia da Curva da Jurema.







Anexo II

Planilha de comparação das amostras dos pontos submersos.

Na planilha comparativa, (F) significa mais fino; (C) significa mais grosso; (B) significa melhor grau de seleção; (P) significa pior grau de seleção; (-) significa assimetria mais negativa; (+) significa assimetria mais positiva; d1 é a mostra inicial; e d2 é a amostra final, que se compara à primeira.

As células da planilha pintadas de cinza correspondem às amostras onde o modelo de Mc Laren aponta que há direção preferencial de transporte (Caso B, quando a amostra comparada é (F, B,-) ou Caso C, quando amostra comparada (C, B, +)).

		d1						
#		P2 SUB	P3 SUB	P12 SUB	P13 SUB	P14 SUB	P15 SUB	P16 SUB
d2	P2 SUB	x	C, B, +	C, P, +	C, P, +	C, P, +	C, P, +	C, B, +
	P3 SUB	F, P, -	x	F, P, -	F, P, -	F, P, +	F, P, -	C, P, -
	P12 SUB	F, B, -	C, B, +	x	F, P, +	F, P, +	F, P, +	C, B, -
	P13 SUB	F, B, -	C, B, +	C, B, -	x	F, P, +	F, P, +	C, B, -
	P14 SUB	F, B, -	C, B, -	C, B, -	C, B, -	x	C, P, -	C, B, -
	P15 SUB	F, B, -	C, B, +	C, B, -	C, B, -	F, B, +	x	C, B, -
	P16 SUB	F, P, -	F, B, +	F, P, +	F, P, +	F, P, +	F, P, +	x
	P17 SUB	F, P, -	F, P, +	F, P, +	F, P, +	F, P, +	F, P, +	F, P, -
	P19 SUB	F, B, -	F, B, +	F, B, -	F, P, +	F, P, +	F, P, +	F, B, -
	P20 SUB	F, B, -	F, B, +	F, B, -	F, P, +	F, P, +	F, P, +	F, B, -
	P21 SUB	F, B, -	C, B, -	C, B, -	F, P, -	F, P, -	F, P, -	C, B, -
	P22 SUB	F, B, -	C, B, +	C, B, -	F, B, -	F, P, +	F, P, +	C, B, -
	P23 SUB	F, B, -	C, B, +	C, B, -	F, B, -	F, P, +	F, P, -	C, B, -
	P24 SUB	F, B, -	F, B, -	F, B, -	F, P, -	F, P, -	F, P, -	F, B, -
	P25 SUB	F, B, -	C, B, +	C, B, -	F, B, -	F, B, +	F, B, -	C, B, -
	P26 SUB	F, B, -	C, B, +	F, B, -	F, B, -	F, B, +	F, B, -	C, B, -
	P27 SUB	F, B, -	C, B, +	F, B, -	F, B, +	F, P, +	F, P, +	C, B, -

		d1						
#		P17 SUB	P19 SUB	P20 SUB	P21 SUB	P22 SUB	P23 SUB	P24 SUB
d2	P2 SUB	C, B, +	C, P, +	C, P, +	C, P, +	C, P, +	C, P, +	C, P, +
	P3 SUB	C, B, -	C, P, -	C, P, -	F, P, +	F, P, -	F, P, -	C, P, +
	P12 SUB	C, B, -	C, P, +	C, P, +	F, P, +	F, P, +	F, P, +	C, P, +
	P13 SUB	C, B, -	C, B, -	C, B, -	C, B, +	C, P, +	C, P, +	C, B, +
	P14 SUB	C, B, -	C, B, -	C, B, -	C, B, +	C, B, -	C, B, -	C, B, +
	P15 SUB	C, B, -	C, B, -	C, B, -	C, B, +	C, B, -	C, B, +	C, B, +
	P16 SUB	C, B, -	C, P, +	C, P, +	F, P, +	F, P, +	F, P, +	C, P, +
	P17 SUB	x	C, P, +	C, P, +	F, P, +	F, P, +	F, P, +	C, P, +
	P19 SUB	F, B, -	x	F, P, +	F, P, +	F, P, +	F, P, +	F, P, +
	P20 SUB	F, B, -	C, B, -	x	F, B, +	F, P, +	F, P, +	F, B, +
	P21 SUB	C, B, -	C, B, -	C, P, -	x	C, P, -	C, P, -	C, B, +
	P22 SUB	C, B, -	C, B, -	C, B, -	F, B, +	x	C, P, +	C, B, +
	P23 SUB	C, B, -	C, B, -	C, B, -	F, B, +	F, B, -	x	C, B, +
	P24 SUB	F, B, -	C, B, -	C, P, -	F, P, -	F, P, -	F, P, -	x
	P25 SUB	C, B, -	C, B, -	C, B, -	F, B, +	C, B, -	C, B, -	C, B, +
	P26 SUB	C, B, -	C, B, -	C, B, -	F, B, +	F, B, -	F, B, -	C, B, +
	P27 SUB	C, B, -	C, B, -	C, B, -	F, B, +	F, B, +	F, P, +	C, B, +

		d1		
#		P25 SUB	P26 SUB	P27 SUB
d2	P2 SUB	C, P, +	C, P, +	C, P, +
	P3 SUB	F, P, -	F, P, -	F, P, -
	P12 SUB	F, P, +	C, P, +	G, P, +
	P13 SUB	C, P, +	C, P, +	C, P, +
	P14 SUB	C, P, -	C, P, -	C, B, -
	P15 SUB	C, P, +	C, P, +	C, B, -
	P16 SUB	F, P, +	F, P, +	F, P, +
	P17 SUB	F, P, +	F, P, +	F, P, +
	P19 SUB	F, P, +	F, P, +	F, P, +
	P20 SUB	F, P, +	F, P, +	C, P, -
	P21 SUB	C, P, -	C, P, -	C, P, -
	P22 SUB	F, P, +	C, P, +	C, P, -
	P23 SUB	F, P, +	F, P, +	C, B, -
	P24 SUB	F, P, -	C, P, -	F, P, -
	P25 SUB	x	F, B, +	C, B, -
	P26 SUB	F, P, -	x	F, B, -
	P27 SUB	F, P, +	C, P, +	X

Anexo III

Parâmetro Omega (Ω) calculado para as amostras coletadas na face para a determinação do estado morfodinâmico da praia. típica tabela de anexo, melhor lococar o Omega e a classificação aqui no corpo taba pensando em um gráfico com a declividade e barras em cores diferentes com a classificação pra dissipativa eprara refetiva.

Amostra	Média	Velocidade (w)	Ômega (Ω)
P1 FACE	0,535	0,086	0,1744186
P2 FACE	0,336	0,097	0,1546392
P3 FACE	0,726	0,078	0,1923077
P4 FACE	0,478	0,088	0,1704545
P5 FACE	0,949	0,071	0,2112676
P6 FACE	0,780	0,076	0,1973684
P7 FACE	0,377	0,091	0,1648352
P8 FACE	0,113	0,106	0,1415094
P9 FACE	0,382	0,091	0,1648352
P10 FACE	0,021	0,11	0,1363636
P11 FACE	0,054	0,108	0,1388889
P12 FACE	-0,041	0,114	0,1315789
P13 FACE	-0,155	0,121	0,1239669
P14 FACE	-0,020	0,111	0,1351351
P15 FACE	-0,058	0,118	0,1271186
P16 FACE	0,217	0,111	0,1351351
P17 FACE	0,657	0,081	0,1851852
P18 FACE	0,399	0,089	0,1685393
P19 FACE	0,770	0,075	0,2
P20 FACE	0,607	0,0805	0,1863354
P21 FACE	0,747	0,076	0,1973684
P22 FACE	0,369	0,092	0,1630435
P23 FACE	0,491	0,087	0,1724138
P24 FACE	0,375	0,092	0,1630435
P25 FACE	0,136	0,106	0,1415094
P26 FACE	0,373	0,092	0,1630435
P27 FACE	0,521	0,088	0,1704545
P28 FACE	0,655	0,082	0,1829268
P29 FACE	0,316	0,099	0,1515152

Parâmetro Omega (Ω) calculado para as amostras coletadas na antepraia para a determinação do estado morfodinâmico da praia.

Amostra	Média	Velocidade (w)	Ômega(Ω)
P2 SUB	-0,76	0,165	0,090909
P3 SUB	1,10	0,061	0,245902
P12 SUB	0,33	0,096	0,15625
P13 SUB	-0,02	0,119	0,12605
P14 SUB	-0,50	0,152	0,098684
P15 SUB	-0,16	0,123	0,121
P16 SUB	1,28	0,059	0,254237
P17 SUB	1,32	0,057	0,263158
P19 SUB	3,61	0,0211	0,7109
P20 SUB	3,34	0,023	0,652174
P21 SUB	0,01	0,105	0,142857
P22 SUB	0,17	0,102	0,147059
P23 SUB	0,22	0,098	0,153061
P24 SUB	2,24	0,04	0,375
P25 SUB	0,12	0,101	0,148515
P26 SUB	0,44	0,085	0,176471
P27 SUB	0,41	0,09	0,166667

