

UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO – UFPE
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

CÍCERO VICENTE FERREIRA JÚNIOR

**ESTUDO DA DINÂMICA DA ZONA DE ESPRAIAMENTO DA PRAIA DE BOA
VIAGEM ATRAVÉS DE VÍDEO IMAGENS**

RECIFE/2015

CÍCERO VICENTE FERREIRA JÚNIOR

ESTUDO DA DINÂMICA DA ZONA DE ESPRAIAMENTO DA PRAIA DE BOA
VIAGEM ATRAVÉS DE VÍDEO IMAGENS

Dissertação que apresentou ao Programa de Pós-Graduação em Geociências do Centro de Tecnologia e Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, orientada pelo Professor Dr. Pedro de Souza Pereira, em preenchimento parcial dos requisitos para obtenção do grau de Mestre em Geociências, com área de concentração em Geologia Sedimentar e Ambiental, defendida e aprovada em 30 de julho de 2015.

Catálogo na fonte

Biblioteca Margareth Malta, CRB-4 / 1198

F383e Ferreira Júnior, Cícero Vicente.

Estudo da dinâmica da zona de espraiamento da praia de Boa Viagem através de vídeo imagens / Cícero Vicente Ferreira Júnior. - Recife: O Autor, 2015.

114 folhas, il., gráfs., tabs.

Orientador: Prof. Dr. Pedro de Souza Pereira.

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG. Programa de Pós-Graduação em Geociências, 2015.

Inclui Referências.

1. Geociências. 2. Máximo espraiamento. 3. Ondas. 4. Recifes.
5. Banda incidente. I. Pereira, Pedro de Souza. (Orientador). II. Título.

UFPE

551 CDD (22. ed.)

BCTG/2015-225

CÍCERO VICENTE FERREIRA JÚNIOR

ESTUDO DA DINÂMICA DA ZONA DE ESPRAIAMENTO DA PRAIA DE BOA
VIAGEM ATRAVÉS DE VÍDEO IMAGENS

Aprovado em: 30/07/2015

Pedro de Souza Pereira

30 de julho de 2015

Carlos Augusto França Schettini

30 de julho de 2015

Antônio Henrique da Fontoura Klein

30 de julho de 2015

Dedicado à João Miguel

AGRADECIMENTOS

Neste momento passa um filme na cabeça relembrando tudo que foi vivido até então, e é com grande satisfação e certeza que dado o máximo de mim para a realização deste trabalho.

Gostaria de agradecer imensamente ao meu orientador Prof. Dr. Pedro de Souza Pereira pela paciência (que nem sempre existiu), colaborações, esclarecimentos, sugestões, explicações a respeito deste lindo fenômeno que é a onda e todo ambiente costeiro.

Aos membros da banca Antônio Klein e Guto Schettini, por terem aceitado participar da fase final dessa etapa e contribuírem para melhoria do trabalho.

Ao CEMIT e GBMar por toda ajuda prestada durante a fase de campo do experimento.

Aos Prof Rob Holman e John Stanley pela ajuda na instalação do sistema Argus.

Ao Phd Michalis Vousdoukas por toda ajuda no esclarecimento de dúvidas a respeito da ferramenta GUI TIMASTACK.

A FACEPE e CAPES pelo apoio financeiro do projeto de pesquisa Experimento Boa Viagem e concessão da bolsa de estudos.

Ao LAHICO, na pessoa do Prof Guto Schettini, pelo empréstimo dos equipamentos necessários para as medições *in situ*.

Ao Programa de Pós-Graduação em Geociências (PPGEOC) pela oportunidade e apoio, e a Igor Bandim, pela sua disposição em sempre ajudar.

Ao Antônio Nogueira (Rasta) por toda ajuda desde o início com as dúvidas, problemas, erros e telas vermelhas do MATLAB.

Aos companheiros do LABOGEO e LAHICO pelas colaborações, amizade e discussões acerca de tudo, especialmente Anderson, Athos, Barbara, Felipe, Karol, Zé, por todo apoio e divisão de angustias diárias.

A Adriana Cunha e Natan Pereira pelo apoio e incentivo desde do início.

Ao pessoal do “Várzea é Nois”, a família dos estudantes na CDU.

A Emanuelle Avelar pela amizade, discussões, perrengues, correções e toda boa vontade que sempre demonstrou mesmo com assuntos que não eram da sua área.

As novas amizades de Recife e aos bons e velhos amigos de Paulo Afonso, que mesmo com a distância e tempo não sendo a favor, sempre arranjamos espaço para algumas cervejas!

Por fim, aos meus pais, minha irmã, meu sobrinho e todos da minha família que mesmo com a distância, viveram este trabalho junto comigo, esta vitória é de todos nós.

Sinceramente, muito obrigado.

“Success is built from failure to failure without losing enthusiasm”

Winston Churchill

RESUMO

Praias são ambientes onde ocorrem constantes modificações em diferentes escalas de tempo. Estas, por sua vez, são resultado dos processos de diferentes origens que convergem neste ambiente. Assim, a zona de espraçamento é considerada a sub-região mais dinâmica dentre as regiões que compreendem a praia, sendo responsável pela variação e modelagem que ocorre desde a linha de costa até feições mais externas. O estudo aqui apresentado é resultado de um experimento realizado durante três dias na praia de Boa Viagem (Recife – PE), onde a presença de bancos de arenito influencia diretamente o comportamento das ondas em sua propagação. Foram utilizados dados obtidos *in situ* com equipamentos ADCP em conjunto com o sistema de vídeo imagens Argus. Com isto, a partir de séries temporais de intensidade luminosa foram registradas em sete linhas de imagens empilhadas (*stack*) obtendo dados relativos a respeito das condições de quebra, máximo do espraçamento (*runup*), frequência de ondas, energia de densidade espectral, períodos significante e de pico, modulação da maré, influência dos recifes e sua relação com ondulação incidente. Os resultados demonstraram variação da maré entre 0,2 a 2,3 metros, ondas entre 0,2 a 2,4 metros, períodos tiveram média entre 11 a 16 segundos, e densidade espectral em bandas mais energéticas (infragravidade) e menos energéticas (incidente). O máximo energético acontece na preamar quando ocorre a saturação da face de praia por água. Na baixa-mar foi observado que poucas ondas ocorrem no espraçamento, entretanto, os espectros demonstraram que as ondas atuantes nesta etapa possuem maior energia dentro de uma amostragem incidente. Desse modo, considerando a posição das estruturas na praia, quanto mais próximo da região onde as ondas alcançam a costa (arrebentação), maior será sua influência sobre as ondas, sendo este um fator determinante não apenas no comportamento das ondas, mas também no comportamento das ondas. A presença destas estruturas é determinante de tal maneira que, em alguns casos, se mostraram responsáveis pela geração de ondas estacionárias e de borda, resultado da refração que ocorre da incidência longitudinal que modificando a energia da banda no espraçamento, o que irá influenciar na dinâmica praias, isto é comprovado pela densidade espectral, período, variação da maré e excursão do *runup* obtidos neste estudo.

Palavras-chave: Máximo espraçamento. Ondas. Recifes. Banda incidente.

ABSTRACT

Beaches are highly variable environments, processes there converge from different backgrounds. Therefore, the swash zone is considered the most dynamic among the regions that comprise accounting for variation and modeling that occurs from the shoreline to the others features. The study presented is the result of a three days experiment on the Boa Viagem beach, Recife, where the presence of coastal reefs directly influence on the swash zone behavior. For this purpose, obtained in situ data were used together with the video system image known worldwide, the Argus system. Therefore, light intensity time series were recorded in seven lines of stack images (stacks) in which they obtained data about the breaking conditions, maximum swash (runup), power spectral density, significant and peak period, modulation tide, influence of reefs and their relation to incident waves. The results showed tide variation between 0,2 to 2,3 meters, wave height 0,2 and 2,4 meters, the periods between 11 to 16 seconds and high energy spectral density band (infragravity) and less energy (incident band). The maximum energy occurs at the high tide when there is a saturation on the beach face. At low tide, low energy reaches at the swash zone, however, the spectra showed that the acting waves at this tides phase have greater power within an incident sampling. Thus, the closer surf zone are these, greater influence structures, and the reefs a determining factor for the band that focus in that section. This, in turn, limits the power dissipation of the waves, in some cases, proved responsible for the generation of the standing and edge waves, resulting from refraction that occurs longitudinal incidence that are responsible for changes the energy band in swash zone, which will influence the beach dynamic, that is proven by spectral density, periods, tide variation, and runup data.

Keywords: Runup. Waves. Reefs. Incident band.

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1 - SUBDIVISÃO DO AMBIENTE PRAIAL ENTRE FAIXAS SEGUNDO A CLASSIFICAÇÃO DE MCLACHLAN (1980) E SHORT & JACKSON (2013). * PRAIAS PODEM POSSUIR MAIS DE UM BANCO ARENOSO.....	16
FIGURA 2 - ZONA DE ESPRAIAMENTO E FACE DE PRAIA COM SEUS LIMITES E PRINCIPAIS PROCESSOS QUE INFLUENCIAM SUA MORFOLOGIA, SEGUNDO MASSELINK & HUGHES (2003).....	17
FIGURA 3 - ESQUEMA DEMONSTRANDO O MOVIMENTO DE IRRUPÇÃO E RETORNO (DIVIDIDO EM QUATRO MOMENTOS) DENTRO DO CICLO DO ESPRAIAMENTO.	21
FIGURA 4 - COMPORTAMENTO E MORFOLOGIA DOS DIFERENTES ESTÁGIOS PRAIAIS LEVANDO EM CONSIDERAÇÃO A DISSIPAÇÃO DE ONDAS NA ZONA DE ESPRAIAMENTO (*TANB: DECLIVIDADE DO TERRENO).....	22
FIGURA 5 - O QUADRO ACIMA DEMONSTRA O MODELO ELABORADO DE WEIR ET AL. (2006), NO QUAL É MOSTRADA AS FASES DE CRESCIMENTO DE UMA BERMA NUMA PRAIA INTERMEDIÁRIA COM TENDÊNCIAS REFLETIVAS. A FASE 1 (A) MOSTRA O PERFIL DA FACE DE PRAIA TÍPICO COM MENOR GRADIENTE E CRISTA DA BERMA; NA FASE 2 (B) O RÁPIDO CRESCIMENTO VERTICAL DA CRISTA É PROVOCADO PELO AUMENTO DO ESPRAIAMENTO; DURANTE A FASE 3 (C) A LENTA PROGRADAÇÃO DA BERMA PRINCIPAL OCORRE MOTIVADA PELO SURGIMENTO DA SUB-BERMA DURANTE A BAIXA-MAR QUANDO O ESPRAIAMENTO CESSA SEU AUMENTO; NA FASE 4 (D), ACONTECE A MIGRAÇÃO DA SUB-BERMA MOTIVADA PELO AUMENTO DA MARÉ.....	27
FIGURA 6 - ESQUEMA REPRESENTANDO A ESTABILIZAÇÃO DO SEDIMENTO E ESPESSEAMENTO DA CAMADA SUPERIOR A PARTIR DA INFILTRAÇÃO DURANTE O MOVIMENTO DE ASCENSÃO.....	36
FIGURA 7 - ESQUEMA REPRESENTANDO A DESESTABILIZAÇÃO DO SEDIMENTO E ESPESSEAMENTO DA CAMADA SUPERIOR A PARTIR DA EXFILTRAÇÃO DURANTE O MOVIMENTO DE RETORNO.	37
FIGURA 8 - ARMADILHA DE SEDIMENTOS UTILIZADAS PARA OBTENÇÃO DE MATERIAL <i>IN SITU</i> . A PRIMEIRA (A) IMAGEM TRATA-SE DA ARMADILHA JUNTO A SUA ESTRUTURA POSICIONADA VERTICALMENTE. NA SEGUNDA IMAGEM (B), UMA ARMADILHA CONSTRUÍDA EM AÇO CARBONO E TECIDO TÉCNICO DE POLIÉSTER, PARA OBTENÇÃO DE MATERIAL COM GRANULOMETRIA MENOR (0,063MM).	41

FIGURA 9 - SISTEMA DE SEIS MEDIDORES ULTRASSÔNICOS DE VELOCIDADE DE FLUXO NO ESPRAIAMENTO UTILIZADOS NO ESTUDO REALIZADO POR HOUSER (2008).	43
FIGURA 10 – (A) MODELO DE LASER SCANNER PARA MEDIÇÕES IN SITU NO ESPRAIAMENTO. (B) ESTRUTURA UTILIZADA PARA ADAPTAÇÃO DO SISTEMA LIDAR NA ZONA DE ESPRIAMENTO.	45
FIGURA 11 - IMAGENS DO SISTEMA DE VÍDEO IMAGENS ORASIS INSTALADO NA PRAIA DE PORTO DE GALINHAS (PERNAMBUCO).....	48
FIGURA 12 - LOCALIZAÇÃO DA PRAIA DE BOA VIAGEM DENTRO DA REGIÃO METROPOLITANA DO RECIFE (ACIMA), MOSAICO DEMONSTRANDO A ZONA DE ESPRAIAMENTO DA ÁREA DE ESTUDO (CENTRO), E ESTRUTURAS DE ARENITO PRESENTES A PARTIR DA ZONA DE ARREBENTAÇÃO (ABIXO).....	53
FIGURA 13- PROF. DRº ROB HOLMAN DURANTE A INSTALAÇÃO DO SISTEMA ARGUS DA ESTAÇÃO DE BOA VIAGEM.....	57
FIGURA 14 - OS DIFERENTES TIPOS DE IMAGENS OBTIDAS A PARTIR DO SISTEMA ARGUS INSTALADO NA PRAIA DE BOA VIAGEM. A) IMAGEM DO TIPO INSTANTÂNEA (<i>SNAPSHOT</i>); B) IMAGEM DE LONGA EXPOSIÇÃO (<i>TIMEX</i>); C) IMAGEM DO TIPO ESCURA (<i>DARKEST</i>); D) IMAGEM DE VARIAÇÃO (<i>VARIANCE</i>); E) IMAGEM DE BRILHO (<i>BRIGHTEST</i>).	58
FIGURA 15 - VISÃO DE CADA UMA DAS CÂMERAS QUE COMPÕE O SISTEMA ARGUS DE BOA VIAGEM (A); IMAGEM DAS CINCO CÂMERAS REUNIDAS PRONTO PARA O PROCESSAMENTO (B); IMAGEM RETIFICADO DA PRAIA DE BOA VIAGEM A PARTIR DO SISTEMA ARGUS.....	59
FIGURA 16 – AS SETE LINHAS DE STACK FIXADAS EM BOA VIAGEM COM DISTANCIAMENTO DE 100 METROS ENTRE ELAS PARA A ANÁLISE DA VARIAÇÃO DO ESPRAIAMENTO A PARTIR DA ATUAÇÃO DAS ONDAS.....	60
FIGURA 17 - IMAGENS EMPILHADAS (<i>STACKS</i>) DO ESPRAIAMENTO DURANTE A PREAMAR, BAIXA-MAR E O ESPRAIAMENTO NA REGIÃO DOS RECIFES.	61
FIGURA 18 - INTERFACE DA FERRAMENTA <i>GUI TIMESTACK</i> CARREGADA COM IMAGENS DO ESPRAIAMENTO DE BOA VIAGEM OBTIDO PELO SISTEMA ARGUS. A LINHA CONTINUA VERMELHA SIGNIFICA O ESPRAIAMENTO DA ONDA, OS PONTOS AMARELOS ATENTAM PARA O MÁXIMO ALCANÇADO DO ESPRAIAMENTO.	62
FIGURA 19 - LOCALIZAÇÃO EXATA DOS INSTRUMENTOS ADCP NA PRAIA DE BOA VIAGEM. O ADCP EXTERNO LOCALIZADO NA REGIÃO DA ZONA DE ARREBENTAÇÃO ANTES DA QUEBRA, ADCP INTERMEDIÁRIO ENCONTROU-SE NA REGIÃO COMPREENDIDA ONDE	

FORMOU-SE UM BANCO DE AREIA FORMADO EM UMA DEPRESSÃO ENTRE RECIFES E O TERCEIRO, ADCP INTERNO, FOI FUNDEADO NA CAVA QUE É FORMADA PELA PRESENÇA DOS RECIFES.....	63
FIGURA 20 - GRÁFICOS DEMONSTRANDO O COMPORTAMENTO DAS VARIÁVEIS HIDRODINÂMICAS (MARÉ, ALTURA E PERÍODO DE ONDAS) COLETADOS PELOS PERFILADORES ACÚSTICOS DO TIPO DOPPLER (ADCP). NÍVEL DA MARÉ (A), ALTURA DE ONDA (B) E PERÍODO DE ONDA (C).	67
FIGURA 21 - GRÁFICOS DE DENSIDADE ESPECTRAL DAS ONDAS E VARIAÇÃO DA MARÉ COLETADAS PELOS EQUIPAMENTOS ADCP. O PRIMEIRO GRÁFICO (A) REPRESENTA O ADCP INTERNO COLOCADO NA ZONA DE ESPRAIAMENTO; O SEGUNDO (B) TRATA-SE DO ADCP LOCALIZADO NA REGIÃO ONDE SE ENCONTRAM OS RECIFES, E O TERCEIRO GRÁFICO (C) IDENTIFICA O ADCP EXTERNO LOCALIZADO NA ZONA DE ARREBENTANÇA.....	70
FIGURA 22 - DEMONSTRA A VARIAÇÃO DO ESPRAIAMENTO DURANTE O TEMPO LEVANDO EM CONSIDERAÇÃO A MODULAÇÃO DA MARÉ.....	76
FIGURA 23 - IMAGEM <i>TIMEX</i> DO SISTEMA ARGUS DEMONSTRANDO A QUEBRA PREFERENCIAL DE ONDAS EM BOA VIAGEM NA BAIXA-MAR, ASSIM COMO A PRESENÇA DOS RECIFES..	78
FIGURA 24 - GRÁFICOS COM OS RESULTADOS OBTIDOS DO SISTEMA ARGUS PARA A DENSIDADE ESPECTRAL NA REGIÃO DO ESPRAIAMENTO PARA AS SETE LINHAS DE STACK (Y=-300M, Y=-200M, Y=-100M).	79
FIGURA 25 - GRÁFICOS COM OS RESULTADOS OBTIDOS DO SISTEMA ARGUS PARA A DENSIDADE ESPECTRAL NA REGIÃO DO ESPRAIAMENTO PARA AS SETE LINHAS DE STACK (Y=0M, Y=100M, Y=200M E Y=300M).....	80
FIGURA 26 - GRÁFICOS DO COMPORTAMENTO ENERGÉTICO DEMONSTRADO EM CADA LINHA DE STACK COM TODOS OS STACKS DE CADA REGIÃO. FORAM DESTACADOS A MÁXIMA ENERGIA, ENERGIA MÉDIA E ENERGIA MÍNIMA REGISTRADA.	86
FIGURA 27 - GRÁFICOS DO COMPORTAMENTO ENERGÉTICO DEMONSTRADO EM CADA LINHA DE STACK COM TODOS OS STACKS DE CADA REGIÃO. FORAM DESTACADOS A MÁXIMA ENERGIA, ENERGIA MÉDIA E ENERGIA MÍNIMA REGISTRADA.	87
FIGURA 28 - GRÁFICOS DO COMPORTAMENTO ENERGÉTICO DEMONSTRADO EM CADA LINHA DE STACK COM TODOS OS STACKS DE CADA REGIÃO. FORAM DESTACADOS A MÁXIMA ENERGIA, ENERGIA MÉDIA E ENERGIA MÍNIMA REGISTRADA.	88
FIGURA 29 - ESQUEMA IDEALIZADO POR MASSELINK & PULEO (2006) NO QUAL É DEMONSTRADO A TRANSFORMAÇÃO QUE OCORRE NAS ONDAS MONOCROMÁTICAS E	

RANDÔMICAS A PARTIR DA ARREBENTAÇÃO ATÉ O ESPRAIAMENTO SENDO DIVIDIDAS ENTRE DOIS TIPOS, ONDAS CURTAS (CURTO PERÍODO) E ONDAS LONGAS (GRANDE PERÍODO).	91
FIGURA 30 - GRÁFICO COM A VARIAÇÃO DO PERÍODO SIGNIFICATIVO DAS ONDAS NA ZONA DE ESPRAIAMENTO PARA AS LINHAS DE <i>STACK</i> PARA OS TRÊS DIAS DE EXPERIMENTO. A LINHA PRETA DEMARCA A OCORRÊNCIA MÉDIA DAS ONDAS.....	92
FIGURA 31 - GRÁFICO COM OS DADOS REFERENTES AO PERÍODO DE PICO OBTIDOS DURANTE A MODULAÇÃO DA MARÉ NAS LINHAS DE <i>STACK</i> ANALISADAS PARA OS DIAS DO EXPERIMENTO.	94
FIGURA 32 - IMAGEM DEMONSTRANDO O COMPORTAMENTO DE REFRAÇÃO DAS ONDAS, ORIGINANDO AS ONDAS DE BORDA.....	96

SUMÁRIO

APRESENTAÇÃO.....	15
CAPÍTULO 1 - REVISÃO SOBRE O ESTADO DA ARTE DA ZONA DE ESPRAIAMENTO	16
1.1 ZONA DE ESPRAIAMENTO	16
1.2 MORFOLOGIA E COMPORTAMENTO	19
1.3 ELEMENTOS MORFOLÓGICOS	24
1.3.1 Face de Praia	24
1.3.2 Bermas.....	25
1.3.3 Cúspides	30
1.4 PROCESSO DE INFILTRAÇÃO/EXFILTRAÇÃO	33
1.5 BANDA INCIDENTE & INFRAGRAVIDADE	38
1.6 MÉTODOS DE ESTUDOS	40
1.6.1 Sistema de Armadilhas de Sedimentos	40
1.6.2 Sistema de Medidores Ultrassônicos (UDV)	42
1.6.3 Sistema de Laser-Scanner (LIDAR).....	44
1.6.4 Sistema de Monitoramento por Vídeo Imagens	46
CAPÍTULO 2 – ESTUDO DA DINÂMICA DA ZONA DE ESPRAIAMENTO DA PRAIA DE BOA VIAGEM ATRAVÉS DE VÍDEO IMAGENS	50
2.1 INTRODUÇÃO	50
2.2 OBJETIVOS	51
2.2.1 Objetivo Geral.....	51
2.2.2 Objetivo Específicos	52
2.3 ÁREA DE ESTUDO	52
2.4 METODOLOGIA	55
2.4.1 Sistema de Vídeo Imagens Argus	56
2.4.2 Gui Timestack	61
2.4.3 Perfiladores Acústicos - ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler)	63

2.5	RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	65
2.5.1	Perfiladores Acústicos – ADCP.....	65
2.5.2	Video Imagens (ARGUS).....	74
2.6	CONCLUSÕES	98
	REFERÊNCIAS	100

APRESENTAÇÃO

A região da zona de espraçamento é considerada como componente chave no comportamento dinâmico de uma praia. Esta corresponde a parte mais intensa e energeticamente ativa no perfil praial e pode ser responsável por modificações que ocorrem na parte subaérea deste ambiente. Diante disto, o estudo da mesma torna-se pertinente não apenas para objetivos que buscam elucidar questões referentes as mudanças morfológicas em uma praia, mas também impasses a respeito dos processos costeiros, soluções e melhores planejamentos em abordagens ligadas ao gerenciamento costeiro. Portanto, esta dissertação de mestrado foi estruturada em dois capítulos que demonstram a importância e gama de informações que podem vir a ser obtidas através do estudo desta região única no planeta.

O primeiro capítulo trata-se de uma revisão acerca do estado da arte de pesquisas relacionadas a zona de espraçamento que, de alguma maneira, abordaram o comportamento, os fenômenos, elementos e características presentes em sua morfologia, como também feições que são originadas a partir deste processo. Foram também listados os diferentes tipos de metodologias de pesquisa empregadas até o momento em estudos relacionadas a zona de espraçamento.

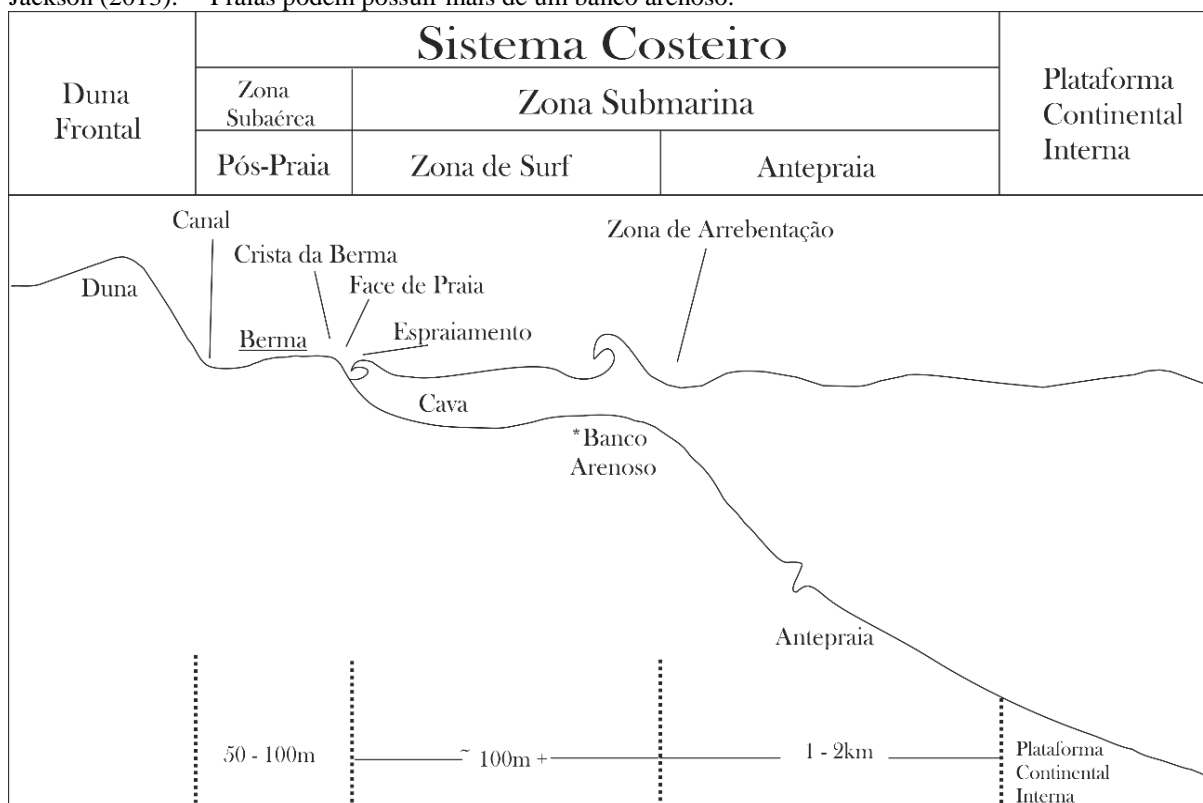
O segundo capítulo traz o corpo da dissertação dividido em tópicos. O primeiro trata-se de uma breve introdução acerca do assunto com informações relevantes ao tema. O segundo descreve de maneira detalhada a área de estudo onde esta pesquisa foi realizada, a praia de Boa Viagem (Recife). No terceiro tópico é abordada a metodologia utilizada neste estudo, no qual consistiu do emprego do sistema de vídeo imagens Argus e dados coletados *in situ*. O quarto tópico demonstra os resultados inéditos obtidos com esta pesquisa, assim como a discussão destes. Por fim, é apresentada as conclusões deste estudo e suas implicações.

CAPÍTULO 1 - REVISÃO SOBRE O ESTADO DA ARTE DA ZONA DE ESPRAIAMENTO

1.1 ZONA DE ESPRAIAMENTO

Dentro da concepção de ambiente praial (SHORT & JACKSON, 2013) (Figura 1), a zona de espraçamento (*swash zone*) se encontra localizada logo após a zona de arrebentação (*surf zone*), ela é tida como a interface entre o oceano e a face de praia, sendo a zona de transição entre a parte subaérea e a subaquosa da praia (HUGHES et al., 2010).

Figura 1 - Subdivisão do ambiente praial entre faixas segundo a classificação de Mclachlan (1980) e Short & Jackson (2013). * Praias podem possuir mais de um banco arenoso.

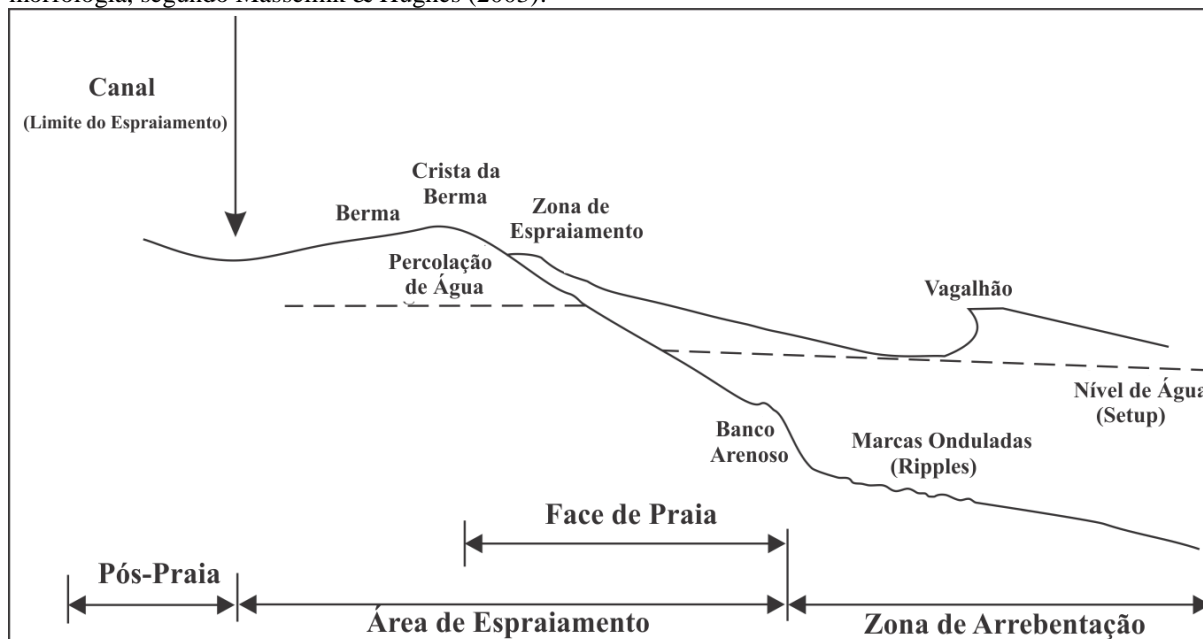


Fonte: Modificado de Short & Jackson (2013).

Embora não exista um limite físico definido onde termina a zona de arrebentação e se inicia a região do espraçamento, ela pode ser considerado como o mínimo do espraçamento (EMERY & GUNNERSON, 1973). Ou seja, o ponto submerso da praia onde mesmo com a constante passagem das ondas e o intervalo entre as mesmas, a cava presente continua submersa. Do mesmo modo, o local onde o vagalhão turbulento (ondas que superam a altura do nível de água) começa a afetar de forma significativa o limite mais externo da face de praia (leito) pode ser considerado como parte do espraçamento (PULEO et al., 2000), seguindo um

aumento linear na declividade do terreno. Por outro lado, uma determinação física do limite interno do espraimento não considerada pela literatura está compreendida na região da face onde se inicia a saturação por água, no qual se intensifica pelo contato com o lençol freático. É esperado a formação de feições características deste ambiente (bermas e cúspides) devido à grande quantidade de sedimentos transportados durante este fluxo fazendo com que sejam criados limites como é demonstrado na Figura 2.

Figura 2 - Zona de espraimento e face de praia com seus limites e principais processos que influenciam sua morfologia, segundo Masselink & Hughes (2003).



Fonte: Modificado de Masselink & Hughes (2003).

Esta região funciona como resposta aos processos que ocorrem na arrebenção, local onde as ondas começam a ser influenciadas de forma mais intensa pelo contato com o fundo submarino e, conseqüentemente (em alguns casos), deslocam maior quantidade de sedimentos afetando tanto a zona de espraimento como também a morfologia da face de praia (GUEDES et al., 2012).

As ondas e a amplitude da maré são tidas como os principais agentes naturais responsáveis pela modificação das variáveis que influenciam na transformação deste ambiente. Sendo assim, as principais variáveis que determinam a quebra de ondas são o período e a altura das onda, e o declive presente no ambiente costeiro (MEI, 1990; KELLY & DODD, 2010). Este último pode estar relacionado com a morfodinâmica praial (SHORT & WRIGHT, 1984), como também a fatores de origem antropogênica. De qualquer forma, elas agem intermitentemente sobre esta região, seja dissipando-se na linha de costa, ou refletindo

em direção ao mar. A atuação destes agentes sobre o comportamento da zona de espraçamento faz com que regiões como a face de praia produza feições características como as descritas acima.

A zona de espraçamento além de determinar a faixa referente a linha de costa, é uma importante região tanto do ponto de vista para os que pesquisam os processos costeiros, como também os que potencializam o gerenciamento ou obras de engenharia dentro do ambiente praiar (VOUSDOUKAS et al., 2012). Por sua competência em transportar consideráveis quantidades de sedimentos, chegando a volumes da ordem de 100 quilos de sedimentos por metro cúbico de água (100kg/m^3) (OSBORNE & ROOKER, 1999), isso ocorre devido aos fortes e instáveis fluxos que caracterizam esta faixa (LINDEMÉR et al., 2010). Neste contexto, o espraçamento torna-se responsável por modelar o perfil praiar a partir da face de praia, determinando o ponto máximo de espraçamento das ondas.

Tanto em eventos de baixa-mar (*low tide*), no qual a face de praia é permeada por água concebendo o estágio praiar de terraço de baixa-mar, a depender das características da praia (SHORT & WRIGHT, 1984), como também em preamar (*high tide*), onde as ondas alcançam até feições mais externas deste ambiente, como as dunas. Estudos realizados na última década (BUTT & RUSSELL, 2000; ELFRINK & BALDOCK, 2002; RUGGIERO et al., 2004) utilizaram o comportamento do máximo do espraçamento, conhecido como *runup*, e sua função de densidade, como um dos principais critérios para se estabelecer a *zona non aedificandi* dentro do ambiente costeiro, o que colabora para previsões futuras de cenários e abordagens estatísticas sobre a vulnerabilidade costeira (KLEIN et al., 2010; VOUSDOUKAS et al., 2011, 2012).

No entanto, apesar da importância desta faixa para o desenvolvimento sustentável de áreas importantes para a sociedade e as questões abordadas sobre a mesma, ainda é demonstrada uma carência acerca de conhecimentos e informações a respeito do comportamento desta região tão dinâmica em diferentes tipos de costa. Ao mesmo tempo que a possibilidade de se estudar esta região é considerada simples, devido ser julgada como ambiente de fácil acesso, a obtenção dos dados necessários para análises do comportamento deste ambiente torna-se bastante trabalhoso pelo seu caráter dinâmico que varia em questão de horas, ou até mesmo em minutos (MASSELINK & PULEO, 2006).

Desta forma tornam-se relevantes estudos que abordem a dinâmica e o comportamento deste ambiente através dos processos e as variáveis que o controlam.

1.2 MORFOLOGIA E COMPORTAMENTO

O movimento de espraçamento das ondas é composto por duas fases distintas. A primeira trata-se de um fluxo de água ascendente em direção a costa, chamado comumente de fluxo de irrupção (*uprush*). Neste sentido, os máximos atingidos do comportamento deste fluxo, ou seja, os movimentos que colaboram para o desvio padrão da média geral, são considerados como o máximo do espraçamento, ou *runup* (BUTT & RUSSELL, 2000).

O segundo movimento pode ser definido como fluxo descendente em direção ao mar aberto conhecido como movimento de retorno, ou *backswash*. Do mesmo modo do máximo espraçamento, o seu representante de desvio padrão é chamado de *rundown* (GUEDES et al., 2011).

O fluxo ascendente é composto por dois principais elementos sendo eles: uma superelevação constante acima do nível de água conhecida também como *setup* (como ilustrado na figura 2), e as flutuações sobre o espraçamento (HOLMAN & SALLENGER, 1985; RUGGIERO et al., 2004; STOCKDON et al., 2006). Estes componentes são dispostos a partir do instante em que altas velocidades dos fluxos de água fazem com que ocorra uma tensão cisalhante na qual é provocado um colapso na parte superior da onda, ocorrendo a formação de espuma que é dirigida em direção a face de praia (MASSELINK & PULEO, 2006). Ainda nos movimentos de irrupção, têm-se início o processo de percolação de água sobre o terreno da face de praia, o que influencia no desenvolvimento do máximo do espraçamento e o movimento subsequente, o movimento de retorno que, consequentemente, influenciará na morfologia da face.

O comportamento do máximo espraçamento é um dos principais parâmetros ao se estimar a probabilidade e os efeitos de inundações e processos que contribuam para a erosão e progradação no ambiente praial (MASSELINK & HUGHES, 1998; PULEO et al., 2000; SÉNÉCHAL et al., 2013). Contudo, o estudo deste fenômeno ainda é considerado limitado devido à complexidade em se estimar os dados essenciais para a pesquisa. Desse modo, o total conhecimento da variabilidade ocorrida na parte subaérea da praia provocada por este fator acaba sendo prejudicado. São necessárias variáveis como a inclinação presente no perfil e o clima de ondas em águas intermediárias (*offshore*) para compor o estudo (GUEDES et al., 2011; SENECHAL et al., 2011; RUJU et al., 2013).

Neste contexto, são utilizados métodos matemáticos que auxiliam nesta análise. Atualmente é utilizado de forma abrangente o cálculo de Iribarren, também conhecido como número de Iribarren (IRIBARREN & NOGALES, 1949) para se estimar a máxima elevação

do espraçamento máximo. Trata-se de uma formulação empírica que leva em consideração o declive da praia, clima de ondas em águas intermediárias e as características destas variáveis. O cálculo de Iribarren é descrito na seguinte equação:

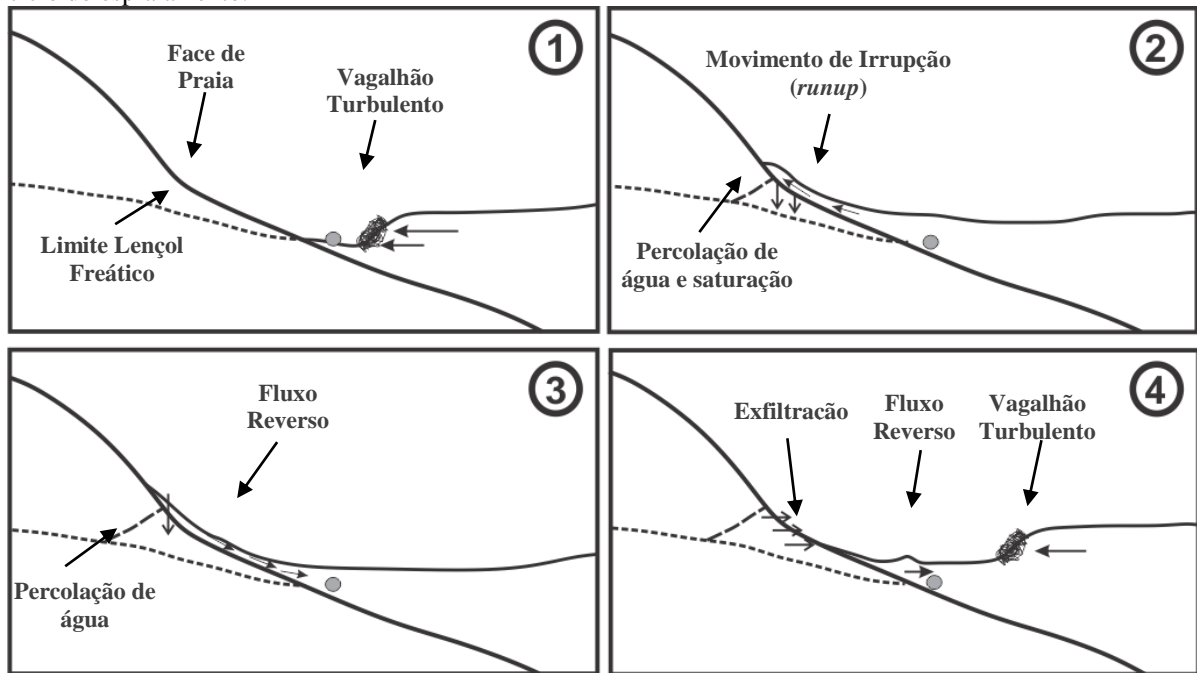
$$\xi_0 = \frac{\tan\beta}{\left(\frac{H_0}{L_0}\right)^{1/2}} \quad (1)$$

Nesta equação β representa o declive presente no perfil praial, L_0 é o comprimento da onda em águas intermediárias que é alcançado a partir da teoria linear do período da onda, e H_0 representa a altura de ondas medidas ainda em águas intermediárias. As condições mais dissipativas são geralmente associadas à baixos valores adquiridos no cálculo de Iribarren, ou seja, valores menores que 0.3. Em condições intermediárias e refletivas do ambiente praial, os valores deste cálculo são tidos como altos, acima de 0,3 (HOLLAND & HOLMAN, 1996; RUGGIERO et al., 2001; STOCKDON et al., 2006).

Estudos recentes, como o realizado por Guedes *et al.* (2011) na praia de Tairua, Nova Zelândia, utilizando sistema de vídeo imagens, demonstrou que a variação do nível de água pelo comportamento da maré e a presença de bancos de areia submersos gerando variações são importantes na altura significativa do espraçamento máximo. Isso acontece devido as diferenças ocorridas na transformação da onda durante sua dissipação (SÉNÉCHAL et al., 2013).

Após ocorrido o espraçamento da onda sobre a face de praia, consequentemente acontece o movimento de retorno em direção ao mar. Este movimento torna-se um efeito contrastante com o movimento de irrupção por decorrência de suas propriedades estatísticas (densidade) e o comportamento da velocidade no espraçamento, em particular a assimetria (PRITCHARD & HOGG, 2005; MASSELINK & RUSSELL, 2006; HUGHES et al., 2010). Seus fatores mais determinantes são as particularidades topográficas apresentadas pelo ambiente e a quantidade de água que permeou a face de praia durante o movimento de ascensão. Masselink & Puleo (2006) idealizaram um esquema no qual é demonstrado o comportamento dos movimentos de irrupção e retorno dentro do ciclo da zona de espraçamento (Figura 3).

Figura 3 - Esquema demonstrando o movimento de irrupção e retorno (dividido em quatro momentos) dentro do ciclo do espraioamento.



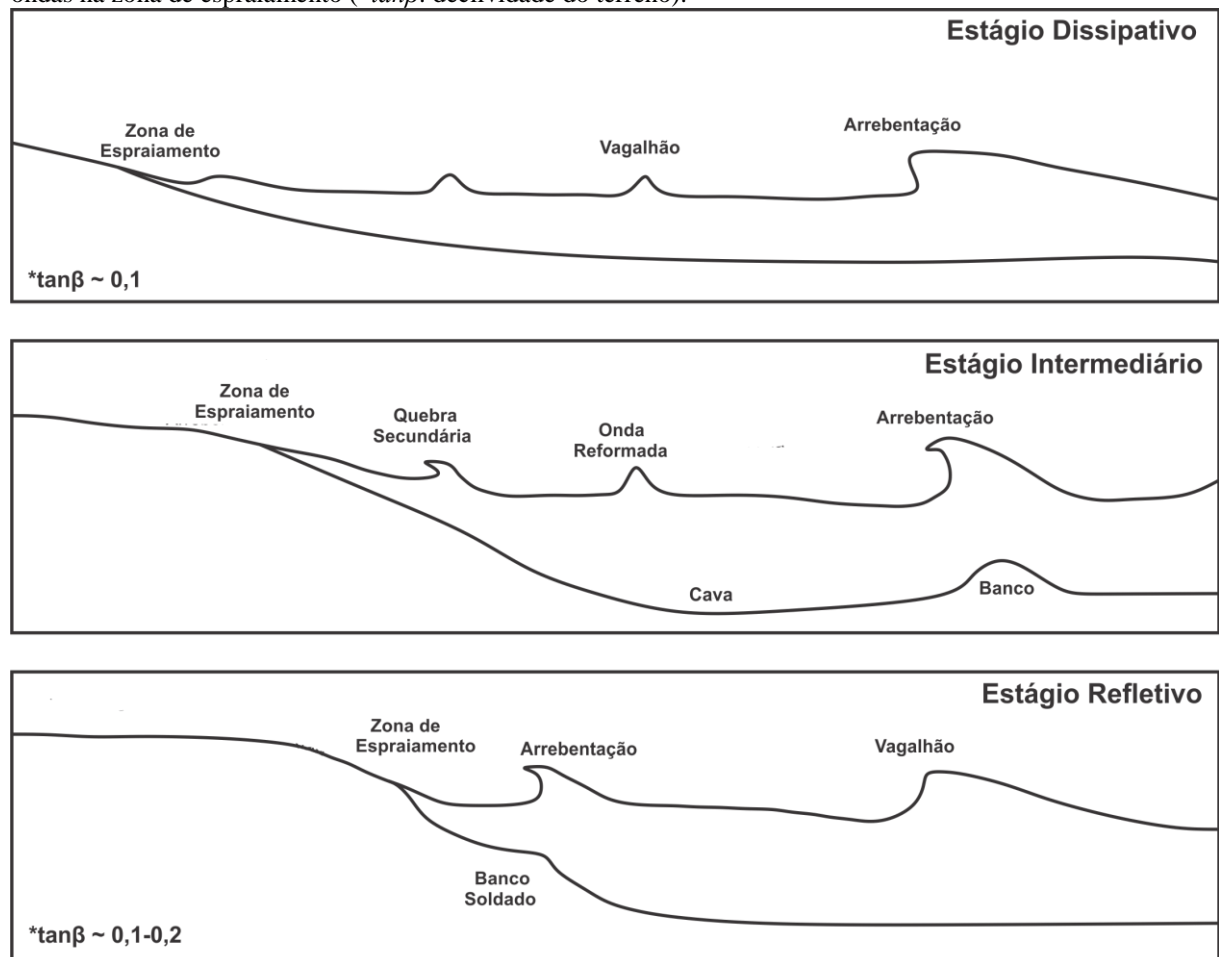
Fonte: Modificado de Masselink & Puleo (2006).

No momento 1 após o vagalhão ter sido influenciado pelo contato com o fundo submarino na arrebentação, começa seu processo turbulento formando espuma que resultará em seu colapso na zona de espraioamento em direção a face. O momento 2 a onda se espraia por todo terreno demonstrando o máximo de sua energia (espraioamento máximo) e inicia a percolação de água na face de praia. Após ocorrido todo movimento de ascensão da onda, tem início o retorno em direção ao mar que será induzido pela quantidade de água percolada, como exemplifica o momento 3, onde acontece a estagnação do fluxo antes do início do movimento de retorno. A força da gravidade exercida pelo declive presente na face de praia é o fator determinante para o início do movimento de retorno. Já em direção ao mar, o movimento de retorno induz a exfiltração (refere-se a saída líquida de água que ocorre durante o ciclo do espraioamento, termo traduzido de *exfiltration*) de água do terreno fazendo com que aconteça o aumento de sua energia, que será somada ao movimento de irrupção descendente (momento 4).

Outros estudos (STOCKDON et al., 2006; VOUSDOKAS et al., 2011; 2013) demonstraram que a depender do tipo de estágio no qual a praia se encontra, a morfologia recebe maior influência de um determinado movimento em particular que compõe o espraioamento. Para Wright & Short (1983), praias dissipativas são planas e energéticas onde acontece a dissipação da onda de forma mais uniforme, e são compostas por sedimentos finos, alta energia e longas arrebentações. As praias refletivas possuem uma maior declividade em

seu perfil, são compostas por sedimentos de granulometria grossa, ondas com baixa energia e sua zona de arrebentação não possuem grandes distâncias. As praias intermediárias podem possuir canais após a arrebentação onde as ondas são reformadas até quebrarem mais à frente. De uma maneira geral, estas praias situam-se entre estes dois extremos, tendendo a características refletivas ou dissipativas (Figura 4). Geralmente, o fluxo reverso está associado aos níveis máximos de espraçamento, o que corresponde ao comportamento do espraçamento em praias dissipativas. Em praias refletivas o movimento ocorre após a distância máxima do espraçamento a ser obtida.

Figura 4 - Comportamento e morfologia dos diferentes estágios praias levando em consideração a dissipação de ondas na zona de espraçamento (* $\tan\beta$: declividade do terreno).



Fonte: Adaptado de Wright & Short (1983).

O comportamento das ondas nos diferentes tipos de estágio praias também determina a banda energética dominante no espraçamento. Ou seja, em praias dissipativas, existe maior energia creditada a banda de infragravidade. As ondas distribuem sua energia de modo uniforme, quebram e se reformam inúmeras vezes (devido as longas arrebentações), o que as modificam completamente. O inverso ocorre em praias refletivas, onde a banda energética é

dominada por ondas incidentes chegam com maior energia no espraçamento por consequência da proximidade com a arrebentação, mas possuindo períodos menores (WRIGHT et al., 1982; MASSELINK et al., 2005; AAGAARD et al., 2013).

A partir deste conceito, outros estudos utilizando diferentes métodos (MASSELINK et al., 2010; POWER et al., 2011), demonstraram as principais diferenças de comportamento entre os dois movimentos que compõe o processo de espraçamento. Geralmente fluxos recorrentes do máximo espraçamento são originados por influência do vagalhão que, especialmente em praias mais íngremes, estão sob o efeito do movimento de retorno precedente (HIBBERD & PEREGRINE, 1979). A turbulência provocada durante o movimento de ascensão atua como agente homogeneizador de energia dentro da coluna de água de modo que o fluxo na parte inferior da zona de espraçamento seja quase uniforme. Isso faz com que o fluxo acelere em direção a costa, demonstrando que a turbulência no vagalhão é o processo limitador do movimento ascendente, influenciando o transporte de sedimentos (LONGO et al., 2002).

Isto demonstra coerência entre os resultados alcançados nas pesquisas realizados por Hughes et al., (1997) e Masselink & Hughes (1998) no qual foram apontadas que as velocidades do movimento do espraçamento máximo é maior em praias íngremes chegando até a 3.5 m/s, do que em praias planas onde a velocidade não superou 2 m/s. A importância de se estimar a velocidade e aceleração do fluxo é devido ao seu potencial em transportar sedimentos (NIELSEN, 2002).

No estudo realizado por Alsina et al., 2012 em praias da região da Catalunha, Espanha, afirma-se que a zona de espraçamento mais refletiva é caracterizada por movimentos de retorno mais intensos que o próprio espraçamento máximo, promovendo a suspensão de quantidades significativas de sedimentos. Pela intensidade desse movimento chega a ocorrer a interação do movimento de retorno com o vagalhão subsequente, demonstrando assim que o movimento de retorno possui mais energia e, conseqüentemente, maior velocidade.

A questão pode ser melhor resolvida do ponto de vista que é possível que o movimento de irrupção acelere rapidamente na parte inferior da zona de espraçamento, logo após ocorrido o colapso do vagalhão. Porém, esta mesma velocidade não se é registrada adiante na praia, devido as variáveis já citadas como declive, atrito, entre outros.

Enquanto o fluxo de irrupção é determinado por movimentos turbulentos no vagalhão, o movimento de retorno é dominado pelo cisalhamento derivado do contato com o leito. Ou seja, os movimentos de irrupção e a quantidade de água percolada na face durante este movimento influenciarão diretamente o movimento de retorno das ondas.

Puleo et al., (2001) consideraram os picos de velocidade dos dois movimentos para estimar o tempo de duração de ambos, concluindo que o movimento de irrupção possui tempo relativamente menor que o movimento de retorno. Assim, este fluxo reverso acelera sob influência de forças gravitacionais, processos friccionais e o gradiente de pressão da costa originados a partir do cisalhamento derivado no leito, muito embora ele não desenvolva seu pleno potencial (PETTI & LONGO, 2001). A colisão entre os dois movimentos também pode provocar um perfil comum para praias íngremes, através de vórtices do movimento de retorno que são criados e são eficientes em suspender quantidades significativas de sedimentos (MATSUNAGA & HONJI, 1980; BAUER & ALLEN, 1995).

É importante observar as características particulares de cada fluxo. Por exemplo, comumente o fluxo de ascensão possui um caráter de desaceleração, enquanto o reverso é tido como um fluxo de aceleração gradual até atingir sua fase final (CONLEY & INMAN, 1994; MASSELINK & HUGHES, 1998).

Alguns trabalhos tratam o movimento de espraio como um filtro limitador de energia, removendo as altas frequências do processo de dissipação da onda que ocorre nessas interações (EMERY & GALE, 1951; SONU et al., 1974; MASE, 1988).

1.3 ELEMENTOS MORFOLÓGICOS

1.3.1 Face de Praia

A face de praia é considerada o equivalente morfológico a zona de espraio devido as suas rápidas mudanças. Um declive acentuado é característico nesta região, em praias nas quais as maiores mudanças acontecem sobre influência da baixa-mar, o ambiente da face pode ser notado de forma mais clara. Em praias onde os processos que determinam as mudanças morfológicas ocorrem na preamar, a face de praia não é tão evidente por estar exposta a processos das zonas adjacentes, como o espraio e arrebentação. Diante disso, algumas pesquisas consideram a zona de arrebentação, espraio e a face de praia como componentes de um único sistema. Deste modo, a face praias é limitada internamente pelo contato com a zona de espraio e sua parte mais externa correspondente é limitado pela presença de feições características, como bermas, ou dunas (MASSELINK & TURNER, 1999; GUARD & BALDOCK, 2007).

Embora exista um conceito a respeito de um perfil praias em equilíbrio (DEAN, 1977; WANG et al., 2007), ainda existem críticas relativas ao modelo ideal a ser alcançado. Estas

ideias divergem em questões como o transporte e deposição de sedimentos na costa, como também evolução do perfil a partir da face (PILKEY & COOPER, 2004) e a presença de bancos arenosos (SÉNÉCHAL et al., 2013). A importância da face praial converge do ponto de vista no qual esta região é atribuída como depósito de sedimentos na parte subaérea do perfil. Os sedimentos, por sua vez, são dispostos a partir do movimento do espraçamento, e a sua granulometria é um ponto determinante no processo de infiltração e exfiltração de água neste terreno (TURNER & MASSELINK 1998).

Neste contexto, o declive da face é fundamental para a morfodinâmica praial, uma vez que este fator delimita o máximo do espraçamento e assim controla o processo do espraçamento (VOUSDOKAS et al, 2012). Além disso, as previsões de mudanças que ocorrerão nesta região se tornam indispensáveis para análises da morfologia costeira a longo prazo (ALMEIDA et al., 2013).

Alguns estudos utilizando modelagem numérica ao longo dos anos (SUNAMURA, 1976, 1994; O'DONOGHUE et al., 2010; STEENHAUER et al., 2012) foram usados para prever o declive presente na face. Eles demonstraram relações empíricas entre a altura e período das ondas em águas intermediárias, tamanho do grão de sedimento, altura das ondas no momento da quebra e as implicações destes na evolução da face. A utilização destes parâmetros demonstra a estreita relação com o espraçamento, tendo em vista que os mesmos também são adotados para análise do espraçamento. Muito embora existam críticas a estes modelos, é comum a utilização deles para projetos de engenharia com foco na proteção costeira como a construção muros de contenção, molhes e outros, assim como para fins de regulação (DEAN, 1991; ZHENG & DEAN, 1997).

Contudo, trabalhos pontuais (WRIGHT & SHORT, 1984; MASSELINK & HUGHES, 1998; MASSELINK & PULEO, 2006) demonstram que uma face de praia pode estar em equilíbrio com a constante ação do espraçamento quando a quantidade de sedimentos transportados seja pelo movimento de irrupção, ou o fluxo de retorno, mobilizem quantidades semelhantes de sedimentos.

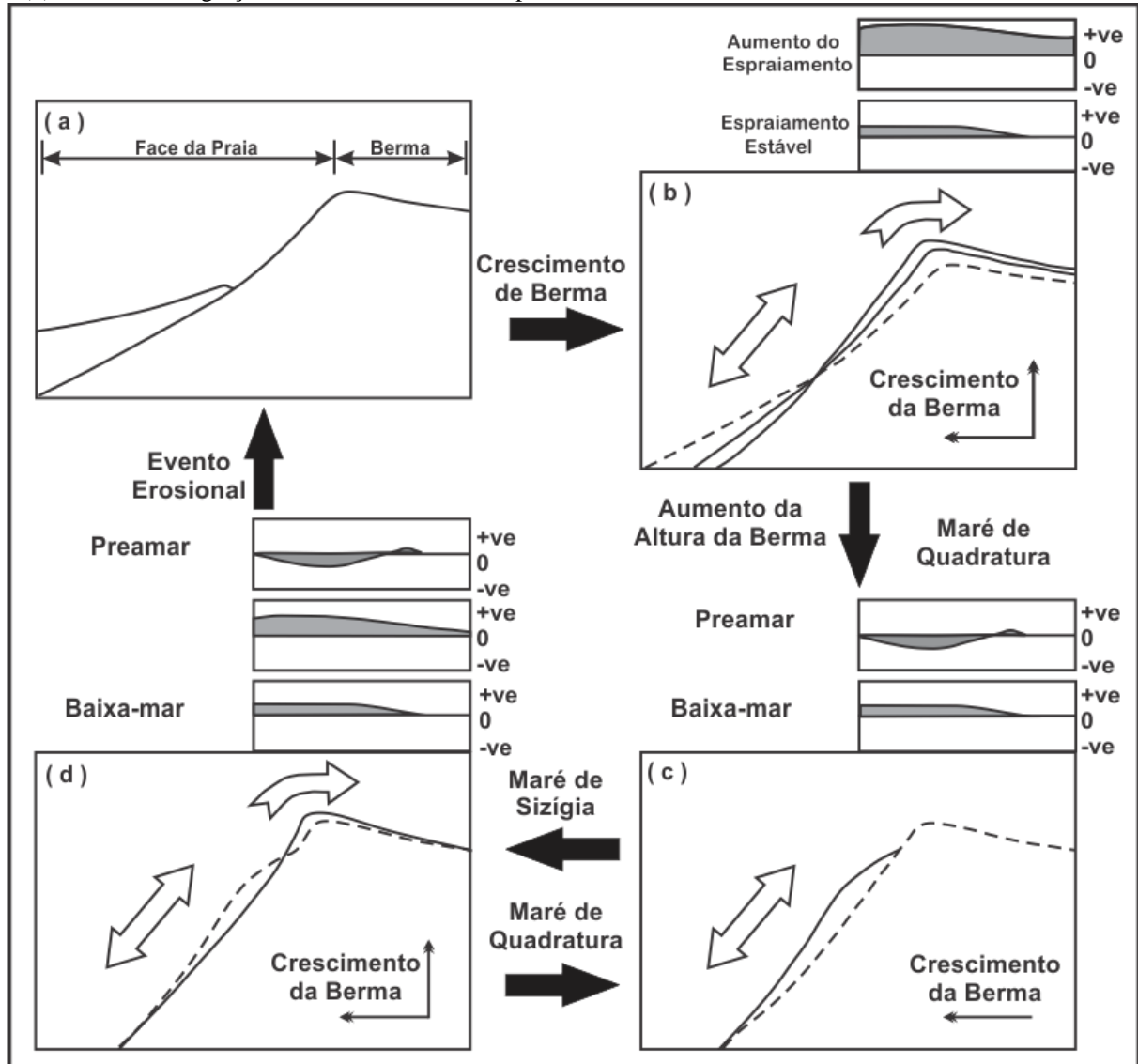
1.3.2 Bermas

Bermas são consideradas como bancos arenosos, posicionados na parte subaeria superior e mais externa da face de praia sendo originadas a partir do acúmulo de sedimentos resultado do constante movimento de inrupção do espraçamento, elas servem como limite mais externo da face de praia (UZLU et al., 2014). Além disso, estas feições oferecem

proteção contra tempestades e danos por redução na praia (KOBAYASHI, 2009). Estas feições são comuns em praias que possuem sedimentos com maior granulometria (como as praias cascalhosas), assumindo um papel na evolução morfológica, sua presença tem sido associada a elevação da costa (TAKEDA et al., 1986). Elas são formadas a partir da pouca ou baixa atuação do fluxo ascendente sobre a faixa superior da face de praia, que perde muito do seu potencial energético devido ao processo de percolação de água (infiltração) sobre a face de praia, resultado do grande potencial poroso que este tipo de sedimento possui (CARTER & ORFORD, 1993; MASSELINK & LI, 2001). O esquema da figura 5 demonstra a formação de uma berma dividido em fases em uma praia que corresponde ao estágio intermediário com tendências a refletividade.

O esquema demonstra o início da formação de uma berma a partir de uma face de praia que possui menor gradiente (Figura 5a). Com condições favoráveis para o transporte de sedimentos originados da arrebentação e espraiaamentos inferiores devido as condições de ondas, o crescimento da berma ocorre tanto vertical como horizontalmente (Figura 5b). Quando acontece o final do crescimento vertical da berma, tem-se início o crescimento horizontal (Figura 5c). Isso acontece durante a preamar, quando o transporte na parte inferior do espraimento causa a inclinação do perfil e o transporte no sentido da costa diminui, contribuindo para o desenvolvimento horizontal da berma, que também pode ser tida como uma berma-vazante. Esta berma-vazante é trazida para cima pela ação do espraimento de preamar que a corroe e transporta o material depositando mais acima (Figura 5d). Um ciclo completo disposto com as 4 fases só é possível se houver tempo suficiente entre eventos erosivos (WEIR et al., 2006).

Figura 5 - O quadro acima demonstra o modelo elaborado de Weir et al. (2006), no qual é mostrada as fases de crescimento de uma berma numa praia intermediária com tendências refletivas. A fase 1 (a) mostra o perfil da face de praia típico com menor gradiente e crista da berma; na fase 2 (b) o rápido crescimento vertical da crista é provocado pelo aumento do espraçamento; durante a fase 3 (c) a lenta progradação da berma principal ocorre motivada pelo surgimento da sub-berma durante a baixa-mar quando o espraçamento cessa seu aumento; na fase 4 (d), acontece a migração da sub-berma motivada pelo aumento da maré.



Fonte: Modificado de Weir et al, (2006).

Estudos realizados anteriormente (BAGNOLD, 1940; KING, 1972; SUNAMURA, 1975; TAKEDA & SUNAMURA, 1986), apontaram que exista relação entre a altura da berma, com o nível do mar, a altura média e comprimento das ondas, as flutuações do ciclo da maré também influenciam no desenvolvimento de bermas. Entretanto, estes autores concluíram não existir relação entre a altura da berma e o tamanho do grão. Diante disso, o “fator de redução” de Okazaki & Sunamura (1994) foi incluído a uma equação para quantificar a altura da berma e a questão da rugosidade e permeabilidade do terreno, fatores estes que estão diretamente relacionados com o tamanho do grão. Sendo assim, em condições

nas quais são apresentados altos valores para o nível do mar e altura de ondas, é esperado a formação de bermas com maiores alturas.

Segundo o estudo realizado por Hine (1979), existem três principais mecanismos para a formação das bermas. O primeiro mecanismo está ligado a migração e soldagem de um banco arenoso intermareal à face de praia (AAGAARD & HUGHES, 2006). Desse modo é criado um terraço com um mergulho suave em direção ao mar que ocasionalmente inclina dando início a outra berma. O segundo envolve um rápido crescimento do banco intermareal do espraçamento semelhante ao primeiro mecanismo. Isso ocorre quando em baixa-mar o galgamento (evolução) do espraçamento é interrompido resultando numa maior inclinação da face de praia em direção ao banco. Posteriormente, com a atuação da preamar ocorre o aumento do espraçamento máximo, o que influencia no desenvolvimento da crista da berma. Estes dois primeiros mecanismos são tidos como mais comuns. As variações de mais de um ciclo de maré durante o dia são decisivas para o terceiro mecanismo. Durante eventos de baixa-mar o espraçamento máximo é incapaz de alcançar a crista da berma, fazendo com que ocorra acúmulo de sedimentos na parte na parte inferior da face de praia. Este pequeno acúmulo dá origem a formação de uma pequena feição, a berma-vazante. Já em períodos de preamar, os sedimentos que compõem a berma-vazante são transportadas para o topo da berma (sobre a crista). Muito embora esta pesquisa demonstre que as taxas de transporte longitudinal determinam o tipo de mecanismo atuante na formação das bermas, ele comprova que todos os mecanismos são efetivos no transporte de sedimentos transversalmente.

Durante a pesquisa realizada por Weir et al. (2006), na praia de Avoca, Austrália, foram evidenciados dois modos de crescimento de berma. O primeiro trata-se de um crescimento vertical onde a principal característica do crescimento da berma é o acúmulo líquido de sedimentos na parte superior da face de praia e a crista da berma durante a preamar. A parte inferior da face é erodida e a acresção acontece na parte superior, sendo o limite entre a erosão e a acresção definido durante o aumento da maré, quando ocorre o galgamento do espraçamento. Este maior acúmulo líquido acontece em direção ao mar, que resulta no crescimento vertical e horizontal da berma. Esses sedimentos tem origem na parte inferior ativa do espraçamento, ou da arrebentação (em última análise).

Para o segundo modo foi observado que a acumulação de sedimentos ocorre entre a parte média e a superior da face de praia, o que resulta na progradação horizontal da face de praia, entretanto, não há um notado crescimento vertical da berma. Isso caracteriza uma erosão na parte inferior do espraçamento e deposição na parte média e superior do espraçamento, o que desenvolve um tipo de sub-berma abaixo da berma principal.

A influência da variação da maré sobre a altura máxima da berma não se limita apenas ao fato de ocorrer acréscimo sobre a praia durante a preamar ou baixa-mar (MASSELINK & SHORT, 1993). Existem trabalhos (GRANT, 1948; STRAHLER, 1966) no qual é apontado uma relação ainda mais ampla que a sugerida. Durante a preamar ocorre acresção na região da face de praia acima do ponto de saída do lençol freático, onde a infiltração pelo espraçamento é intensificada e a competência de transporte pelo movimento de inrúpção é superior ao movimento inverso. Do mesmo modo, na baixa-mar ocorre a retrogradação da praia, que se encontra abaixo do ponto de saída do reservatório subterrâneo de água, isso faz com que a infiltração seja inibida, e a competência de transporte do movimento de retorno é superior ao de inrúpção. Estudos realizados por Austin & Masselink (2006) nos quais foram correlacionadas medições feitas a respeito das variáveis hidrodinâmica e o transporte de sedimentos, demonstraram que existe uma relação na qual a competência de transportar e depositar sedimentos é reduzida devido a infiltração provocada pelo movimento de espraçamento acima do ponto de saída do lençol freático. Isto leva a conclusão que tanto a elevação da maré como a deposição de sedimentos estão ligadas a infiltração provocada pelo espraçamento, que é o fator controlador do posicionamento da berma dentro do terreno praial.

Para o segundo mecanismo a acumulação de sedimentos ocorre entre a parte média e a superior da face de praia, entretanto, não há um notado crescimento vertical da berma. Isso caracteriza uma erosão na parte inferior do espraçamento e deposição na parte média e superior do espraçamento, o que desenvolve um tipo de sub-berma abaixo da berma principal.

Estas formações são responsáveis pelo aumento vertical do perfil praial. Isso tende a produzir um gradiente dentro do perfil onde existe uma curva crescente próximo a crista da berma em direção ao mar, e um suave mergulho em direção a costa.

A relação entre o desenvolvimento de uma berma e o máximo espraçamento consiste no aumento das variáveis que influenciam o espraçamento máximo, como a altura de ondas em água intermediárias, ocorrendo o aumento da altura da crista da berma. Ao mesmo tempo, as maiores ondas erodem a face de praia, diminuindo a altura da berma, esse processo é conhecido como “paradoxo da altura da berma” (BASCOM, 1953; HUGHES & TURNER, 1999; WEIR et al., 2006). Para se resolver esta questão é utilizada a previsão do transporte sedimentos em direção à costa. O estudo realizado por Kemp (1975) demonstra que interações entre espraçamento funciona como controle na direção do transporte de sedimentos, principalmente de resistência ao processo, o que seria o processo inicial para formação das bermas.

1.3.3 Cúspides

As Cúspides praias são feições características de linhas de costa rítmicas formadas pela intensa ação do espraçamento (MASSELINK & PATTIARATCHI, 1998; COCO et al., 1999). Elas possuem um gradiente acentuado, com cristas (extremidades) apontadas em direção ao mar formando pequenas baías (enseadas). Os dois principais tipos de cúspides são originadas a partir de bermas e sob condições acrescionais (DEAN & MAURMEYER, 1980; MASSELINK et al., 1997). Estudos (GUZA & INMAN, 1975; WERNER & FINK, 1993; COCO et al., 2004) tentaram desvendar a questão do processo de formação das cúspides dentro da face de praia. Seymour & Audrey (1985), em pesquisa realizada na praia de Santa Bárbara (Califórnia), Estados Unidos, sugeriram que o desenvolvimento de cúspides acontece durante o instante em que o nível de água é suficiente para que ocorra uma perturbação na topografia da praia. Esta afirmação esclarece em partes a formação das cúspides, servindo de ponto inicial. Outras pesquisas realizadas (SALLENGER, 1979; MILLER et al., 1989) propõem que as condições mais favoráveis para que isto ocorra é quando ondas incidentes atuam sobre a linha de costa em praias com tendência a refletividade.

Existe um consenso geral em relação a formação de cúspides, ele é apoiado na idealização que estas se formam devido a interação entre desníveis naturais presentes na topografia e o movimento de fluídos, embora os mecanismos específicos ainda sejam indefinidos. Estas depressões ou falhas são erodidas ao longo do tempo pelo movimento do espraçamento e transformadas em pequenas baías, até o ponto em que a circulação do espraçamento atinge o equilíbrio junto com a topografia da praia (JOHNSON, 1919; HOLLAND & HOLMAN, 1996). A medida que o período do espraçamento e da onda incidente se tornam aproximadamente iguais, estes padrões podem ser esperados.

Apoiado nestes conceitos, Masselink et al. (1997) demonstrou numericamente as condições necessárias para a formação de cúspide, como também os fatores que as limitam. Para tanto, foi utilizado a dimensão da menor velocidade de queda de Gourlay (1968), este parâmetro é utilizado para qualificar o estágio no qual a praia se encontra, como demonstra a equação:

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

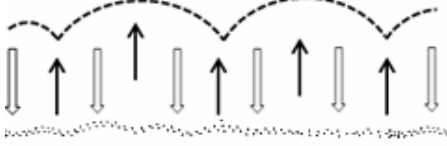
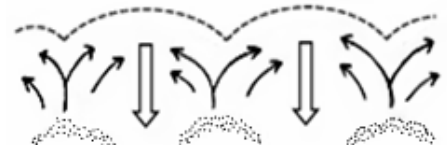
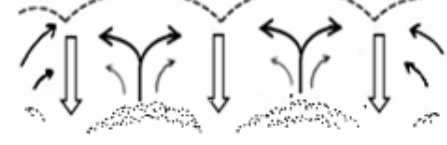
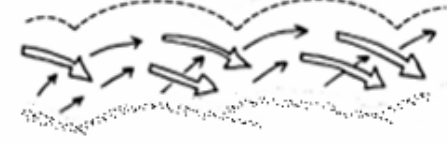
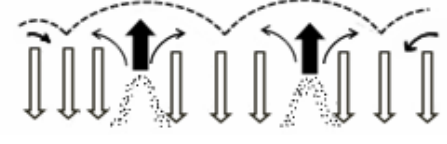
Nesta equação H_b representa a altura de ondas na arrebentação, W_s é a velocidade de queda do sedimento, e T é o período da onda. Valores encontrados como $\Omega < 1$ são esperadas praias refletivas. Também foi empregado os parâmetros de similaridade da arrebentação, idealizados por Battjes (1974), expressos na equação a seguir:

$$\xi = \frac{\tan\beta}{\sqrt{\frac{H_b}{L_0}}} \quad (3)$$

Aqui $\tan\beta$ representa o gradiente da face de praia, e L_0 é o comprimento da onda em águas profundas dado por $gT^2/2\pi$. Diante disso, o estudo apontou que o crescimento das cúspides ocorre quando valores $\xi > 1.2$, e a partir de resultados de $\xi < 1.2$ limitam o desenvolvimento das mesmas. Entretanto, o estudo também sugere que o crescimento das cúspides pode ser influenciado por condições de quebra crescente.

A relação das cúspides com o espraçamento também pode ser inversa, sendo elas responsáveis pela modificação no movimento do espraçamento. Uma vez que estas feições vão se adaptando aos diferentes tipos de fluxo elas geram características particulares. Do mesmo modo que elas são afetadas de diferentes formas, elas refletem este comportamento para o espraçamento que, por sua vez, influência em seu comportamento e morfologia, estes diferentes tipos de cúspides documentados são: as cúspides derivadas de diferentes fluxos são chamadas de oscilatórias (i); cristas divergentes (ii); cristas convergentes (iii); de dissipação (iv) e pôr fim jato de espraçamento (v). O Quadro 1 ilustra as características de cada fluxo segundo o trabalho proposto por Masselink & Pattiaratchi (1998).

Quadro 1 - Diferentes formas de circulação do espraio derivadas dos diferentes fluxos gerados por características particulares das cúspides, demonstrando assim que não possuem o mesmo padrão.

CIRCULAÇÃO DE ÁGUA NO ESPRAIAMENTO	DESCRIÇÃO
CONDIÇÕES DE TEMPO BOM	
<p>a)</p> 	<p>OSCILATÓRIA</p> <ul style="list-style-type: none"> • Predominantemente bidimensional, fluxo para cima e para baixo da praia; • Fluxo fraco nas cristas divergentes; • Fluxo fraco nos embaioamentos.
<p>b)</p> 	<p>CRISTAS DIVERGENTES</p> <ul style="list-style-type: none"> • O espraio máximo é desviado da crista para o embaioamento; • No embaioamento os fluxos convergem para formação do movimento de retorno; • Mini-rips se formam opostas ao embaioamento.
<p>c)</p> 	<p>CRISTAS CONVERGENTE</p> <ul style="list-style-type: none"> • Espraio máximo entra no embaioamento e é propagado lateralmente seguindo o contorno deste; • Mini-rips são formadas opostas ao embaioamento.
CONDIÇÕES DE TEMPESTADE	
<p>d)</p> 	<p>DISPERÇÃO</p> <ul style="list-style-type: none"> • Movimento máximo do espraio oblíquo à frente da face de praia; • Movimento de retorno segue um arco parabólico; • Deriva litoral pronunciada.
<p>e)</p> 	<p>JATO DE ESPRAIAMENTO</p> <ul style="list-style-type: none"> • Fortes movimentos reversos retardam a entrada da irrupção, o mesmo só irá entrar quando tiver energia suficiente para vencer o fluxo reverso; • O espraio máximo forma pequenos jatos que são propagados lateralmente.

Fonte: Modificado de Masselink & Pattiaratchi (1998).

Durante o espraçamento o movimento de ascensão e reverso são pouco afetados pela morfologia das cúspides, exibindo um simples movimento natural. O fluxo relacionado as cristas divergentes é caracterizado por uma deflecção durante o movimento de ascensão da crista para o centro da cúspide, o fluxo é concentrado no embaçamento que resulta na formação de pequenas marcas, também conhecidas como *mini-rips*. No fluxo de crista convergente, o movimento do espraçamento ocorre quando a irrupção atinge o embaçamento alinhando-se com os contornos do mesmo, os resquícios do final do movimento de ascensão atuam sobre os lados produzindo outras cristas e dão início ao fluxo reverso concentrado nas cristas. Quando as ondas se aproximam da linha de costa de forma oblíqua é gerado um fluxo de dispersão de modo que o movimento de irrupção e retorno atravessam longitudinalmente a face de praia induzindo significativa deriva litorânea. Por fim, o jato de espraçamento acontece quando fortes fluxos reversos retardam o processo de espraçamento de tal maneira que consideráveis volumes de água ficam concentrados na base da face de praia. No instante em que a energia da irrupção é maior que o movimento de retorno ele é rompido, diminuindo o fluxo e espalhando-se pelo embaçamento (MASSELINK et al., 1997; VAN GAALEN et al., 2011).

A relação entre o movimento do espraçamento e a morfologia da cúspide não é totalmente compreendido, como também as implicações dos diferentes tipos de fluxo de espraçamento para o desenvolvimento das cúspides (GARNIER et al., 2010; VOUSDOKAS, 2012). Sabe-se que geralmente o fluxo do espraçamento se dirige do embaçamento para a extremidade causando erosão da extremidade, acrescentando sedimentos na cava formada, o que pode ser considerado como ponto inicial da destruição da morfologia da cúspide (HOLLAND, 1998; MASSELINK & PATTIARATCHI, 1998).

1.4 PROCESSO DE INFILTRAÇÃO/EXFILTRAÇÃO

O transporte de sedimentos dentro da zona de espraçamento é determinado pela ação das ondas, declive da praia e as características do tipo de sedimento, esses parâmetros são vistos como fatores primários para este processo (HUGHES et al., 1997; ELFRINK & BALDOCK, 2002). A formação de fluxos verticais através do leito é resultado da variação hidrodinâmica no espraçamento, fazendo com que sejam geradas implicações determinantes para o transporte de sedimentos no espraçamento (BUTT & RUSSELL, 2000). Diante disso, o processo de infiltração e exfiltração funciona como mecanismo secundário, este processo de fluxo vertical atual durante a percolação de água sobre o leito, influenciando diretamente

tanto o movimento de irrupção como o fluxo reverso, o que determina a assimetria do espriamento (BAGNOLD, 1940; INMAN, 1963; PACKWOOD, 1983; BUTT et al., 2009).

Em praias que a morfologia é dominada pela ação das marés, a infiltração depende da fase no qual a maré se encontra, com a predominância ocorrendo durante o aumento da maré (preamar) quando ela pode ser considerada circunstancialmente ativa. Se desse modo a ação da maré não for suficiente, a quantidade de água infiltrada durante o movimento de ascensão vai depender inicialmente da permeabilidade (condutividade hidráulica) da praia. A permeabilidade por sua vez, está ligada diretamente ao tamanho do grão, quanto maior a granulometria, maior será a permeabilidade daquele terreno, o que leva também ao aumento do gradiente da face (KRUMBEIN, 1942; SHEPARD, 1963; MCLEAN & KIRK, 1969).

Os mecanismos físicos que ligam o lençol freático ao transporte de sedimentos ainda não foram totalmente investigados. Assim, são conhecidos dois mecanismos responsáveis por alterar o transporte líquido de sedimentos no espriamento a partir da face saturada por água. O primeiro trata-se de um fluxo induzido através do leito que exerce uma força de infiltração vertical. O segundo consiste numa mudança nas características de escoamento da camada limite próximo ao leito (DUNCAN, 1964; MASSELINK & LI, 2001).

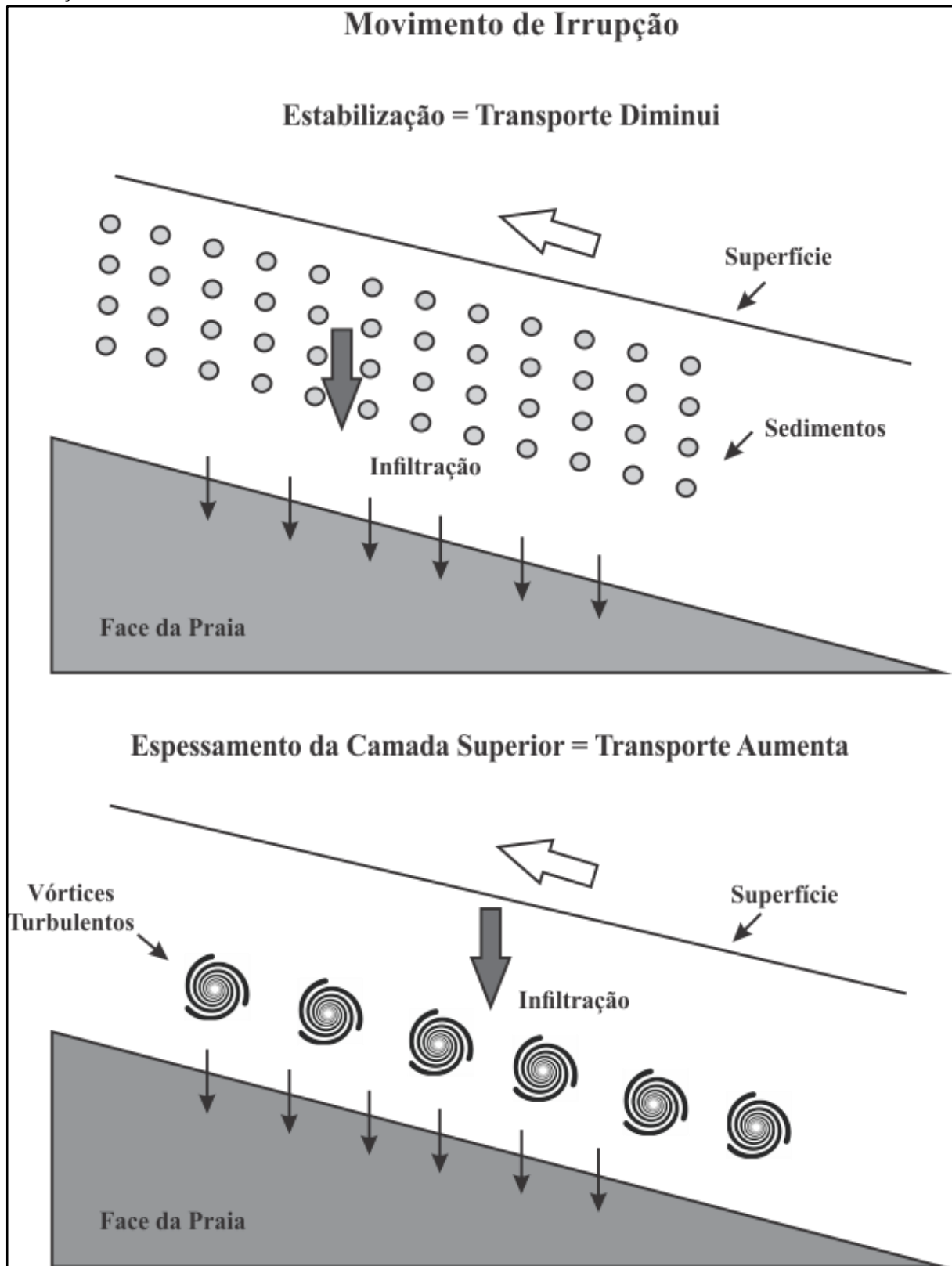
Ainda em Kemp (1975), foi relatado que a infiltração do espriamento provocada pelo movimento de irrupção enfraquece o movimento posterior, de modo que o volume do movimento reverso é prejudicado.

Neste contexto, em praias que são formadas por sedimentos de maior diâmetro (cascalhosas), ocorrerá a redução no volume do movimento de retorno provocado pela quantidade de água percolada no leito (TURNER & MASSELINK, 1998). Outras pesquisas (GRANT, 1948; EMERY & GALE, 1951; DUNCAN, 1964; WADELL, 1976) corroboram com o estudo de Kemp (1975), documentando que este efeito é atribuído ao fator da percolação de água dentro da face como responsável pela redução deste volume.

Desse mesmo modo, Quick (1991) sugere que exista uma relação entre o gradiente da face e a quantidade de água percolada. Este sugere que o gradiente resultante da infiltração aumenta devido a quantidade de água percolada nesta região. Entretanto, este mecanismo em praias que são formadas por areias médias a finas não pode ser empregado como agente controlador do gradiente da face. Outros estudos (DUBOIS, 1975; BAIRD & HORN, 1996; HORN, 1997) afirmam que devido ao rápido escoamento da água a partir da face, fator que está intrinsecamente relacionado ao tamanho do grão, aumenta as forças de pressão que atuam verticalmente sobre a sub-superfície atingindo a parte superior do fluxo reverso, o que influencia na intensidade do processo de exfiltração. Isso faz com que a camada superior de

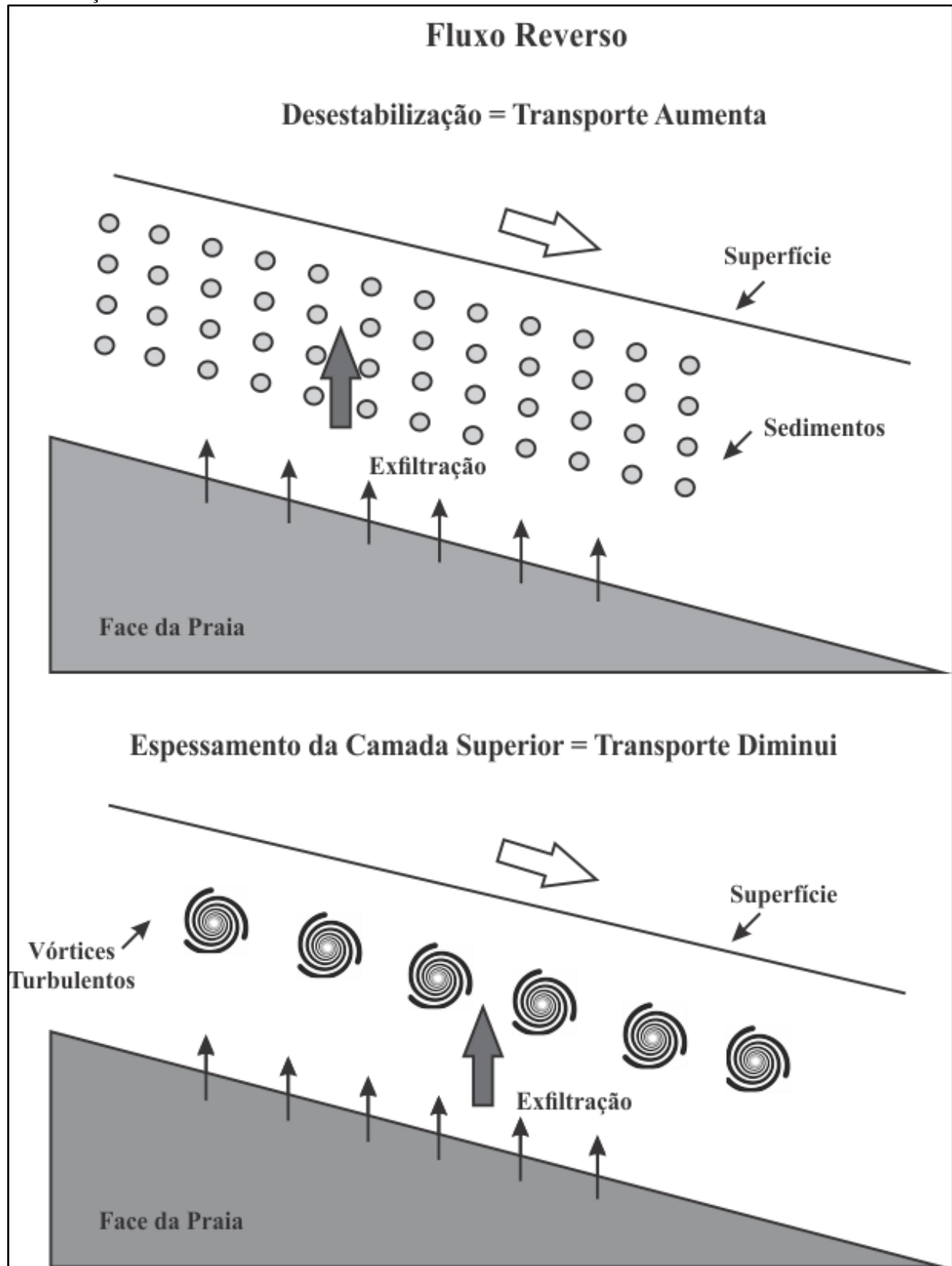
sedimentos se torne saturada. Durante o movimento de irrupção, esta pressão irá se propagar até camadas superiores que em seguida, com o movimento reverso, haverá uma rápida diminuição da pressão dos poros produzindo forças que atuam verticalmente em direção a parte superior. Com as camadas superiores fluidizadas, acontecerá o aumento considerável do transporte de sedimentos devido a menor densidade deste sedimento. O modelo de Baird & Horn (1996) testa esta hipótese concluindo que nos últimos estágios do movimento de retorno irá ocorrer maior fluidização. Mesmo que durante o fluxo reverso não ocorra a fluidização suficiente devido aos baixos gradientes de pressão (aceleração do ar devido à diferença de pressão), ainda sim acontecerá o transporte, o que reduz a eficácia do peso do sedimento, desestabilizando a face e, consequentemente, afetando o gradiente. As figuras a seguir (Figura 6 e 7) ilustram o momento no qual acontece a estabilização e a desestabilização na face pelos gradientes de pressão e consequentemente percolação de água

Figura 6 - Esquema representando a estabilização do sedimento e espessamento da camada superior a partir da infiltração durante o movimento de ascensão.



Fonte: Modificado de Masselink & Li (2001).

Figura 7 - Esquema representando a desestabilização do sedimento e espessamento da camada superior a partir da exfiltração durante o movimento de retorno.



Fonte: Modificado de Masselink & Li (2001).

Por outro lado, gradientes de pressão produzidos durante o movimento de ascensão aumentarão o peso efetivo do sedimento que, conseqüentemente, fará o potencial de transporte diminuir (HUGHES *et al.*, 1998; NIELSEN, 1998; TURNER & MASSELINK, 1998), causando a estabilização da face por aumento de densidade, como demonstrado no esquema anterior.

Estudos realizados em laboratório (CONLEY & INMAN, 1994), mostraram que a espessura da camada limite de sedimentos diminui durante a infiltração e aumenta na exfiltração. Os vórtices gerados durante a infiltração são mantidos mais próximos a face, desse modo, aumentando o potencial de transporte. Na exfiltração estes vórtices são elevados, mas se mantém longe da face, aumentando o espaçamento e diminuindo o transporte. Embora isso ocorra fora do ponto final do fluxo reverso, isto comprova o efeito deste processo sobre a morfologia.

Tanto no movimento de irrupção, como também durante o movimento de retorno, os efeitos do processo de infiltração e exfiltração parecem ser influenciados pelo transporte de sedimentos em direção ao mar como foi relatado por vários estudos em anos anteriores (NIELSEN, 1992; BUTT, 1999; BUTT & RUSSELL, 1999). Isto vai de encontro com conceitos relacionados a estabilização da face (PILKEY & COOPER, 2004; WANG *et al.*, 2007). Desse modo, durante a movimento de irrupção o efeito da estabilização tende a dominar sobre a camada limite. Já no fluxo reverso, acontece o inverso, a desestabilização exerce domínio sobre a camada limite mais espessa, como foi constatado na pesquisa de (BUTT *et al.*, (2001).

1.5 BANDA INCIDENTE & INFRAGRAVIDADE

A dificuldade em se obter dados relativos a respeito do espraçamento não reside apenas na forma de coleta-los, mas também em sua quantificação, uma vez que os melhores resultados podem ser alcançados a partir de um quadro de amostragem de referência Eurliana. Porém, o comportamento do espraçamento de um modo geral acontece distintamente em fluxos Lagrangianos (FALKOVICH, 2011). Pela complexidade e dificuldade em se conseguir a compreensão da hidrodinâmica do espraçamento a partir de referências Lagrangianas, as medições são baseadas em fluxos Eurlianos (LONGUET-HIGGINS, 1986; HUGHES & BALDOCK, 2004; KONTOGIANNI *et al.*, 2014).

Isso ocorre devido a não-linearidade e a resposta entre os produtos dos fluxos serem comuns, requerendo matrizes muito densas para a coleta de dados. Além disso, o próprio

ambiente costeiro pode alterar-se rapidamente fazendo com que a estimativa da elevação esteja incorreta (RAUBENHEIMER et al., 1995).

Embora exista uma relação de transferência contínua de energia no espraçamento, uma vez que a dissipação da energia das ondas ocorre em direção a costa, estas variáveis são divididas em duas frequências que determinam suas bandas atuantes, sendo elas: a banda incidente (correspondente a ondas com frequências entre 0.33 e 0.05 Hz, equivalente período de 3.03 e 20 segundos); e a frequência de infragravidade (ondas ocorrendo entre 0.05 a 0.003 Hz, 20 a 334 segundos aproximadamente). O tipo de banda predominante irá depender das condições de ondas na zona de arrebentação, a influência da costa sobre o comportamento das ondas (refração, ou difração) e a morfologia da praia (BAKHTYAR et al., 2009; GUEDES et al., 2012). Utilizando parâmetros que são correlativos com as condições na arrebentação ela pode ser prevista, como demonstra a equação a seguir:

$$\varepsilon_b = \frac{4\pi^2 H_b}{2gT^2 \tan^2 \beta} \quad (4)$$

Guza & Inman (1975), definiram a equação onde a altura de onda na quebra é representada por H_b , g é a gravidade, T corresponde ao período da onda incidente na costa e $\tan \beta$ é declividade referente ao perfil praiial. Os valores de ε_b acima de 20 representam maior energia, considerando como banda de infragravidade, o que é caracterizado por condições dissipativas e espraçamentos longos períodos. Os valores menores que 2.5 são descritos como pertencentes a banda incidente, indicando condições refletivas, no qual as ondas possuem períodos menores e consequentemente menor energia.

Apesar dos conceitos apontados, trabalhos recentes (JANSSEN & BATTJES, 2007; VAN DONGEREN et al., 2007) utilizando modelagem numérica, apontaram que tanto a arrebentação como a zona de espraçamento são regiões dominadas por dissipação (frequências) de infragravidade.

De um modo geral, a banda incidente é mais atuante em praias com tendências à refletividade, uma vez que devido a interações não-lineares a energia da banda incidente é transferida tanto em altas como em baixas frequências através do movimento de arrebentação (LONGUET-HIGGINS & STEWART, 1962).

Em praias que apresentam pouca declividade e características dissipativas, frequências pertencentes a banda de infragravidade são esperadas (HOLLAND & HOLMAN, 1993; RAUBENHEIMER & GUZA, 1996; RUESSINK et al., 1998; RUGGIERO et al., 2004).

Segundo Miche (1951), em condições dissipativas (baixa frequência), o espraçamento máximo irá demonstrar condições de saturação. Com o aumento da altura das ondas na arrebentação, a inclinação das mesmas também aumentará fazendo com que quebrem invés de refleti-las, tendendo a refletividade.

Para Ruggiero et al. (2004), a condição de saturação não implica no aumento da amplitude do espraçamento na banda que incide sobre a praia, que é provocado pelo aumento da altura de ondas na arrebentação. Este entendimento corrobora com os resultados alcançados por Guza & Thornton (1982). Ou seja, tanto na banda mais energética, como também na que demonstra menor energia, a condição de saturação irá apresentar mesmo comportamento no espraçamento.

Um trem de ondas curtas pode contribuir tanto para alta como também baixa frequência da oscilação do espraçamento, dentro de uma interação ascensão/retorno (BALDOCK & HOLMES, 1999; ERIKSON et al., 2005). Desse modo, trem de ondas com maiores frequências correspondem a banda incidente, ondas com menor energia. Existe esta relação inversa entre o comportamento da frequência e o período da onda, como aponta a simples equação a seguir:

$$f \cdot T = 1 \rightarrow f = \frac{1}{T} \text{ ou } T = \frac{1}{f} \quad (5)$$

Com isso, a frequência f (Hz) representa o inverso do período T , que é dado tempo (segundos). A frequência corresponde ao número de vezes que o fenômeno se repete, e o período indica o tempo de intervalo entre dois vagalhões. A relação entre a frequência e o período é o ponto determinante para estudos que utilizam a análise do sinal espectral presente no ambiente costeiro (BALDOCK & HOLMES, 1999; BUTT & RUSSELL, 1999; SOUS et al., 2013; HUGHES et al., 2014).

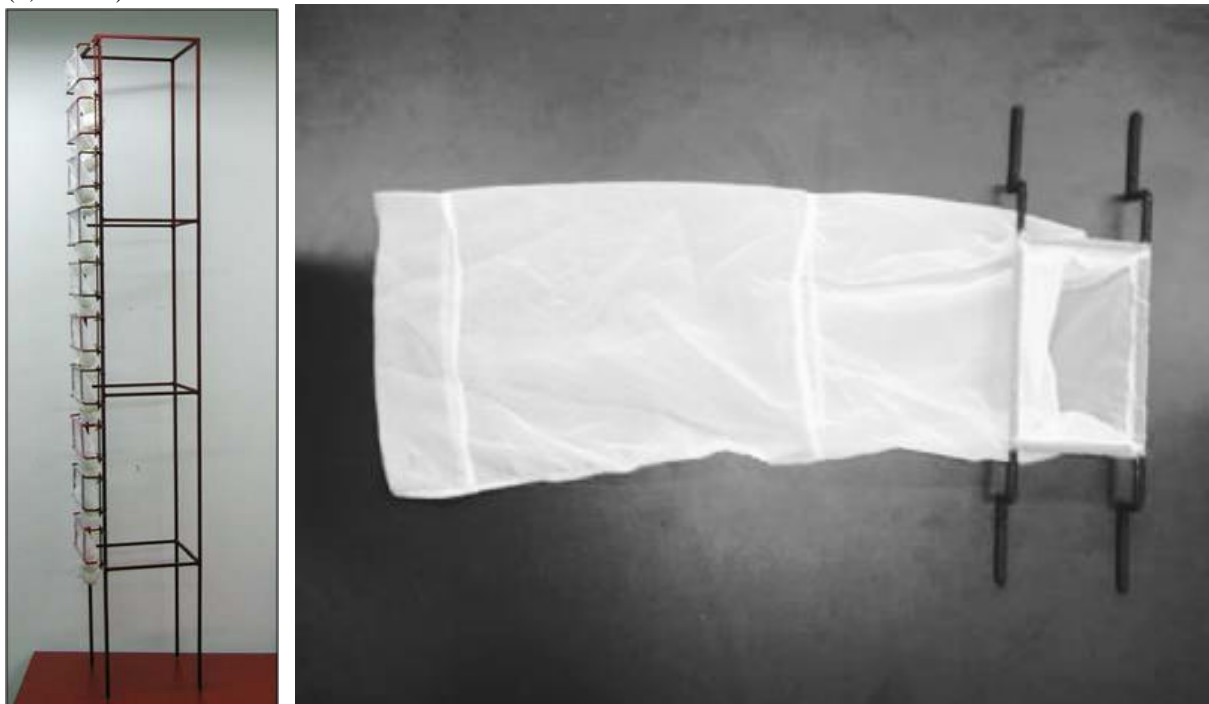
1.6 MÉTODOS DE ESTUDOS

1.6.1 Sistema de Armadilhas de Sedimentos

Uma das principais competências do movimento de espraçamento é a capacidade que este possui em transportar grandes quantidades de sedimentos. Desse modo, estudos realizados (ELFRINK & BALDOCK, 2002; JACKSON et al., 2004) utilizaram o sistema de

armadilhas de sedimentos afim de quantificar o seu transporte (Figura 8), tornando o conhecimento a respeito da hidrodinâmica atuante na arrebentação e espraio acessível, chegando a compreensão sobre os fatores que influenciam a dinâmica do espraio e a relevância em sua morfologia. A influência do processo de infiltração/exfiltração também foi considerado utilizando o mesmo método por outros estudos (BAIRD & HORN, 1996; PULEO & HOLLAND, 2001) que investigavam a relação do transporte de sedimentos na zona de espraio com a morfologia da face de praia através de aceleração de fluxo ou taxas de dissipação de energia turbulenta (PULEO et al., 2000).

Figura 8 - Armadilha de sedimentos utilizadas para obtenção de material *in situ*. A primeira (A) imagem trata-se da armadilha junto a sua estrutura posicionada verticalmente. Na segunda imagem (B), uma armadilha construída em aço carbono e tecido técnico de poliéster, para obtenção de material com granulometria menor (0,063mm).



Fonte: Adaptado de Albuquerque et al. (2008) e Toldo Jr et al. (1998).

A abordagem a partir deste método ajuda a compreender como funciona o transporte de sedimentos nesta faixa de praia, proporcionando conhecimento acerca da cinemática, ou seja, do movimento do espraio, uma vez que devido as condições de ondas estão susceptíveis a mudanças no seu ciclo natural, tanto no movimento de ascensão como no de retorno. Isso é motivado pela rápida diminuição na profundidade de água, o que faz com que os sedimentos suspensos se depositem em elevadas velocidades. Alguns estudos (HUGHES *et al.*, 1997; BLEWETT *et al.*, 1999) evidenciaram a velocidade dos eventos ocorridos no espraio utilizando as armadilhas de sedimentos. Em campo, eles documentaram

velocidades de irrupção e retorno variando entre 1 a 3 m/s, com picos de espraçamento podendo alcançar 5m/s.

Tanto estes como outros trabalhos levam em consideração o volume da carga de sedimentos, taxas de transporte em escala de eventos (ciclo completo de espraçamento, ascensão/reverso); velocidade do fluxo e sedimentos suspensos, esses últimos alcançados com auxílio de dispositivos óticos (BUTT & RUSSELL, 1999; MASSELINK *et al.*, 2005).

Com estes trabalhos foi possível constatar que o transporte durante o espraçamento é bem maior que na arrebentação, sendo mais intenso na fase do movimento de ascensão, se tratando de praias mais íngremes, chegando a obter 10kg/m³ em um único movimento de irrupção. Isso leva a constatação de qual fluxo é determinante na morfologia desta faixa.

Durante o movimento de retorno, ocorre o aumento progressivo da aceleração do espraçamento e o máximo da concentração de sedimento suspenso acontece no final dele, mesmo com a turbulência sendo menor. Este sedimento suspenso fica confinado próximo ao leito, ponto final da irrupção e início do fluxo reverso.

As diferenças entre as concentrações de sedimentos suspensos durante o máximo e mínimo espraçamento foi revelado em estudos feitos por Masselink & Hughes (1998) e Osborne & Rooker (1999). Nestes estudos é considerado o transporte de sedimentos sob condições de fluxo *sheet flow*, ou fluxo leve, que trata-se do fluxo de sedimento de fundo sob suspensão onde estes não chegam a tocar o fundo (PULEO *et al.*, 2012), embora o fluxo final do movimento de retorno proporcione a formação de anti-dunas ou formas de fundo (ASHLEY, 1990), a distinção entre os diferentes tipos de transporte é mantida, considerando que estes ocorrem devido a diferentes mecanismos físicos como relatado anteriormente (ELFRINK & BALDOCK, 2002).

1.6.2 Sistema de Medidores Ultrassônicos (UDV)

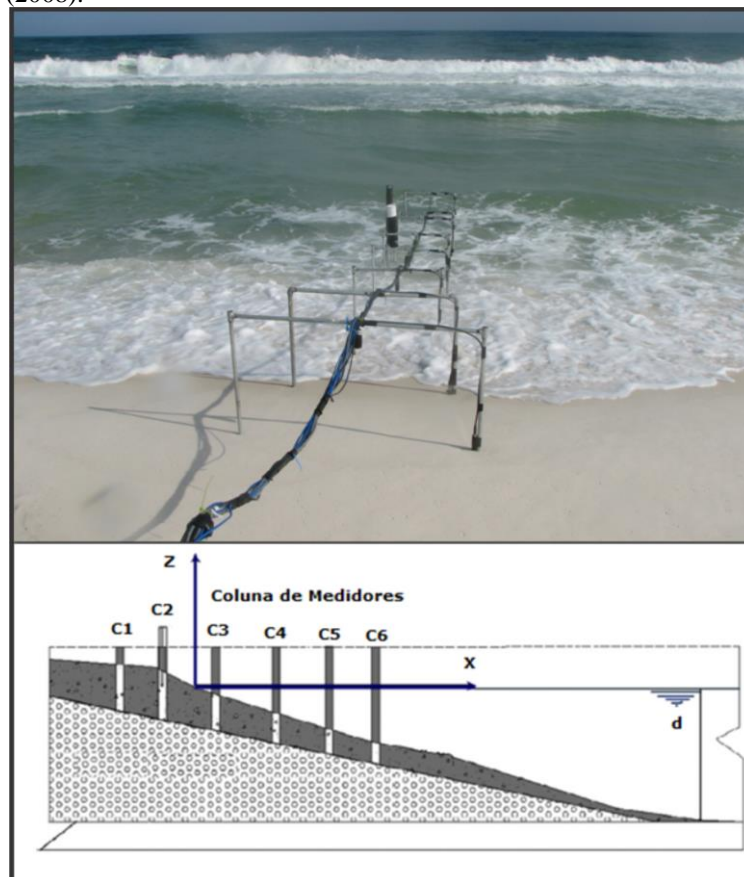
As análises relacionadas com a velocidade do fluxo de água dentro da zona de espraçamento, também podem ser utilizadas como importante ferramenta para a compreensão do comportamento no espraçamento. São consideradas as informações obtidas através do fluxo em meios porosos de um gradiente hidráulico serem relativos a este tipo de pesquisa, tornam-se pertinentes a investigação de suas variáveis. No entanto, reside um desafio em obter dados significativos dentro de um ambiente que apresenta constante modificação (GORING & NIKORA, 2002; PULEO *et al.*, 2007). Estudos realizados (SUZUKI & KURIYAMA, 2009; BALDOCK *et al.*, 2011) apontaram a grande gama de energia presente

no espraçamento e seu potencial para modelar o ambiente praiar a partir do processo de erosão ou de acréscam pelo transporte de sedimentos. Deste modo, o fenômeno do transporte de sedimentos pode ser associado a processos físicos que ainda são pouco conhecidos (MIHOUBI et al., 2012).

Neste contexto, com o avanço de tecnologias a respeito de métodos, foi possível desenvolver ferramentas sofisticadas de medição *in situ*, gerando consideráveis massas de dados, o que leva ao melhor entendimento desta importante faixa.

Com isto, atualmente são adotados sensores de velocidade ultrassônicos (UDV) adaptados permitindo uma maior aproximação a respeito da velocidade dos fluxos (Figura 9) e suas implicações (TAKEDA, 1995). Estes sensores são baseados em física e mecânica de fluídos e consistem de medições instantâneas da velocidade do fluxo em locais intersticiais não só do espraçamento mas podendo medir várias condições de ondas (LHERMITTE, 1983; TURNER et al., 2008; HOUSER & BARRETT, 2009). Este método considera que a onda emita uma posição no tempo no qual um dispositivo de transformação de energia, chamado transdutor, calcula o tempo de viagem de uma partícula em uma determinada distância.

Figura 9 - Sistema de seis medidores ultrassônicos de velocidade de fluxo no espraçamento utilizados no estudo realizado por Houser (2008).



Fonte: Modificado de Houser (2008), e Mihoudi et al, (2012).

Isto acontece devido a pulsações de ondas ultrassônicas feitas por meio de *doppler* localizado em uma sonda que emite sinais por feixes. As partículas submetidas a este feixes são recolhidas pela sonda, criando mecanismo de eco que será dependente do ângulo resultado entre o feixe e a direção do fluxo, desse modo, é determinada a velocidade intersticial direta considerada do meio poroso (MIHOUBI *et al.*, 2012). As principais características deste mecanismo consistem na frequência que promove a velocidade da partícula e a intensidade, que depende do tamanho da partícula.

Quando somada a medida da frequência (Hz) e o tempo de viagem (segundos) da sequência de ondas, é possível alcançar a posição da partícula e, assim, obter os dados relativos do espaço-tempo desejados, dessa forma é estabelecido um perfil de velocidade adequada ao longo dos feixes de ultrassons. Estes perfis levam em consideração as condições de ondas incidentes e a posição do espraçamento, como também o tipo de sedimento que é composto a praia. As informações podem ser divididas em colunas de velocidade facilitando o processamento e entendimento dos dados (MIHOUBI *et al.*, 2008).

No entanto, por se tratar de equipamentos de ponta com alto valor econômico, as pesquisas utilizando este método são restritas, sendo pouco utilizadas ou exploradas. Da mesma forma, as pesquisas já realizadas demonstraram a necessidade de incluir métodos que contemplem o transporte de sedimentos e variáveis que influenciam este fenômeno dentro do espraçamento, tendo em vista que a velocidade vertical não depende apenas das propriedades apresentadas pelos sedimentos (condutividade hidráulica, porosidade, entre outros), mas também variáveis como o período e as condições das ondas incidentes. Apesar das limitações impostas pelo próprio método, os resultados das pesquisas utilizando as ferramentas do UDV se mostraram satisfatória, demonstrando a importância dos processos de interação que acontecem dentro do espraçamento.

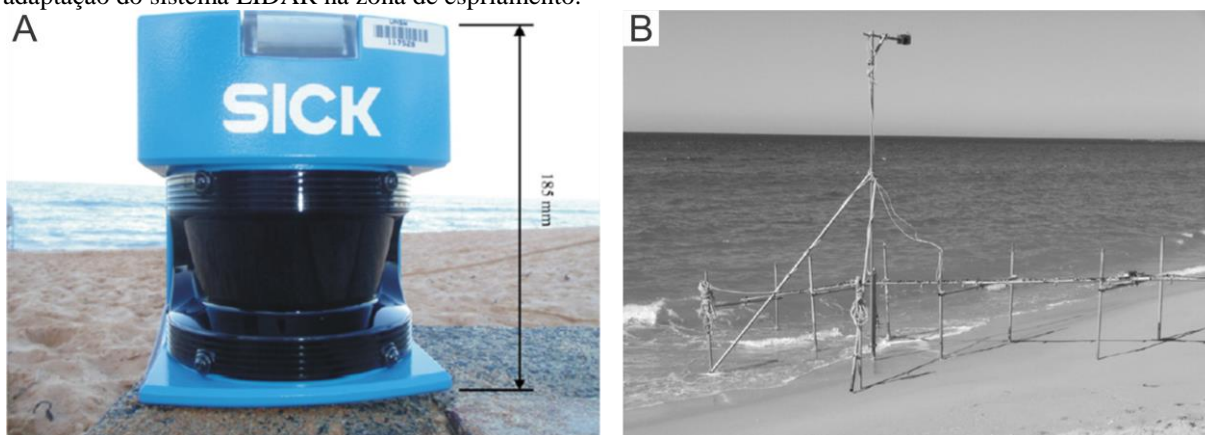
1.6.3 Sistema de Laser-Scanner (LIDAR)

As pesquisas utilizando métodos cada vez mais diretos de medição *in situ* tem sido bastante utilizadas e, com isso, sente-se a necessidade do aprimoramento destas ferramentas (PITMAN, 2014). Em ambientes altamente mutáveis como o praias e, mais especialmente, em faixas como o espraçamento, esta necessidade se torna uma regra para a obtenção de dados reais (HUGHES *et al.*, 2014). Inicialmente eram utilizados equipamentos de grande porte que despendiam tempo e esforço para a obtenção de dados não tão consistentes. Diante disso, a partir da assimilação e comparações com trabalhos semelhantes ou que poderiam ser

empregadas as mesmas ferramentas, foi elaborado o método de abordagem do comportamento do espraio utilizando lasers-scanners, também conhecido como LIDAR (*Light Detection And Ranging*) (BLENKINSOPP et al., 2010). Este método foi inicialmente utilizado no final da década de 1990 para mapeamento de larga escala da morfologia subaérea costeira e batimetria próxima da costa (IRISH & WHITE, 1998). Percebendo desempenho desta ferramenta, mais pesquisas foram realizadas (ALMEIDA et al., 2013; VAN GAALEN et al., 2011; VOUSDOKAS et al., 2014), e com o seu aprimoramento os estudos foram voltados para áreas cada vez mais precisas. Assim, atualmente o uso do laser-scanner é tido como inovação em trabalhos relacionados a região costeira.

O laser-scanner (Figura 10) é um dispositivo que funciona a partir de tecnologias de sensoriamento remoto no qual são coletadas referências tridimensionais (latitude, longitude e elevação) da superfície terrestre. O princípio ativo do LIDAR acontece de forma que pulsos de luz que são emitidos pelo laser-scanner (podendo emitir até 400.000 pulsos de luz por segundo). Os intervalos de tempo entre uma transmissão de pulso de luz e a recepção são registrados para calcular os valores de elevação. Por sua vez, estes valores são relacionados com dados integrados de GPS (Global Positioning System) e medição inercial, produzindo uma massa de dados com pontos de orientação (*pitch*, *roll* e *yaw*). Estes dados são transformados em posição horizontal, elevação vertical, e outros valores atribuídos segundo as informações disponíveis em seu *website*.

Figura 10 – (A) Modelo de laser scanner para medições in situ no espraio. (B) Estrutura utilizada para adaptação do sistema LIDAR na zona de espraio.



Fonte: Modificado de Blenkinsopp et al. (2010).

O LIDAR usa comprimento de ondas em regiões de infravermelho com espaçamento nominal de 3 metros ou menos. A partir de então, os pulsos são refletidos (múltiplos retornos

podem ser registrados) e cada ponto é atribuído uma quantificação para identificar características presentes no mapeamento.

Para ser utilizado na região praial, este equipamento teve sua configuração adaptada as necessidades deste ambiente (TURNER et al., 2008). A detecção de superfícies de água não é comum para este equipamento, tendo em vista que as reflexões são translúcidas, desse modo, o retorno só é conseguido quando do laser tem uma incidência aproximadamente perpendicular à superfície. O laser é refletido por um espelho rotativo interno fornecendo vários pontos digitalizados do campo de visão (KIKKERT et al., 2013; VOUSDOKAS et al., 2014).

Geralmente, para se obter dados do espraçamento, o LIDAR é instalado em alguma estrutura alta (maior que 5 metros) na face de praia com distância de aproximadamente 10 metros do ponto final do espraçamento máximo em preamar para que se tenha total visão da faixa. Os dados obtidos são armazenados em computadores designados para tal, sendo estes dados processados. Em algumas pesquisas, o LIDAR é instalado com auxílio de altímetros de ultrassom para se ter dados referentes a elevação da superfície (BLENKINSOPP et al., 2010).

Os dados obtidos com o emprego do LIDAR são consistentes, mesmo que esta ferramenta não tenha sido desenvolvida para tal atividade e precise de auxílio, utilizado em conjunto com outros equipamentos (VOUSDOKAS et al., 2014). Entretanto, esta ferramenta apresenta algumas vantagens quando comparadas com outros métodos de pesquisa, como a quantidade de pontos, ou dados; a alta qualidade da resolução espacial; estima a velocidade do fluxo dentro do espraçamento, entre outros. Estas vantagens fazem com que o emprego do LIDAR seja uma das melhores abordagens para estudos ligados a região de espraçamento, ou a zona costeira como um todo.

1.6.4 Sistema de Monitoramento por Vídeo Imagens

A necessidade de se monitorar os processos costeiros quase que em tempo real tem sido um objetivo buscado ao longo dos anos. As escalas espaciais e temporais que envolvem esses processos variam em diferentes escalas, desde alguns milímetros a dezenas de quilômetros, como também de segundos a décadas, ou até mesmo em milênios. Acompanhar estas diferentes escalas requer trabalhos cada vez mais complexos nos quais pequenas diferenças influenciarão todo o resultado.

Ferramentas baseadas em sinais acústicos e visuais têm sido cada vez mais utilizados devido a capacidade que estes sistemas possuem em extrair uma gama considerável de dados relativos (HOLMAN & STANLEY, 2007).

Diante disso, o sensoriamento remoto tem sido uma técnica cada vez mais utilizada para aquisição de dados que medem as diferentes escalas e processos existentes nas zonas costeiras. Tendo em vista sua praticidade, o vídeo imageamento tem se tornado mundialmente utilizado na realização de diversos estudos sobre os ambientes costeiros (HOLMAN & GUZA, 1984; HOLLAND & HOLMAN, 1996; RUGGIERO et al., 2010; PEREIRA et al., 2011), estes tipo de método é repleto de sinais visuais que podem ser explorados. O principal objetivo desta ferramenta é também investigar a longo prazo medições ópticas que visam elucidar questões a respeito da gestão costeira.

Trabalhos nos quais foram e são abordadas técnicas ópticas de medições da morfodinâmica do espraçamento tem sido bastante divulgados e aperfeiçoados tendo em vista a modernização desta importante ferramenta (STANCANELLI et al., 2011). Existem diferentes tipos de sistemas de monitoramento por câmeras espalhados por todo o mundo, sendo o de sucesso comprovado o sistema Argus, criado pela Coastal Imaging Lab (CIL), da Oregon State University (OSU), Estados Unidos (HOLMAN & STANLEY, 2007).

Estes sistemas possuem geralmente o mesmo princípio de funcionamento, consistindo de câmeras instaladas em pontos altos nos quais são obtidos diferentes tipos de imagens da costa. Estas câmeras são conectadas a computadores servidores adaptados onde são armazenadas imagens para depois serem analisadas. Geralmente estes sistema são auxiliados pela quantificação da variação de elementos hidrodinâmicos, como a altura e período das ondas e a amplitude de maré (GUEDES et al., 2011). Utilizando como exemplo o comportamento da zona de espraçamento, pode ser levado em consideração o clima de ondas tanto na arrebentação quanto no próprio espraçamento, a influência da maré, entre outros aspectos naturais que possam vir a influenciar e sejam perceptíveis. Através de conhecimentos prévios sobre a topografia praial, unidos as imagens obtidas, é possível extrair as posições verticais e horizontais do espraçamento, além dos componentes de velocidade (PULEO, 2009), e assim então estabelecer uma relação na qual sejam considerados os processos na região do espraçamento como relevantes.

Atualmente no Brasil existem quatro estações com sistemas de vídeo imagens em funcionamento que coletam informações diárias a respeito da variação dos processos que ocorrem na zona costeira. Estes sistemas estão localizados na região sul (Rio Grande do Sul), sudeste (São Paulo), e duas na região nordeste, mais precisamente no estado de Pernambuco

(Figura 11). Esta quantidade ainda é pouca, considerando as dimensões da costa brasileira e a variedade de sistemas costeiros existentes.

Figura 11 - Imagens do sistema de vídeo imagens Orasis instalado na praia de Porto de Galinhas (Pernambuco).



Fonte: o autor.

A utilização do monitoramento remoto para obter resultados cada vez mais precisos tem sido empregado de forma ampla redor do mundo não apenas em sistemas praias, mas também outros tipos de ambientes costeiros. Pianca *et al*, (2014) utilizou imagens do sistema Argus para observações nas mudanças morfológicas de meso-escala ocorridas em um complexo de delta de maré na Carolina do Norte, Estados Unidos. Utilizando seis câmeras de vídeo Argus localizadas a 32 metros acima do nível do mar, foram documentados taxas e padrões de migração, assim como a contribuição para o transporte líquido de sedimentos.

A robustez dos dados obtidos a partir deste método também reside no intervalo de tempo necessário para se obter dados referentes a pesquisa. São necessários intervalos de apenas alguns dias para se alcançar uma considerável quantidade de dados, demonstrando as variadas taxas em que correm as mudanças dentro do ambiente costeiro.

Estudos recentes (VOUSDOUKAS *et al.*, 2012; HUGHES *et al.*, 2014) empregaram sistemas de vídeo imageamento para o conhecimento da morfodinâmica praias através da análise do espectro derivado do máximo espraio em diferentes tipos de praia.

Com os resultados obtidos através desta técnica informações como o nível de água, em uma determinada praia, demonstrou ser formado por uma superposição linear de sinuosidade de fase randômica e que estas variações podem ser expressadas por distribuição Gaussiana (OCHI, 1998). Alguns estudos anteriores utilizando o mesmo método, identificaram parâmetros que afetam a forma de medição da altura do máximo do espraio e também a largura do espectro. Outros que utilizaram modelagem numérica para demonstrar que a altura do espraio máximo pode ser afetada pelo período e direção de propagação da onda (HOLLAND & HOLMAN, 1993; GUZA & FEDDERSEN, 2012).

Assim, os sistemas de vídeo imageamento foram estabelecidos como padrão a se seguir em relação a qualidade e quantidade de dados a respeito do ambiente costeiro (AAGAARD & HOLM, 1989). Ao mesmo tempo, as imagens obtidas apesar de não fornecerem informações a respeito das propriedades do sedimento, elas permitem o rastreamento da interface saturada e insaturada da face de praia conhecida como limite do lençol freático, também sendo referido como GWSL (*Groundwater Seepage Line*), variação da linha de infiltração de águas subterrâneas (HUISMAN et al., 2011).

Por fim, esta ferramenta oferece um grande potencial para se estudar, entender e quantificar não apenas várias interações presentes no ambiente costeiro, mas também em fenômenos da natureza, proporcionando insights surpreendentes (HOLMAN, 1995), tendo em vista o avanço das pesquisas relacionados com o comportamento da mudanças relativas de ambientes que possuem rápidas transformações.

CAPÍTULO 2 – ESTUDO DA DINÂMICA DA ZONA DE ESPRAIAMENTO DA PRAIA DE BOA VIAGEM ATRAVÉS DE VÍDEO IMAGENS

2.1 INTRODUÇÃO

Praias são consideradas ambientes sedimentares altamente multáveis onde convergem processos de diferentes origens (MUEHE, 2010). Sejam estes processos de origem natural, as chamadas variáveis hidrodinâmicas como as ondas, a modulação da maré, o vento, ou qualquer outro tipo de processo natural que vá influenciar na variação morfológica deste ambiente. Existem também aqueles que têm origem a partir da atividade humana dentro do ambiente praiial, denominados de intervenção antrópica.

Neste contexto, a zona de espraçamento é tida como a sub-região mais ativa compreendida no ambiente praiial (MASSELINK & PULEO, 2006). Devido as suas variações que ocorrerem em curtos intervalos de tempo dependendo da intensidade dos processos que modelam a costa. Por se tratar do ponto final onde as ondas (principal agente modelador natural) atuam na parte de subaérea da praia, a zona de espraçamento tem grande importância na determinação da suscetibilidade da região costeira à erosão (RUGGIERO et al., 1997; SALLENGER, 2000; RUGGIERO et al., 2004), e exerce um papel importante no planejamento e manutenção de obras de proteção costeira (VAN DER MEER & STAM, 1992). A partir da zona de espraçamento é notada o processo de erosão costeira pela sociedade através do recuo da linha de costa.

Ao mesmo tempo, a zona de espraçamento funciona como resposta aos processos que ocorrem em áreas adjacentes, seja na arrebentação, ou na face de praia, o que pode variar a depender do tipo de praia. Praias com tendências a refletividade (WRIGHT & SHORT, 1984), possuem zona de arrebentação mais próximas do espraçamento, o que faz com que sejam movimentadas maiores quantidades de sedimentos provocando maior gradiente na face de praia. Geralmente, as ondas que atuam neste tipo de praia, possuem curto período (máximo de 20 segundos, frequência maior que 0.05 Hz), o que reflete em pouca energia, caracterizando a banda incidente. No entanto, a frequente ação destas ondas faz com que a morfologia seja bastante modificada, devido ao curto intervalo que estas possuem, muitas vezes saturando por água a face de praia.

Em praias que tendem a estágios dissipativos, a zona de arrebentação encontra-se mais distante do espraçamento, fazendo com que o surfe das ondas seja mais longo, distribuindo a energia das ondas de maneira uniforme, reduzindo o gradiente do perfil praiial. Isto acontece

devido à alta energia que estas ondas possuem, o que resulta em períodos maiores (acima de 20 segundos), assim classificando estas ondas como pertencente a banda de infragravidade (frequências de até 0.05 Hz).

Deste modo, foram realizadas várias pesquisas ao redor do mundo abordando o comportamento os diferentes tipos de espraçamento e suas implicações, nas quais foram utilizados diferentes métodos trazendo informações consideráveis. Esses trabalhos buscaram principalmente a observação do espraçamento, analisando os dados em função das condições e morfologia da praia (GUZA & THORNTHON, 1982; HOLMAN & SALLENGER, 1985; HOLLAND & HOLMAN, 1993; RUGGIERO et al., 2004; HUGHES et al., 2014).

Assim, o sensoriamento remoto, através das tecnologias dos sistemas de vídeo imagens, se tornou uma ferramenta bastante útil em pesquisas relacionadas ao ambiente costeiro devido a quantidade considerável de dados em diferentes escalas que estes sistemas podem proporcionar (PLANT et al., 2007; ZHANG, 2009). Estes sistemas são responsáveis por fornecer informações quase que em tempo real, detalhando os processos que modificam o ambiente.

No entanto, ainda existem questões a serem esclarecidas a respeito do comportamento do espraçamento em determinados tipos de praias, como aquelas que possuem barreiras e a influência destas sobre os processos do espraçamento. Assim, o presente estudo apresenta uma base de dados a respeito do experimento realizado na praia de Boa Viagem, utilizando o sistema de vídeo imagens Argus e dados coletados *in situ*. Esta pesquisa foi realizada visando a compreensão da dinâmica do ambiente de espraçamento em uma praia que apresenta uma barreira formada por recifes de arenito posicionados paralelamente à costa a partir da arrebentação. Estas estruturas influenciam tanto no processo de propagação das ondas, como também na variação morfológica desta praia, funcionando como um agente determinante da zona de espraçamento.

2.2 OBJETIVOS

2.2.1 Objetivo Geral

O estudo posteriormente apresentado teve como objetivo principal realizar um estudo a relativo a respeito da dinâmica da zona de espraçamento de Boa Viagem utilizando vídeo imagens.

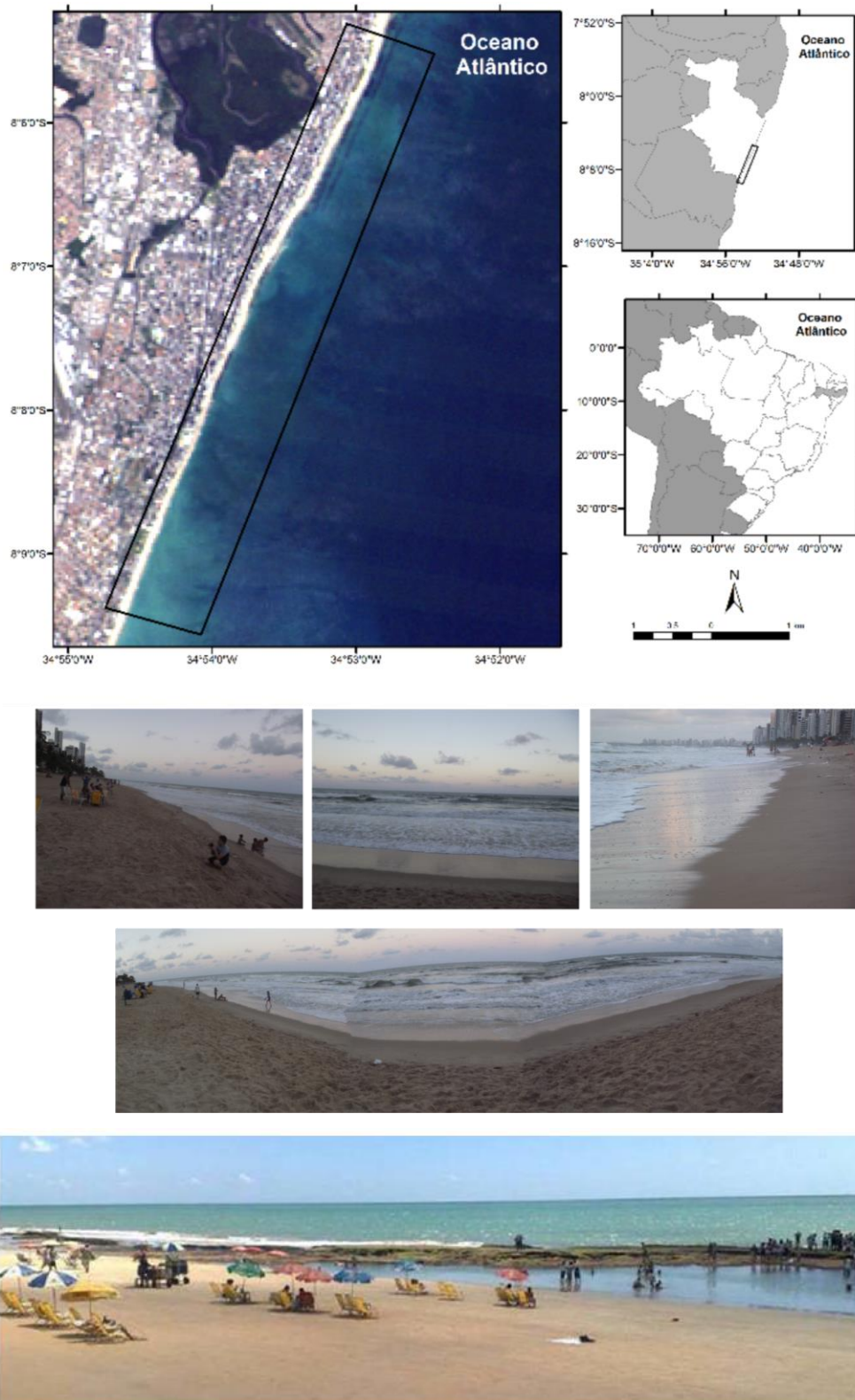
2.2.2 Objetivos Específicos

- Determinar e relacionar os efeitos da presença das estruturas de arenito sobre os processos da zona de espraçamento;
- Monitorar o comportamento das ondas e as características em sua propagação e dissipação final na zona de espraçamento e a dinâmica deste ambiente, considerando a presença de estruturas e arenito e a modulação da maré.
- Avaliar a importância acerca do papel da modulação da maré sobre o espraçamento das ondas;
- Analisar a variabilidade lateral existente no espraçamento através de vídeo.

2.3 ÁREA DE ESTUDO

A praia de Boa Viagem está localizada na região metropolitana do estado de Pernambuco na cidade do Recife, capital do estado, sendo referenciada dentro das coordenadas 8.09°S e 8.15°S de latitude, e 34.88°O e 34.9°O de longitude (Figura 12).

Figura 12 - Localização da praia de Boa Viagem dentro da região Metropolitana do Recife (acima), mosaico demonstrando a zona de espriamento da área de estudo (centro), e estruturas de arenito presentes a partir da zona de arrebentação (abixo).



Fonte: Modificado de Gois *et al.*, (2013).

Esta praia é considerada um dos principais cartões postais do município e sua beleza cênica atrai quantidades consideráveis de frequentadores e turistas, o que contribui diretamente para o crescimento econômico e, conseqüentemente, desenvolvimento da população. Boa Viagem compõe o conjunto de praias da região metropolitana do Recife sendo a mais relevante devido a sua localização (AURELIANO, 2000). Ao mesmo tempo em que a presença antrópica impulsiona a economia, esta ocupação também traz danos ao ambiente costeiro. Segundo dados de pesquisas realizadas pelo IBGE (Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística) realizado nos últimos anos, cerca de 60% da população do estado vivem próximos ou nesta região. Isso faz com que o ambiente praial seja cada vez mais vulnerável a processos erosivos. Este processo muitas vezes é notado através do avanço da linha de costa. Estudos anteriores constataram que Boa Viagem vem apresentando significativa modificação na localização de sua linha de costa (erosão) desde de meados dos anos 90. Este processo muitas vezes é detido por obras de engenharia costeira visando a contenção e proteção, como é o caso da implementação de enrocamentos que estão presentes em uma boa parte da praia. No entanto, este tipo de solução acaba complicando ainda mais este cenário por não haver um estudo adequado ou completo do caso, o que faz com a situação do processo erosivo seja amplificado.

Entretanto, o estudo realizado por Silva et al. (2013) aplicando a modelagem *Fuzzy* (ZADEH, 1965) para detecção de áreas vulneráveis a erosão costeira em Boa Viagem constatou que nos últimos anos, entre 2010 a 2012, esta praia vem tido ganhos significativos na quantidade de sedimentos disposto, ou seja, acresçam ou progradação.

Segundo dados obtidos para este estudo, o clima que predomina sobre esta região da costa Pernambucana é do tipo As', quente e úmido, com temperatura média anual variando de 25°C (mínima) 30°C (máxima), com amplitude térmica anual da ordem de 5°C (GOIS et al., 2013). Esta costa é considerada do tipo meso-maré, dominada por ondas e pela constante ação dos ventos alísios vindos predominantemente de E-SE no inverno (abril a setembro) e de E-NE durante o verão (outubro a março).

A praia de Boa Viagem pode ser classificada como terraço de baixa mar com face refletiva durante a etapa de baixa-mar, dominando os estágios refletivos a intermediário também durante a preamar. A granulometria dos sedimentos que compõe Boa Viagem é classificada como areia fina à média, com predominância de sedimentos bem selecionado. A disponibilização deste tipo de sedimento sugere uma remobilização realizada pela ação das ondas incidentes. Estudos (GREGÓRIO et al., 2004; MANSO et al., 2006) concluíram numa

análise geral que esta praia é formada por sedimentos quartzosos e biodetritos de origem marinha.

Esta praia possui aproximadamente 8 km de extensão marcada por características particulares, como a presença de arenitos de praias ou *beachrocks*, classificados também como bancos de arenito (DOMINGUEZ et al., 1990). Estes bancos se estendem por 4,5 km da praia, com larguras variando entre 3 e 4 metros, e são mais visíveis durante a baixa-mar. Estes por sua vez, funcionam como uma proteção natural da praia para as ondas que por ali incidem.

Existe uma grande discussão acerca da verdadeira classificação destas feições. Sabe-se que umas das primeiras classificações a respeito do assunto foi feita por Darwin (1841), que os descreveu como arenitos calcíferos com fragmentos de conchas e raros seixos, alinhados paralelamente a linha de costa. Contudo, foi Branner (1904) quem propôs que se tratavam de antigas linhas de praia que foram consolidadas por carbonato de cálcio. Entretanto, outros estudos realizados a partir de estruturas sedimentares (BIGARELLA, 1975), constataram que se tratavam de afloramentos típicos daquela região, estas feições seriam compostas por areia (20%), quartzo (70%) e o restante por fragmentos carbonáticos de algas e moluscos (10%), apresentadas como estratificações cruzadas do tipo planar e acanalada, com datações de 5.900 a 300 anos de idade (MABESOONE, 1964). Desse modo, a denominação mais apropriada seria recifes de arenito. No entanto, na literatura especificada o termo recife é utilizado para construções orgânicas, sendo contestada (BRIAN JONES, 1997).

Por fim, de maneira conclusiva pode-se classificar estas feições como bancos de arenito devido sua ligação com níveis marinhos mais elevados que os atuais (FERREIRA et al., 2014), evidenciando sua relação com antigas linhas de costa e sua formação na região da arrebentação ou antepraia, este nível delimita o perfil da zona costeira compreendida entre a face de praia e a antepraia (DEAN, 1977). No entanto, esta denominação é utilizada de forma abrangente em pesquisas relacionadas a estruturas geológicas e seus padrões, sendo mais usual o termo estruturas, recifes, ou barreiras de arenito em trabalhos que abordam o mesmo assunto (ENJALBERT et al., 2011; FILIPOT & CHEUNG, 2012).

2.4 METODOLOGIA

Este estudo é resultado de um experimento realizado durante o período de 3 dias compreendidos entre 21 a 23 de novembro de 2014. Estudo este que foi realizada em conjunto com uma pesquisa de campo da Universidade Federal Rural de Pernambuco (UFRPE), no

qual visou compreender a relação entre os ataques de tubarão e as correntes de retorno presentes nesta praia.

Este experimento teve como intuito de monitorar o comportamento das ondas e as características em sua propagação e dissipação final na zona de espraçamento e a dinâmica deste ambiente, considerando a presença de estruturas e arenito e a modulação da maré. Foram utilizados equipamentos como Perfiladores Acústicos do tipo Doppler (Acoustic Doppler Current Profiler - ADCP), em conjunto com vídeo imagens do sistema Argus (HOLMAN & STANLEY, 2007) e assim foi estabelecida uma relação entre os dois métodos. Foram aferidos dados de amplitude e nível de maré, período e altura de onda, frequência de incidência, energia e densidade espectral, tanto na arrebentação como na zona de espraçamento.

2.4.1 Sistema de Vídeo Imagens Argus

Para a obtenção de dados de um ambiente como o costeiro é necessária uma ferramenta capaz de monitorar suas constantes modificações. Mudanças estas que ocorrem em diversas escalas de tempo e espaço. A interação entre os diferentes agentes que atuam no ambiente praiar tornam esta tarefa ainda mais complexa. Desta forma, encontrar e aplicar técnicas que possam cobrir de maneira relevante todos os aspectos deste ambiente é uma tarefa cada vez mais difícil exigindo tempo e empenho para acompanhar tais transformações (HOLMAN, 1995; FOOTE et al., 2002; BALDOCK & HUGHES, 2006).

Com os avanços tecnológicos obtidos nas últimas décadas, é possível recorrer a ferramentas cada vez mais comuns ao dia-a-dia. Aliado a isto, a possibilidade do sensoriamento remoto aproxima ainda mais estas tecnologias que tornam a aquisição de dados quase que instantâneas.

Neste contexto, o vídeo imageamento tem tomado cada vez mais espaço neste tipo de pesquisa levando a resultados repletos de sinais visuais que podem ser explorados de forma abrangente (HOLMAN & STANLEY, 2007). Com isto, o sistema Argus (HOLMAN et al., 1993) tem sido cada vez mais utilizado por todo o mundo, se consolidando como uma das ferramentas mais confiáveis para a análise dos processos costeiros.

Assim, o sistema Argus foi desenvolvido pelo Prof^o. Dr^o Robert A. Holman da CIL/OSU (Coastal Imaging Lab – Oregon State University), Corvalis, Estados Unidos (Figura 13). Foi a partir de meados da década de 1980, com a necessidade de acompanhar a dinâmica de ondas sob bandas mais energéticas que tornavam a amostragem com sensores tradicionais

in situ totalmente impraticável que surgiu a utilização do sistema Argus através de sua principal ferramenta, as séries temporais, dessa forma ser possível quantificar a densidade dos processos existentes em determinadas regiões pela dissipação das ondas em sua propagação.

Figura 13- Prof. Drº Rob Holman durante a instalação do sistema Argus da estação de Boa Viagem.



Fonte: o autor.

As séries temporais consistem em imagens assimiladas em um determinado intervalo de tempo com intervalos entre eles nos quais, a partir da captação da variação da intensidade luminosa (que também pode se referir a espuma formada pela preferência da quebra de ondas seja na arrebentação ou espraçamento) sendo possível perceber as características morfológicas (como bancos arenosos e outras feições), comportamento das ondas, variação a partir da modulação da maré, entre outros objetivos que possam vir a ser estudados. Vários estudos já foram realizados com o emprego do Argus ao redor do mundo (AAGAARD et al., 2005; HOLLAND & HOLMAN, 1993; HOLMAN et al., 1993; PEREIRA et al., 2011; SÉNÉCHAL et al., 2013). Entretanto, ainda existem questões a serem esclarecidas a respeito da morfologia e comportamento das diferentes regiões costeiras do planeta, considerando o comportamento das principais variáveis que modificam este ambiente, as ondas. A pesquisa proposta traz uma base de dados inédita no mundo, considerando a configuração apresentada pela praia de Boa Viagem, onde existem estruturas de arenito fixas paralelamente à costa, que influenciam no processo de propagação das ondas e, conseqüentemente, alteram a morfologia praial.

Neste contexto, o sistema Argus consiste em câmeras de monitoramento instaladas em pontos captando o máximo do perímetro praial. Rotineiramente este sistema assimila imagens da praia e zona de arrebentação durante os primeiros 10 minutos de cada hora de luz do dia, armazena e transmite as informações para laboratório para que sejam processadas e analisadas.

Com isto, o sistema Argus conta com diferentes tipos de imagens: uma imagem instantânea (*snapshot*) que representa a praia e zona de arrebentação (Figura 14a); uma imagem de longa exposição (*timex*) que representa a média de 600 imagens instantâneas coletadas em intervalos de um segundo durante 10 minutos (Figura 14b); uma de variação (*variance*) que é o desvio padrão das mesmas 600 imagens utilizada para compor a imagem *timex* (Figura 14c); a de brilho (*brighest*) representa a intensidade luminosa máxima encontrada em cada imagem das 600 imagens coletadas (Figura 14d); e as mais escuras (*darkest*) que são as que possuem menor intensidade luminosa registradas das 600 imagens coletadas (Figura 14e).

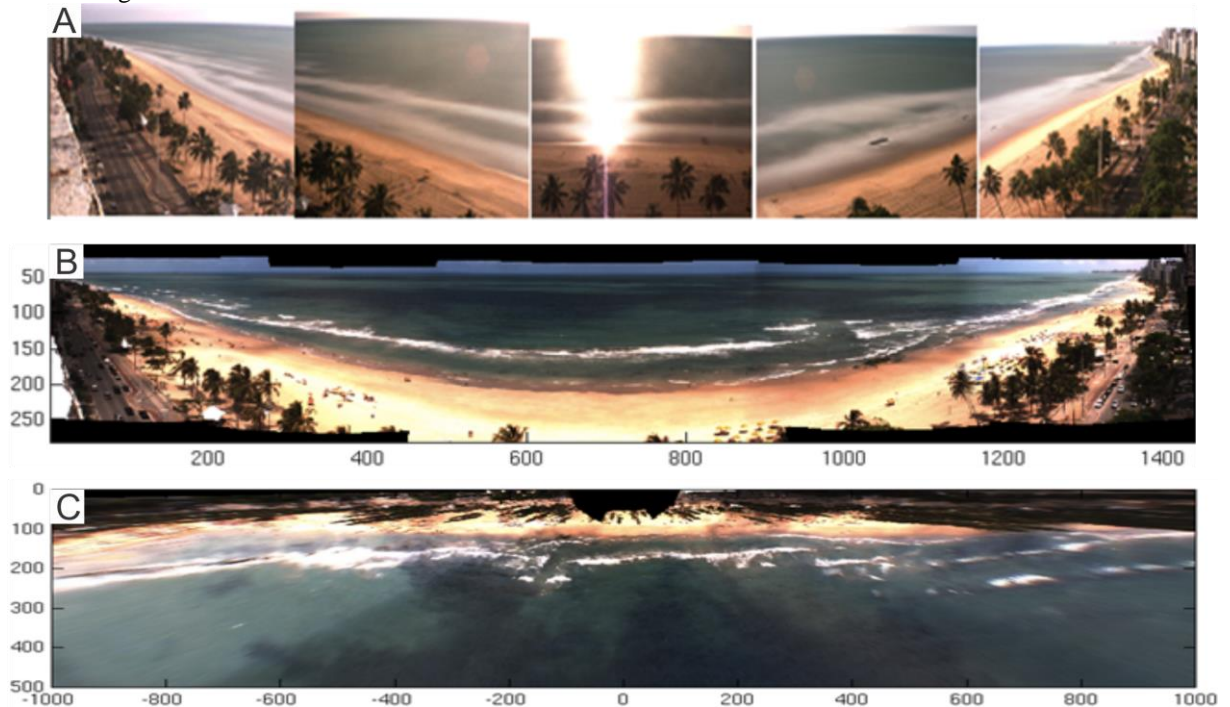
Figura 14 - os diferentes tipos de imagens obtidas a partir do sistema Argus instalado na praia de Boa Viagem. A) imagem do tipo instantânea (*snap-shot*); B) imagem de longa exposição (*timex*); C) imagem do tipo escura (*darkest*); D) imagem de variação (*variance*); E) imagem de brilho (*brighest*).



Fonte: o autor

O funcionamento e conhecimento dos produtos obtidos através do sistema Argus é sustentado por uso de equações e parametrizações apropriadas que, junto a pontos de controle que são estabelecidos em solo, tornam possível a conversão da forma primária na qual elas são adquiridas, neste caso, de maneira oblíqua (Figura 15A e 15B), em mosaicos de imagens planas de cada câmera que são unidas tornando possível a compreensão (Figura 15C). Todo este processo pelo qual as imagens passam é conhecido como retificação (HOLLAND et al., 1997; PEREIRA *et al.*, 2011), no qual resulta em uma imagem plana com resolução variada, de acordo com a resolução e especificações das lentes. Geralmente, a resolução pode variar desde alguns centímetros próximo à linha de praia a metros no ponto mais afastado da costa.

Figura 15 - visão de cada uma das câmeras que compõe o sistema Argus de Boa Viagem (A); imagem das cinco câmeras reunidas pronto para o processamento (B); imagem retificada da praia de Boa Viagem a partir do sistema Argus.



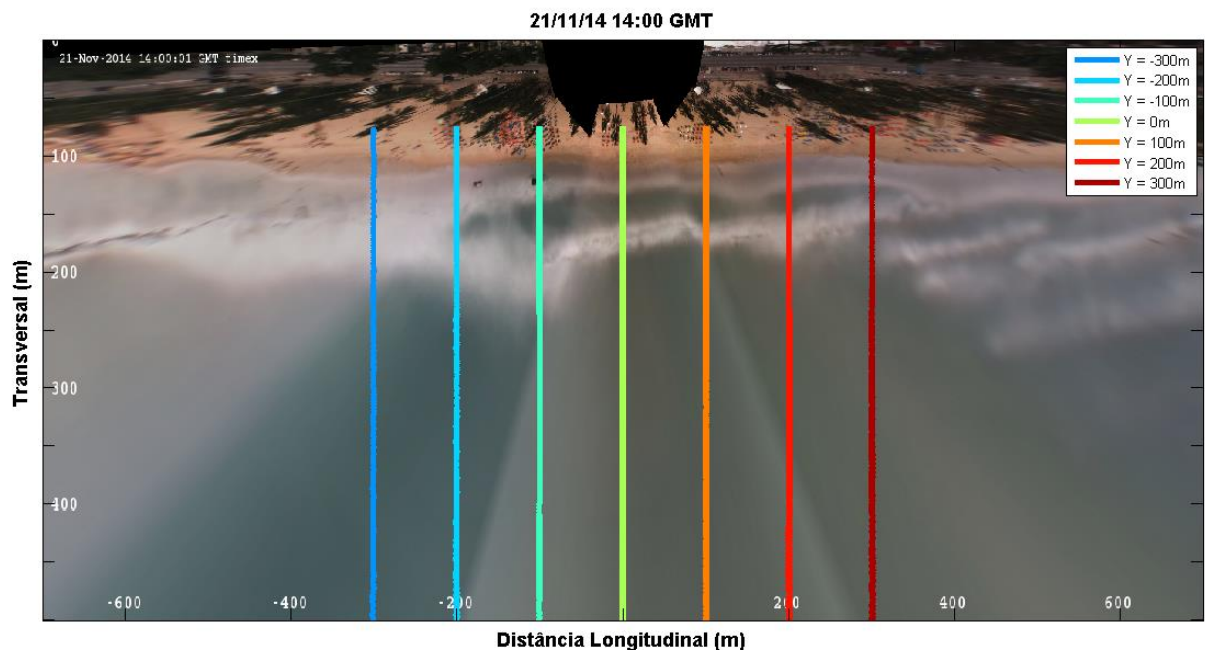
Fonte: o autor.

O sistema Argus em Boa Viagem conta com cinco câmeras instaladas no alto do edifício do Hotel Jangadeiro desde de outubro de 2012, no qual são obtidos dados a respeito da dinâmica praial através imagens coletadas diariamente desde então. As imagens são retificadas e ajustadas para uma grade (escala) com dimensões de 1,0 x 1,0m, desse modo é determinada a distância entre as linhas de *pixels*, tornando as imagens bidimensionais em coordenadas reais, contendo três dimensões (3D) (HOLLAND et al., 1997).

Do mesmo modo, existem ferramentas que são derivadas destes diferentes tipos de imagens no qual é possível analisar detalhadamente determinado processo ou região em questão. Uma dessas ferramentas do sistema é o *timestack* (HOLMAN et al., 1993; RAUBENHEIMER & GUZA, 1996; POWER et al., 2011), que trata-se de séries temporal de intensidade óptica em determinada linha de *pixel* selecionada em qualquer local desejado na imagem. As séries temporais de intensidade luminosa podem ser utilizadas para medir ondas, correntes e período de pico, além de demonstrar as variações ocorridas na linha de costa durante o período e suas implicações. Em vez de gravar imagens de vídeo completas para 17 minutos, este produto foi concebido para registrar a variação temporal da intensidade luminosa em localidades pré-selecionadas à uma taxa de aquisição de 2 Hz ou 0,5 segundos (HOLMAN & STANLEY, 2007).

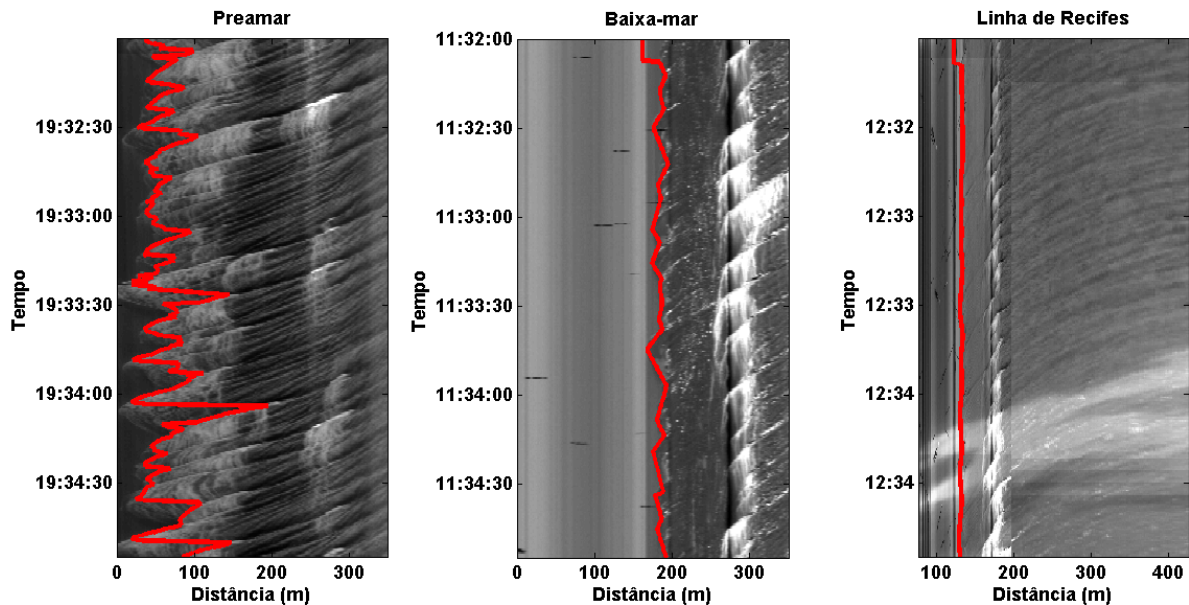
Para esta pesquisa foram utilizados 7 segmentos de linhas de *pixels* ($Y=-300\text{m}$, $Y=-200\text{m}$, $Y=-100\text{m}$, $Y=0\text{m}$, $Y=100\text{m}$, $Y=200\text{m}$, $Y=300\text{m}$) perpendiculares à costa para o cálculo da frequência das ondas, que por sua vez, identificaram as áreas onde o sinal da onda é mais bem observado, e assim sendo possível quantificar a variação e comportamento do espraioamento e seu máximo. Os gráficos de frequência espectros foram calculados para cada posição perpendicular à costa, sendo estabelecido 100 metros de distância entre as linhas propostas. Assim, no experimento de Boa Viagem foram utilizadas sete linhas de *pixels* (Figura 16) afim de estudar a variação longitudinal, com o espaçamento estabelecido (100 metros). Além do cálculo da frequência das ondas perpendiculares, as variações da linha de água registrada nas linhas foram digitalizadas (Figura 17) para verificar a variação temporal do espraioamento com a da modulação da maré. As imagens foram coletadas durante o horário compreendido entre as 6 da manhã e às 6 da tarde, durante os dias do experimento.

Figura 16 – As sete linhas de stack fixadas em Boa Viagem com distanciamento de 100 metros entre elas para a análise da variação do espraioamento a partir da atuação das ondas.



Fonte: o autor.

Figura 17 - Imagens empilhadas (*stacks*) do espraio durante a preamar, baixa-mar e o espraio na região dos recifes.

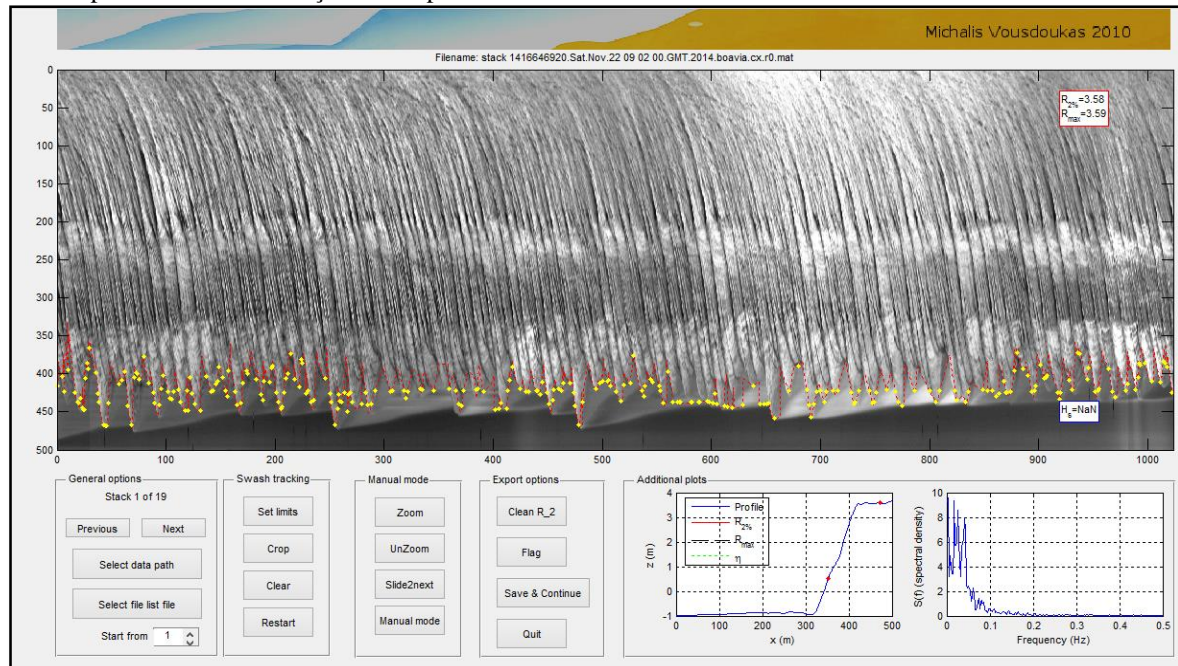


Fonte: o autor.

2.4.2 Gui Timestack

Para o processamento das imagens obtidas com experimento Boa Viagem, foi utilizada uma ferramenta desenvolvida pelo Prof. Dr. Michalis Ioannis Vousedoukas, da Joint European Research Center, Itália. Esta ferramenta é denominada de *Gui Timestack* (Figura 18) e trata-se de uma interface gráfica abordada por meio de *software* capaz de processar as imagens empilhadas com a ferramenta do Argus (*stack*), extraindo as series temporais da posição da linha de costa considerando a variação máxima do espraio (VOUSDOKAS et al., 2012). Esta ferramenta gera um conjunto de dados considerando 2% da ultrapassagem da onda no espraio, o que é tido como o máximo do espraio (*runup*) utilizando as formulações empíricas necessárias (OTSU., 1979). Para isto, é necessário incorporar dados a respeito da hidrodinâmica local como a elevação da maré, dados de ondas, vento, e incluir dados referentes ao perfil praial. Os valores transversais obtidos do perfil praial foram transformados em altitude utilizando as mesmas informações topográficas conseguidas a partir do levantamento realizado. De modo que o nível do total do espraio máximo é dado pela estimativa da elevação do mesmo. Assim, a altura do máximo espraio é geralmente definido como uma variável discreta no tempo (STOCKDON et al., 2006; VOUSDOKAS et al., 2011).

Figura 18 - interface da ferramenta *Gui Timestack* carregada com imagens do espraio de Boa Viagem obtido pelo sistema Argus. A linha continua vermelha significa o espraio da onda, os pontos amarelos atentam para o máximo alcançado do espraio.



Fonte: o autor

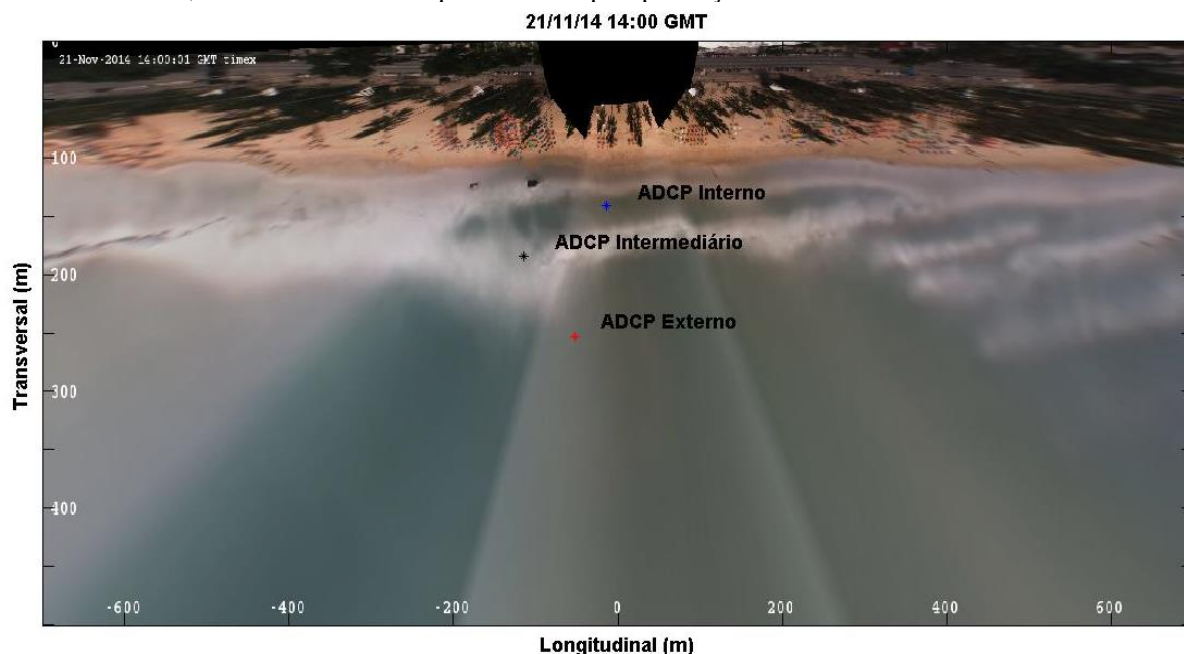
A interface da *Gui Timestack* possui diferentes funções relacionadas a melhor análise das séries temporal obtida por imagens empilhadas. Por exemplo, foram utilizadas funções como o “Set limits” para limitar verticalmente a região compreendida como arrebentação e zona de espraio, determinando o máximo dos mesmos. As imagens são carregadas, logo após são selecionados os pontos nos quais a resolução encontra-se apta para registrar todas as informações necessárias e assim serem salvas. Esta ferramenta fornece informações a respeito dos valores do espraio e seu máximo, das series temporais da elevação do espraio máximo, os espectros da variação da frequência do máximo espraio, densidade espectral, series temporais da excursão do espraio, entre outras informações.

Foram obtidas e analisadas cerca de 504 imagens para os três dias do experimento, no qual foram divididas em sete linhas de *stack* ($Y=-300\text{m}$, $Y=-200\text{m}$, $Y=-100\text{m}$, $Y=0\text{m}$, $Y=300\text{m}$, $Y=200\text{m}$, $Y=100\text{m}$), nas quais foram empilhadas considerando diferentes quantidades de *stacks* para os dias de experimento. Desse modo, foram estimados valores máximos locais a partir da posição mais elevada de cada evento, utilizando formulações empíricas (VOUSDOKAS et al., 2012). Para a análise das séries temporais do espectro, foram estimados valores referentes a frequência que correspondiam as diferentes bandas (incidente e infragravidade), e desse modo também sua densidade, sendo considerado a frequência de 0.05 Hz como a frequência de corte (GUEDES et al., 2011).

2.4.3 Perfiladores Acústicos - ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler)

A partir da utilização dos dados hidrodinâmicos obtidos por três ADCP, da marca Nortek, modelo *Aquadoop Profiler*, cedidos gentilmente pelo Prof. Drº. Carlos Augusto de França Schettini do Laboratório de Hidrodinâmica Costeira (LAHICO/UFPE). Estes foram instalados a partir da zona de arrebentação (este localizado a 270 metros da praia em uma profundidade de 5,05 metros), passando pela região onde se encontra a barreira formada pelos recifes de arenito (distante 190 metros da praia na profundidade de 5,90 metros), e na zona de espraioamento (110 metros distante da praia na profundidade de 2,80 metros), ponto final da dissipação da energia das ondas (Figura 19).

Figura 19 - Localização exata dos instrumentos ADCP na Praia de Boa Viagem. O ADCP externo localizado na região da zona de arrebentação antes da quebra, ADCP intermediário encontrou-se na região compreendida onde formou-se um banco de areia formado em uma depressão entre recifes e o terceiro, ADCP interno, foi fundeado na cava que é formada pela presença dos recifes.



Fonte: o autor.

Estes equipamentos foram fundeados presos a estruturas construídas em aço e madeira, e sendo escolhidos devido a sua capacidade e precisão em obter uma grande gama de dados em ambientes com pouca profundidade, a partir do acompanhamento de todo comportamento das ondas durante sua propagação até o seu espraioamento (Fonte: www.nortek.us). Estes aparelhos funcionam emitindo sinais por seus três sensores localizados em sua parte superior (*headstock*), registrando as variações de diferentes variáveis. Estes

sinais são divididos em células que traçam perfis até o máximo alcance dependendo das condições de espalhamento acústico, guardando as informações necessárias ao estudo como pressão, velocidade, direção, entre outros. Cada equipamento possui um número diferente de células que são distribuídas levando em consideração a profundidade onde se encontra o medidor sendo compartilhadas a distância até a superfície.

As informações foram registradas na frequência de 1 Hz, equivalente a um dado por segundo. Para este experimento foram utilizados apenas dados de pressão. Embora os medidores ADCP não estivessem configurados para registrar dados de onda (altura e período), tendo em vista a frequência de aquisição dos dados, foi possível estimar os parâmetros relativos das ondas ao longo do período analisado utilizando relações físicas empíricas através de métodos computacionais.

Após o período de aquisição de dados, os equipamentos foram levados as instalações do LABOGEO (Laboratório de Oceanografia Geologia) da UFPE (Universidade Federal de Pernambuco) onde teve início a retirada e processamento dos mesmos utilizando os métodos desenvolvidos pelo Prof^o Dr^o Urs Neumeier do ISMER, Canadá (Institut des Sciences De La de Rimouski) com auxílio de linguagem e métodos computacionais.

Estes métodos se baseiam na transformação dos dados de pressão obtidos de modo que os dados de sensores sejam compensados atenuando a variação com a profundidade obtida e assim calcular os parâmetros da onda (TUCKER & PITT, 2001).

Para esta transformação são necessários dados do nível que são obtidos através da pressão não corrigida, a altura do sensor acima do fundo, frequência de amostragem e outras opções possíveis. É feita uma correção da atenuação no qual é aplicada apenas em uma determinada faixa da frequência visando a não amplificação de dados de alta frequência, que não correspondem à superfície das ondas. Este método foi revisado e detalhado em Wiberg & Sherwood (2008). São utilizados princípios da Transformada de Fourier (Fast Fourier Transform) para a análise do espectro da onda (HASSELMANN *et al.*, 1980; PIERSON & MOSKOWITZ, 1964). No entanto, por este método retornar diferentes alturas de ondas, foi considerada apenas a altura significativa, que é a altura média das mais altas dentro da amostragem de um terço (1/3), durante o período de dados registrados. A seguir são demonstradas as equações necessárias para os cálculos referentes a tal transformação:

$$H_{sig} = 4\sqrt{m_0} = 4\sqrt{\int S_p(f)df} \cong 4\sqrt{\int \sum S_p \Delta f} \quad (6)$$

Nesta equação o m_0 representa a variação do nível de água (já com a correção da atenuação de profundidade efetuada), S_p significa o valor da densidade espectral do nível de água dado a partir da FFT (Transformada de Fourier) como uma função da frequência f , df é a profundidade no qual o instrumento se encontra, Δf é tida como uma constante do somatório da frequência de todas as bandas obtidas da altura significativa da onda feita por medições de boias costeiras. Para a validação é necessário utilizar a função densidade da probabilidade, ou seja, distribuição da altura de ondas, que é duas vezes à altura de onda significativa (distribuição de Rayleigh):

$$H_{sig} = \sqrt{2}H_{rms} \quad (7)$$

Do mesmo modo, é possível obter diferentes tipos de período com o método, mas foram usados apenas o período de pico (T_p). O período de pico é calculado como o espaço de tempo onde a densidade espectral da onda chegou ao seu máximo, como demonstrado na equação seguinte:

$$T_p = \frac{1}{f(S_p = \max(S_p))} \quad (8)$$

O período de pico é bem mais utilizável que o médio devido a sua precisão em demonstrar o real comportamento das ondas em relação ao período, tendo em vista a incerteza que o médio provoca devido as tendências multiespectrais que ocorrem em uma dada amostragem. Assim, curtos períodos, ou seja, bandas incidentes serão melhor representadas, sendo o período de pico correspondente a frequência da banda do espectro (S_p) com maior energia. Assim, T_p é a medida mais coerente com período espectral da onda, localizando os picos de energia no espectro.

2.5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

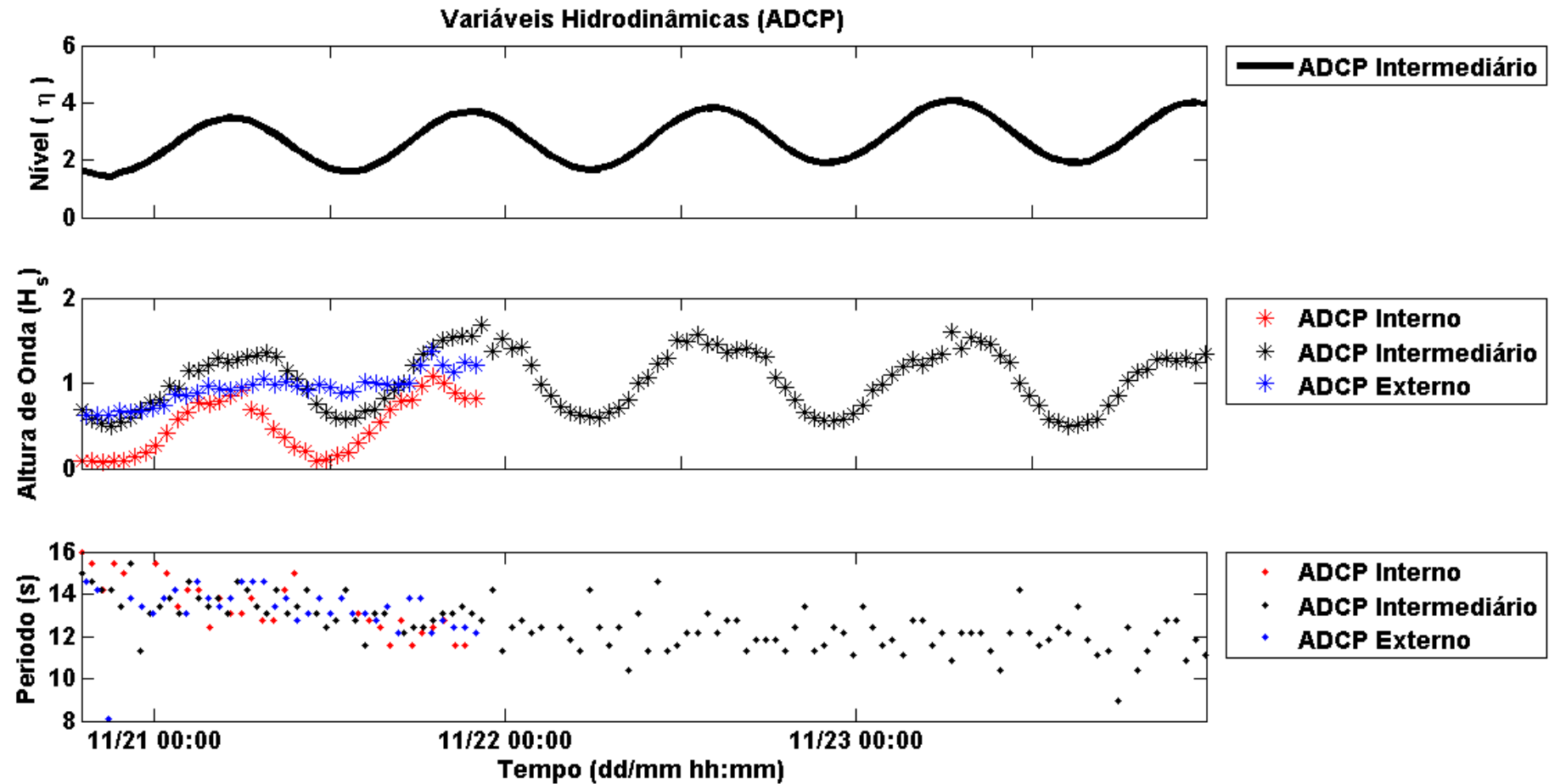
2.5.1 Perfiladores. Acústicos – ADCP

A Figura 20 abaixo demonstra os dados obtidos com a utilização dos perfiladores acústicos do tipo Doppler durante o experimento. Foram registrados dados de variáveis

hidrodinâmicas como ciclo de maré, assim como altura e período da onda, além da sua densidade espectral para cada localização onde foram instalados os medidores.

Estes três equipamentos foram posicionados a partir da zona de arrebenção até o início da zona de espraçamento afim de monitorar o comportamento das ondas dentro desta região. Em seu estudo realizado em praias da Nova Zelândia, Guedes et al. (2011, 2012), utilizou o mesmo método implantando instrumentos ADCP à 12 metros de profundidade em águas intermediárias. Os dados aqui apresentados neste estudo foram conseguidos a partir de medidores localizados em profundidades variando aproximadamente entre 3 a 6 metros. Embora as profundidades e localizações sejam divergentes com o estudo de Guedes et al. (2011) a quantidade de dados hidrodinâmicos relevantes obtidos é semelhante, e no caso do experimento em Boa Viagem são ainda mais precisos, tendo em vista a proximidade com a zona de espraçamento, objeto deste estudo.

Figura 20 - Gráficos demonstrando o comportamento das variáveis hidrodinâmicas (maré, altura e período de ondas) coletados pelos perfiladores acústicos do tipo doppler (ADCP). Nível da maré (A), altura de onda (B) e período de onda (C).



Fonte: o autor.

Os equipamentos posicionados *in situ* demonstraram uma evidente correlação entre o comportamento das ondas e a variação da maré ao longo do tempo. Ou seja, os três ADCP instalados em diferentes posições ao longo da praia registraram informações pertinentes a respeito das variáveis da onda. Os valores foram conseguidos dentro da amplitude de maré variando entre 0,2 a 2,3 metros, dados estes obtidos a partir de consultas prévias ao *site* do Diretório de Hidrografia e Navegação (DHN) da Marinha para as datas do experimento.

Assim, a altura de ondas registrado pelos instrumentos do DHN variou entre 0,2 a 2,4 metros. Os valores captados com os equipamentos do experimento registraram as maiores alturas de ondas durante o instante de preamar, chegando a valores acima de 1,5 metros, no qual se destaca as ondas amostradas no dia 21 de novembro, sendo que estas ondas ocorreram na segunda preamar do dia as maiores. Para esta data foi registrado o evento da entrada de uma ondulação (*swell*) na costa pernambucana, este fenômeno teve início no final deste dia, justificando os altos valores da segunda preamar, tendo início próximo às 23 horas como registrado nos dados dos equipamentos. Desse modo, dentre os três equipamentos instalados, o que verificou maior altura e energia de ondas com diferenças de até 0,5 metros quando comparado aos outros instrumentos foi o ADCP intermediário, posicionado à 300 metros da zona de espriamento. Isso corrobora com a afirmação feita por VELEGRAKIS et al. 2007, no qual é relacionado o empinamento da onda com a influência junto ao fundo submarino que faz com que a altura da onda seja modificada seguindo uma diminuição gradual da sua energia como demonstrado.

A altura de onda seguiu um padrão de crescimento gradual mínimo na região onde se encontrava o ADCP externo chegando à sua altura máxima durante o evento de ondulação registrando valores de 1,3 metros, seus menores valores foram de 0,7 metros de altura. Com a análise dos dados também foi notada uma estabilidade crescente da altura das ondas até o ponto em que ocorre o máximo do nível da maré, e é neste ponto que acontecem as maiores ondas, sugerindo que haja uma relação direta entre o nível da maré e a máxima altura de ondas, esse processo é conhecido como modulação da altura das ondas como já foi demonstrado por Costa et al. (2010) e para outros locais do mundo (MASSELINK et al., 2011). Durante a maré vazante a altura de onda seguiu o mesmo comportamento do demonstrado no nível, sendo as maiores alturas verificadas na região do ADCP externo, distante 550 metros do espriamento, como também previsto na afirmação. Com a continuidade do experimento este tipo de comportamento se seguiu sendo registrado pelo ADCP intermediário.

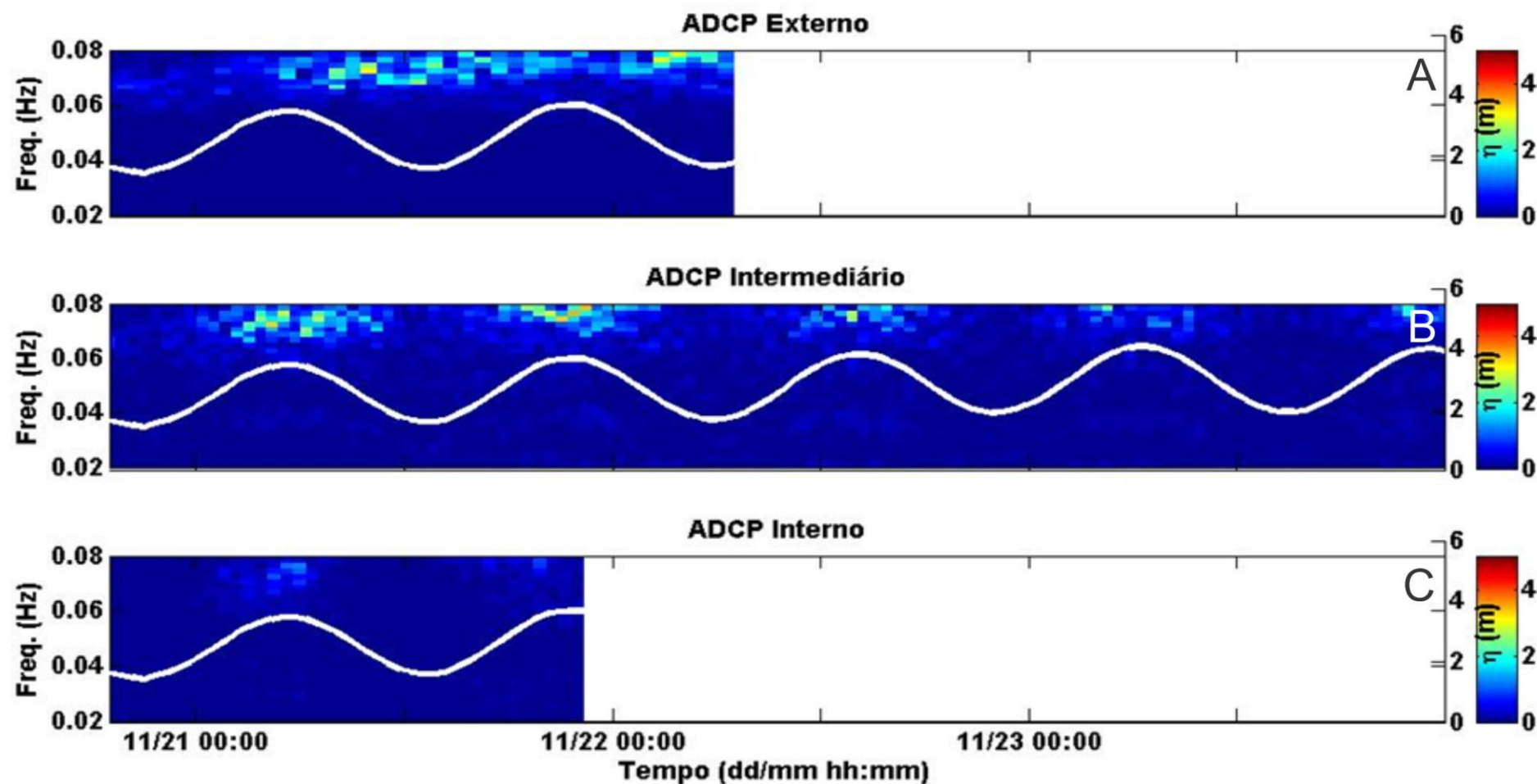
Entretanto, o período registrado dessas ondas estão dentro de um mesmo padrão para os três medidores, evidenciando que não há uma relação direta entre a altura e o período, ou entre o nível (maré) e o período da onda, como já foi demonstrado em outros estudos (SHORT, 1996; POPO et al., 2014). Contudo, em uma distribuição geral da média, nota-se que em momentos de preamar e elevada altura de onda, o período segue uma tendência inversa diminuindo seu valor. Esta tendência é justificada pela influência da ondulação, que estabelece o aumento do período nos primeiros instantes devido a velocidade no qual as ondas se propagam serem as maiores em uma amostragem, explicando assim a relação inversa do período com as outras variáveis.

Do mesmo modo, com a análise do período é possível constatar a banda na qual as ondas na praia de Boa Viagem são mais atuantes, sendo a banda incidente seguindo uma diminuição gradual dentro do intervalo de tempo. Inicialmente foram registrados períodos de até 16 segundos (ADCP interno) seguido de uma queda e estabilização dentro de 14,5 a 13 segundos para os três medidores, logo após os mesmos chegaram a mínimos variando entre 11,5 a 12,5 segundos. Nos dias seguintes, o ADCP intermediário registrou uma queda nos valores do período chegando a até 9 segundos. Ainda com os dados apresentados nestes gráficos é possível notar a aproximação da etapa da maré de sizígia dentro do ciclo de maré

Dentro de uma média geral para cada equipamento foram obtidos os valores de cada variável hidrodinâmica nas diferentes regiões onde foram posicionados, sendo registrados no ADCP interno o nível médio do mar com 2,25 metros; ondas com 0,50 metros de altura e período de 44,94 segundos. O ADCP intermediário obteve 2,78 metros de nível médio do mar, 1,02 metros de altura para ondas e período de 12,28 segundos. Na arrebentação, onde estava o ADCP externo, ocorreram médias de 4,04 metros de nível, 0,91 metros de altura de onda e período de 13,12 segundos. Com estes valores é possível classificar a praia de Boa Viagem, segundo a formulação de Iribarren (1949), como praia em estágio intermediário refletivo.

Os gráficos com informações dos medidores a respeito da energia espectral das ondas são apresentados a seguir na Figura 21:

Figura 21 - Gráficos de densidade espectral das ondas e variação da maré coletadas pelos equipamentos ADCP. O primeiro gráfico (A) representa o ADCP interno colocado na zona de espriamento; o segundo (B) trata-se do ADCP localizado na região onde se encontram os recifes, e o terceiro gráfico (C) identifica o ADCP externo localizado na zona de arrebentação.



Fonte: o autor.

Nestes gráficos, obtidos a partir dos medidores ADCP, correlaciona-se à modulação da maré com o comportamento das ondas para a posição de cada ADCP. É possível notar que as ondas que por ali incidem estão compreendidas dentro da frequência que varia entre 0,06 a 0,08 Hz, o que corresponde a períodos próximos variando entre 12 a 16 segundos (banda incidente). Nota-se que a maior energia dessas ondas ocorre na etapa de preamar, que é mais intensa na região onde encontrava-se o ADCP intermediário, próximo à linha de recifes, o que demonstra menor energia é o interno com traços discretos.

Detalhadamente é observado que no primeiro momento (Figura 21A), as ondas se aproximam do espriamento com energia mais concentrada e os picos acontecendo no instante de preamar. Supõe-se que isto se deva ao fator da profundidade e a pouca influência do fundo, desse modo a onda pode explorar todo seu percentual energético ainda como um grupo homogêneo. Ao mesmo tempo, também existe a presença das estruturas de arenito subtraindo energia, sendo os picos mais intensos energéticos ocorreram durante a preamar. Os períodos registrados para os três aparelhos variaram em torno de 12,5 segundos.

Os dados do ADCP intermediário (Figura 21B), demonstram planos mais definidos da energia espectral no qual os picos energéticos também acontecem durante a preamar e quase nulos em baixa-mar, sendo possível observar o maior pico energético no final do primeiro dia de experimento (dia 21), no qual foi referido anteriormente como início do evento de ondulação sobre a costa.

Na região do ADCP interno (Figura 21C), os espectros das ondas exercem pouca expressão, apenas se destacando dentro do período de pico de preamar, os intervalos entre as mudanças de maré acontecem em instantes notórios, como na região do ADCP intermediário. Este tipo de análise corrobora com a afirmação de que haja um comportamento cíclico e bem definido do nível da maré, no qual durante a preamar aconteçam os picos energéticos, mas ainda dentro da frequência da banda incidente. A frequência na qual foram amostrados estes espectros variou dentro de 1 a 5 Hz.

Hoefel (1998) cita que em algumas praias em particular, a arrebentação tende a ser dominada por movimentos de frequência subharmônica (infragravidade). Como resultado, espera-se que os espectros energéticos registrados desta região sejam diferentes dos espectros das ondas que incidem sobre a face da praia, sendo estes últimos os responsáveis pela modificação deste setor. No entanto, os resultados obtidos com experimento Boa Viagem demonstram discordância em relação a afirmação inicial de que a energia próxima a arrebentação tem um percentual maior quando comparado a outras regiões. Pelos dados adquiridos com os aparelhos ADCP, percebe-se que até o início do espriamento as ondas

possuem comportamento semelhante, demonstrando baixa energia e grande incidência. Considerando a profundidade e o fato de que estes equipamentos foram posicionados em regiões onde encontravam-se os recifes, não é de total incoerência os dados relatados. Os resultados hidrodinâmicos obtidos em pesquisas semelhantes, como no caso de Guedes et al. (2011) e Stockdon et al. (2006), variaram pouco tendo sido classificados como constante, corroborando com o presente experimento. Embora os dados hidrodinâmicos apresentados por Guedes et al. (2011) tenham sido obtidos em uma profundidade superior (cerca de 12m), devido a posição onde foram estabelecidos os aparelhos ser considerada como águas intermediárias (*offshore*), a relação com os dados apresentados no experimento de Boa Viagem permanece semelhante e ainda sendo mais precisos, pela localização dos aparelhos estarem mais próximas do espraçamento.

Estes autores buscaram observar a influência da variação da maré sobre a zona de espraçamento e ainda a presença de um banco arenoso submerso. A partir das informações obtidas pelos dados hidrodinâmicos, foi observado o alto nível que a maré alcançava, supõe-se que isto se deva ao posicionamento dos equipamentos que encontravam mais distantes da costa. Dados a respeito do perfil praiado demonstraram a localização da zona de espraçamento, que ficou limitada até as regiões mais planas da praia durante a preamar. Do mesmo modo, quando o nível de água demonstrou menores valores (baixa-mar) o espraçamento se encontrava na região mais côncava do perfil, do mesmo modo que em Boa Viagem, onde em baixa-mar a zona de espraçamento se localizava em uma faixa transitória, com a formação de cavas próximos ao espraçamento. Deste modo, é possível traçar a correlação energética entre a localização zona de espraçamento e a ação das ondas.

Ainda sobre os resultados em Guedes et al. (2011), os espectros de energia das ondas captados *in situ* mais densos se encontravam sempre no instante em que a maré estava próximo ao seu pico. Quando a maré se encontrava no máximo do seu nível de água, aparentemente a energia se estabilizava e mantinha-se constante até a próxima etapa da maré.

Relacionando estes resultados com os obtidos em Boa Viagem, é possível observar que ocorreram pequenos instantes no qual está estabilidade é quebrada, supõe-se que isto ocorra devido ao fato diferentes tipos de ondas comporem o mesmo grupo e assim estarem mais dispersas do que a configuração inicial. Desta maneira a energia não é tanta, mas o suficiente para que atue próximo do máximo do nível. Nível este que atua como agente modulador. Entretanto, os autores afirmam que esta modulação não ocorra em maiores profundidades, onde a energia acontece de forma concentrada. Estas variações podem estar

ligadas com a banda atuante naquela região, sendo os traços registrados como pertencentes a banda de infragravidade.

Em relação a dados de perfil, estes autores demonstraram que a localização da zona de espraçamento está atrelada ao fator da energia de ondas e a declividade do perfil. Sendo assim, a partir dos dados de Boa Viagem que foram fornecidos a *Gui Timestack*, nota-se que a zona de espraçamento se encontrou na parte mais plana do perfil. Pela sua intensidade, as ondas nesta praia não atuam na mesma frequência (0,02 a 0,05 Hz) que os resultados obtidos no estudo de Guedes et al. (2011) com frequência oscilando de 0,07 a 0,09 Hz.

Holman & Sallenger (1985) sugerem que a morfologia presente antes da zona de espraçamento, seja em águas intermediárias (*offshore*) ou zona de arrebentação, podem desempenhar maior papel durante a etapa de baixa-mar, interrompendo o padrão de propagação das ondas devido ao cisalhamento e assim gerando gradientes mais complexos. Barreiras topográficas como a de Boa Viagem constata sua eficiência tanto durante a banda de incidente como também em infragravidade, quando ondas que incidem possuem menor energia são barradas sendo filtradas apenas as de maior energia. Assim, quando ondas com maior percentual energético se propagam sobre esta região são barradas fazendo, criando uma proteção natural para a praia.

Stockdon et al. (2006), em pesquisa realizada em praias dos Estados Unidos, utilizou o número de Iribarren para parametrizar os dados obtidos de hidrodinâmica e vídeo imagens, e assim alcançar um modelo empírico entre o nível de água (*setup*), espraçamento e seu máximo para praias desta costa. Com os resultados os autores constataram as diferenças hidrodinâmicas nos diferentes tipos de praia. Desta maneira, utilizando equações para formas não dimensionais e assim demonstrando a eficiência energética da banda de infragravidade que alcançou baixos valores na pesquisa, apontando assim que também em condições de ondulação é provável que aconteça um revés energético.

Os medidores ADCP em Boa Viagem também não alcançaram valores expressivos, mas ainda sim tidos como dentro da banda mais energética. Assim foram classificados como instante mais energético, por se tratar de momentos que fogem da média sugerindo aumento de energia.

Desse modo, Guza & Thornton (1982) propõem que a variação energética dentro de uma determinada banda influenciará diretamente na altura total do espraçamento. Ou seja, em uma determinado nível energético dentro da banda será melhor observado para o comportamento do espraçamento. Stockdon et al. (2006) sugere que a parametrização do

espraçamento é mais simples para bandas incidentes devido a disponibilização de dados desta banda do que durante momentos de infragravidade.

Ainda Stockdon et al. (2006), observou tendências que praias dissipativas apresentavam em relação ao valor expressado no cálculo de Iribarren, em particular a variação do espraçamento, sendo relatados valores de até 0,3.

Contudo este valor é apenas uma aproximação, já que para a utilização do cálculo de Iribarren são necessários dados a respeito da profundidade, muitas vezes conseguidos por batimetria, dados estes que não estavam disponíveis para algumas praias. Deste modo, foram utilizados cálculos de regressão para correlacionar os valores máximos da altura de onda sugerindo um perfil batimétrico das praias em questão.

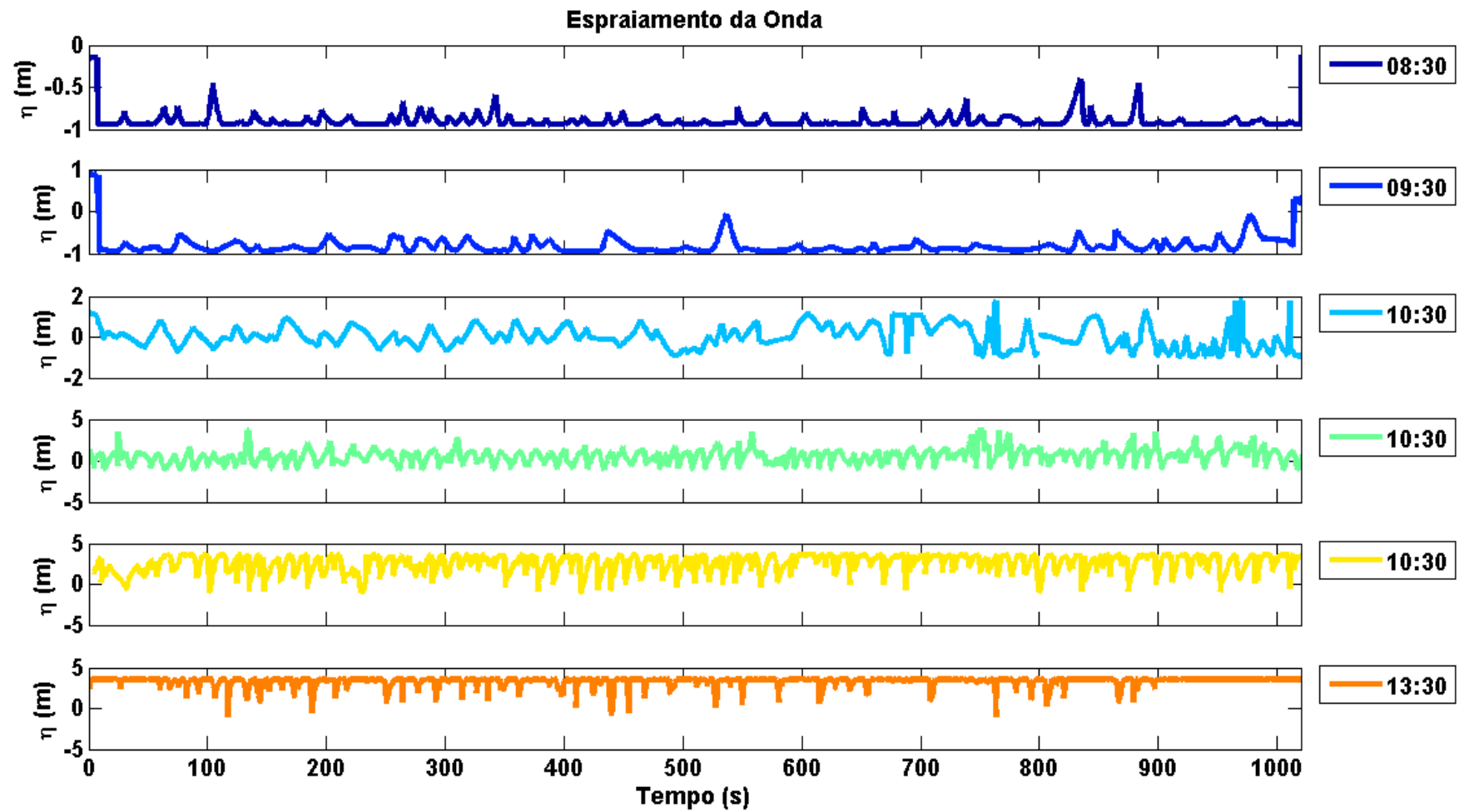
Entretanto, estudos recentes (MENDEZ et al., 2004; POWER et al., 2011; SENECHAL et al., 2011) observaram que parâmetro de Iribarren pode vir a não ser confiável, devido a erros que podem ser estabelecidos diante da falha em obter todas as variáveis necessárias, sendo apenas útil para análises referentes a topografia praial. Em relação a variação energética que ocorre em um determinado ambiente, são necessárias outras abordagens e parametrizações para que se encontre as reais informações a respeito da disposição energética presente nas variáveis que modelam o ambiente.

2.5.2 Video Imagens (ARGUS)

Os dados obtidos do sistema Argus são demonstrados nas figuras a seguir. São informações relativas ao comportamento do espraçamento da onda, sua máxima excursão (*runup*), frequência de ondas, espectros de densidade energia, variações de período significativo e de pico, entre outros captados pelo sistema. Para uma análise mais consistente dos resultados do Sistema Argus, são confrontados estes com os registros feitos pelos medidores ADCP, visando o entendimento da real modificação que ocorre nas ondas e, principalmente, em seu espraçamento. Os resultados derivados da dissipação final da onda na zona de espraçamento demonstram a variação destas ao longo do tempo e a função modulação da maré sobre elas (Figura 22). Embora seja considerado na ferramenta *Gui Timestack* o nível obtido pela sobre-elevação da onda (*setup*) como parâmetro para estabelecer a altura no espraçamento, é possível relacionar com a situação no mar, uma vez que este pode representar o nível médio do mar, considerando os valores negativos estabelecidos do nível de água (η). A declividade é menor que a encontrada na face de praia, assim a água intercepta a praia numa

elevação efetiva na linha de costa que é considerada como nível médio do mar (NIELSEN, 1988, 1989; MASE, 2004).

Figura 22 - demonstra a variação do espraçamento durante o tempo levando em consideração a modulação da maré.



Fonte: o autor.

Para a análise deste parâmetro, foram considerados 17 minutos de cada hora no qual ocorreu meio ciclo de maré registrado pelo sistema Argus. Estas imagens foram registradas em UTC (*Universal Time Coordinated*), sendo 3 horas adiantadas em relação ao horário de Brasília.

Inicialmente (08:30), como os dados começam a ser adquiridos durante a baixa-mar pelo sistema, o comportamento do máximo espraçamento registrado não demonstra grandes proporções, apenas alguns momentos são observados alguns picos sugerindo ondas com maior energia chegando ao espraçamento. Este comportamento fica mais evidente no segundo momento (09:30), no qual a maré chega ao seu mínimo e apenas ondas com percentual energético diferenciado se destacando. No terceiro gráfico (10:30), é notado o início da preamar. Isto é representado pelos diferentes tipos de ondas, de menor e maior energia que chegam ao espraçamento, mas ainda sim sugerem maior homogeneidade devido fato de não existirem maiores discrepâncias entre estas ondas. A partir do quarto gráfico (11:30), a etapa de preamar sua estabilização, visto que o valor do nível aumenta. No entanto, nota-se que as ondas que chegam ao espraçamento não possuem variação energética elevada, sugerindo ondas incidentes nesta etapa da maré. Com o aumento do nível, percebe-se este mesmo comportamento é contínuo, como demonstrado nos próximos gráficos da sequência, ainda durante a preamar. Neste contexto, se destacam os instantes que são observados os menores valores de ondas ocorrendo, o que sugere que são grupos de ondas atuando.

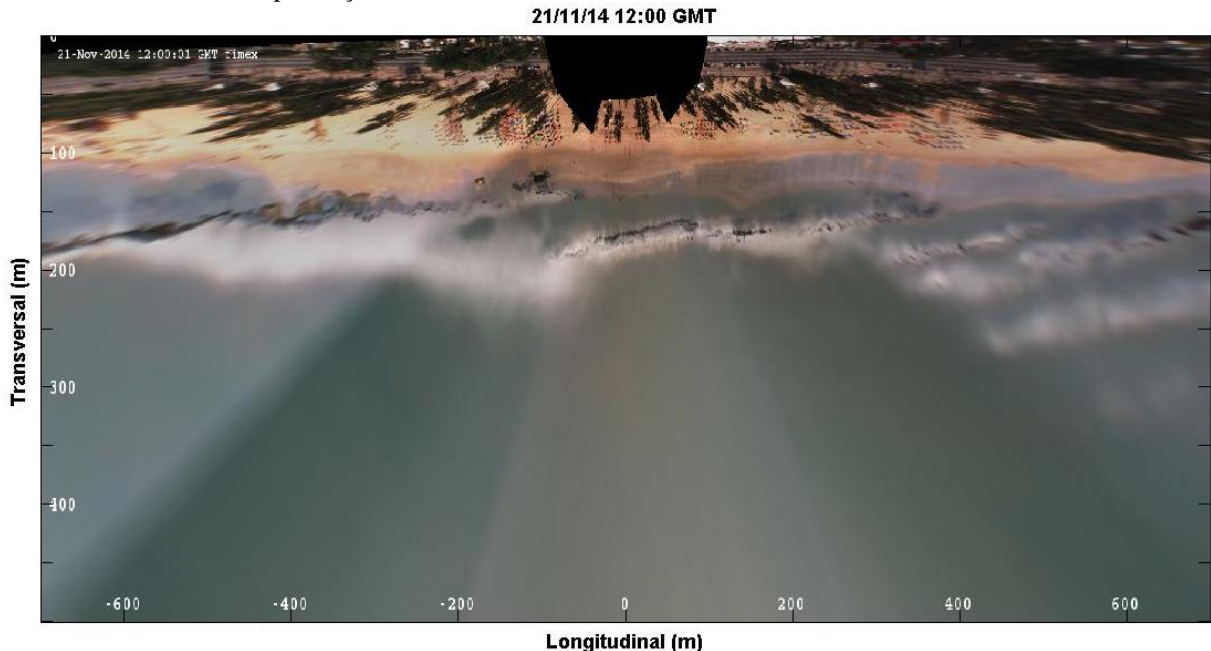
A partir de estudos pilotos, foi constatado que as estruturas de arenito presentes altura com cerca de 3 metros, com larguras variando de 3 a 4 metros.

Questões como as bandas energéticas nas quais acontecem a dissipação das ondas são da mesma maneira importante, verificando o percentual que as ondas são modificadas dentro de determinadas frequências. Sejam as bandas incidente ou de infragravidade elas receberão influência destas estruturas, mas consequentemente, apresentaram comportamentos divergentes.

Dentre as sete linhas de *stack* determinadas, a $Y=0m$ obteve resultados mais expressivos. As linhas de *stack* $Y=100m$, $Y=200m$ e $Y=300m$ também apresentam configuração semelhante em relação a posição da estrutura, sendo que existe uma leve aproximação do recife junto ao espraçamento. Dentre estas, a linha $Y=300m$ é a que possui o recife mais próximo, também é possível perceber que sua altura também é a menor e seu espraçamento é amplo após a onda ser reformada. A partir da linha $Y=-100m$ os recifes não influenciam da mesma maneira, eles estão localizados exatamente na linha de costa, o que reflete no espraçamento da onda que será visto posteriormente nos gráficos de energia de

densidade espectral (PSD), entretanto sua arrebentação (Figura 23) também acontece na mesma posição das demais.

Figura 23 - Imagem *timex* do sistema Argus demonstrando a quebra preferencial de ondas em Boa Viagem na baixa-mar, assim como a presença dos recifes.



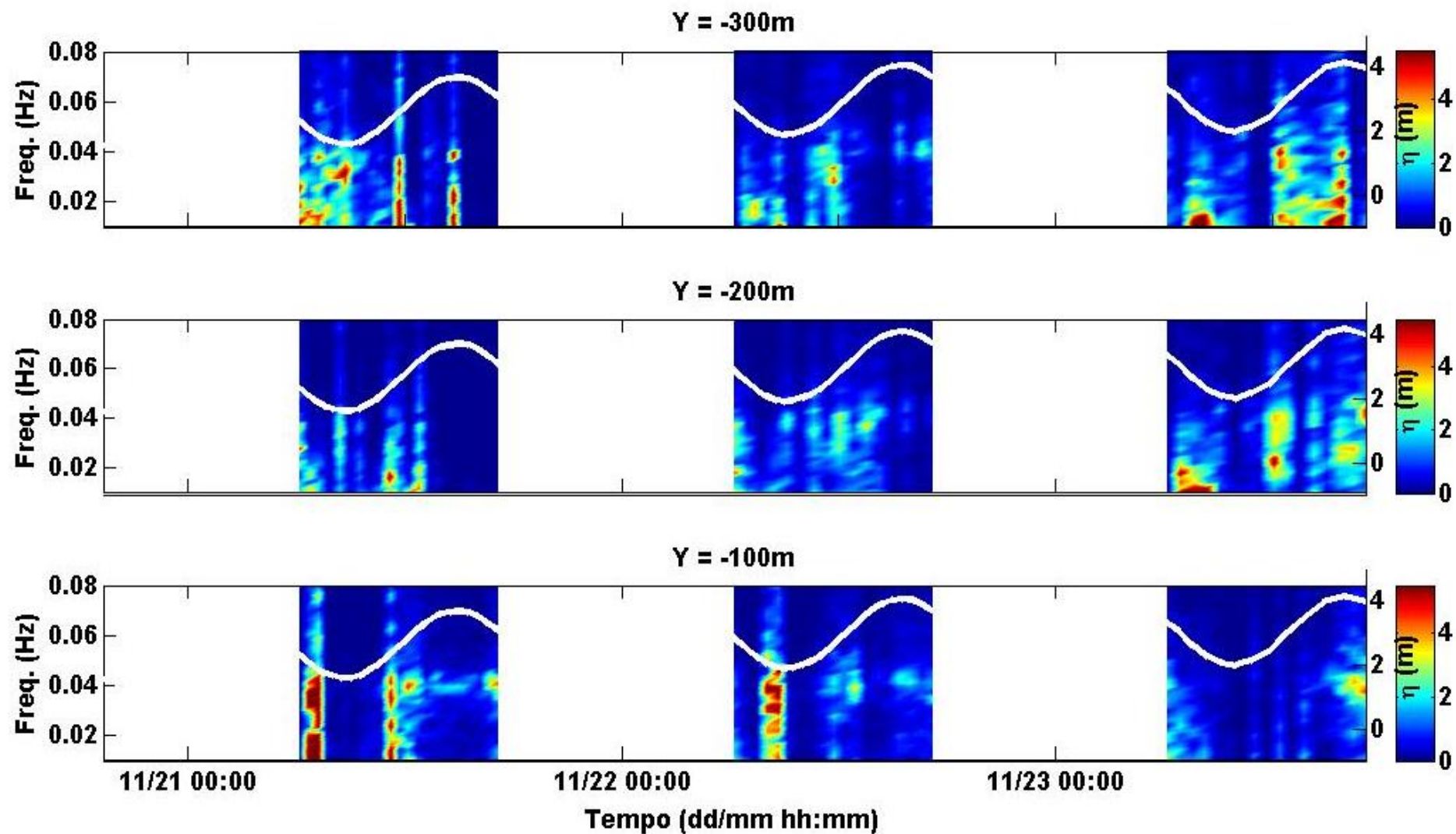
Fonte: o autor.

A figura 23 sugere-se que exista a presença de um banco arenoso na região da arrebentação onde não ocorra recifes. Isso acontece devido a retenção de sedimentos provocada pela presença do recife em regiões próximas, considerando que exista uma corrente de sul para norte.

A linha $Y=-200\text{m}$ possui o recife localizado mais próximo ao espraçamento, o que faz com que nesta região existe um surfe maior das ondas. Em relação aos dados de espectro nota-se baixa frequência ocorre nesta região, que supõe ondas com maiores períodos e maior energia. Sua energia é dissipada de maneira natural desde a arrebentação devido à existência deste banco arenoso, localizado paralelamente nos espaços onde não ocorrem os recifes. Com a atuação do movimento de retorno das ondas, que por sua vez, é impedido de completar o seu processo, são acumuladas consideráveis quantidades de água na cava dos recifes o que faz com que se formem pequenas baías no espaço entre as linhas $Y=-200\text{m}$ e $Y=-100\text{m}$. Supõe-se que o espraçamento na linha $Y=-100\text{m}$ é o que possuem menor energia, tendo em vista a posição do recife nesta que é ainda mais próximo ao espraçamento, apenas ondas com maior energia conseguem vencer esta barreira e chegar ao espraçamento final.

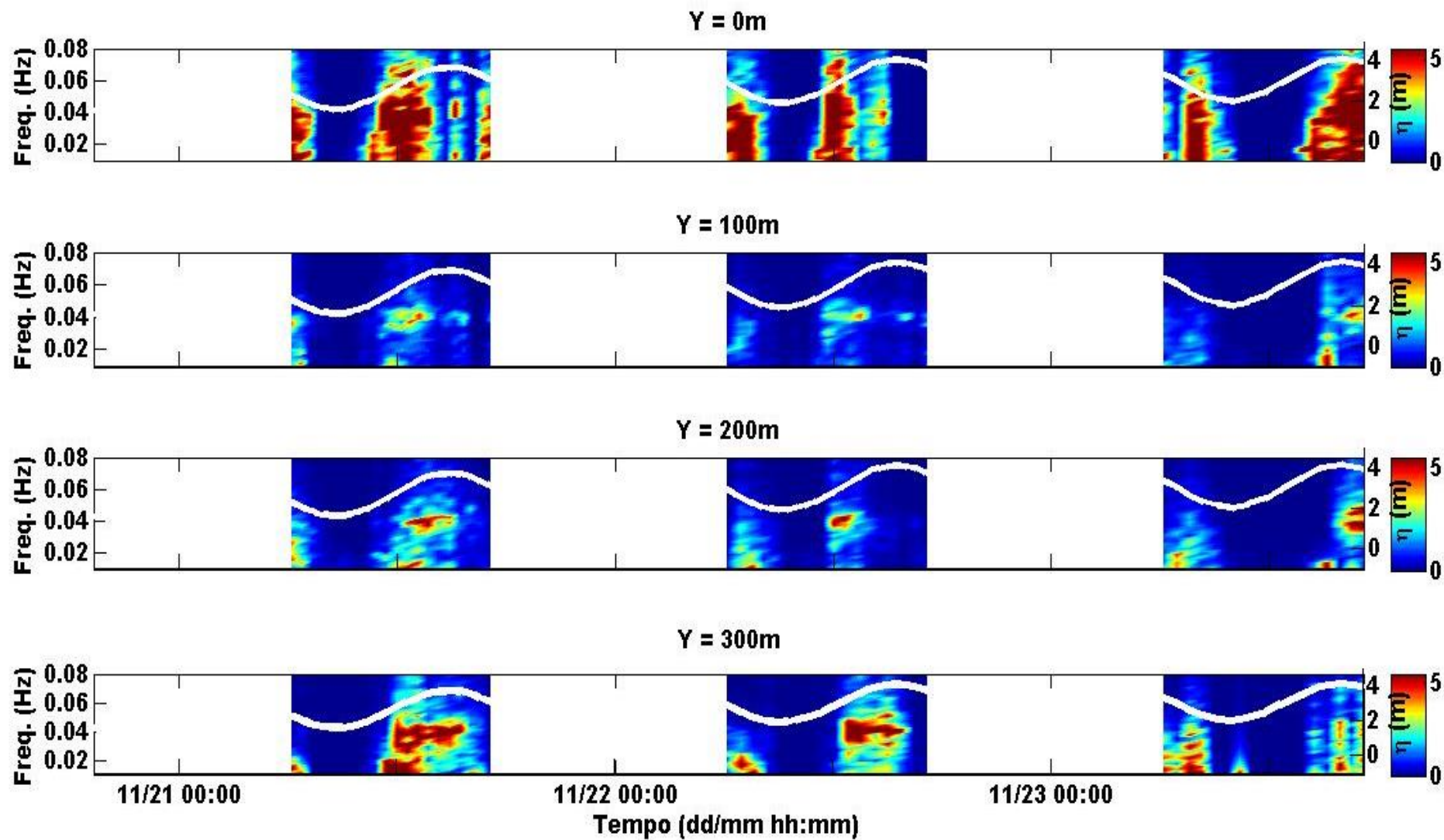
A seguir, de forma mais detalhada a dissipação do espectro energético será explanada para que se possa ter a melhor compreensão a respeito deste processo (Figura 24 e 25).

Figura 24 - Gráficos com os resultados obtidos do sistema Argus para a densidade espectral na região do espraio para as sete linhas de stack (Y=-300m, Y=-200m, Y=-100m).



Fonte: o autor.

Figura 25 - Gráficos com os resultados obtidos do sistema Argus para a densidade espectral na região do espraio para as sete linhas de *stack* (Y=0m, Y=100m, Y=200m e Y=300m).



Fonte: o autor.

Com os dados dos medidores ADCP, foi observado que as ondas que se propagam em Boa Viagem a partir da arrebentação estão compreendidas dentro do percentual energético da banda incidente (período entre 12,5 a 16 segundos). No entanto, os dados do sistema Argus, que são referentes a zona de espraçamento, foi percebido a modificação neste padrão.

Para o primeiro dia, como já mencionado, o evento de ondulação provocou um aumento no índice energético em todas as linhas de *stack* analisadas. Os maiores destaques acontecem durante momentos distintos, sendo o início da baixa-mar, e o início da preamar os maiores.

A linha Y=-300m demonstra que durante a baixa-mar existem ondas ocorrendo em diferentes frequências, o que sugere que se trata de bandas divergentes devido à grande diferença entre os valores registrados no espraçamento. Isto é corroborado com os períodos dispersos variando de 25 a 50 segundos.

Inicialmente o período mostra-se maior, mas quando a maré alcança seu mínimo o período tende a diminuir representando ondas mais longas chegando ao espraçamento. Quando a maré retoma a sua fase crescente, a densidade espectral aponta para ondas com períodos divergentes ocorrendo no espraçamento. Por exemplo, os registros mostram ondas se dividindo em três etapas no mesmo momento da maré, elas tiveram período variando 40 a 50 segundos, já o segundo possuiu ondas variando de 30 a 33 segundos, o terceiro com períodos de 25 a 30 segundos. Com isso, é notado uma diminuição gradual no mesmo intervalo. Quando a preamar chega ao seu máximo as ondas seguem o mesmo padrão anterior, porém com espaçamento maior entre os períodos.

Para o segundo dia observa-se baixa energia incidindo no espraçamento durante o processo de modulação da maré, os períodos máximos ficaram entre 33 a 48 segundos, isso aconteceu durante a baixa-mar, para a preamar foram observados períodos acima de 25 segundos. Na baixa-mar do terceiro dia as ondas atuaram dentro da frequência correspondente a infragravidade com período próximo aos 50 segundos, enquanto na preamar ocorreram ondas variando entre as bandas energéticas, com períodos de 20 a 50 segundos.

O gráfico da linha Y=-200m demonstra o tipo de energia das ondas na zona de espraçamento nesta região. O primeiro dia ficou caracterizado por bandas indefinidas com ondas de períodos variados. Isto sugere que haja uma transformação da energia das ondas em determinada etapa da maré. Nota-se que na baixa-mar existiu densidade energética correspondente a períodos de 25 a 20 segundos, mas ainda sim pouco definido. Também foi observado alguns traços mais energéticos no início da preamar, sendo o período próximo de 50 segundos, mas também ocorrendo de forma mal definida.

No segundo dia, houve a dominância da banda incidente com comportamento espectral semelhante ao dia anterior. As ondas para o terceiro dia atuaram dentro de bandas mais energéticas com períodos próximos a 50 segundos (baixa-mar), como também ondas com períodos compreendidos até 20 segundos (preamar). É importante observar que houveram frequências de ondas distintas acontecendo, algumas com períodos de 45 segundos. Também foram observados dois picos energéticos semelhantes ocorrendo em momentos contrastivos, o primeiro durante a baixa-mar e o outro na preamar, ambos com períodos de 40 segundos.

Do mesmo modo, é importante mencionar a posição do recife na linha de *stack* Y-200m que fica localizado no início do espraçamento. Assim, a estrutura também atuaria sobre movimentos subsequentes, como o fluxo reverso, influenciando no espraçamento da onda subsequente como relatado no estudo de Masselink & Puleo (2006).

Nos gráficos da linha Y=-100m o espraçamento é composto por traços energéticos densos e bem definidos sugerindo dois picos, um durante a baixa mar e o outro na preamar.

Ainda que em situações divergentes, os períodos para estas duas fases estão compreendidos próximos aos 25 segundos, embora o pico durante a baixa-mar seja mais denso, o da preamar demonstra semelhança com oscilações ao longo do tempo, mas os dois sendo pontuais. Ou seja, acontecem apenas no exato momento em que a maré está diminuindo e quando ela volta a etapa crescente (final do dia 21).

Para o segundo dia foi observado apenas um único pico, este pico acontece no mínimo da maré, seu período está compreendido dentro dos 22 segundos. Outros registros comprovam a dominância da banda incidente no início da preamar, mas não são tão expressivos quanto o primeiro.

No terceiro dia a densidade espectral das ondas quase não é registrada, apenas momentos que ocorrem ondas dentro da banda incidente com períodos de cerca de 20 segundos, máximo considerado para esta banda. Importante considerar ressaltar que os picos acontecem de forma pontual, sempre no início ou final da transição da modulação da maré. Sugere-se que a localização do recife atrelado a modulação da maré seja responsável pela banda de incidente e comportamento regular no espraçamento desta região.

Como já mencionado, a linha Y=0m se destacou por possuir o maior percentual de densidade energética dentre as linhas analisadas, e assim alcançando as maiores frequências registradas, sendo os picos máximos próximos a 0.08 Hz o que corresponde a ondas com períodos de até 13 segundos. Embora a máxima frequência seja alcançada, seguida por densidades espectrais significativas, isto não significa que ondas mais energéticas estejam

atuando. Com a análise da relação entre a frequência e o período (PIERSON & MOSKOWITZ, 1964), é constatado que ondas mais curtas que incidem no espraçamento comprovam a dominância da banda incidente, sendo mais visível durante o aumento da maré.

Nos dados do gráfico correspondente a baixa-mar, é constatado ondas com menor frequência e maior período, mas ainda sim compreendidas na banda incidente. Os espectros obtidos demonstram a quantidade de energia que existe na linha $Y=0m$, pode-se afirmar que o recife nesta região da praia é também o fator mais determinante na propagação das ondas, influenciando diretamente o comportamento das mesmas durante a baixa-mar.

Nesta linha de *stacks*, a estrutura de recifes funciona como um filtro, limitando ondas de menor energia na baixa-mar fazendo com que apenas as de maior energia (compreendidas na banda incidente) cheguem ao espraçamento. Existe também uma falha na barreira de recifes nesta região, o que pode estar influenciando para esse maior nível energético registrado.

Na preamar este fator não é levado em consideração, tendo em vista que ondas energeticamente diferentes (períodos divergentes) se dissipam zona de espraçamento, vencendo a barreira presente na quebra.

Com isto, se estabelece a relação da localização do recife, localizado na arrebentação, como fator limitante a variação da zona de espraçamento.

Em relação aos dados da linha $Y=100m$, foi observado comportamento energético considerado como pertencente a incidente, períodos próximos de 20 segundos, exceto em alguns momentos no qual foram registrados períodos de até a 50 segundos. Nesta linha de *stack* o recife se faz mais presente, agindo intermitentemente sobre o espraçamento como barreira. Sua posição está localizada também na arrebentação, semelhante a posição da sua vizinha à esquerda, a $Y=0m$. No entanto, seu comportamento energético é bem diferente desta vizinha, o que não justifica tamanha diferença entre estas duas regiões.

Comparando os resultados da linha $Y=-100m$, vizinha à esquerda da linha $Y=0m$, é possível estabelecer uma relação entre elas. Nota-se que para as duas regiões os traços energéticos são restritos, mas pontuais, fazendo com que o espraçamento nas diferentes regiões seja semelhante, mas com comportamentos diferentes. Por exemplo, na linha $Y=100m$ ocorre um destaque na frequência durante o aumento da maré, este pico registra período de cerca de 50 segundos, correspondente a banda de infragravidade. Enquanto para a linha $Y=-100m$ os picos acontecem durante a baixa-mar, ou início da preamar. Estes picos ocorrem em frequências de 0.05 a 0.06 Hz, que corresponde a períodos de até 17 segundos, banda incidente. A formação de uma pequena baía na região de cava também pode ser levada em

consideração, tendo em vista que são armazenadas quantidades consideráveis de água devido a profundidade que se estabelece em resultado do déficit de sedimentar que ocorre nesta região por consequência da proteção de recifes que também influencia no transporte sedimentar.

Os dados da linha de *stack* Y=200m demonstram que no primeiro dia ocorreram dois picos durante o início da preamar, sendo o primeiro compreendido dentro da banda mais energética, com períodos de até 48 segundos. O segundo trata-se de ondas ocorrendo na frequência de 0.04 Hz, correspondente a 25 segundos. Isto demonstra a transformação que ocorre na energia das ondas em um determinado instante da modulação da maré nesta região.

Para o segundo dia, na baixa-mar ocorre pico energético correspondente a infragravidade com períodos de até 50 segundos. No início da preamar, um pico maior é registrado, porém este correspondeu ao limite da banda incidente com frequência de 0.04 Hz, correspondente a períodos de 25 segundos.

O terceiro dia o comportamento espectral é similar ao dia anterior, mas com períodos maiores. Os picos na baixa-mar corresponderam a banda mais energética, períodos de até 50 segundos. Ocorrem picos no final da preamar, quando se inicia a transição para a etapa de maré vazante, os períodos registrados neste momento chegaram até 22 segundos. O comportamento nesta linha é similar ao relatado na linha Y=100m para o mesmo dia (próximo à esquerda desta linha) exceto pela dispersão energética que acontece na linha Y=200m. A posição dos recifes nesta linha pode justificar esta dispersão nesta região e não na anterior. Com isso, é constatado que ocorre um equilíbrio entre as duas bandas energéticas.

Quando a maré retoma sua ascensão, o espraçamento começa a receber ondas com energias de baixa a moderada, isso deve-se ao fato da banda incidente agir sobre esta região. Ondas com energia moderada vencem a barreira de recifes, mas perdem parte do seu percentual durante esta passagem, se reformam (ondas secundárias) e voltam a quebrar no espraçamento, mas com menor energia. Na linha Y=200m a barreira de recifes ocorre também na arrebenção, entretanto, um pouco mais próximo da zona de espraçamento.

Para linha Y=300m o gráfico demonstra que durante a baixa-mar, ondas com frequências menores (< 2 Hz) ocorreram fazendo com que a banda de infragravidade seja atuante no espraçamento. Após o mínimo da maré, no qual não há nenhum registro de atividade espectral, inicia-se a etapa de preamar com frequências oscilando até 0.02 Hz, logo após é possível notar uma modificação nesta frequência na qual seus valores aumentam chegando próximo a 0.05 Hz, este comportamento se segue até o máximo da maré refletindo uma distribuição energética, os períodos correspondentes são de cerca de 45 segundos

(inicialmente) e 20 segundos durante o pico da maré. Credita-se este espalhamento energético presente no primeiro dia ao evento de ondulação.

Durante o segundo dia, na baixa-mar ocorreram ondas com períodos maiores que 40 segundos. Na preamar foram os períodos foram de até 25 segundos, não havendo bandas mais energéticas como no primeiro dia.

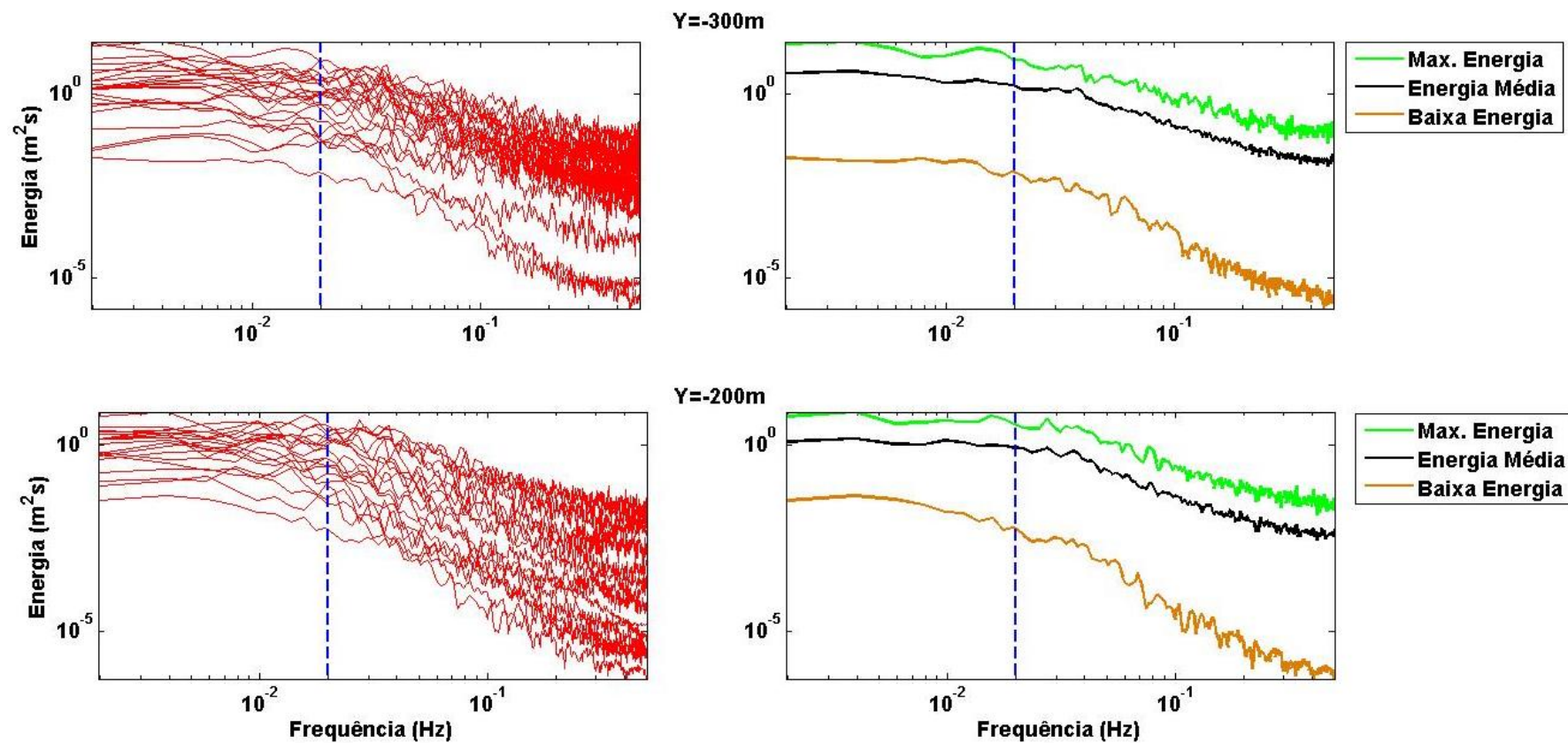
O terceiro dia é marcado por uma maior dispersão na baixa-mar sendo dividido em faixas distintas, mas o pico da frequência com 0.05 Hz, incidente atuando. Durante o mínimo da maré observa-se um pico ocorrendo, com frequência menor que 0.02 Hz, que corresponderia a ondas com períodos maiores que 50 segundos. A preamar é marcada pelo desempenho da banda incidente, com ondas de período acima de 20 segundos.

Em uma análise conjunta de todas as linhas de *stack*, nota-se que na preamar a energia espectral é mais definida. No entanto, em alguns casos, acontece uma modificação ou transformação energética que gera uma quebra neste padrão dando origem a uma maior ou menor distribuição do espectro. Logo após, a maré volta ao seu padrão inicial durante a baixa-mar com alguns momentos energéticos pontuais. Exceto esses momentos que se destacam, é percebida pouca ou nenhuma atividade espectral mais relevante no espraiamento.

Com os dados apresentados, é possível estabelecer um perfil do comportamento das ondas em Boa Viagem a partir da modulação da maré em conjunto com a presença dos recifes de arenito. Em algumas regiões é possível perceber que ondas com menor período ocorrem na preamar. Entretanto, quando o ciclo da maré segue para a baixa-mar, apenas ondas com maior período são observadas pela ferramenta de densidade espectral do sistema Argus. Isto deve-se ao fato de que apenas ondas mais intensas conseguem ultrapassar a barreira dos recifes durante a baixa-mar e desse modo são registradas. Assim, inicialmente credita-se este comportamento a influência da barreira de recifes. Entretanto, estas ondas que chegam ao espraiamento não são suficientes para que aconteça a saturação da face de praia, como demonstrado nos espectros de preamar. Desse modo, pode concluir-se que não se trata de uma banda mais energética atuando sobre a região, mas sim de ondas episódicas atuando naquele momento, dentro da mesma banda.

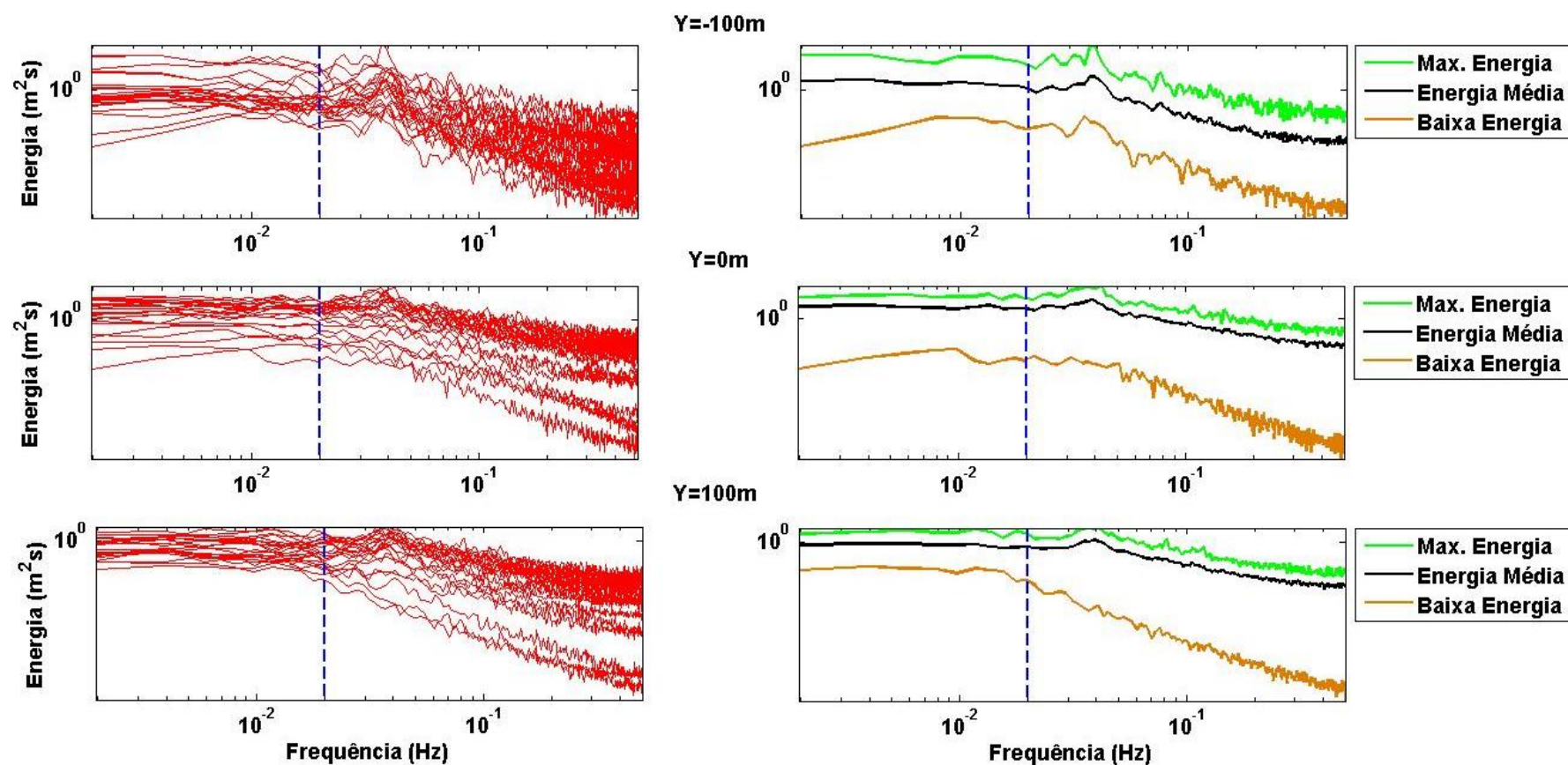
A respeito da distribuição energética das ondas através da frequência registrada nas linhas de *stack*, são demonstrados gráficos que evidenciam a transformação ocorrida no máximo espraiamento de Boa Viagem captados pelo sistema Argus que são demonstrados nas figuras a seguir.

Figura 26 - Gráficos do comportamento energético demonstrado em cada linha de *stack* com todos os *stacks* de cada região. Foram destacados a máxima energia, energia média e energia mínima registrada.



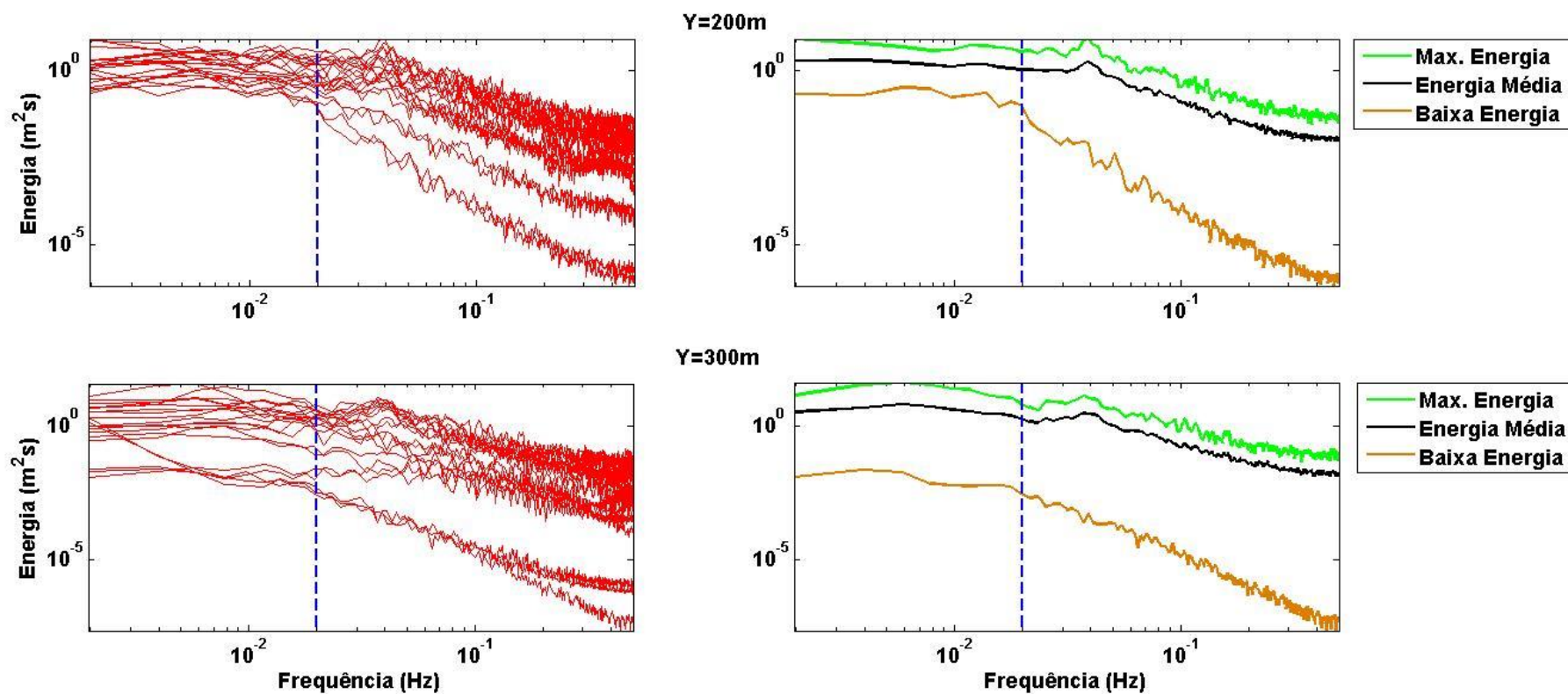
Fonte: o autor.

Figura 27 - Gráficos do comportamento energético demonstrado em cada linha de *stack* com todos os *stacks* de cada região. Foram destacados a máxima energia, energia média e energia mínima registrada.



Fonte: o autor.

Figura 28 - Gráficos do comportamento energético demonstrado em cada linha de *stack* com todos os *stacks* de cada região. Foram destacados a máxima energia, energia média e energia mínima registrada.



Fonte: o autor.

Os gráficos de frequência dos *stacks* revelam as características presentes em cada região durante as bandas atuantes com a variação da maré. Assim foram obtidos dados relevantes a respeito da energia máxima (preamar), média e mínima (baixa-mar). Estes gráficos comprovaram a proximidade entre a energia máxima e média devido existir poucos *stacks* que saíam dos valores desta faixa de amostragem, sendo eles considerados como mínimos. Apenas os *stacks* da linha Y=-100m apresentaram maior dispersão entre estes os valores, o que denota uma energia distribuída de regularmente.

Considerando o limite entre as duas bandas atuantes, é possível considerar que a área dos gráficos pertencente a banda de infragravidade não varia tanto quando comparada ao setor da banda de incidente. Assim, foi estabelecido como ponto de transição entre as bandas a frequência que representa 20 segundos como o pico da banda incidente e o início da infragravidade (GUEDES et al., 2011). Isto pode indicar qual banda é dominante sobre o espraiamento, neste caso a banda incidente, tendo em vista que a maior parte das variações ocorreram dentro na banda incidente. A maioria dos picos energéticos das linhas de *stack* os ocorrem dentro da banda dominante, justificando a maior variação durante esta banda.

Guedes et al. (2011) cita que os níveis de energia para as duas bandas tornam-se da mesma ordem de grandeza, isso baixa-mar, o que sugere que uma parte da energia perdida a partir da banda incidente não seja dissipada, mas transferida para a frequência de infragravidade.

Algumas pesquisas ainda apontam a existência de uma terceira banda que é provocada pela ação de ondas secundárias, elas são denominadas de banda de ondas mal resolvidas ou modificadas (MASSELINK & PULEO, 2006; GUEDES et al. 2013; SÉNÉCHAL et al., 2013). No entanto, ainda Guedes et al (2011) notaram que após as ondas quebrarem na arrebentação de forma abrupta elas se reformam de modo progressivo também por influência das ondas subsequentes que unem sua energia a estas mas, muitas vezes, esta energia não é suficiente para vencer o caminho até o espraiamento, levando em consideração também a ação do movimento de retorno (GUZA & INMAN, 1975). Se tratando do estudo aqui proposto, em Boa Viagem isto acontece em partes, levando em consideração a relevante influência do recifes, que não permite que as ondas com menor expressão se propaguem através das barreiras, enquanto ondas com menor energia que se encontram naquela região permaneçam formando pequenas cavas que só serão novamente ativadas durante a preamar e assim, também será percebido um aumento considerável na densidade energética pelo acúmulo dos dois diferentes tipos de onda, indicando os picos energéticos.

Segundo estudos (HOLLAND & HOLMAN, 1993; RAUBENHEIMER & GUZA, 1996; RUESSINK et al., 1998; RUGGIERO et al., 2004), foram relatadas que em algumas praias refletivas e intermediárias, bandas incidentes apresentam maior índice energético, sendo passível de erros que creditaria energia a banda de infragravidade. Mas como apontado por estes estudos, e também considerando a influência das estruturas de arenito sobre as ondas que a partir dos gráficos analisados modificam o comportamento das mesmas e, conseqüentemente, sua energia sugere-se que seja necessário considerar um limite transitório entre as bandas para que daí então sejam consideradas pertencentes uma determinada banda.

Outros estudos (MASE, 1988; RUESSINK et al., 2001) já descreveram este comportamento, como o de Baldock et al., (2004) que demonstrou o comportamento de ondas em praias com bancos. Nesta pesquisa, os autores apresentam o comportamento de ondas quando expostas a arrebentações que possuem maior densidade que culmina numa maior influência sobre as ondas. Eles relatam ondas mais energéticas e, conseqüentemente mais longas, são produto desta quebra que faz com que ocorram ondas estacionárias em alguns casos influenciando em ondas posteriores, fazendo com que aumentem sua energia, mas ainda dentro da banda correspondente. Os resultados destes estudos corroboram com a afirmação exposta nesta pesquisa em relação ao fato destas barreiras limitarem e até mesmo modificarem o comportamento de propagação das ondas.

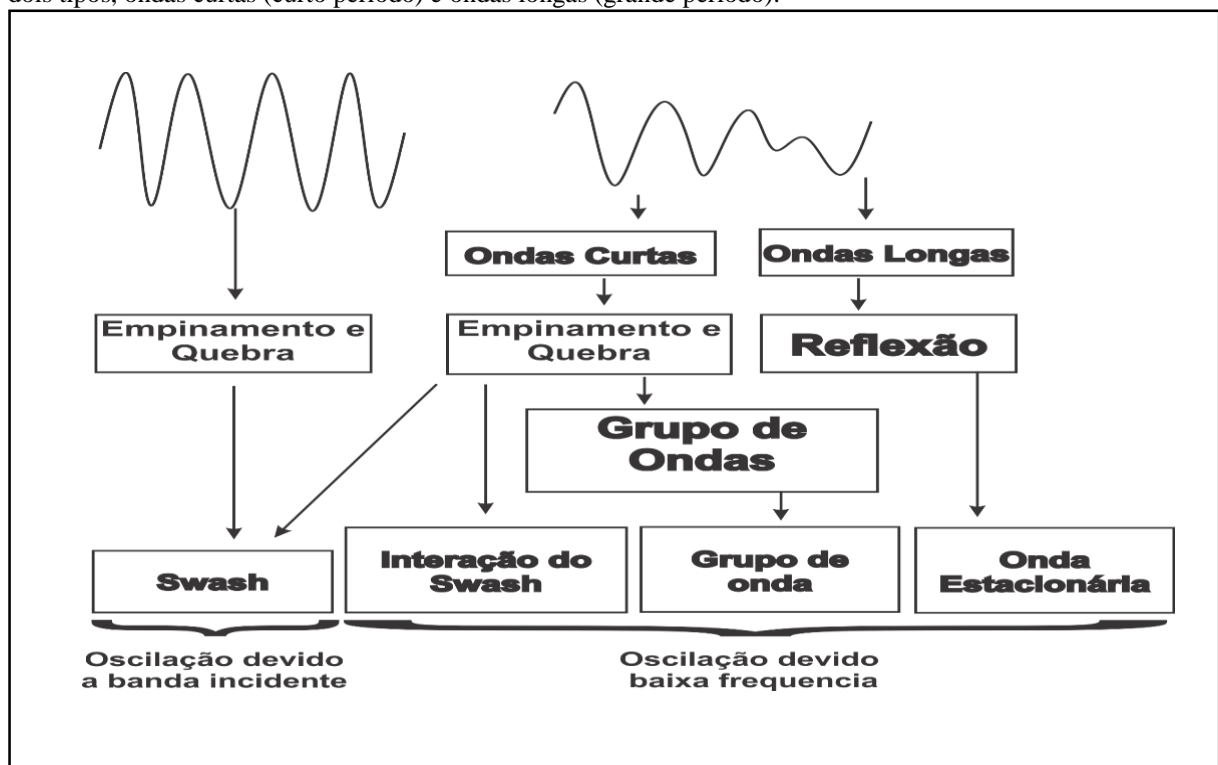
No estudo realizado por Sobral et al. (2013) na praia do Cassino, localizada no sul do Brasil, é demonstrado o comportamento de ondas de infragravidade sobre o espraçamento. Assim foi constatado que independente da banda atuante, o registro de saturação será semelhante energeticamente. Ou seja, a gama energética irá se distribuir ao longo do tempo fazendo com que ocorra a saturação, esta afirmação corrobora com estudos anteriores (HUNTLEY et al., 1977; GUZA & THORNTON, 1982).

Na pesquisa pontual realizada por Masselink & Puleo (2006) é citado que mesmo uma amostragem de ondas classificadas como incidentes (menor energia e maior frequência) podem saturar o terreno como de fato esperado. Em Boa Viagem é notado que isto não acontece de na baixa-mar, mas ao mesmo tempo é evidenciado de que ondas com maior período ocorrem no espraçamento, o que sugere bandas energeticamente mais intensas. Ainda estes autores propõem em seu estudo um modelo comportamental de ondas monocromáticas e randômicas tanto na arrebentação, como também na zona de espraçamento demonstrando assim toda sua propagação.

Foi constatado neste estudo que ondas monocromáticas quebram na arrebentação e se dirigem ao espraçamento com uma frequência semelhante a banda incidente. Desse modo não

existe energia suficiente para que ocorra o espraçamento natural, porém, sabe-se que este tipo de onda não é encontrado em praias naturais, apenas acessíveis em estudos de laboratório, embora de um modo geral possa ser considerado que ondas de um evento ondulatório em uma praia com tendências refletivas possa chegar perto desta concepção. O comportamento de ondas randômicas é mais abrangente. A seguir o esquema idealizado (Figura 29) neste estudo argumenta a modificação no qual as ondas são submetidas até sua dissipação final.

Figura 29 - Esquema idealizado por Masselink & Puleo (2006) no qual é demonstrado a transformação que ocorre nas ondas monocromáticas e randômicas a partir da arrebentação até o espraçamento sendo divididas entre dois tipos, ondas curtas (curto período) e ondas longas (grande período).



Fonte: Adaptado de Masselink & Puleo (2006).

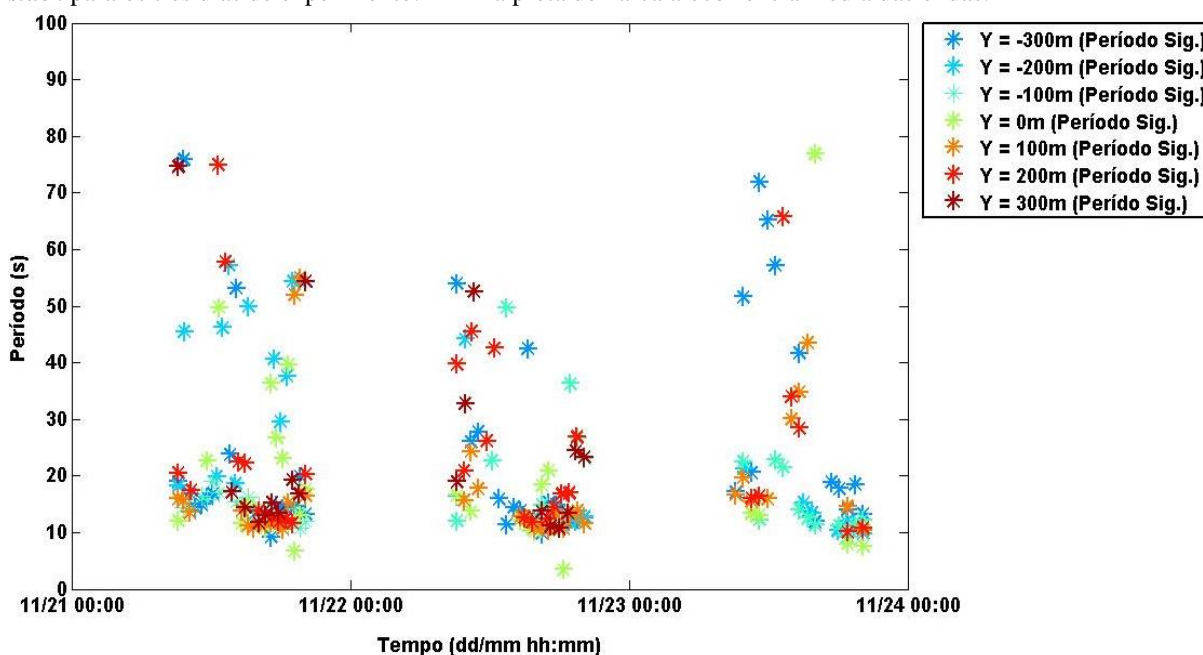
No caso das ondas randômicas, sendo elas de período curto ou longo, afetarão intermitentemente o espraçamento, o que irá diferir em sua dissipação é a forma na qual são modificadas na arrebentação. No caso de ondas que possuem curto período, elas irão avolumar-se gerando espuma e então quebrar tornando-se um componente relativamente influente na dinâmica do espraçamento, ou a partir da variação existente no ponto de quebra, serem expressadas no espraçamento apenas como um componente de grupos de ondas. Ondas com longos períodos podem chegar a refletir na costa tornando-se um componente para ondas estacionárias. Em Boa Viagem é notado que ocorre estes dois últimos a partir dos dados analisados. Ondas curtas atuam intensamente saturando o espraçamento e face de praia.

Para Baldock & Holmes (1999) ondas com curto período podem contribuir da mesma maneira para oscilações tanto de baixas como altas frequências, justificando assim o comportamento do espraioamento na baixa-mar em Boa Viagem. As ondas que atuam sobre o espraioamento na baixa-mar são as que possuem maior energia dentro de uma amostragem incidente, conseguindo ultrapassar a barreira de recife e não significando necessariamente que se tratam de ondas de infragravidade. Estas ondas possuem períodos elevados devido a sua frequência, uma vez que se tratam de ondas que fogem à média.

Estudos (BELLOTTI & BROCCINI, 2005; KARUNARATHNA & CHADWICK, 2007), tratam estas ondas longas da banda incidente como componente de ondas estacionárias que são resultado da reflexão que ocorre na linha de costa. Considerando a presença dos recifes na arrebentação, é possível que este seja o responsável pelo aumento do período.

A seguir, para complementar as informações dadas com a análise da densidade espectral é apresentado o gráfico com os dados referentes ao período significativo do espraioamento máximo para os dias do experimento em Boa Viagem (Figura 30):

Figura 30 - Gráfico com a variação do período significativo das ondas na zona de espraioamento para as linhas de *stack* para os três dias de experimento. A linha preta demarca a ocorrência média das ondas.



Fonte: o autor.

Os resultados apresentados através dos períodos significantes demonstraram que o primeiro dia houve maior concentração de ondas ocorrendo entre 10 a 28 segundos, um terço acontecendo 30 a 60, e os maiores em torno de 60 a 80 segundos (linha Y=-300m, Y=200m e Y=300m). O período significativo demonstra o período médio do último terço da distribuição

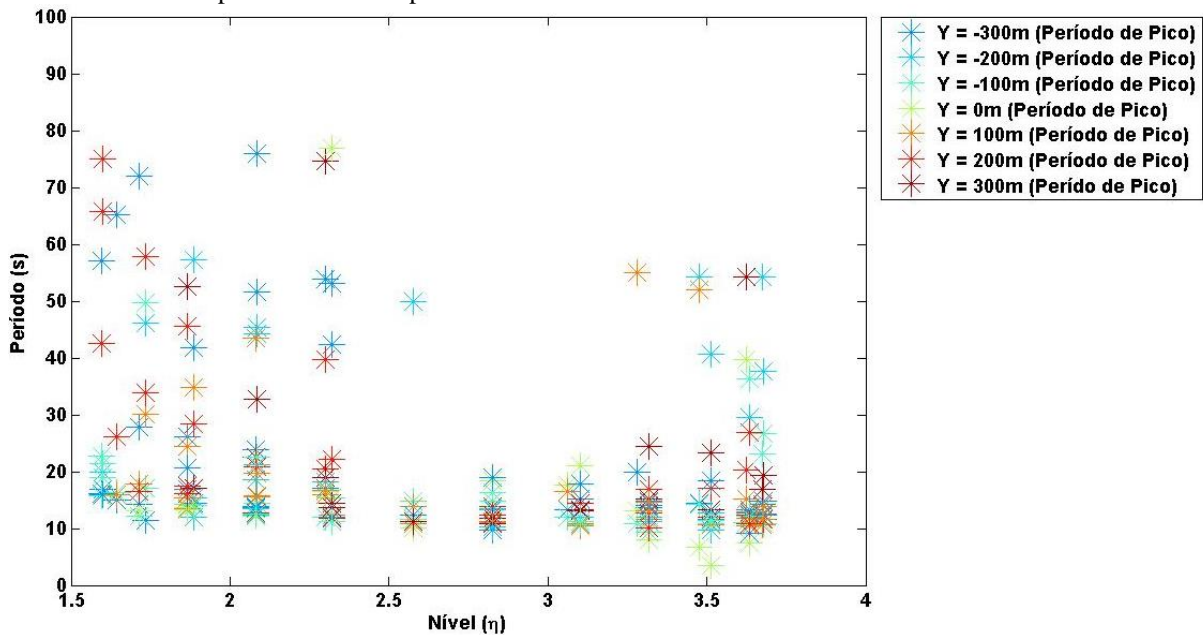
cumulativa de frequência (MANOHAR et al., 1976). Deve-se levar em consideração o evento de ondulações para este dia, de modo que ele tenha sido mais intenso nas regiões em destaque do período de significativo, e para estas regiões é necessário considerar a posição do recife em relação à zona de espreamento.

No dia seguinte, foi percebido que não existiram períodos ultrapassando os 60 segundos, a maior parte concentra-se novamente na mesma média do primeiro dia, seguidos por máximos variando entre 40 e 60 segundos ($Y=-300m$, $Y=-200m$, $Y=-100m$, $Y=200m$, $Y=300m$). No terceiro dia existiu distribuição dos valores de período, chegando a máximos de 80 segundos, a média se seguiu igual aos dois dias anteriores.

Numa análise detalhada destes dados, nota-se que o primeiro dia não demonstrou dispersão tão expressiva ao longo do tempo e dos valores quando comparado ao terceiro dia, o que apontou maior distribuição. As diferentes regiões variaram dentro de períodos significantes aproximados, excluindo os máximos. Além disso, ainda no primeiro dia percebe-se que os períodos maiores estão registrados para linhas definidas, sendo elas a $Y=-300m$, $Y=200m$, $Y=300m$. A linha $Y=-300m$ apresenta os maiores períodos para todos os dias do experimento.

Para ilustrar melhor a função dos períodos obtidos com os dados do máximo espreamento, é apresentado os dados relativos ao período de pico para cada linha de *stack* (Figura 31). Os períodos de pico estão associados ao maior nível de energia alcançada dentro do gráfico referente ao espectro (HUNTLEY, 1976; GUZA & FEDDERSEN, 2012). Estes dados são confrontados de uma maneira geral com as variações do nível da maré ocorrido durante o experimento.

Figura 31 - Gráfico com os dados referentes ao período de pico obtidos durante a modulação da maré nas linhas de stack analisadas para os dias do experimento.



Fonte: o autor.

A partir destes dados é possível estabelecer uma relação entre a modulação da maré e o comportamento do período de pico do máximo espraçamento. Nota-se que durante a baixa-mar, momento que ocorre os menores níveis, existe uma dispersão dos dados de período. Os períodos encontram-se entre os valores correspondentes de 12 a 30 segundos sugerindo a média. Os picos acontecem em valores do máximo espraçamento compreendidos entre 60 e 80 segundos, estes valores são referentes as linhas de *stack* $Y=-300m$, $Y=-200m$, $Y=200m$ e $Y=300m$, e a linha $Y=0m$ ocorre apenas uma vez. A região intermediária destes valores é estabelecida entre 40 e 60 segundos. Para estes valores observa-se que, em momento específicos, todas as regiões analisadas alcancem estes períodos, sendo admitido como o limite regular.

Como para os outros parâmetros analisados, à relação entre a presença e dimensões das estruturas de arenito e direção da corrente para a avaliação dos dados de período de pico.

Neste caso, o recife na linha $Y=300m$, possui menor altura quando comparada as outras posições que encontram a estrutura na mesma posição (arrebentação). Neste ponto ainda existem outras estruturas posicionadas próximas lateralmente que, junto com a direção da corrente podem influenciar a propagação das ondas nesta região. Ao mesmo tempo a linha de *stack* vizinha, a $Y=200m$, apresenta comportamento semelhante, porém dois detalhes destacam-se: a presença desta linha dentro dos períodos de 60 a 80 segundos é maior que a $Y=300m$; sugere-se que devido a direção da corrente e a presença de outras estruturas lateralmente, esta região esteja mais protegida.

A linha de *stack* $Y=-300\text{m}$ é a que possui maior amostragem dentro dos maiores períodos. Na baixa-mar, esta região destaca-se devido ocorrer períodos de pico acima de 50 segundos. Nesta região as ondas encontram as estruturas apenas na zona de espraçamento, já na face de praia, como já foi mencionado. Desse modo, é considerado que devido em alguns pontos não ocorrerem recifes na arrebentação, mas sim na zona de espraçamento, as ondas podem se propagar sem interrupções tornando o surfe mais longo, colaborando para períodos mais longos.

Durante a preamar, nota-se que os períodos possuem tendência a concentração em torno de valores próximos, sem grandes elevações como na baixa-mar. Estes valores variam de 10 a 25 segundos, banda incidente. Os maiores valores registrados para esta etapa são de até 60 segundos, observado nas linhas de *stack* $Y=-200\text{m}$, $Y=100\text{m}$ e $Y=300\text{m}$, o máximo do nível alcançado pela maré foi de 3,8 metros.

Notadamente durante a preamar esta praia é dominada pela banda incidente, com ondas de períodos aproximados, ocorrendo nas mesmas regiões que durante a baixa-mar, mas com menores valores. Na baixa-mar, os valores apresentados levam a ideia que se trata da banda de infragravidade atuando. Porém vários estudos realizados ao longo dos anos (SALLENGER & RICHMOND, 1984; BALDOCK et al., 1997; HOLLAND; & HOLMAN, 1999) abordam este tipo de comportamento e tentam explicar de forma mais coerente este fenômeno.

Pesquisas como a de Guza & Thornton (1982) buscaram relatar a oscilação do espraçamento em praias naturais e assim traçar uma relação similar entre o efeito dos diferentes tipos de ondas (monocromáticas e randômicas). Estes autores encontraram uma similaridade na amplitude do espraçamento, tendo em vista que o período das ondas incidentes não aumenta com a elevação da altura de onda, o que também foi constatado por Huntley et al. (1977).

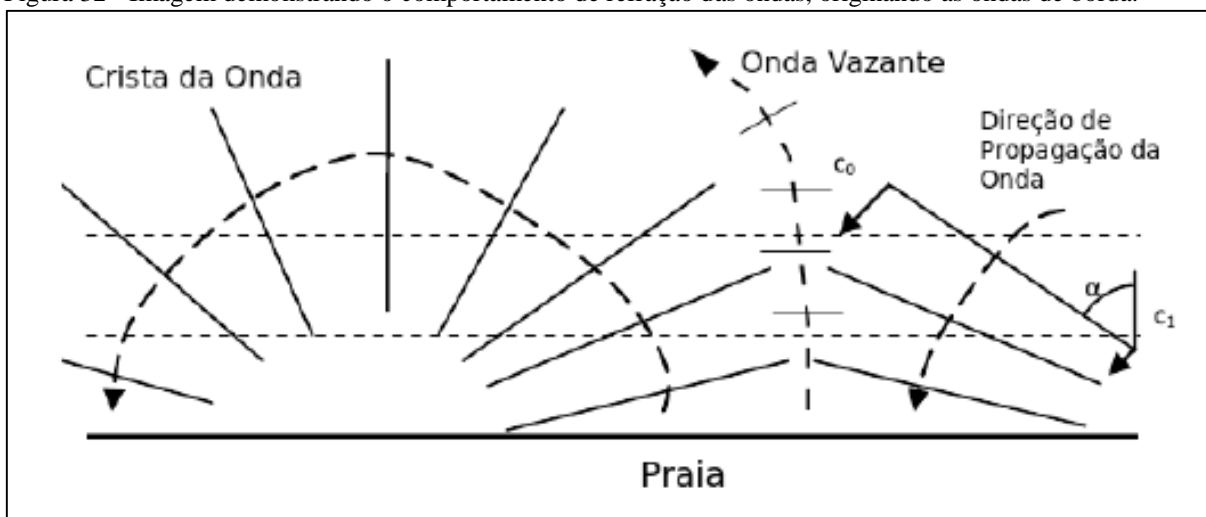
Para ondas que ocorrem em baixa frequência, Suhayda (1974) mostrou que esta atividade no máximo do espraçamento é resultado de ondas estacionárias. Entretanto, Huntley et al. (1976) demonstrou a partir de experimentos de campo que se este fosse o mecanismo dominante para a transferência de energia em baixa frequência, os resultados obtidos em diferentes localizações mostrariam um desvio contínuo a partir do ponto de interrupção, ou seja, no local das ondas estacionárias, sejam elas em águas intermediárias ou arrebentação.

Neste contexto, se tratando de uma praia em estágio de baixa mar com face-refletiva, estágio modificado pela maré, as ondas que ocorrem são tidas como pertencentes a banda incidente, seus períodos não ultrapassam os 20, 25 segundos. Estas ondas, na maioria das

vezes, incidem sobre a praia de maneira oblíqua atuando longitudinalmente. Que por sua vez, são refletidas em um determinado ângulo em direção ao mar, mas ocasionalmente, se refratando em direção a costa devido as características morfológicas presentes repetindo este processo.

Elas podem ser vistas também como grupos de ondas incidentes (MASSELINK & PULEO, 2006). Dessa maneira, as maiores ondas destes grupos se destacam demonstrando este processo. Estas ondas são tidas como progressivas devido serem aprisionadas refrativamente e longitudinalmente à costa (SOBRAL, 2013). Elas são denominadas de *edge waves*, ou ondas de borda (BOWEN & INMAN, 1971), seu comportamento é demonstrado no esquema idealizado por Sobral (2013) (Figura 32).

Figura 32 - Imagem demonstrando o comportamento de refração das ondas, originando as ondas de borda.



Fonte: Adaptado de Sobral (2013).

Com esta afirmação, sugere-se a formação de ondas de bordas durante a baixa-mar em Boa Viagem, resultado das ondas refletidas que se transformam em estacionárias devido à presença e influência dos recifes de arenito que faz com que em áreas subjacentes ocorram essas ondas.

Assim, como relatado em Guza & Thorthom (1982), as ondas com longos períodos registrados durante a modulação da maré no espriamento máximo de Boa Viagem são resultado da quebra e sua propagação que, por sua vez, são refletidas na linha de costa dando origem a ondas estacionárias que influenciarão no comportamento de ondas subsequentes, este processo é limitado apenas para este tipo de onda. No entanto, como demonstrado no gráfico este tipo de onda ocorre apenas em regiões onde as estruturas de arenito não se fazem tão presentes na arrebentação, fazendo com que a propagação destas seja mais longa,

resultando no aumento do surfe. Isto leva a hipótese que haja contribuição de outros fatores que de alguma maneira influenciam no aumento deste período.

Ainda Guza & Thorthom (1982) sugere a formação de feições características de praias que possuem ondas longas como as cúspides. Estas feições podem estar atreladas a incidência das ondas de borda sobre a face de praia, feições estas que podem fornecer mais informações a respeito destas ondas a partir de formulações empíricas.

No entanto, foi evidenciado que os maiores períodos ocorrem nas regiões laterais da praia ($Y=-300m$, $Y=-200m$ e $Y=100m$). Porém, a formação de cúspides se limitou apenas a lateral direita, referente a linha de *stack* $Y=100m$, o que não corrobora na afirmação direta destes autores.

Em praias dissipavas é comum a presença de ondas longas, com maiores períodos (GUEDES et al., 2011). Já em praias que possuem algum tipo de barreira este comportamento é totalmente induzido por esta presença. A presença destas interrupções faz com que ocorra uma redução na frequência, o que culmina no aumento do período em determinadas regiões. Isto acontece a partir do instante que a presença destas barreiras causa alteração na frequência das ondas. Deste modo, acontecem modificações significativas na largura do surfe das ondas, o que força uma interrupção variável no tempo.

Contudo, as comparações entre os dados das diferentes regiões sugerem que a barreira induz um aprisionamento de ressonância e amplificação (repressão), gerando frequências discretas de ondas longas em intervalos de tempo distintos. Em outras palavras estes trabalhos sugerem que, pela presença da barreira exista uma supressão energética ao longo da estrutura, fazendo com que pontos que não estejam tão definidas a existência desta a dissipação energética seja direcionada as maiores energias.

Carlos et al., (2014) cita que a presença de correntes de retorno dirigidas fazem com que as ondas que quebram na arrebentação gerem um fluxo mais fraco, amplo e vizinho a este fenômeno no qual mantêm as correntes alimentadoras direcionadas ao longo da costa, trata-se de um componente da corrente de retorno (MACMAHAN et al., 2006). Estes autores ainda atentam para a presença deste fenômeno em Boa Viagem e indicam a localização destas correntes após ou no intervalo onde ocorrem os recifes posicionados mais a sul. Estas correntes influenciam também na propagação das ondas. Assim em alguns pontos desta praia as correntes de retorno são um fator importante, visando a presença deste agente sobre a dissipação final das ondas no espraçamento e desse modo implicando no comportamento do período das ondas. Contudo, relacionando a presença desta corrente de retorno fixa na região onde os períodos alcançam maiores valores sugere-se a influência desta sobre o espraçamento.

2.6 CONCLUSÕES

Diante dos resultados expressados deste experimento, podemos considerar a utilização do método de vídeo imagens do sistema Argus para análise da zona de espraçamento em uma praia barrada e características particulares como Boa Viagem satisfatório. A abordagem se mostrou eficiente e precisa apontando uma variedade de produtos que detalharam de maneira quase instantânea o comportamento deste ambiente, assim como as variáveis que o controlam estabelecendo uma relação entre a morfologia e a hidrodinâmica.

Deste modo, os dados a respeito da distribuição energética das ondas no espraçamento apontaram que o comportamento deste ambiente em cada uma das linhas de *stack* acontece de forma individual devido à influência dos recifes de arenito. Por sua vez, a partir das suas dimensões e localização, pode-se determinar o tipo de ondas que chegam ao espraçamento, ou até mesmo alterar as propriedades da mesma, influenciando diretamente na morfologia e, conseqüentemente, dinâmica praial.

Dentre as sete linhas de *stack* propostas, nota-se que as estruturas de arenito exercem maior influência sobre o espraçamento dependendo da distância ou localização na qual se encontram da zona de espraçamento.

Considerando a posição do recife na região que foi melhor observado o índice energético ($X=0m$), foi percebido que o quão mais distante da praia encontra-se as estruturas e mais próximo da quebra, maior sua influência a curto prazo.

Notadamente os resultados apontaram uma saturação por água na face de praia durante a preamar. Como referido literatura, isto acontece pela maior quantidade de ondas incidentes (baixa energia) que conseguem vencer a barreira de recifes e chegam a espraçar sobre a face devido aumento do nível da maré.

Quando o nível de água diminui (baixa-mar), são observadas ondas com menor frequência e maior energia individual chegando ao espraçamento, no entanto, não acontece a saturação por água na face. Isto ocorre devido a barreira imposta pelos recifes limitarem a atuação de ondas com menor energia ainda na quebra. Assim, apenas ondas mais energéticas conseguem vencer a barreira durante a baixa-mar, e completam o ciclo até o espraçamento, criando a falsa impressão que se tratam de ondas de infragravidade atuando, mas que na verdade são ondas mais energéticas em uma amostragem incidente, uma vez que apenas estas ondas são registradas.

Desse modo é demonstrada a relação existente entre a modulação da maré, e as estruturas de arenito no comportamento das ondas não apenas no seu espraçamento final, mas

também em toda sua dinâmica, uma vez que as estruturas funcionam como um filtro para as ondas.

Do mesmo modo, a presença destas estruturas influencia de tal maneira nesta dinâmica que ocorre uma alteração em relação a propagação das ondas de modo que, a partir de ondas que incidem longitudinalmente são gerados mecanismos que criam ondas de borda, comuns em praias dissipativas. Além disso, atribui-se a modificação e dominância da banda incidente no espraio também a presença destas estruturas.

Assim, para que estas barreiras de arenitos sejam eficientes no processo de propagação das ondas, é necessário que estas estejam localizadas na exata posição onde as ondas atingem a costa, ou seja, na zona de arrebentação. Tomando esta localização como referência, também foi observado que em regiões da arrebentação onde não haviam as estruturas de arenito, foi notado maior transporte de sedimentos, diferente dos locais onde elas se faziam presente, onde eram criadas cavas com acúmulo de água, atribuindo assim também a estas estruturas um fator limitante ou filtro para o transporte de sedimentos.

Desse modo, chega-se à conclusão que a presença destas estruturas é um fator determinante não apenas na dinâmica do espraio, mas também em toda dinâmica praias, considerando que as ondas sejam o principal agente natural modificador deste ambiente a partir de seu espraio.

REFERÊNCIAS

- AAGAARD, T. et al. Intertidal beach change during storm conditions; Egmond, The Netherlands. **Marine Geology**, v. 218, n. 1-4, p. 65–80, 2005.
- AAGAARD, T.; GREENWOOD, B.; HUGHES, M. Sediment transport on dissipative, intermediate and reflective beaches. **Earth-Science Reviews**, 2013.
- AAGAARD, T.; HOLM, J. Digitization of wave run-up using video records. **Journal of Coastal Research**, v. 5, n. 3, p. 547–551, 1989.
- AAGAARD, T.; HUGHES, M. G. Sediment suspension and turbulence in the swash zone of dissipative beaches. **Marine Geology**, v. 228, p. 117–135, 2006.
- ALMEIDA, L. P. et al. Observations of the swash zone on a gravel beach during a storm using a laser-scanner (Lidar). **Journal of Coastal Research**, n. 65, p. 636–641, 2013.
- ALSINA, J. M. et al. An experimental study on sediment transport and bed evolution under different swash zone morphological conditions. **Coastal Engineering**, v. 68, p. 31–43, 2012.
- ASHLEY, G. M. Classification of Large-Scale Subaqueous Bedforms: A New Look at an Old Problem-SEPM Bedforms and Bedding Structures. **Journal of Sedimentary Research**, v. 60, n. 1, p. 160–170, 1990.
- AURELIANO, J. T. **Balneabilidade das praias de pernambuco: o núcleo metropolitano**. p. 113, 2000.
- B., A. P.; BRANNER, J. C. The Stone Reefs of Brazil, Their Geological and Geographical Relations, with a Chapter on the Coral Reefs. **Bulletin of the American Geographical Society**, v. 36, n. 8, p. 497, 1904.
- BAGNOLD, R. A. Beach Formation By Waves: SOme Model Experiments in a Wave Tank. **Journal Institute Civil Engineers**, v. 1, p. 27–52, 1940.
- BAIRD, A.; HORN, D. Monitoring and modelling groundwater behaviour in sandy beaches. **Journal of Coastal Research**, v. 12, n. 3, p. 630–640, 1996.
- BAKHTYAR, R. et al. Process-based model for nearshore hydrodynamics, sediment transport and morphological evolution in the surf and swash zones. **Applied Ocean Research**, v. 31, p. 44–56, 2009.
- BALDOCK, T. E. et al. Large-scale experiments on beach profile evolution and surf and swash zone sediment transport induced by long waves, wave groups and random waves. **Coastal Engineering**, v. 58, p. 214–227, 2011.
- BALDOCK, T. E.; HOLMES, P. Simulation and prediction of swash oscillations on a steep beach. **Coastal Engineering**, v. 36, p. 219–242, 1999.
- BALDOCK, T. E.; HOLMES, P.; HORN, D. P. Low frequency swash motion induced by wave grouping. **Coastal Engineering**, 1997.

- BALDOCK, T. E.; HUGHES, M. G. Field observations of instantaneous water slopes and horizontal pressure gradients in the swash-zone. **Continental Shelf Research**, v. 26, p. 574–588, 2006.
- BALDOCK, T. E.; OHARE, T. J.; HUNTLEY, D. A. Long wave forcing on a barred beach. **Journal of Fluid Mechanics**, 2004.
- BASCOM, W. N. Characteristics of Natural Beaches. **Coastal Engineering Proceedings**1, v. 4, n. 10, p. 163–180, 1953.
- BATCHELOR, G. K. **An introduction to fluid dynamics**. [s.l.] Cambridge University Press, 1973.
- BATTJES, J. A. **Surf similarity** Proceedings 14th Coastal Engineering Conference. **Anais...**1974
- BAUER, B. O.; ALLEN, J. R. Beach steps: an evolutionary perspective. **Marine Geology**, 1995.
- BELLOTTI, G.; BROCCINI, M. Swash zone boundary conditions for long-wave models. **Coastal Engineering**, v. 52, p. 971–976, 2005.
- BIGARELLA, J. J. **Reef sandstones from northeastern Brazil (A survey on sedimentary structures)**.In: Simpósio Internacional sobre o Quaternário, 1, Academia Brasileira de Ciências, Anais. **Anais...**1975
- BLENKINSOPP, C. E. et al. Measurements of the time-varying free-surface profile across the swash zone obtained using an industrial LIDAR. **Coastal Engineering**, v. 57, p. 1059–1065, 2010.
- BLEWETT, J. C., HOLMES P. AND HORN, D. P. **Measurement and modeling of swash hydrodynamics**. New York: Am. Soc. Civ. Eng., 1999.
- BOWEN, A. J.; INMAN, D. L. Edge waves and crescentic bars. **Journal of Geophysical Research**, v. 76, n. 36, p. 8662–8671, 20 dez. 1971.
- BRIAN JONES (1), M. R. R. (. Silica-Cemented Beachrock from Lake Taupo, North Island, New Zealand. **SEPM Journal of Sedimentary Research**, v. Vol. 67, 1997.
- BUSCOMBE, D.; MASSELINK, G. Concepts in gravel beach dynamics. **Earth-Science Reviews**, v. 79, n. 1-2, p. 33–52, 2006.
- BUTT, T. Suspended sediment transport mechanisms in high-energy swash. **Marine Geology**, v. 161, p. 361–375, 1999.
- BUTT, T. et al. Field Observations of Sediment Fluxes in the Inner-Surf and Swash Zones. **Journal of Coastal Research**, 2009.
- BUTT, T.; RUSSELL, P. Suspended sediment transport mechanisms in high-energy swash. **Marine Geology**, v. 161, p. 361–375, 1999.

BUTT, T.; RUSSELL, P. Hydrodynamics and cross-shore sediment transport in the swash-zone of natural beaches: A review. **Journal of Coastal Research**, v. 16, p. 255–268, 2000.

BUTT, T.; RUSSELL, P.; TURNER, I. The influence of swash infiltration-exfiltration on beach face sediment transport: Onshore or offshore? **Coastal Engineering**, v. 42, p. 35–52, 2001.

CARLOS, J. et al. Variação espaço-temporal das correntes de retorno em municípios da região metropolitana do Recife. **Quaternary and Environmental Geosciences**, v. 05, p. 166–176, 2014.

CARTER, R.W.G. AND ORFORD, J. D. The Morphodynamics of Coarse Clastic Neaches and Barriers: A Short- and Long-term Perspective. **Journal of Coastal Research**, v. 15, p. 158–179, 1993.

COCO, G. et al. The role of tides in beach cusp development. **Journal of Geophysical Research C: Oceans**, v. 109, n. 4, 2004.

COCO, G.; O'HARE, T. J.; HUNTLEY, D. A. Beach cusps: A comparison of data and theories for their formation. **Journal of Coastal Research**, v. 15, n. 3, p. 741–749, 1999.

CONLEY, D. C. AND INMAN, D. L. Ventilated oscillatory boundary-layers. **Journal of Fluid Mechanics** 1, v. 273, p. 261–284, 1994.

COSTA, M. B. S. F.; MALLMANN, D. L. B. Vulnerability and impacts related to the rising sea level in the Metropolitan Center of Recife, Northeast Brazil. **Pan-American Journal of Aquatic Sciences**, v. 5, n. 2, p. 341–349, 2010.

DARWIN, C. XXXVII. On a remarkable bar of sandstone off Pernambuco, on the coast of Brazil. **Philosophical Magazine Series** 3, v. 19, n. 124, p. 257–260, out. 1841.

DE JONG, M. P. C.; BATTJES, J. A. Seiche characteristics of Rotterdam Harbour. **Coastal Engineering**, v. 51, n. 5-6, p. 373–386, 2004.

DEAN, R. G. Equilibrium Beach Profiles: U.S. Atlantic and Gulf Coasts. **Ocean Engineering**, v. 12, 1977.

DEAN, R. G. Equilibrium Beach Profiles: Characteristics and Applications. **Journal of Coastal Research**, v. 7, n. 1, p. 53–84, 1991.

DEAN, R. G. & MAURMEYER, E. M. **Beach cusps at Point Reyes and Drakes Bay Beaches, California** Proc. 17th Coastal Eng. **Anais...**1980

DOMINGUEZ, J. M. L. et al. Geologia Do Quaternário Costeiro Do Estado De Pernambuco. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 20, p. 208–215, 1990.

DUBOIS, R. N. Inverse relation between foreshore slope and mean grain size as a function of the heavy mineral content. **Geological Society of America Bulletin**, v. 83, p. 871–876, 1975.

DUNCAN, J. R. The effects of water table and tide cycle on swash-backwash sediment distribution and beach profile development. **Marine Geology**, 1964.

DYER, K. R. **Coastal and Estuarine Sediment Dynamics**. Chicchester, U.K.: Wiley and Sons, 1986.

ELFRINK, B.; BALDOCK, T. Hydrodynamics and sediment transport in the swash zone: A review and perspectives. **Coastal Engineering**, v. 45, p. 149–167, 2002a.

ELFRINK, B.; BALDOCK, T. Hydrodynamics and sediment transport in the swash zone: A review and perspectives. **Coastal Engineering**, v. 45, n. 3-4, p. 149–167, 2002b.

ELIOT, I. G.; CLARKE, D. J. Minor storm impact on the beachface of a sheltered sandy beach. **Marine Geology**, 1986.

EMERY, K. O.; GUNNERSON, C. G. Internal swash and surf. **Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America**, v. 70, p. 2379–2380, 1973.

EMERY, K. O. AND GALE, J. F. Swash and swash mark. **American Geophysical Union**, v. 1, p. 31–36, 1951.

ENJALBERT, C. et al. High-frequency video observation of a geologically-constrained barred- beach : La Grande Plage de Biarritz (France). **Time**, n. 64, p. 70–74, 2011.

ERIKSON, L. H. et al. **Swash Zone Characteristics At Ocean Beach, San Fransisco, CA**International Conference on Coastal Engineering. **Anais...**2006

ERIKSON, L.; LARSON, M.; HANSON, H. Prediction of swash motion and run-up including the effects of swash interaction. **Coastal Engineering**, v. 52, p. 285–302, 2005.

FALKOVICH, G. **Fluid Mechanics: A Short Course for Physicists**. [s.l.] Cambridge University Press, 2011.

FERREIRA JR, A. V.; ARAÚJO, T. C. M. DE; SIAL, A. N. Gênese dos arenitos de praia no litoral de Pernambuco interpretada através de estudos isotópicos. **Quaternary and Environmental Geosciences**, v. 4, n. 1-2, 2014.

FILIPOT, J. F.; CHEUNG, K. F. Spectral wave modeling in fringing reef environments. **Coastal Engineering**, v. 67, p. 67–79, 2012.

FOOTE, M.; HORN, D.; LI, L. Measuring swash zone hydrodynamics and morphodynamic change – a high-resolution laboratory system using digital video. **Journal of Coastal Research**, v. SI 36, p. 300–316, 2002.

GARNIER, R. et al. Beach cusps and inner surf zone processes: growth or destruction? A case study of Trafalgar Beach (Cádiz, Spain). **Scientia Marina**, 2010.

GOIS, L. A. DE; OLIVEIRA, N. M. G. A.; MANSO, V. DO A. V. PROCESSOS EROSIVOS COSTEIROS DA PRAIA DE BOA VIAGEM. **Mercator**, v. 12, n. 27, p. 111–133, 30 abr. 2013.

GORING, D. G.; NIKORA, V. I. Despiking Acoustic Doppler Velocimeter Data. **Journal of Hydraulic Engineering**, 2002.

GRANT, U. S. Influence of the water table on beach aggradation and degradation. **Journal Marine Research**, v. 7, p. 644–653, 1948.

GUARD, P. A.; BALDOCK, T. E. The influence of seaward boundary conditions on swash zone hydrodynamics. **Coastal Engineering**, v. 54, p. 321–331, 2007.

GUEDES, R. M. C. et al. The effects of tides on swash statistics on an intermediate beach. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 116, n. January, p. 1–13, 2011a.

GUEDES, R. M. C. et al. The effects of tides on swash statistics on an intermediate beach. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 116, 2011b.

GUEDES, R. M. C.; BRYAN, K. R.; COCO, G. Observations of alongshore variability of swash motions on an intermediate beach. **Continental Shelf Research**, v. 48, p. 61–74, 2012a.

GUEDES, R. M. C.; BRYAN, K. R.; COCO, G. Observations of alongshore variability of swash motions on an intermediate beach. **Continental Shelf Research**, v. 48, p. 61–74, 2012b.

GUEDES, R. M. C.; BRYAN, K. R.; COCO, G. Observations of wave energy fluxes and swash motions on a low-sloping, dissipative beach. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 118, n. 7, p. 3651–3669, 2013.

GUZA, R. T.; FEDDERSEN, F. Effect of wave frequency and directional spread on shoreline runup. **Geophysical Research Letters**, v. 39, n. 11, 2012.

GUZA, R. T.; INMAN, D. L. Edge waves and beach cusps. **Journal of Geophysical Research**, v. 80, n. 21, p. 2997–3012, 20 jul. 1975.

GUZA, R. T.; THORNTON, E. B. Swash oscillations on a natural beach. **Journal of Geophysical Research**, v. 87, n. C1, p. 483, 1982.

GUZA, R.T. AND INMAN, D. Edge waves and beach cusps. **Journal of Geophysical Research**, v. 80, p. 2997–3012, 1975.

HASSELMANN, D. E.; DUNCKEL, M.; EWING, J. A. Directional Wave Spectra Observed during JONSWAP 1973. **Journal of Physical Oceanography**, 1980.

HIBBERD, S.; PEREGRINE, D. H. Surf and run-up on a beach: a uniform bore. **Journal of Fluid Mechanics**, 1979.

HOLLAND, K. T. et al. Practical use of video imagery in nearshore oceanographic field studies. **IEEE Journal of Oceanic Engineering**, v. 22, n. 1, p. 81–92, jan. 1997.

HOLLAND, K. T. Beach cusp formation and spacings at Duck, United States. **Continental Shelf Research**, v. 18, n. 10, p. 1081–1098, 1998.

HOLLAND, K. T.; HOLMAN, R. A. The statistical distribution of swash maxima on natural beaches. **Journal of Geophysical Research**, 1993.

HOLLAND, K. T.; HOLMAN, R. A. Field observations of beach cusps and swash motions. **Marine Geology**, v. 134, p. 77–93, 1996.

HOLMAN, R. et al. The Application of Video Image Processing to the Study of Nearshore Processes. **Oceanography**, v. 6, n. 3, p. 78–85, 1993.

HOLMAN, R. Nearshore processes. **Reviews of Geophysics**, v. 33, n. July, p. 1237–1248, 1995.

HOLMAN, R. A.; GUZA, R. T. Measuring run-up on a natural beach. **Coastal Engineering**, 1984.

HOLMAN, R. A.; SALLENGER, A. H. Setup and swash on a natural beach. **Journal of Geophysical Research**, 1985.

HOLMAN, R. A.; STANLEY, J. The history and technical capabilities of Argus. **Coastal Engineering**, v. 54, p. 477–491, 2007.

HORN, D. P. Beach research in the 1990s. **Progress in Physical Geography**, 1997.

HOUSER, C.; BARRETT, G. Bed Elevation Changes in the Upper-Swash Zone backwash. **Journal of Coastal Research**, v. SI 56, p. 64–68, 209AD.

HUGHES, M. G. et al. Spectral signatures for swash on reflective, intermediate and dissipative beaches. **Marine Geology**, v. 355, p. 88–97, 2014.

HUGHES, M. G.; BALDOCK, T. E. Eulerian flow velocities in the swash zone: Field data and model predictions. **Journal of Geophysical Research C: Oceans**, v. 109, p. 1–11, 2004.

HUGHES, M. G.; MASSELINK, G.; BRANDER, R. W. Flow velocity and sediment transport in the swash zone of a steep beach. **Marine Geology**, v. 138, p. 91–103, 1997.

HUGHES, M. G.; MASSELINK, G.; BRANDER, R. W. **Mar. Geol. Marine Geology**, 1998.

HUGHES, M. G.; MOSELEY, A. S.; BALDOCK, T. E. Probability distributions for wave runup on beaches. **Coastal Engineering**, v. 57, n. 6, p. 575–584, 2010.

HUGHES, M. G. AND TURNER, I. **The Beachface: Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics**. Chichester: Wiley and Sons, 1999.

HUISMAN, C. E.; BRYAN, K. R.; RUESSINK, B. G. Author 's Accepted Manuscript. **Continental Shelf Research**, 2011.

HUNTLEY, D. A. Long-period waves on a natural beach. **Journal of Geophysical Research**, 1976.

HUNTLEY, D. A.; GUZA, R. T.; BOWEN, A. J. A universal form for shoreline run-up spectra? **Journal of Geophysical Research**, 1977.

INMAN, D.L., AND R. A. B. **Litoral processes, in The Sea, vol. 3**. New York: Wiley-Interscience, 1963.

IRIBARREN, C. R.; NOGALES, C. Protection des ports. **XVIUfc Int. Congr. Navig. ...**, p. 180–193, 1949.

IRISH, J. L.; WHITE, T. E. Coastal engineering applications of high-resolution lidar bathymetry. **Coastal Engineering**, v. 35, n. 1-2, p. 47–71, 1998.

J. M. MABESOONE. Origin and Age of the Sandstone Reefs of Pernambuco (Northeastern Brazil). **SEPM Journal of Sedimentary Research**, v. Vol. 34, 1964.

JACKSON, N. L.; MASSELINK, G.; NORDSTROM, K. F. The role of bore collapse and local shear stresses on the spatial distribution of sediment load in the uprush of an intermediate-state beach. **Marine Geology**, v. 203, p. 109–118, 2004.

JAMES, C. P. AND B. M. B. Sediment entrainment within bores and backwash. **Geoscience and Man: Research in Coastal Environments**, p. 61–68, 1977.

JANSSEN, T. T.; BATTJES, J. A. A note on wave energy dissipation over steep beaches. **Coastal Engineering**, v. 54, n. 9, p. 711–716, 2007.

JOHNSON, D. W. **Shore Processes and Shoreline Development**. [s.l: s.n.].

KARUNARATHNA, H.; CHADWICK, A. J. On low-frequency waves in the surf and swash. **Ocean Engineering**, v. 34, p. 2115–2123, 2007.

KELLY, D. M.; DODD, N. Beach-face evolution in the swash zone. **Journal of Fluid Mechanics**, v. 661, p. 316–340, 2010.

KEMP, P. H. **Wave asymmetry in the nearshore zone and breaker area**. Haboken, N. J.: John Wiley, 1975.

KIKKERT, G. A. et al. Experimental study of bore-driven swash hydrodynamics on permeable rough slopes. **Coastal Engineering**, v. 79, p. 42–56, 2013.

KING, C. A. M. **Beaches and Coasts**. 2nd. ed. London, U.K.: [s.n.].

KLEIN, A. H. F. et al. Morphodynamics of structurally controlled headland-bay beaches in southeastern Brazil: A review. **Coastal Engineering**, 2010.

KOBAYASHI, N. **EFFICIENT WAVE AND CURRENT MODELS FOR COASTAL STRUCTURES AND SEDIMENTS**. [s.l: s.n.].

KONTOGIANNI, A. et al. Eliciting beach users' willingness to pay for protecting european beaches from beachrock processes. **Ocean and Coastal Management**, v. 98, p. 167–175, 2014.

KRUMBEIN, W.C., AND G. D. M. **Permeability as a function of the size parameters of unconsolidated sand**. New York: Tech. Pub., 1942.

LHERMITTE, R. Doppler sonar observation of tidal flow. **Journal of Geophysical Research**, 1983.

LINDEMER, C. A. et al. Numerical simulation of a low-lying barrier island's morphological response to Hurricane Katrina. **Coastal Engineering**, v. 57, p. 985–995, 2010.

LONGO, S.; PETTI, M.; LOSADA, I. J. Turbulence in the swash and surf zones: A review. **Coastal Engineering**, v. 45, n. 1989, p. 129–147, 2002.

LONGUET-HIGGINS, M. S. Eulerian and Lagrangian aspects of surface waves. **Journal of Fluid Mechanics**, 1986.

LONGUET-HIGGINS, M.S. AND STEWART, R. W. Radiation stresses and mass transport in gravity waves with applications to surf beat. **Journal of Fluid Mechanics**, v. 13, p. 529–562, 1962.

M.J. TUCKER, E. G. P. **Waves in Ocean Engineering**. Pulborough, West Sussex, UK: Elsevier, 2001.

MACMAHAN, J. H.; THORNTON, E. B.; RENIERS, A. J. H. M. Rip current review. **Coastal Engineering**, 2006.

MASE, H. Spectral characteristics of random wave run-up. **Coastal Engineering**, v. 12, p. 175–189, 1988.

MASSELINK, G. et al. Suspended sediment transport in the swash zone of a dissipative beach. **Marine Geology**, v. 216, p. 169–189, 2005.

MASSELINK, G. et al. Swash zone sediment transport, step dynamics and morphological response on a gravel beach. **Marine Geology**, v. 274, p. 50–68, 2010.

MASSELINK, G. AND T. I. **The effect of tides on beach morphodynamics, Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics**. Chicchester, U.K.: Wiley, 1999.

MASSELINK, G.; HEGGE, B.; PATTIARATCHI, C. Beach cusp morphodynamics. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 22, p. 1139–1155, 1997.

MASSELINK, G.; HUGHES, M. Field investigation of sediment transport in the swash zone. **Continental Shelf Research**, v. 18, p. 1179–1199, 1998.

MASSELINK, G.; LI, L. The role of swash infiltration in determining the beachface gradient: A numerical study. **Marine Geology**, v. 176, p. 139–156, 2001.

MASSELINK, G.; PATTIARATCHI, C. Morphodynamic impact of sea breeze activity on a beach with beach cusp morphology. **Journal of Coastal Research**, v. 14, n. 2, p. 393–409, 1998.

MASSELINK, G.; PULEO, J. A. Swash-zone morphodynamics. **Continental Shelf Research**, 2006.

MASSELINK, G.; RUSSELL, P. Flow velocities, sediment transport and morphological change in the swash zone of two contrasting beaches. **Marine Geology**, v. 227, p. 227–240, 2006.

MASSELINK, G.; SHORT, A. The influence of tidal range on beach morphodynamics: A conceptual model. **Journal of Coastal Research**, v. 9, p. 785–800, 1993.

MATSUNAGA, N AND HONJI, H. The backwash vortex. **99**, p. 813–815, 1980.

MCLEAN, R. F.; KIRK, R. M. Relationships between grain size, size-sorting, and foreshore slope on mixed sand - shingle beaches New Zealand. **Journal of Geology and Geophysics**, 1969.

MEI, C. C. **The Applied Dynamics of Ocean Surface Waves**,. 2nd edn., ed.Farrer Road, Singapore: [s.n.].

MENDEZ, F. J.; LOSADA, I. J.; MEDINA, R. Transformation model of wave height distribution on planar beaches. **Coastal Engineering**, v. 50, n. 3, p. 97–115, 2004.

MICHE, R. Le pouvoir réfléchissant des ouvrages maritimes exposés à l'action de la houle, Ann. **Ponts Chaussees**, v. 121, p. 285–319, 1951.

MIHOUBI, M. K.; BÉLORGEY, M.; KETTAB, A. Analysis, in a free surface steady flow, of the interstitial velocity field inside a sedimentary bed. **Comptes Rendus - Geoscience**, v. 340, n. 12, p. 858–864, 2008.

MIHOUBI, M. K.; BÉLORGEY, M.; KETTAB, A. Determination of the interstitial velocity field in the swash zone by Ultrasonic Doppler Velocimetry (UDV). **Comptes Rendus - Geoscience**, v. 344, p. 312–318, 2012.

MILLER, J. R., MILLER, S. M. O., TORZYNSKI, C. A. AND KOCHER, R. C. Beach cusps, destruction, formation, and evolution during and subsequent to an extratropical storm, Duck, North California. **Journal of Geology**, v. 97, n. 6, p. 749–760, 1989.

MILLER, R. L. AND ZEIGLER, J. M. A model relating dynamics and sediment pattern in equilibrium in the region of shoaling waves, breaker zone and foreshore. **Journal of Geology**, v. 66, p. 417–441, 1958.

MUEHE, D. Brazilian coastal vulnerability to climate change. **Pan-American Journal of Aquatic Sciences**, v. 5, p. 173–183, 2010.

NIELSEN, P. Wave setup: A field study. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 93, p. 15643–15652, 1988.

NIELSEN, P. Wave setup and runup: An integrated approach. **Coastal Engineering**, 1989.

NIELSEN, P. **Coastal bottom boundary layers and sediment transport**. Advanced Series on Coastal and Estuarine Science. Singapore: World Scientific, 1992.

NIELSEN, P. Coastal groundwater dynamics. **Proc. Coastal Dynamics**, v. 15, p. 313–332, 1998.

NIELSEN, P. Shear stress and sediment transport calculations for swash zone modelling. **Coastal Engineering**, v. 45, p. 53–60, 2002.

NOGUEIRA, F.; SOBRAL, C.; GRANDE, R. Analise do Espraçamento e das Variações Morfológicas Associadas: uma Abordagem das Ondas de Infragravidade Associadas : uma Abordagem das Ondas de Infragravidade. 2013.

O'DONOGHUE, T.; POKRAJAC, D.; HONDEBRINK, L. J. Laboratory and numerical study of dam-break-generated swash on impermeable slopes. **Coastal Engineering**, v. 57, p. 513–530, 2010.

OCHI, M. K. **Ocean Waves: The Stochastic Approach**. London, U.K.: Cambridge University Press, 1998.

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.

PACKWOOD, A. R. The influence of beach porosity on wave uprush and backwash. **Coastal Engineering**, v. 7, p. 29–40, 1983.

PEREIRA, P. S. et al. Video and field observations of wave attenuation in a muddy surf zone. **Marine Geology**, v. 279, n. 1-4, p. 210–221, 2011.

PETTI, M.; LONGO, S. Turbulence experiments in the swash zone. **Coastal Engineering**, v. 43, p. 1–24, 2001.

PIANCA, C.; HOLMAN, R.; SIEGLE, E. Mobility of meso-scale morphology on a microtidal ebb delta measured using remote sensing. **Marine Geology**, v. 357, p. 334–343, 2014.

PIERSON, W. J.; MOSKOWITZ, L. A proposed spectral form for fully developed wind seas based on the similarity theory of S. A. Kitaigorodskii. **Journal of Geophysical Research**, 1964.

PILKEY, O. H.; COOPER, J. A. G. Society and Sea Level Rise. **Science**, v. 303, n. 5665, p. 1781–1782, 2004.

PITMAN, S. J. Methods for field measurement and remote sensing of the swash zone. v. 6, p. 1–14, 2014.

PLANT, N. G. et al. The Performance of Shoreline Detection Models Applied to Video Imagery. **Journal of Coastal Research**, 2007.

POPO, G. et al. and the incident wave period T (Brocchini and Baldock 2008). For $T > T_c$. p. 1–8, 2014.

POWER, H. E.; HOLMAN, R. A.; BALDOCK, T. E. Swash zone boundary conditions derived from optical remote sensing of swash zone flow patterns. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 116, 2011.

PRITCHARD, D.; HOGG, A. J. On the transport of suspended sediment by a swash event on a plane beach. **Coastal Engineering**, v. 52, p. 1–23, 2005.

PULEO, J. A et al. Comprehensive study of swash-zone hydrodynamics and sediment transport. **Icee 2012**, p. 1–8, 2012.

PULEO, J. A. et al. Swash zone sediment suspension and transport and the importance of bore-generated turbulence. **Journal of Geophysical Research**, 2000.

PULEO, J. A. Tidal Variability of Swash-Zone Sediment Suspension and Transport. **Journal of Coastal Research**, v. 254, p. 937–948, jul. 2009.

PULEO, J. A.; FARHADZADEH, A.; KOBAYASHI, N. Numerical simulation of swash zone fluid accelerations. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 112, 2007.

PULEO, J. A.; HOLLAND, K. T. Estimating swash zone friction coefficients on a sandy beach. **Coastal Engineering**, v. 43, p. 25–40, 2001.

QUICK, M. C. Onshore-offshore sediment transport on beaches. **Coastal Engineering**, v. 15, p. 313–332, 1991.

RAUBENHEIMER, B. et al. **Swash on a gently sloping beach** **Journal of Geophysical Research**, 1995.

RAUBENHEIMER, B.; GUZA, R. T. Observations and predictions of run-up. **Journal of Geophysical Research**, 1996.

RUESSINK, B. G. et al. Modeling the alongshore current on barred beaches. **Journal of Geophysical Research**, 2001.

RUESSINK, B. G.; KLEINHANS, M. G.; VAN DEN BEUKEL, P. G. L. Observations of swash under highly dissipative conditions. **Journal of Geophysical Research**, 1998.

RUGGIERO, P. et al. **Extreme water levels, wave runup and coastal erosion** Proceedings of the 1996 25th International Conference on Coastal Engineering. Part 1 (of 4). **Anais...** 1997

RUGGIERO, P. et al. Wave runup, extreme water levels and the erosion of properties backing beaches. **Journal of Coastal Research**, v. 17, p. 407–419, 2001.

RUGGIERO, P. et al. of Coastal Properties Backing Beaches. v. 17, p. 407–419, 2010.

RUGGIERO, P.; HOLMAN, R. A.; BEACH, R. A. Wave run-up on a high-energy dissipative beach. **Journal of Geophysical Research C: Oceans**, v. 109, p. 1–12, 2004.

RUJU, A. et al. Transient swash motions on a gently-sloping beach. **Coastal Dynamics 2013**, p. 1385–1396, 2013.

SALLENGER, A. H. Beach-cusp formation. **Marine Geology**, 1979.

SALLENGER, A. H. Storm Impact Scale for Barrier Islands. **Journal of Coastal Research**, v. 16, n. 3, p. 890–895, 2000.

SALLENGER, A. H.; RICHMOND, B. M. High-Frequency Sediment-Level Oscillations in the Swash Zone. **Developments in Sedimentology**, v. 39, p. 155–164, 1984.

SENECHAL, N. et al. Wave runup during extreme storm conditions. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 116, n. 7, 2011.

SÉNÉCHAL, N. et al. Tidal effects on runup in presence of complex 3D morphologies under dissipative surf zone conditions. **Coastal Dynamics 2013**, p. 1483–1494, 2013.

SEYMOUR, R. J.; AUBREY, D. G. Rhythmic beach cusp formation: A conceptual synthesis. **Marine Geology**, 1985.

SHEPARD, F. P. **Submarine Geology**. 2nd. ed. New York: Harper and Row, 1963.

SHORT, A. D. The role of wave height , period , slope , tide range and embaymentisation in beach classifications : a review. **Artigo**, p. 589–604, 1996.

SHORT, A. D.; JACKSON, D. W. T. Beach Morphodynamics. In: **Treatise on Geomorphology**. [s.l: s.n.]. v. 10p. 106–129.

SHORT, A. D.; WRIGHT, L. D. Morphodynamics of high energy beaches: an Australian perspective. In: **Coastal geomorphology in Australia**. [s.l: s.n.]. p. 43–68.

SILVA, L. M. DA et al. Modelagem fuzzy aplicada na detecção da vulnerabilidade à erosão costeira. **Boletim de Ciências Geodésicas**, v. 19, n. 4, p. 746–764, 2013.

SONU, C. J., PETTIGREW, N., F. R. G. Measurements of swash profile and orbital motions on the beach: Ocean Waves Measurement and Analysis. **American Society of Civil Engineers**, v. 1, p. 621–638, 1974.

SOUS, D. et al. Swash-groundwater dynamics in a sandy beach laboratory experiment. **Coastal Engineering**, v. 80, p. 122–136, 2013.

STANCANELLI, L. M. et al. OPTICAL TECHNIQUES FOR MEASURING SWASH ZONE MORPHODYNAMICS. **Coastal Engineering Proceedings**, 2011.

STEENHAUER, K.; POKRAJAC, D.; O'DONOGHUE, T. Numerical model of swash motion and air entrapment within coarse-grained beaches. **Coastal Engineering**, v. 64, p. 113–126, 2012.

STOCKDON, H. F. et al. Empirical parameterization of setup, swash, and runup. **Coastal Engineering**, v. 53, p. 573–588, 2006.

STRAHLER, A. N. Tidal Cycle of Changes in an Equilibrium Beach, Sandy Hook, New Jersey. **The Journal of Geology**1, v. 74, n. 3, p. 247–268, 1966.

SUNAMURA, T. **A Laboratory Study of Wave-Cut Platform Formation***The Journal of Geology*, 1975.

SUNAMURA, T. Feedback Relationship in Wave Erosion of Laboratory Rocky Coast. **The Journal of Geology**, 1976.

SUNAMURA, T. A Predictive Model for Wave-Induced Cliff Erosion, with Application to Pacific Coasts of Japan. **The Journal of Geology**, 1982.

SUNAMURA, T. Height of berms on gentle beaches: a predictive relationship. **Annual Report - University of Tsukuba, Institute of Geoscience**, v. 20, p. 19–22, 1994.

SUZUKI, T.; KURIYAMA, Y. Short-term Beach Profile Change Model Focusing on Berm Formation and Erosion. **Journal of Japan Society of Civil Engineers, Ser. B2 (Coastal Engineering)**, v. 65, p. 576–580, 2009.

TAKEDA, I.; TERASAKI, T.; SUNAMURA, T. Formation and spacing of beach cusps on a laboratory beach. **Annual Report - University of Tsukuba, Institute of Geoscience**, v. 12, p. 55–58, 1986.

TAKEDA, Y. **Velocity profile measurement by ultrasonic doppler method***Experimental Thermal and Fluid Science*, 1995.

TAKEDA, I., SUNAMURA, T. Beach Changes by Storm Waves. **Coastal Engineering Proceedings**, v. 20, p. 251–285, 1986.

TURNER, I. L.; MASSELINK, G. Swash infiltration-exfiltration and sediment transport. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, p. 30813, 1998.

TURNER, I. L.; RUSSELL, P. E.; BUTT, T. Measurement of wave-by-wave bed-levels in the swash zone. **Coastal Engineering**, v. 55, p. 1237–1242, 2008.

UZLU, E. et al. Prediction of berm geometry using a set of laboratory tests combined with teaching–learning–based optimization and artificial bee colony algorithms. **Applied Ocean Research**, v. 48, p. 103–113, 2014.

VAN DER MEER, J. W.; STAM, C. M. Wave Runup on Smooth and Rock Slopes of Coastal Structures. **Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering**, v. 118, n. 5, p. 534–550, set. 1992.

VAN DONGEREN, A. et al. Shoaling and shoreline dissipation of low-frequency waves. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 112, n. 2, 2007.

VAN GAALEN, J. F. et al. Observations of beach cusp evolution at Melbourne Beach, Florida, USA. **Geomorphology**, v. 129, n. 1-2, p. 131–140, 2011.

VELEGRAKIS, A. F. et al. Field observations of waves generated by passing ships: A note. **Coastal Engineering**, v. 54, p. 369–375, 2007.

- VOUSDOUKAS, M. I. et al. Performance of intertidal topography video monitoring of a meso-tidal reflective beach in South Portugal. **Ocean Dynamics**, v. 61, p. 1521–1540, 2011.
- VOUSDOUKAS, M. I. et al. The role of combined laser scanning and video techniques in monitoring wave-by-wave swash zone processes. **Coastal Engineering**, v. 83, p. 150–165, 2014.
- VOUSDOUKAS, M. I.; WZIATEK, D.; ALMEIDA, L. P. Coastal vulnerability assessment based on video wave run-up observations at a mesotidal, steep-sloped beach. **Ocean Dynamics**, v. 62, p. 123–137, 2012.
- VOUSDOUKAS, M.; WACHLER, B.; ALMEIDA, L. Predicting Beach-Face Rotation on a Meso-Tidal, Steeply Sloping Beach. **Coastaldynamics2013.Fr**, p. 1835–1846, 2013.
- WADELL, E. Swash–groundwater–beach profile interactions. In: DAVIS, R. A. (Ed.). . **Beach and Nearshore Sedimentation**. Etherington: SEPM Special Publication, 1976. p. 115–125.
- WANG, Z. et al. **Reevaluation of equilibrium beach profile scale parameter**6th International Symposium on Coastal Engineering and Science of Coastal Sediment Processes. **Anais...**2007
- WEIR, F. M.; HUGHES, M. G.; BALDOCK, T. E. Beach face and berm morphodynamics fronting a coastal lagoon. **Geomorphology**, v. 82, p. 331–346, 2006
- WELLEN, E. VAN et al. **STRAND—A Model for Longshore Sediment Transport in the Swash Zone**Coastal Engineering 2000. **Anais...**2001
- WERNER, B. T.; FINK, T. M. Beach cusps as self-organized patterns. **Science (New York, N.Y.)**, v. 260, n. 5110, p. 968–971, 1993.
- WIBERG, P. L.; SHERWOOD, C. R. Calculating wave-generated bottom orbital velocities from surface-wave parameters. **Computers and Geosciences**, v. 34, n. 10, p. 1243–1262, 2008.
- WRIGHT, L. . et al. **Morphodynamics of a macrotidal beach****Marine Geology**, 1982.
- WRIGHT, L. .; SHORT, A. Morphodynamic variability of surf zones and beaches: A synthesis. **Marine Geology**, 1984.
- ZADEH, L. A. Fuzzy sets. **Information and Control**, 1965.
- ZHANG, S. Z. S.; ZHANG, C. Z. C. Image Analysis for Wave Swash Using Color Feature Extraction. **2009 2nd International Congress on Image and Signal Processing**, 2009.
- ZHENG, J.; DEAN, R. G. Numerical models and intercomparisons of beach profile evolution. **Coastal Engineering**, 1997.