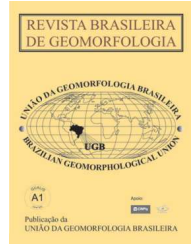


www.ugb.org.br
ISSN 2236-5664

Revista Brasileira de Geomorfologia

v. 18, nº 1 (2017)

<http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v18i1.1120>



NOTA TÉCNICA

ASPECTOS SOBRE O ESTADO DA ARTE DE ESTUDOS DA ZONA DE ESPRAIAMENTO

ASPECTS ON THE OF STATE ART IN SWASH ZONE STUDIES

Cícero Vicente Ferreira Junior

Departamento de Geologia, Universidade Federal de Pernambuco
Av. Acadêmico Hélio Ramos, s/n, Recife, Pernambuco, CEP 50.740-530. Brasil
Email: c.vicentejr@yahoo.com.br

Pedro de Souza Pereira

Departamento de Oceanografia, Universidade Federal de Pernambuco
Av. da Arquitetura, s/n, Recife, Pernambuco, CEP 50.740-550. Brasil
Email: pspraias@gmail.com

Informações sobre o Artigo

Recebido (Received):
26/06/2016
Aceito (Accepted):
11/11/2016

Palavras-chave:

Praias; Ondas; Espraimento.

Keywords:

Beaches; waves; Swash Zone.

Resumo:

Dentro do ambiente praial, a zona de espraimento pode ser considerada como o sub-região mais dinâmico da zona costeira. Muito disso se deve ao fato do espraimento representar as respostas dos processos hidrodinâmicos externos ocorridos em regiões anteriores a este subambiente (zona de arrebentação e surfe). Assim, o clima de ondas e a amplitude da maré são variáveis indispensáveis nos estudos que tem buscado cada vez mais a quantificação destes fenômenos. Os métodos utilizados nestes estudos acompanham a evolução tecnológica dos dias atuais empregando desde de ferramentas de medição *in situ*, sinais acústicos, sensoriamento remoto, e outros que utilizam técnicas sofisticadas de lasers e scanners. Com isso, é possível a obtenção de uma gama de dados suficientes para que sejam aplicadas abordagens multidisciplinares com enfoque nos processos físicos da interpretação dos resultados. São considerados processos como o transporte de sedimentos e suas implicações, infiltração/exfiltração de água na face praial, assim como a saturação, a influência da declividade observada no perfil praial, componentes e feições morfológicas são focalizados nestes estudos. Desse modo, foi comprovado que a depender do estágio praial, determinado movimento no ciclo do espraimento irá influenciar de maneira mais direta a evolução morfológica, como também o desenvolvimento de feições características. Todos estes resultados buscam compreender a relação existente entre a evolução de um determinado processo e as variações dentro da zona de espraimento. Com a avaliação dos estudos, observa-se a importância desta faixa para o desenvolvimento morfológico da região subaérea praial, uma vez que esta faixa determina toda variação que ocorrerá no perfil. Os trabalhos também direcionam novos rumos para as pesquisas relacionadas ao espraimento, sendo necessárias abordagens cada vez mais precisas e detalhadas deste ambiente,

considerando inovações tecnológicas e estudos que envolvam modelagem numérica. Ainda apontam a necessidade do acompanhamento desta faixa em diferentes tipos de costa, para conhecimento mais amplo acerca do assunto.

Abstract:

Within of the beach environment, the swash zone can be considered as the most dynamic sub-environment in coastal region. In the larger part this is due the swash to represent the responses of external hydrodynamic processes in subaerial region of the beach profile. Thus, the wave climate and the amplitude of the tide are essential variables in the studies that have becoming searched to quantify of these phenomenon. The methods used in these studies follow the technological evolution of the present days from employing measurement *in situ* tools, acoustic signals, remote sensing, and others that to use more sophisticated and robust techniques for lasers and scanners. Therefore, it is possible to obtain a range of sufficient data for multidisciplinary approaches, are applied with a focus on physical processes in the interpretation of research results. Processes are considered as sediment transport in the swash cycle and their implications, infiltration/exfiltration on the beach face floor, as well as the saturation rate for the water, and the influence of profile gradient components and morphological features, in addition the beach balance are focused in these studies. Thus, it was established that, to depend on beach morphodynamic stage, determined movement in the swash cycle will influence more directly in the morphological evolution, as well as development features. All these research aim towards the understanding the relationship between the evolution of a given process and variations in the swash zone. The evaluation of these studies show the important of this area for morphological development of the subaerial beach region, because this area determines every variation that will occur in the profile. The study also addresses new directions for researches related to swash, requiring more accurate and details approaches this environment, considering new technological methods and studies involving numerical modeling. Also emphasized the need for monitoring the swash zone in different types of coasts, for more extensive knowledge on the subject.

1. Introdução

Dentro da concepção conhecida de ambiente praial (Figura 1), a zona de espraiamento (*swash zone*) se en-

contra localizada após a zona de surfe, e é tida como a interface entre o oceano e a face praial, sendo a transição entre a região subaérea e a subaquosa da praia (SHORT & JACKSON, 2013).

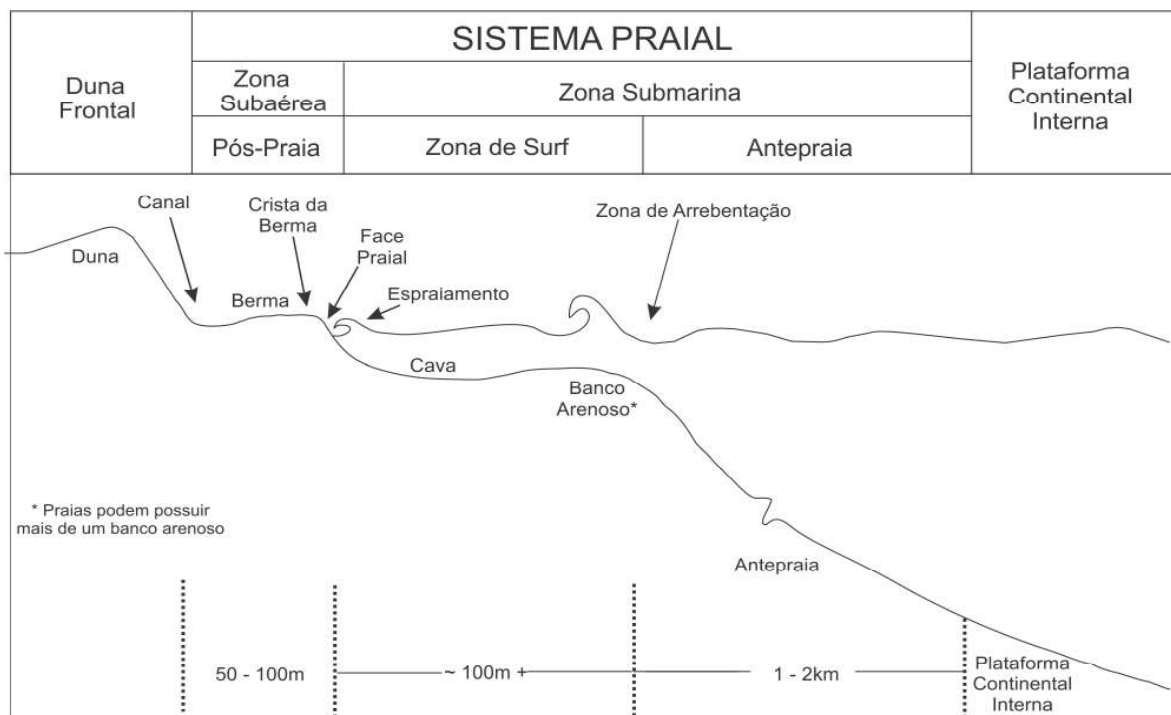


Figura 1 - Subdivisão do ambiente praial entre faixas segundo a classificação de Short & Jackson (2013). * Praias podem possuir mais de um banco arenoso. Modificado de Short & Jackson (2013).

Embora não exista um limite físico definido onde termina a zona de surfe e se inicia a zona de espraçamento, ele pode ser considerado como o mínimo espraçamento (EMERY & GUNNERSON, 1973). Ou seja, o ponto submerso da praia onde mesmo com a constante passagem das ondas e o intervalo entre estas, a cava presente na morfologia continua submersa. Do mesmo modo, o local onde o empilhamento de água por ação das ondas (*setup*) começa a afetar significativamente o limite mais externo da face, também é considerado como

parte do espraçamento (PULEO *et al.*, 2000), seguindo o aumento linear na declividade do terreno.

Por outro lado, uma determinação do limite interno deste ambiente não considerada pela literatura está compreendida na região da face de praia onde se inicia a saturação por água no terreno, se intensificando pelo contato com o lençol freático próximo. É esperado a formação de feições características (bermas e cúspides) na parte interna devido à grande quantidade de sedimentos transportados com o fluxo fazendo com que sejam criados limites (Figura 2).

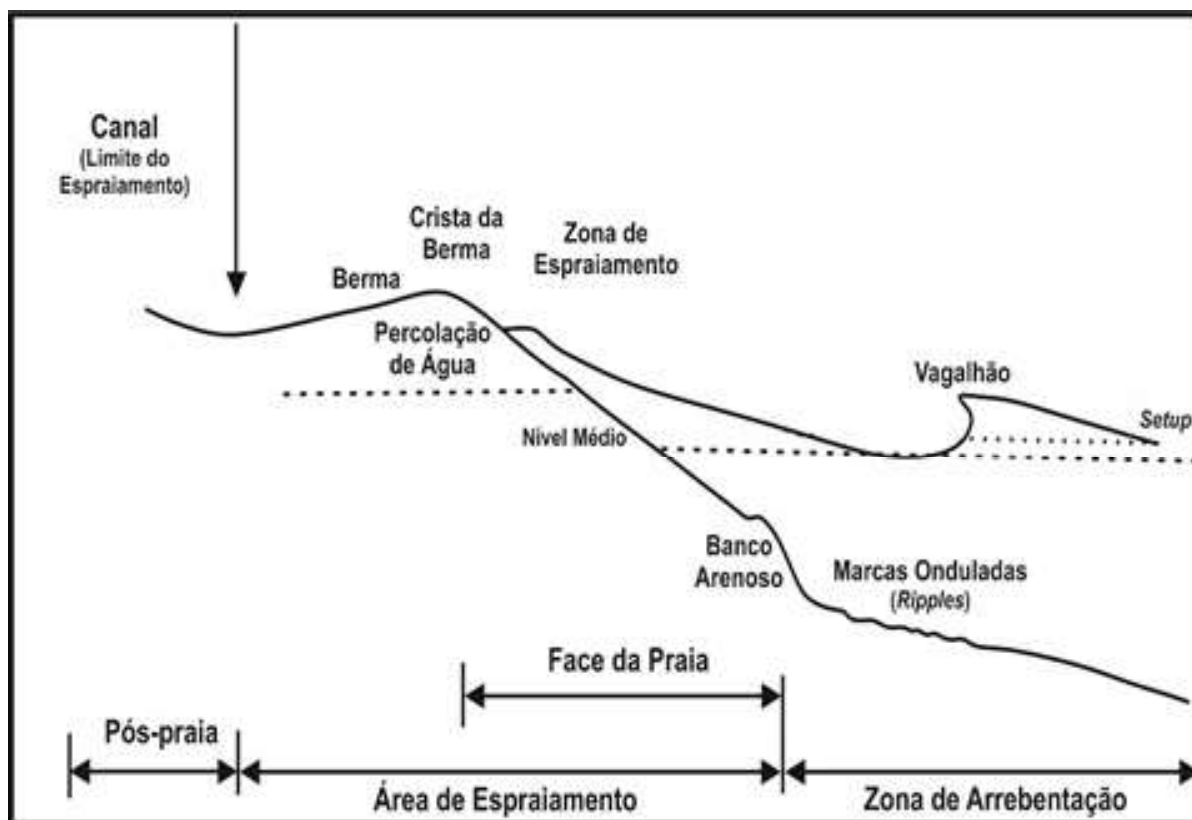


Figura 2 - Zona de espraçamento e face de praia com seus limites e principais processos que influenciam sua morfologia, segundo Masselink & Hughes (2003). Modificado de Masselink & Hughes (2003).

A zona de espraçamento funciona como resposta aos processos que ocorrem na arrebentação, local onde o fundo submarino começa a influenciar consideravelmente as ondas e, conseqüentemente, deslocam maior quantidade de sedimentos afetando tanto a região em questão como a morfologia da face praial (HOEFEL, 1998; GUEDES *et al.*, 2012).

Desse modo, o clima de ondas e a amplitude da maré são os principais agentes responsáveis pela modificação das forças que influenciam na transformação deste ambiente. Nesse contexto, as principais variáveis que determinam a quebra de ondas são o período e a al-

tura de onda, e o declive presente no ambiente (KELLY & DODD, 2010). Este último pode estar relacionado com o estado morfodinâmico praial (WRIGHT & SHORT, 1984; MUEHE, 1998; CALLIARI *et al.*, 2003), 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.

Por sua competência em transportar consideráveis quantidades de sedimentos, devido aos seus fluxos instáveis, o espraçamento torna-se responsável por modelar o perfil praial na parte subaérea. Isto ocorre tanto na baixa-

-mar, na qual a face de praia fica exposta sendo visível a presença de feições características como bermas. Do mesmo modo, também na preamar, quando as ondas alcançam até feições mais externas deste ambiente.

Além de determinar a faixa referente a linha de costa, o espraiamento é uma importante região para pesquisas relacionadas aos processos costeiros, gerenciamento e obras no ambiente praias (VOUSDOKAS *et al.*, 2012c). Assim, estudos realizados na última década (MUEHE, 2001; ELFRINK & BALDOCK, 2002) utilizaram o comportamento do máximo do espraiamento (*runup*), para estabelecer critérios relacionados aos limites da *zona non aedificandi* na elaboração de projetos para orlas. Desse modo, são considerados 33 metros em direção ao continente durante o máximo espraiamento da preamar na maré de sizígia (M.M.A., 2006). Estas previsões colaboram para cenários futuros e abordagens estatísticas ligadas a vulnerabilidade costeira (KLEIN *et al.*, 2010).

No entanto, apesar da importância desta faixa para o desenvolvimento sustentável do ambiente praias, ainda é demonstrada carência acerca de informações sobre o espraiamento em diferentes costas. Ao mesmo tempo que a possibilidade de estudar esta faixa é considerada simples e de fácil acesso, a obtenção de dados válidos para a pesquisa torna-se bastante trabalhoso devido ao dinamismo apresentado pelo espraiamento que se modifica em questão de minutos (MASSELINK & PULEO, 2006). Desta forma torna-se relevante o levantamento dos estudos que, de alguma forma, utilizaram o comportamento do espraiamento para obter resultados que viabilizem pesquisas relacionadas a zona de praia e sua evolução dentro do ambiente costeiro.

2. Morfologia e Comportamento

Para a literatura (BALDOCK *et al.*, 1997; ERIKSON *et al.*, 2005), dentro da zona de espraiamento existem dois movimentos distintos que caracterizam este ambiente. O primeiro trata-se de um fluxo de água ascendente na face praias, chamado de movimento de irrupção (*uprush*). Nesse sentido, os movimentos máximos atingidos por este fluxo (movimentos que colaboram para o desvio padrão), são considerados como o espraiamento máximo, ou o *runup*.

O segundo movimento pode ser considerado como fluxo descendente em direção ao mar, conhecido como movimento de retorno ou refluxo (*backwash*). Assim,

o seu representante do desvio padrão é chamado de *rundown* (GUEDES *et al.*, 2011). Este movimento é amplamente influenciado pela quantidade de água que é permeada na face praias durante o fluxo de irrupção, determinando assim sua intensidade.

O fluxo ascendente é composto por dois momentos: uma superelevação constante acima do nível de água causada pelo empilhamento de água no transporte de massa por ondas, o *setup* (Figura 2), e as flutuações sobre o espraiamento (HOLMAN & SALLENGER, 1985; STOCKDON *et al.*, 2006). Estes componentes são dispostos no instante em que altas velocidades dos fluxos de água fazem com que ocorra uma tensão cisalhante sobre a onda na qual é provocado o colapso, formando espuma que é dirigida a face praias (MASSELINK & PULEO, 2006). Ainda no fluxo ascendente, têm-se início o processo de percolação de água na face, influenciando no desenvolvimento do máximo do espraiamento e o movimento subsequente, o que influenciará na morfologia da face.

Assim, a complexidade em se estimar os dados essenciais limita a pesquisa, prejudicando o conhecimento a respeito da variabilidade ocorrida na parte subaérea. Neste contexto, são utilizados métodos matemáticos que auxiliam a análise. Atualmente, é adotado de maneira abrangente o cálculo de Iribarren, ou número de Iribarren (IRIBARREN & NOGALES, 1949) para se estimar a máxima elevação do espraiamento máximo. Trata-se de uma formulação empírica considerando o declive presente na praia e as variáveis que compõe o clima de ondas em águas profundas (*offshore*). O cálculo de Iribarren é descrito pela equação 1:

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

Nesta equação β representa o declive apresentado no perfil praias, L_0 é o comprimento de onda em águas profundas, e H_0 representa a altura de ondas medidas ainda em águas profundas. Baixos valores adquiridos com o cálculo de Iribarren, menores que 0.3, geralmente estão associados a condições dissipativas. Em condições intermediárias e refletivas, são esperados valores acima de 0.3 (RUGGIERO *et al.*, 2001).

Em estudos recentes, como o de Guedes *et al.* (2011), utilizando sistemas de vídeo imagens, foi demonstrado que a variação do nível de água pelo comportamento da maré e a presença de bancos de

areia submersos geram variações importantes na altura significativa do máximo espraimento. Estes autores sugerem que isto aconteça devido as diferenças ocorridas na transformação da onda durante sua dissipação.

Após o fluxo ascendente, conseqüentemente ocorre o refluxo em direção ao mar. Este movimento torna-se um efeito contrastante devido suas propriedades estatísticas (densidade) e o comportamento de sua velocidade na faixa de espraimento, em particular a

assimetria (PRITCHARD & HOGG, 2005). Seus fatores mais determinantes são as características topográficas apresentadas pelo ambiente e a quantidade de água permeada na face durante o fluxo ascendente.

Desse modo, Masselink & Puleo (2006) idealizaram um esquema no qual é demonstrado o comportamento destes dois movimentos dentro do ciclo da zona de espraimento e sua interação com a face de praia (Figura 3).

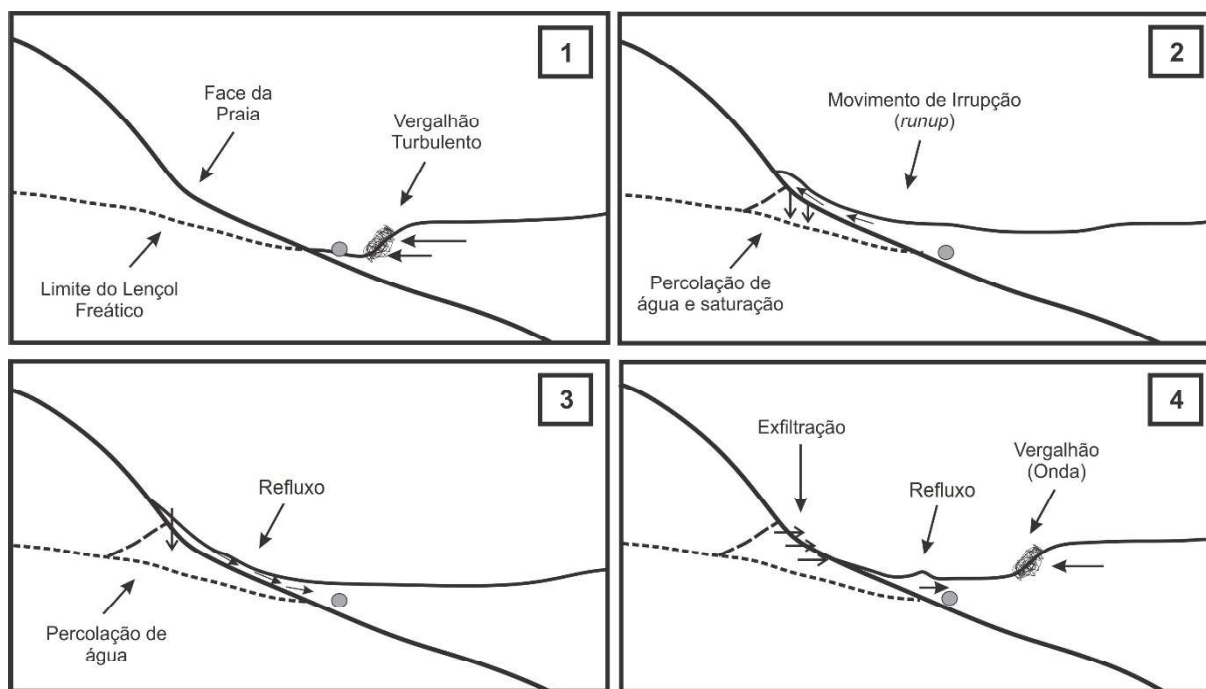


Figura 3 - Esquema demonstrando o movimento de irrupção e refluxo (subdividido em quatro momentos) dentro do ciclo do espraimento. Modificado de Masselink & Puleo (2006).

No momento 1, após a onda ter sido influenciado pelo contato com o fundo na arrebentação, começa o processo turbulento que é caracterizado pela formação de espuma no topo da onda, resultando no colapso na região de espraimento em direção a face. No momento 2, a onda alcança a face demonstrando o máximo de sua energia e deslocamento, seguido pela percolação de água neste terreno.

Após ocorrido o desenvolvimento e estagnação do fluxo ascendente, tem-se início o refluxo em direção ao mar que será induzido pela quantidade de água percolada e a gravidade exercida pelo declive presente na face praial, como exemplifica o momento 3. Já em direção ao mar, o refluxo induz o processo de exfiltração (referente a saída de água que ocorre do terreno da face praial pelo ciclo do espraimento). Este processo de exfiltração

faz com que a velocidade do refluxo aumente, devido a soma dos efeitos dos itens morfológicos presentes descritos (momento 4).

Estudos (STOCKDON *et al.*, 2006; VOUSDOKAS *et al.*, 2011) demonstraram que a depender do estágio, a morfologia praial recebe maior influência de determinado movimento em particular que compõe o ciclo de espraimento.

Para Wright & Short (1984) praias dissipativas são planas devido ao padrão de distribuição energética, onde a dissipação das ondas ocorre uniformemente, sendo compostas por sedimentos finos, alta energia e extensa arrebentação. Praias refletivas possuem maior gradiente em seu perfil. Isso ocorre devido ao desnível gerado da proximidade entre a arrebentação e a região subaérea, fazendo com que a energia das ondas seja mais intensa,

movimentando quantidades consideráveis de sedimentos em um espaço reduzido. Estas praias são compostas por sedimentos de maior granulometria. As praias intermediárias possuem características tridimensionais (AAGAARD *et al.*, 2013), que são geradas muitas vezes

por elementos como canais e correntes de retorno. Estes elementos estão localizados próximo a arrebentação. De uma maneira geral, estas praias situam-se entre estes dois extremos, tendendo a características refletivas ou dissipativas (Figura 4).

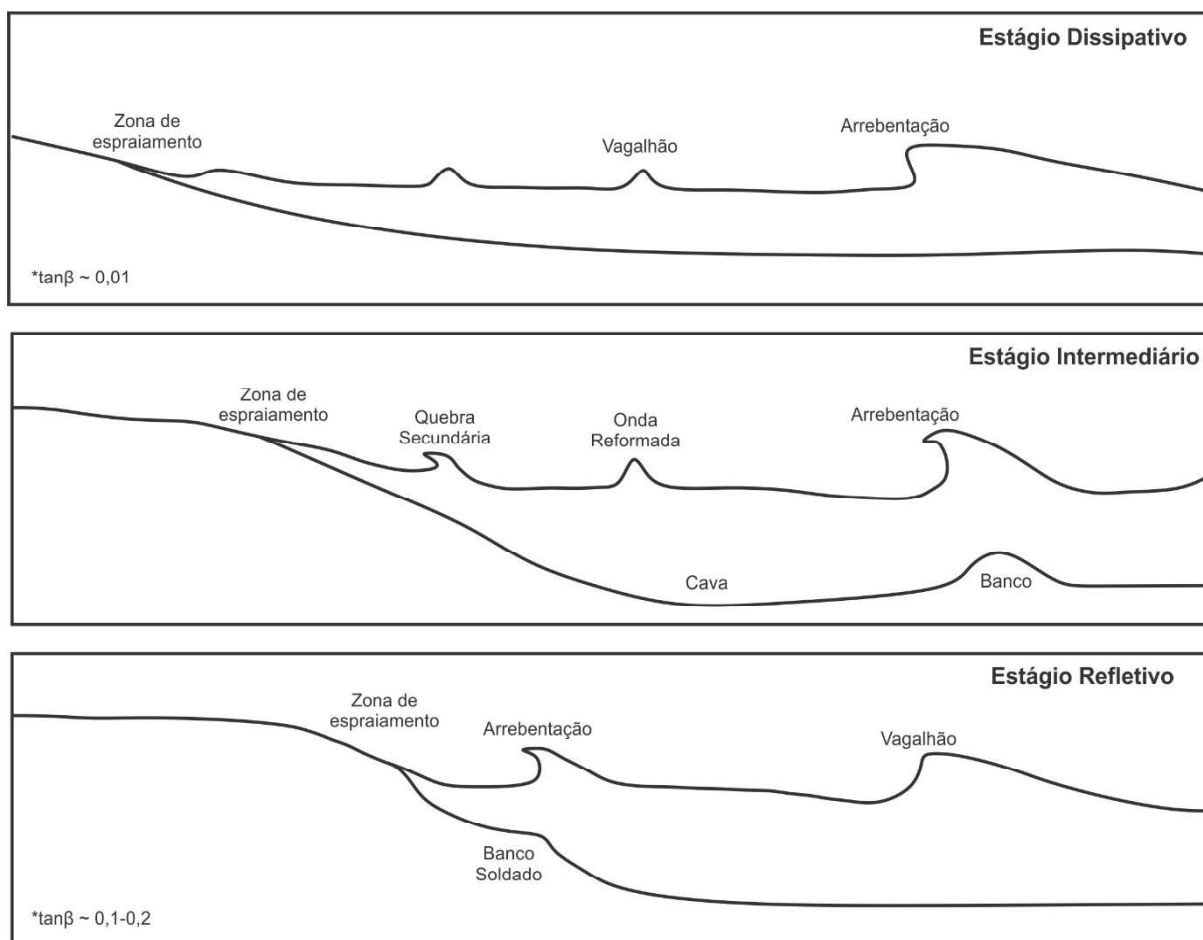


Figura 4 - Comportamento e morfologia dos diferentes estágios praias levando em consideração a dissipação de ondas na zona de espraçamento ($\tan\beta$: declividade do terreno). Adaptado de Wright & Short (1983).

Geralmente, o fluxo reverso está associado aos níveis de espraçamento máximo, correspondendo ao comportamento do espraçamento em praias dissipativas. Em praias refletivas o movimento ocorre após o espraçamento alcançar seu limite máximo como fluxo ininterruptivo, o *runup*.

A partir deste conceito, estudos utilizando diferentes métodos (MASSELINK *et al.*, 2010; POWER *et al.*, 2011), demonstraram as principais diferenças de comportamento entre os dois movimentos que compõem o espraçamento. Geralmente fluxos recorrentes do máximo espraçamento são originados por influência de ondas que, especialmente em praias mais íngremes (de

intermediárias à refletivas), estão sob o efeito do refluxo 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 do espraçamento seja quase uniforme. Isso faz com que o fluxo acelere em direção a face praia, demonstrando que a turbulência presente na estrutura das ondas seja um processo limitador do movimento ininterruptivo, o que influencia no transporte de sedimentos (LONGO *et al.*, 2002).

Isto demonstra coerência entre os resultados alcançados anteriormente (HUGHES *et al.*, 1997; MAS-

SELINK & HUGHES, 1998), nas quais são apontadas maiores velocidades do espraimento máximo em praias íngremes (até 3.5 m/s), do que em praias planas (inferior a 2 m/s). A importância em 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), na Catalunha (Espanha), afirma-se que a zona de espraimento mais refletiva é caracterizada por movimentos de refluxo mais intensos que o próprio espraimento máximo, promovendo suspensão de quantidades expressivas de sedimentos. Devido a intensidade do movimento, ocorre a interação com a onda subsequente. Isto demonstra que o fluxo reverso é energeticamente mais dinâmico e, conseqüentemente, mais célere para estas praias.

A questão pode ser entendida do ponto de vista que é possível que o movimento de irrupção acelere rapidamente na parte inferior da zona de espraimento, logo após ocorrer o colapso da onda. Porém, esta mesma velocidade não é registrada adiante, devido as variáveis já citadas como o declive, atrito, entre outros.

O fluxo inrruptivo pode ser determinado por movimentos turbulentos que ocorrem em intervalos de tempo relativamente menores, prejudicando a estabilidade na estrutura da onda. Assim, esses movimentos e a quantidade de água percolada na face durante o primeiro fluxo, influenciarão diretamente o refluxo. O movimento de refluxo tem sua determinação a partir do cisalhamento derivado do contato com a face, forças gravitacionais, processos friccionais, e o gradiente de pressão da costa (PETTI & LONGO, 2001).

Puleo & Holland (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 refluxo. A colisão entre os movimentos pode provocar um perfil comum para praias íngremes, gerado por vórtices do refluxo, demonstrando a eficiência na suspensão de sedimentos (MATSUNAGA & HONJI, 1980; BAUER & ALLEN, 1995).

Desse modo, é possível caracterizar e classificar estes dois movimentos. O fluxo de ascensão possui um caráter de desaceleração, enquanto o refluxo é tido como um fluxo de aceleração gradual até atingir sua fase final (CONLEY & INMAN, 1994).

3. Elementos Morfológicos

3.1 Face de Praia

A face de praia pode ser considerada onde ocorre fisicamente o processo de espraimento. Ou seja, é lá onde efetivamente o espraimento da onda acontece, sendo esta região tida como equivalente morfológico ao espraimento devido as rápidas mudanças e adaptações. As mudanças são originadas a partir da atuação do ciclo de espraimento sobre o terreno (BLENKINSOPP *et al.*, 2011). Um declive acentuado é característico nesta faixa. Em praias nas quais as maiores mudanças morfológicas acontecem sobre influência da baixa-mar, a face pode ser notada de forma mais clara. De outro modo, em praias onde os processos que determinam as mudanças ocorrem na preamar, esta faixa não é tão evidente por estar exposta a processos das zonas adjacentes (MUEHE, 1995; 1996). Diante disso, pesquisas consideram a zona de arrebentação, espraimento e a face de praia componentes de um único sistema. No entanto, a face é limitada internamente pelo contato com a zona de espraimento e sua parte externa correspondente é limitado pelo início do pós-praia, sendo comum feições como bermas (KOMAR & INMAN, 1970; GUARD & BALDOCK, 2007).

Desse modo, embora exista um conceito a respeito de um perfil praiial em equilíbrio (DEAN, 1991), as questões referentes a evolução a partir da face são pertinentes (BALDOCK *et al.*, 2011). A importância da face praiial converge do ponto de vista no qual esta região é atribuída como depósito de sedimentos subaéreos. Os sedimentos, por sua vez, são dispostos a partir do movimento do espraimento, e a sua granulometria é um ponto determinante nos processos de infiltração e exfiltração na faixa (TURNER & MASSELINK, 1998).

Neste contexto, o declive da face praiial é fundamental para a variação morfodinâmica, uma vez que este fator limita o espraimento, controlando o seu máximo (VOUSDOUKAS *et al.*, 2012b). Além disso, as previsões das mudanças na face são indispensáveis na análise da morfologia costeira a longo prazo (ALMEIDA *et al.*, 2013).

Estudos utilizando modelagem numérica (WANG *et al.*, 2007), também foram empregados para prever o perfil de equilíbrio e o gradiente praiial. Estes estudos foram baseados em resultados observados em Dean

(1991) para validação desses modelos. Foram demonstradas relações empíricas entre a altura e período de onda em águas profundas, granulometria do sedimento, altura de ondas na quebra e as implicações destes fatores na evolução da face (eq. 02). O uso destes parâmetros demonstra a relação com o espraiamento, considerando que os mesmos também são adotados para análise do espraiamento. Do mesmo modo, esta expressão pode ser extrapolada para valores que representem distâncias maiores em direção ao mar aberto.

$$h = Ay^{2/3} \quad (2)$$

Nesta equação h representa a profundidade na zona de arrebentação, considerando a distância (y) em que esta se encontra da costa (face praial), e A o parâmetro da escala do perfil dado em comprimento. Estes dados estão relacionados com a dissipação de energia da onda por unidade de volume (D^*) ainda na arrebentação. Desse modo, estão relacionadas estas duas informações como teoria linear de ondas em águas rasas (eq. 03).

$$A = \left[\frac{24D}{5\rho g^{3/2}K^2} \right] \quad (3)$$

A densidade da massa de água é representada por ρ , g é a gravidade, e K significa a constante relacionada à altura de onda para a profundidade na arrebentação.

Muito embora existam críticas aos modelos, é comum a utilização deles para projetos de engenharia ligados a proteção costeira, como a construção muros de contenção, molhes e outros para fins de regulação (ZHENG & DEAN, 1997).

Contudo, trabalhos pontuais (MASSELINK & HUGHES, 1998; MASSELINK & PULEO, 2006) demonstraram que a face de praia pode estar em equilíbrio com a constante ação do espraiamento quando a quantidade de sedimento transportado é semelhante para os dois movimentos (inrrupção e refluxo).

3.2 Bermas

Bermas praias são consideradas como terraços arenosos, posicionados na parte subaérea mais externa da face praial, sendo originadas a partir do acúmulo

de sedimentos resultantes do movimento do ciclo do espraiamento e variação da maré. Elas também podem ser consideradas como um limite externo para a faixa 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 tanto em praias com sedimentos de maior granulometria (praias cascalhosas), como também praias arenosas, assumindo importante papel na evolução morfológica, já que sua presença é associada a elevação da costa. Ao mesmo tempo, sua formação está relacionada com a pouca atuação do fluxo reverso sobre a faixa intermediária da face de praia, perdendo potencial energético devido ao processo de percolação, resultado do potencial poroso que este tipo de sedimento possui sobre o terreno (MASSELINK & LI, 2001). O esquema apresentado na Figura 5 demonstra a formação de uma berma dividida em fases numa praia que corresponde ao estágio intermediário com tendências a refletividade.

No esquema é demonstrado o início da formação de uma berma a partir de uma face praial com considerável gradiente (Figura 5a). As condições favoráveis para o transporte de sedimentos originados da arrebentação até a parte subaérea, define o crescimento da berma, que ocorre tanto vertical como horizontalmente (Figura 5b). Quando acontece o final do crescimento vertical da berma devido a desestabilização de massa, tem-se início o crescimento horizontal (Figura 5c). Isso ocorre durante a preamar, quando o transporte na parte inferior do espraiamento causa a inclinação do perfil e o transporte no sentido da costa diminui, contribuindo no desenvolvimento horizontal, que também pode ser uma berma-vazante. Esta berma-vazante é trazida para a parte superior da face pela ação do espraiamento de preamar que a desgasta e transporta o material (Figura 5d). Um ciclo completo disposto com as 4 fases só é possível se houver tempo suficiente entre eventos erosivos (WEIR *et al.*, 2006).

Estudos realizados anteriormente (SUNAMURA, 1975; TAKEDA & SUNAMURA, 1986), apontaram a relação entre a altura da berma, nível do mar, altura média e comprimento de ondas, e flutuações do ciclo da maré. Sendo assim, em condições que são apresentados altos valores para o nível do mar e altura de ondas, é esperado a formação de bermas maiores.

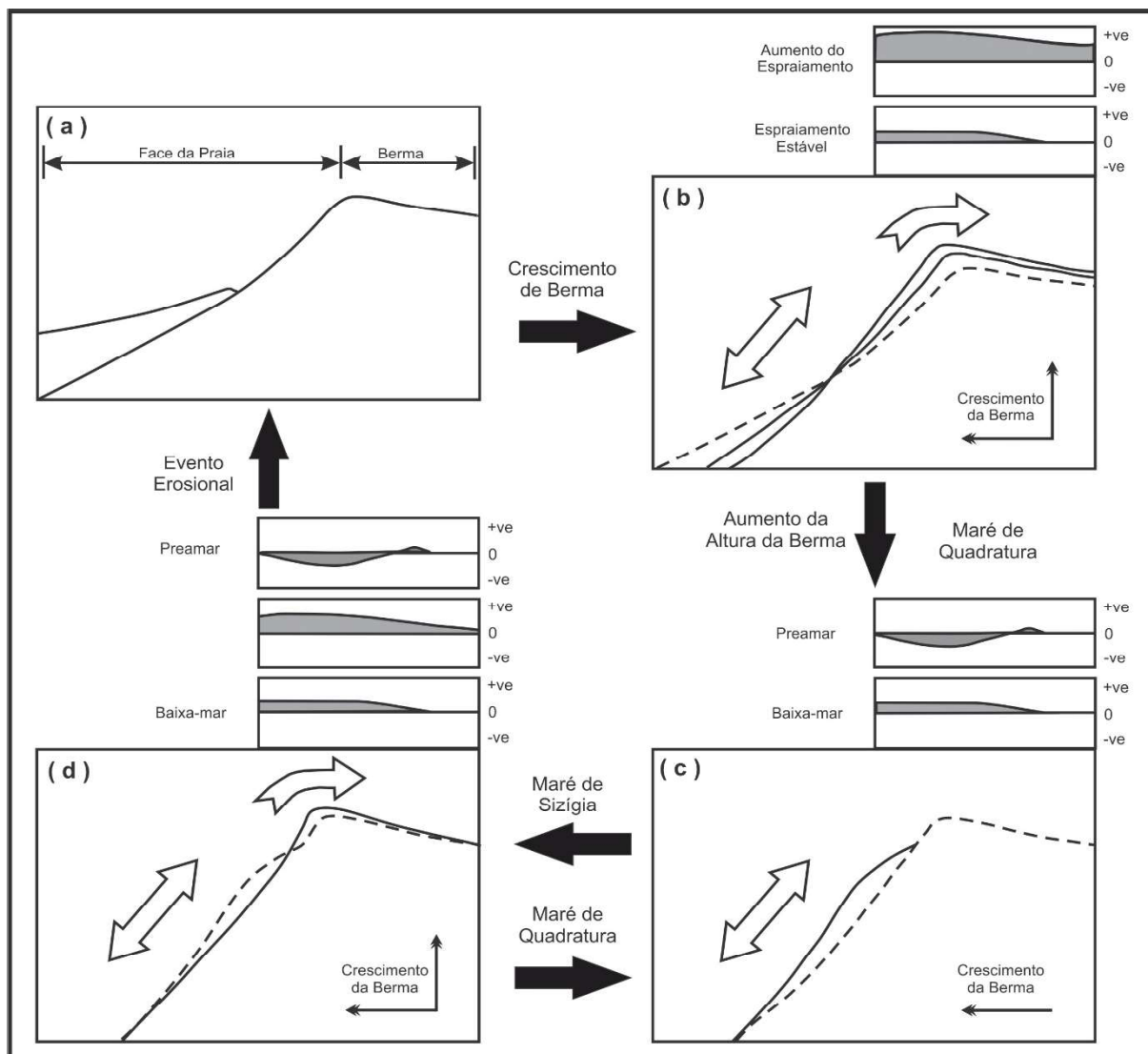


Figura 5 - O quadro acima demonstra o modelo elaborado de Weir et al. (2006), no qual é mostrada as fases de crescimento de uma berma numa praia intermediária com tendências refletivas. A fase 1 (a) mostra o perfil da face de praia típico com considerável gradiente e crista da berma; na fase 2 (b) o rápido crescimento vertical da crista é provocado pelo aumento do espraimento; durante a fase 3 (c) a lenta

Entretanto, estes autores concluíram não existir relação entre a altura da berma e a granulometria dos sedimentos dispostos, justificando a abrangência de bermas para diferentes tipos de praia. Diante disso, Okazaiu & Sunamura (1994) incluíram o “fator de redução” para quantificar a altura da berma, relacionando a rugosidade e permeabilidade do terreno com a granulometria.

Segundo o estudo de Hine, (1979), existem três principais mecanismos para a formação das bermas. O primeiro mecanismo está ligado a migração e soldagem do banco arenoso intermareal à face de praia (AAGAARD & HUGHES, 2006). Desse modo é criado um terraço com suave declive em direção ao

mar que, ocasionalmente, inclina dando início a outra berma. O segundo envolve um rápido crescimento do banco semelhante ao primeiro mecanismo. Isto ocorre quando em baixa-mar o galgamento do espraimento é interrompido resultando numa maior inclinação da face praial em direção ao banco. Posteriormente, durante a preamar ocorre o aumento do espraimento máximo, influenciando no desenvolvimento da crista da berma.

As variações do ciclo de maré são decisivos para o terceiro mecanismo. Durante eventos de baixa-mar, o espraimento máximo não alcança a crista da berma, fazendo com que ocorra acúmulo de sedimentos na parte inferior da face. Já em períodos de preamar, os

sedimentos que compõem esta feição são transportadas para o topo da berma (crista). Muito embora os resultados deste estudo demonstrem que as taxas de transporte longitudinal determinam o tipo de mecanismo atuante na formação das bermas (HINE, 1979), eles comprovam que todos os mecanismos são efetivos no transporte de sedimentos transversalmente, o que aponta coerência entre os estudos.

Contudo, a influência da maré sobre a altura da berma não se limita ao fato de ocorrer acréscimo de sedimentos durante a preamar ou baixa-mar (MASSELINK & SHORT, 1993). Existem trabalhos (STRAHLER, 1966) no qual é apontado uma relação ainda mais ampla que a sugerida. Durante a preamar ocorre acreção na região da face praial acima do ponto de escoamento do lençol freático, onde a infiltração é intensificada e a competência de transporte pelo movimento de irrupção é superior ao fluxo reverso.

O estudo de Austin & Masselink (2006) demonstrou que existe uma relação na qual a competência de transportar e depositar sedimentos é reduzida devido a infiltração provocada pelo espraiamento acima do ponto de escoamento do lençol freático. Isto leva a conclusão que, tanto a influência da variação da maré, como a deposição de sedimentos, estão ligadas intimamente ao processo de infiltração provocada pelo ciclo do espraiamento, que pode ser considerado como fator controlador do posicionamento da berma na face de praia.

Estas formações são responsáveis pelo aumento vertical do perfil praial. Isto tende a produzir um gradiente no perfil onde existe uma crescente próximo a crista da berma em direção ao mar, e um suave mergulho em direção a costa.

A relação entre o desenvolvimento da berma e o espraiamento máximo consiste no aumento das variáveis que influenciam o movimento. Ao mesmo tempo, as maiores ondas erodem a face de praia, o que diminui a altura da berma. Este processo também é conhecido como “paradoxo da altura da berma” (HUGHES & TURNER, 1999; WEIR *et al.*, 2006). Para se resolver esta questão é utilizada a previsão do transporte de sedimentos em direção à costa. O estudo realizado por Kemp (1975) demonstrou que as interações entre a função do espraiamento e o transporte de sedimentos em determinadas praias, funciona como controle na direção do transporte, principalmente de resistência ao processo, o que seria o procedimento inicial para formação das bermas.

3.3 Cúspides

As cúspides praiais também são um resultado da contínua atuação do espraiamento sobre a face, sendo características de linhas de costas rítmicas (MASSELINK & PATTIARATCHI, 1998). Elas possuem gradiente acentuado, com cristas (extremidades) em direção ao mar, formando pequenas baías (enseadas). Os principais tipos de cúspides são originadas a partir de bermas e condições acrescionais (MASSELINK *et al.*, 1997).

Estudos (GUZA & INMAN, 1975; WERNER & FINK, 1993) tentaram desvendar o processo de formação das cúspides dentro da face praial. Na pesquisa de Seymour & Aubrey (1985), é sugerido que o desenvolvimento de cúspides aconteça durante o instante em que o nível de água é suficiente para que ocorra uma perturbação na topografia praial. Esta afirmação esclarece em partes a formação das cúspides, servindo de ponto inicial. Outras pesquisas (SALLENGER, 1979; MILLER *et al.*, 1989) propõem que as condições favoráveis para que ocorra a formação das cúspides é quando ondas incidentes atuam sobre a linha de costa de praias com tendência a refletividade.

Existe um consenso geral em relação a formação de cúspides que é apoiado na idealização que estas feições se formam devido a interação entre desníveis naturais presentes na topografia da face e o movimento de fluidos (ondas) no espraiamento. As características presentes na morfologia são erodidas ao longo do tempo pelo espraiamento, sendo transformadas em pequenas baías, até exista um equilíbrio entre circulação no espraiamento e topografia praial (MASSELINK, 1999). Este equilíbrio ocorre a medida que o período do espraiamento e onda incidente se assemelham.

Apoiado nestes conceitos, Masselink & Pattiaratchi (1998) demonstraram numericamente as condições necessárias para a formação de cúspide, como também os fatores que as limitam.

Para tanto, foram utilizados parâmetros que relacionam o estágio praial com elementos que compõem este determinado tipo de praia, além de parâmetros de similaridade para a arrebenção (GOURLAY, 1980), como demonstra a equação 4:

$$\xi = \frac{\tan\beta}{\sqrt{\frac{H_b}{L_0}}} \quad (4)$$

Aqui $\tan \beta$ representa o gradiente da face de praia, e L_o é o comprimento da onda em águas profundas, H_b/H_o é a altura de onda na quebra. O estudo apontou que o desenvolvimento de cúspides ocorre em valores $\xi > 1.2$. Valores registrados como $\xi < 1.2$ limitam o desenvolvimento destas feições. Assim, o estudo sugere que o crescimento das cúspides possa ser influenciado por condições de quebra crescente.

A relação das cúspides com o espraimento também pode ser inversa, sendo estas feições responsáveis pela modificação no ciclo do espraimento. As cúspides vão se adaptando aos diferentes tipos de fluxo, gerando

características particulares. Assim, elas são afetadas de diferentes formas, refletindo este comportamento no espraimento que, por sua vez, influencia em sua morfologia.

Existem diferentes tipos de cúspides, sendo elas: 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 espraimento (ou máximo espraimento) (v). A Figura 6 ilustra as características e condições necessárias para formação de cada tipo de cúspide, segundo o estudo de Masselink & Pattiaratchi (1998).

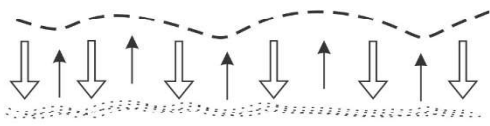
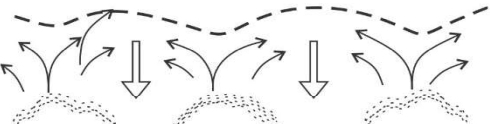
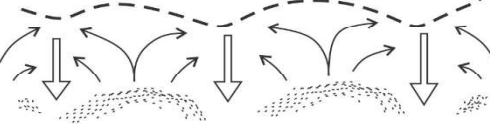
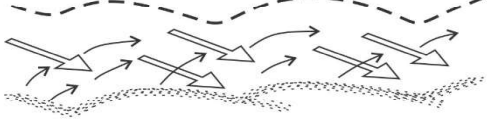
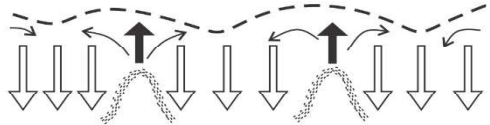
CIRCULAÇÃO DE ÁGUA NO ESPRAIMENTO	DESCRIÇÃO
CONDIÇÕES DE TEMPO BOM	
a) 	OSCILATÓRIA <ul style="list-style-type: none"> • Predominante bidimensional, fluxo para cima e para baixo da praia; • Fluxo fraco nas cristas divergentes; • Fluxo fraco nos embaiamentos.
b) 	CRISTAS DIVERGENTES <ul style="list-style-type: none"> • O espraimento máximo é desviado da crista para o embaiamento; • No embaiamento os fluxos convergem para a formação do movimento de retorno; • Mini-rips se formam opostas ao embaiamento.
c) 	CRISTA CONVERGENTE <ul style="list-style-type: none"> • Espraimento máximo entra no embaiamento e é propagado lateralmente seguindo o contorno deste; • Mini-rips são formadas opostas ao embaiamento.
CONDIÇÕES DE TEMPESTADE	
d) 	DISPERSÃO <ul style="list-style-type: none"> • Movimento máximo do espraimento oblíquo à frente da face da praia; • Movimento de retorno segue um arco parabólico; • Deriva litoral pronunciada.
e) 	JATO DE ESPRAIMENTO <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 espraimento máximo forma pequenos jatos que são propagados lateralmente.

Figura 6 - Diferentes formas de circulação do espraimento derivados dos diferentes fluxos gerados por características particulares das cúspides, demonstrando assim que não possuem o mesmo padrão. Modificado de Masselink & Pattiaratchi (1998).

Os componentes do ciclo do espraçamento (fluxo irruptivo e reverso) são pouco afetados pela morfologia das cúpides inicialmente. No entanto, o fluxo relacionado as cristas divergentes é caracterizado por uma deflexão durante o fluxo irruptivo. Este fluxo é concentrado no embaiamento resultando na formação de pequenas marcas, as *mini-rips*.

No fluxo resultante de cristas convergentes, o espraçamento ocorre quando a irrupção atinge o embaiamento alinhando-se com contornos do próprio movimento. Os resquícios do movimento inicial atuam sobre os lados produzindo outras cristas, iniciando o fluxo reverso concentrado nas cristas. Quando as ondas se aproximam da linha de costa obliquamente, é gerado um fluxo de dispersão de modo que o fluxo de irrupção e o reverso atravessem longitudinalmente a face praial 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. No instante em que a energia do fluxo de irrupção é maior que o fluxo reverso, ele é rompido. Isto faz com que ela tenha ligeira diminuição e espalhe-se pelo embaiamento (MASSELINK *et al.*, 1997; VAN GAALEN *et al.*, 2011).

A relação entre o espraçamento e a morfologia da cúpide não é totalmente compreendido, como também as implicações dos diferentes tipos de fluxo de espraçamento para o desenvolvimento das cúpides (GARNIER *et al.*, 2010; VOUSDOKAS, 2012a). É considerado que o espraçamento se dirija do embaiamento para a extremidade provocando erosão e acrescentando sedimentos na cava formada, o que pode ser avaliado como ponto inicial da destruição da morfologia da cúpide (HOLLAND & HOLMAN, 1996).

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 a este processo (HUGHES *et al.*, 1997; ELFRINK & BALDOCK, 2002). A formação de fluxos verticais através do leito, é resultado do intenso dinamismo do espraçamento, gerando implicações para o transporte de sedimentos (BUTT & RUSSELL, 2000). Assim, o processo de infiltração e exfiltração funciona como

mecanismo secundário. Estes fluxos verticais estão diretamente relacionados a percolação de água sobre a face que influencia diretamente o ciclo do espraçamento determinando a assimetria do mesmo (PACKWOOD, 1983; BUTT *et al.*, 2009).

Em praias onde a morfologia é dominada pela ação das marés, a infiltração depende da fase da maré. A predominância ocorre durante a subida da maré, quando ela é considerada circunstancialmente ativa. Se desse modo a ação da maré não for suficiente, a quantidade de água infiltrada durante o movimento irruptivo vai depender inicialmente da permeabilidade (condutividade hidráulica) da praia. A permeabilidade está ligada diretamente ao tamanho do grão. Quanto maior a granulometria, maior será a permeabilidade daquele terreno, levando ao aumento do gradiente da face (HEISS *et al.*, 2014).

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 espraçamento pela saturação na face. 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 próxima ao leito (MASSELINK & LI, 2001).

Estudos anteriores (KEMP, 1975) citam que a infiltração do espraçamento provocada pelo fluxo de irrupção enfraquece o movimento posterior, de modo que o volume do movimento de refluxo é prejudicado. Assim, em praias que são formadas por sedimentos de maior diâmetro, ocorrerá a redução no volume do refluxo provocado pela quantidade de água percolada no leito (TURNER & MASSELINK, 1998). Outras pesquisas (WADELL, 1976) corroboram com o estudo de Kemp (1975), documentando que este efeito é atribuído ao fator da percolação de água na face de praia como responsável pela redução deste volume. Em Quick (1991) é sugerido que exista uma relação entre o gradiente da face e a quantidade de água percolada. No estudo é sugerido que o gradiente resultante da infiltração aumenta devido a quantidade de água percolada nesta região. Entretanto, este mecanismo em praias que são formadas por sedimentos com granulometria de média a fina não pode ser empregado como agente controlador do gradiente da face devido à instabilidade provocada por este tipo de sedimento diante a sua densidade, o que também o leva ser movido pelo movimento do espraçamento.

Nesse contexto, estudos (BAIRD & HORN, 1996; HORN, 1997) afirmam que devido ao rápido escoamento da água na face, forças de pressão aumentem e atuem verticalmente sobre a sub-superfície atingindo a parte superior do fluxo reverso, influenciando na intensidade da exfiltração. Isso faz com que a camada superior de sedimentos se torne saturada.

Durante o fluxo de irrupção, esta pressão irá se propagar entre as camadas de sedimentos. Em seguida, com o fluxo reverso, haverá a rápida diminuição da pressão dos poros produzindo forças verticais em direção a superfície.

Com as camadas superiores fluidizadas, acontecerá o aumento do transporte de sedimentos devido a menor densidade deste. O modelo de Baird & Horn (1996) testa esta hipótese concluindo que nos últimos estágios do fluxo reverso ocorre 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 assim acontecerá desestabilizando a face que afetará o gradiente. A Figura 6 ilustra o momento no qual acontece a estabilização e a desestabilização na face pelos gradientes de pressão e consequentemente percolação de água.

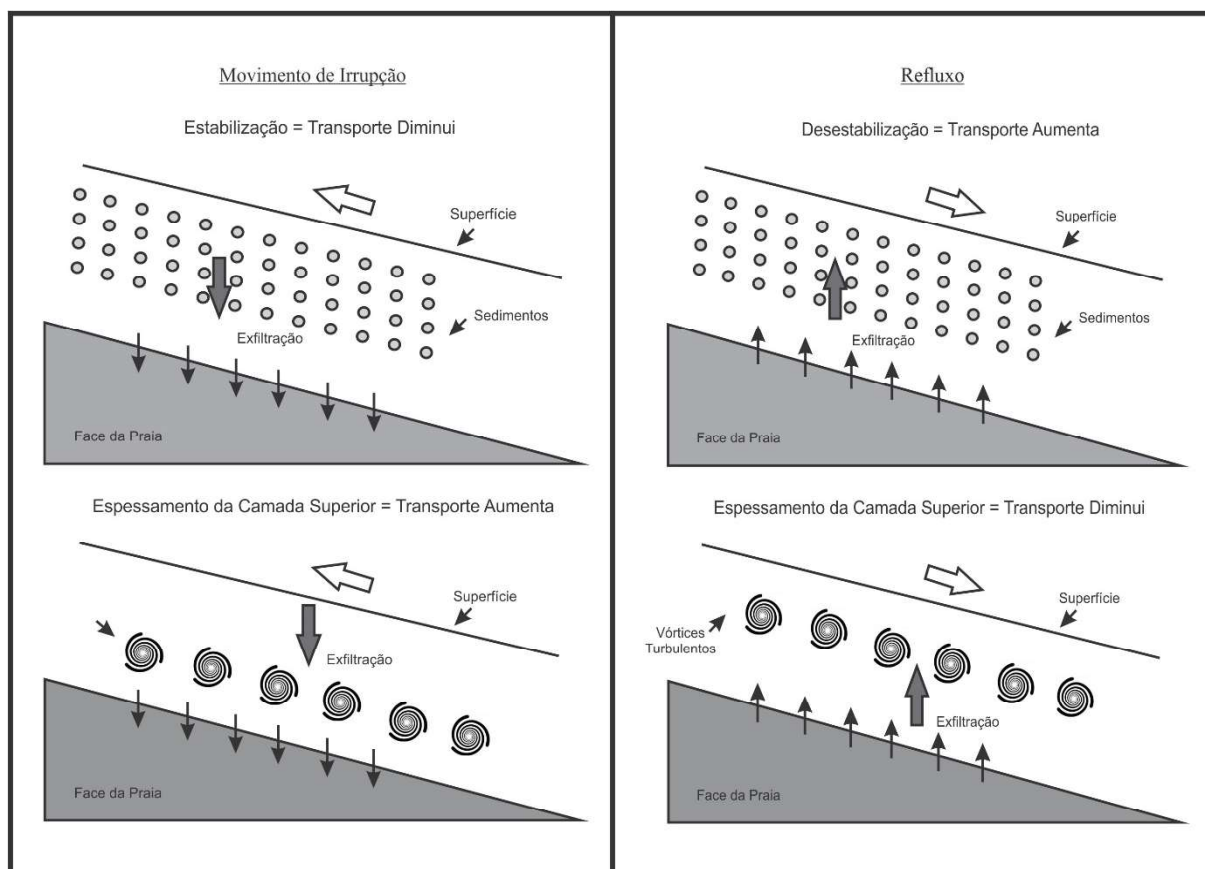


Figura 7 – O primeiro momento (1), representa o movimento de irrupção que promove a estabilização do sedimento e espessamento da camada superior a partir da infiltração durante o movimento de ascensão. No segundo momento (2), ocorre o fluxo reverso que promove a desestabilização do sedimento e espessamento da camada superior a partir da exfiltração durante o refluxo. Modificado de Masselink & Li (2001).

Por outro lado, os gradientes de pressão produzidos durante o fluxo de irruptivo aumentam o peso efetivo dos sedimentos, diminuindo o transporte e estabilizando a face por aumento da densidade (MASSELINK & HUGHES, 1998), como demonstrado.

Estudos realizados em laboratório (CONLEY & INMAN, 1994), apontaram que a espessura da cama-

da superficial de sedimentos diminui na infiltração, e aumenta na exfiltração. Os vórtices gerados durante a infiltração são mantidos mais próximos a superfície, o que aumenta o potencial de transporte.

Na exfiltração estes vórtices são elevados, mas não próximos a superfície, 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 fluxo de irrupção, como no reverso, os efeitos da infiltração e exfiltração parecem ser influenciados pelo transporte de sedimentos em direção ao mar. Isto vai de encontro com conceitos relacionados a estabilização da face praial (WANG *et al.*, 2007). Desse modo, durante o fluxo irruptivo o efeito da estabilização domina a camada superficial. No fluxo reverso, ocorre o inverso, a desestabilização exerce maior domínio sobre a camada (mais espessa), como evidenciado.

5. Banda Incidente e Infragravidade

A dificuldade em obter dados relativos a respeito do ambiente de espraiamento não reside apenas na forma de coletá-los, mas também em sua quantificação. Em estudos estatísticos sobre a zona de espraiamento, os melhores resultados são alcançados a partir de um quadro de amostragem de referência Euraliana. Porém, o comportamento do espraiamento de um modo geral acontece distintamente em fluxos Lagrangianos (FALKOVICH, 2011). Pela complexidade na compreensão da hidrodinâmica do espraiamento a partir de referências Lagrangianas, as medições são baseadas em fluxos Eurlianos (LONGUET-HIGGINS, 1986; HUGHES & BALDOCK, 2004).

Este fato se deve a não-linearidade e a resposta entre os produtos dos fluxos serem comuns, requerendo matrizes densas para dados. Além disso, o próprio ambiente costeiro 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 espraiamento, uma vez que a dissipação das ondas ocorre em direção a costa. Estas variáveis são divididas em duas frequências que determinam suas bandas atuantes: a banda incidente (correspondente a ondas de gravidade com frequências entre 0.33 e 0.05 Hz, período equivalente a 3.03 e 20 segundos, respectivamente); e a de infragravidade (ondas ocorrendo entre 0.05 a 0.003 Hz, com período de 20 a 334 segundos). O tipo de banda predominante irá depender das condições de ondas a partir da arrebentação, influência da costa sobre o comportamento das ondas (refração, ou difração) e a morfologia da praia (BAKHTYAR *et al.*, 2009). Utilizando parâmetros que são correlativos com as condições na arrebentação ela pode ser prevista, como

demonstra a equação 5 a seguir:

$$\varepsilon_b = \frac{4\pi^2 H_b}{2gT^2 \tan^2 \beta} \quad (5)$$

Nesta equação é definido que a altura de onda na quebra é representada por H_b , gravidade é representada por g , T corresponde ao período da onda incidente na costa, e $\tan \beta$ é a declividade referente ao perfil praial.

Valores de ε_b menores que 2.5 são descritos como pertencentes a banda incidente, indicando condições refletivas, no qual as ondas possuem períodos menores e conseqüentemente menor energia. Assim, valores que ultrapassam 2.5 são considerados como maior energia, pertencentes a banda de infragravidade, apresentando condições dissipativas e espraiamento com longos períodos.

Apesar dos conceitos apontados, trabalhos (VAN DONGEREN *et al.*, 2007) utilizando modelagem numérica, apontaram que tanto a arrebentação como o espraiamento são regiões dominadas por dissipação (frequências) de infragravidade. Isso corrobora com trabalhos anteriores (RAUBENHEIMER & GUZA, 1996), que demonstraram que o espraiamento é composto geralmente por movimentos originados da baixa frequência (infragravidade). Nesse contexto, alguns estudos confirmaram que o espectro do máximo espraiamento em praias com gradiente suave são frequentemente dominados por movimentos de baixa frequência (RAUBENHEIMER, 2002). Sendo assim, praias com praias com características dissipativas são esperadas frequências pertencentes a infragravidade (HOLLAND & HOLMAN, 1993; RUESSINK *et al.*, 1998).

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 desta é transferida em diferentes frequências na quebra.

Para Ruggiero *et al.* (2004), a condição de saturação não implica no aumento da amplitude do espraiamento, 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 de infragravidade como na incidente, a condição de saturação irá apresentar mesmo comportamento no espraiamento.

Um trem de ondas curtas pode contribuir tanto

para alta como para baixa frequência no espraçamento, dentro da interação irrupção/reverso (ERIKSON *et al.*, 2005). Isso ocorre devido a energia das ondas incidentes permanecerem na região de espraçamento, fazendo com que o trem de ondas não reduza o potencial a zero (BALDOCK *et al.*, 1997).

Contudo, é assumido que todos os trens de ondas são desfeitos durante o processo de quebra, e que a importância relativa da energia de infragravidade, está ligado ao grau de dissipação da praia. Deste modo, este comportamento será refletido no comportamento do espraçamento. Em praias com tendências refletivas, os grupos de ondas (trens) tendem a zero, devido à proximidade da arrebentação com a face.

Desse modo, a melhor forma de se investigar qual banda é atuante em um determinado espraçamento, é pelo desenho amostral obtido a partir da densidade espectral das ondas. Pesquisas (HUGHES *et al.*, 2014) obtiveram sucesso neste tipo de abordagem. Eles concluíram que, para cada estágio praiado exista a dominância de uma determinada banda, o que corrobora em partes com pesquisas anteriores.

6. Métodos de Estudos

6.1 Sistema de Armadilhas de Sedimentos

Uma das principais competências do espraçamento é a capacidade que este possui em transportar quantidades consideráveis de sedimentos. Desse modo, estudos realizados (ELFRINK & BALDOCK, 2002; JACKSON *et al.*, 2004) demonstraram a importância deste processo para a evolução morfológica do ambiente praiado a partir da face.

São utilizadas de forma abrangente sistemas de armadilhas de sedimentos em pesquisas para quantificação do transporte. A ideia original para este método foi viabilizada por Katori (1983). Estas armadilhas são compostas de uma abertura retangular confeccionada em alumínio, rede de captura, e uma chapa metálica para fixação junto ao fundo arenoso (Figura 8). O equipamento é posicionado contrário ao fluxo dentro da zona de espraçamento, permitindo a captura e fechando-se com a inversão do mesmo, não permitindo a saída dos sedimentos capturados, como demonstrado a seguir.



Figura 8 – Método de obtenção de dados por armadilha de sedimentos para o espraçamento, obtenção de material in situ. Armadilha construída em alumínio, chapa metálica, tecido de poliéster e barbantes. Figura e modelo adaptados de Fontoura (2004).

A quantificação dos dados obtidos com as armadilhas pode ter duas vertentes: a primeira trata de processos associados a macro e meso-escala. Ou seja, viabiliza a discussão do limite da zona de surfe, características do espraçamento, forçantes e oscilações da linha de praia. A segunda vertente é direcionada a micro-escala, possibilitando a análise cinemática interna do fluxo, turbulência, camada limite do fundo, e a infiltração e exfiltração (FONTOURA, 2004).

Alguns estudos (HUGHES *et al.*, 1997; BLEWETT *et al.*, 1999) evidenciaram a velocidade dos eventos ocorridos no espraçamento empregando armadilhas. Em campo, foram registradas velocidades do movimento de irrupção e reverso variando entre 1 a 3 m/s, com picos de 5 m/s. Neste caso, são considerados volumes da carga de sedimentos, taxas de transporte em escala de eventos (irrupção/reverso), velocidade do fluxo e sedimentos suspensos, esses últimos alcançados com auxílio de dispositivos ópticos (BUTT & RUSSELL, 1999; MASSELINK *et al.*, 2005). Estas variáveis auxiliam no entendimento de como ocorre o transporte dentro do espraçamento, assim como suas diferenças em relação a arrebentação. Nesses estudos, foram registrados valores de até 10 kg/m³ em um único movimento de irrupção utilizando armadilhas. Estes resultados levam a constatação de qual fluxo é mais intenso e determinante na morfologia desta faixa.

No entanto, é considerado o tipo de praia em questão. Praias com maior gradiente, possuem fluxo reverso mais atuante. Neste fluxo ocorre o aumento progressivo da aceleração no espraçamento e máxima concentração de sedimento suspenso, mesmo com turbulência menor, considerando praias com tendências refletivas.

As diferenças entre concentrações de sedimentos suspensos durante o espraçamento máximo foi revelado por Masselink & Hughes (1998). Pesquisas como esta consideram o transporte sob condições de fluxo com menor intensidade como padrão, sendo o fluxo de sedimento de fundo sob suspensão (PULEO *et al.*, 2012). Embora o movimento de refluxo proporcione a formação formas de fundo, a distinção entre tipos de transporte é mantida, considerando que ocorram devido a diferentes mecanismos físicos (ELFRINK & BALDOCK, 2002).

Desta maneira, mesmo com seu emprego amplo e eficaz comprovado no detalhamento e quantificação

do fluxo a partir dos dados de transporte no espraçamento, as armadilhas de sedimentos mostram-se técnicas defasadas devido a evolução tecnológica dispensada atualmente, além da utilização de modelagens numéricas para tais estudos. Também podem ser considerados erros que possam vir a ocorrer com a quantificação devido à proximidade e não reconhecimento das áreas adjacentes ao espraçamento. O emprego isolado deste método limita a pesquisa, sendo necessário a utilização de outros equipamentos para auxiliar no conhecimento da dinâmica real da faixa de espraçamento em questão.

6.2 Medidores Ultrassônicos (UDV)

As análises relacionadas com a velocidade do fluxo na zona de espraçamento também podem ser utilizadas como importante ferramenta para a compreensão do comportamento deste ambiente. São consideradas informações (velocidade, granulometria, hidrodinamismo) obtidas através do fluxo em meios porosos em um gradiente hidráulico. No entanto, ainda reside o desafio em obter dados significativos dentro de um ambiente com constante modificação (GORING & NIKORA, 2002).

Estudos (SUZUKI & KURIYAMA, 2009; BALDOCK *et al.*, 2011) apontaram a grande gama de energia presente no espraçamento e seu potencial para modelar o ambiente praial a partir do processo de erosão ou de acreção 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, os avanços tecnológicos a respeito de métodos proporcionaram o desenvolvimento de ferramentas sofisticadas de medição *in situ*, gerando considerável massa de dados, e melhorando o entendimento a respeito desta importante faixa.

Os sensores de velocidade ultrassônicos adaptados, conhecidos como UDV (Figura 9), permitem maior aproximação a respeito da velocidade dos fluxos e suas implicações (TAKEDA, 1995). Estes sensores são baseados em física e mecânica de fluidos consistindo de medições instantâneas da velocidade em regiões do espraçamento, considerando o comportamento das ondas (HOUSER & BARRETT, 2009).

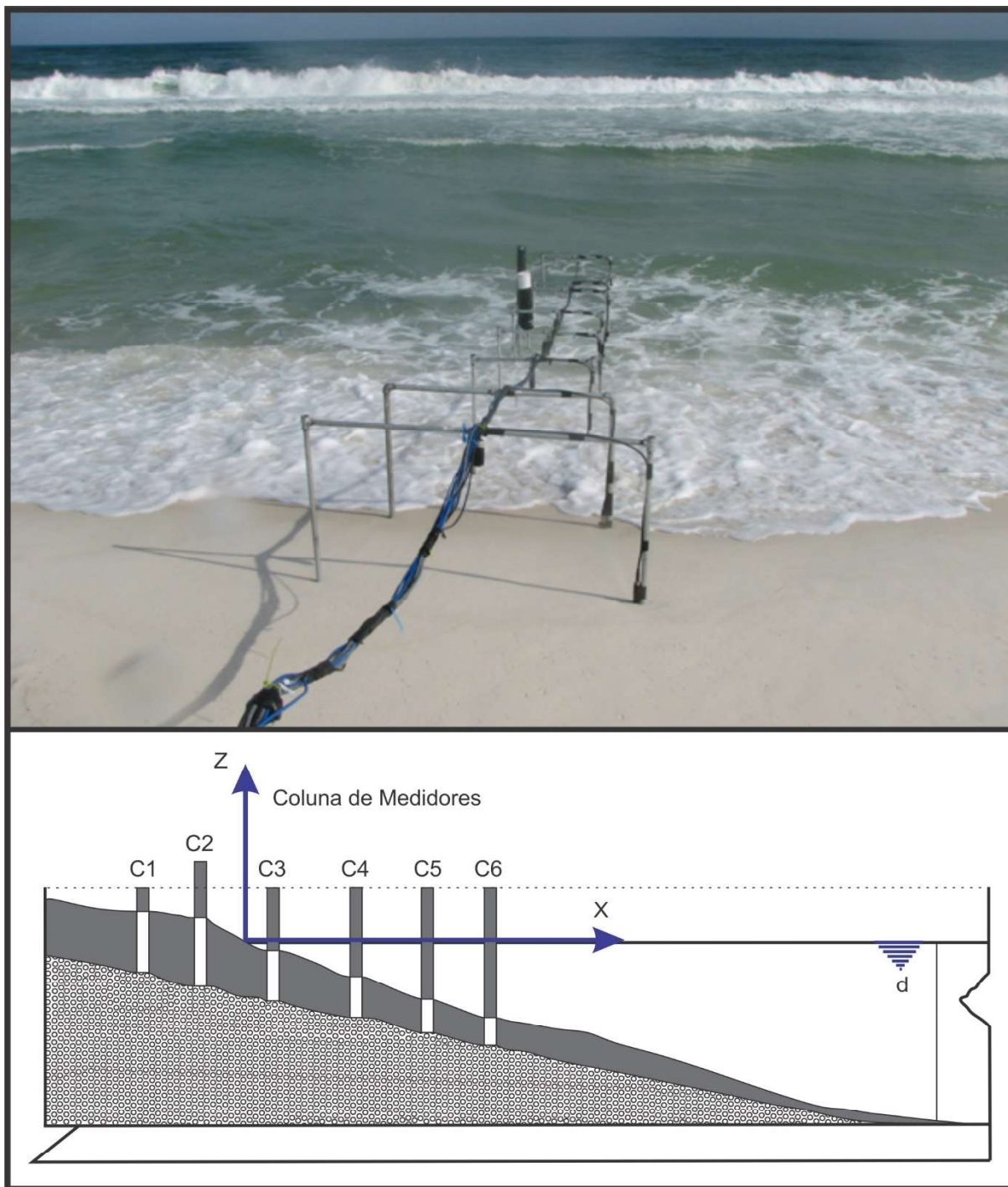


Figura 9 - Sistema de medidores ultrassônicos de velocidade de fluxo no espraçamento utilizados no estudo realizado por Houser & Barrett (2009). Esquema e equipamentos adaptados de Houser & Barrett (2009) e Mihoubi et al. (2012).

Este método considera que as ondas emitam uma posição no tempo no qual um dispositivo transdutor calcula o tempo de viagem de uma partícula numa determinada distância, transformando o sinal de natureza mecânica em sinal elétrico. Isto ocorre devido a pulsações ultrassônicas feitas por *doppler* localizado

em uma sonda que emite sinais por feixes. As partículas submetidas a estes feixes são registradas pela sonda, criando mecanismo de eco que será dependente do ângulo resultante entre o feixe e a direção do fluxo, determinando a velocidade intersticial direta do meio poroso (MIHOUBI et al., 2012). As principais carac-

terísticas deste mecanismo consistem na frequência que promove a velocidade da partícula e a intensidade.

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

No entanto, por se tratar de equipamentos de ponta com alto valor econômico, as pesquisas são restritas, sendo pouco utilizadas ou exploradas. Da mesma forma, pesquisas já realizadas demonstraram a necessidade de incluir métodos que contemplem o transporte de sedimentos e variáveis que influenciam este fenômeno no espriamento, visando a velocidade vertical e propriedades apresentadas pelos sedimentos

(condutividade hidráulica, porosidade, entre outros), mas também variáveis como o período e as condições de ondas incidentes.

Apesar das limitações impostas, os resultados utilizando ferramentas do UDV são surpreendentes e satisfatórias, demonstrando a importância dos processos de interação que acontecem dentro do espriamento.

6.3 Sistema de Escaneamento a Laser (LIDAR)

Pesquisas utilizando métodos cada vez mais avançados de medição *in situ* tem sido amplamente utilizados devido a necessidade do aprimoramento de ferramentas costeiras (PITMAN, 2014). Diante disso, a partir das assimilações e comparações com trabalhos semelhantes ou que são empregadas ferramentas similares, foi elaborada uma abordagem de escaneamento a laser, conhecido como LIDAR (*Light Detection And Ranging*) (Figura 10). Assim, este método foi utilizado para mapeamentos de larga escala da morfologia subaérea e batimetria (BLENKINSOPP *et al.*, 2010; IRISH & WHITE, 1998).

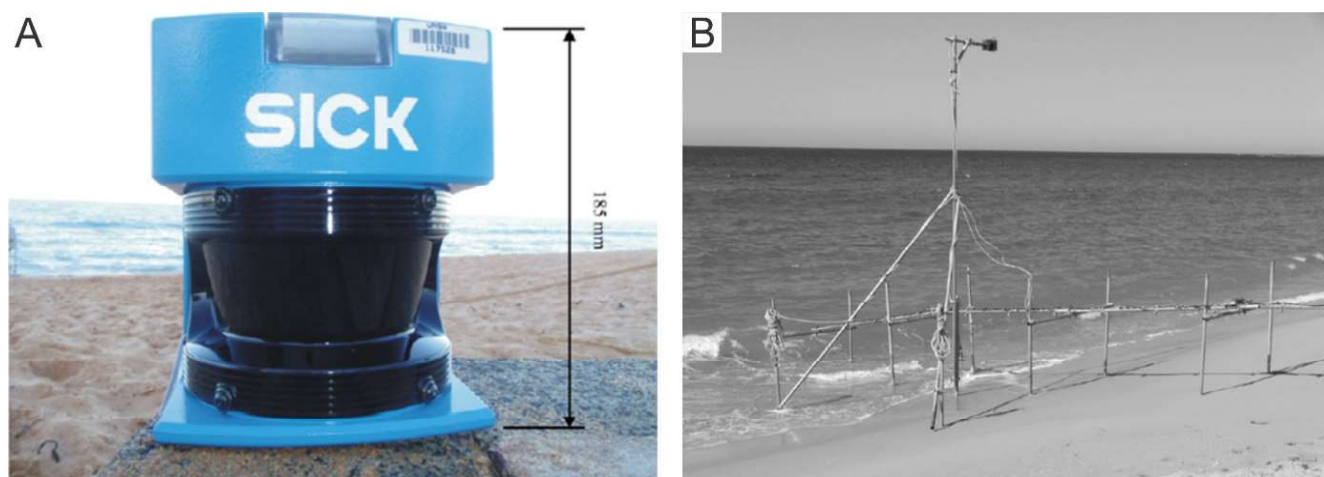


Figura 10 – (A) Modelo de laser scanner para medições *in situ* no espriamento. (B) Estrutura utilizada para adaptação do sistema LIDAR na zona de espriamento. Metodologia adaptada de Blenkinsopp *et al.* (2010).

Mais pesquisas (ALMEIDA *et al.*, 2013; VOUSDOKAS *et al.*, 2014a) foram realizadas e com o aprimoramento os estudos foram voltados a áreas mais precisas. Atualmente o uso do escaneamento a laser é tido como inovação em trabalhos relacionados ao ambiente costeira.

Este dispositivo funciona a partir de tecnologias de sensoriamento remoto no qual são coletadas referências tridimensionais da superfície terrestre (latitude, longi-

tude e elevação). O LIDAR funciona a partir pulsos de laser que são emitidos pelo laser-scanner. Os pulsos são refletidos (múltiplos retornos podem ser registrados) e cada ponto é atribuído uma quantificação para identificação das características presentes. Os intervalos de tempo entre uma transmissão de pulso de laser 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*, *row* e *heave*). Estes dados são transformados em posição horizontal e elevação vertical.

Para ser utilizado no ambiente praial, o equipamento teve sua configuração adaptada. A detecção de superfícies de água não é comum para este equipamento, tendo em vista que as reflexões são translúcidas. Assim, o retorno é conseguido quando o 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 (TURNER *et al.*, 2008; KIKKERT *et al.*, 2013; VOUSDOKAS, 2014a).

Geralmente, para se obter dados do espraimento, o LIDAR é instalado em estruturas altas (maiores que 5 metros), como demonstrado na figura 10, na face com distância de aproximadamente 10 metros do ponto final do espraimento máximo em preamar. Os dados são armazenados em computadores e, posteriormente, processados. Em algumas pesquisas, o LIDAR é instalado

com auxílio de altímetros de ultrassom, para dados de referência da elevação da superfície (BLENKINSOPP *et al.*, 2010).

Desse modo, os dados do LIDAR são consistentes, mesmo que esta ferramenta não tenha sido desenvolvida para tal atividade. A ferramenta apresenta algumas vantagens do ponto de vista logístico quando comparadas a outros métodos. Vantagens como a quantidade de pontos, massa de dados, alta qualidade da resolução espacial e estimativa da velocidade do fluxo dentro do espraimento. Estas vantagens fazem com que o emprego do LIDAR seja uma das melhores abordagens para estudos ligados a região de espraimento na atualidade.

6.4 Sistema de Monitoramento por Vídeo Imagens

A necessidade do acompanhamento dos processos costeiros quase que em tempo real, tem sido objeto das pesquisas ao longo dos anos. Devido à velocidade e as diferentes escalas (espaciais e temporais) são necessários métodos cada vez mais precisos (GUEDES *et al.*, 2009).

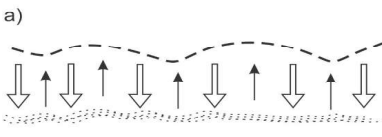
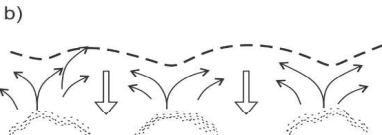
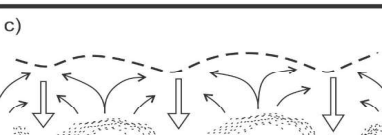
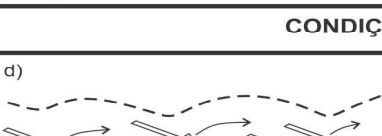
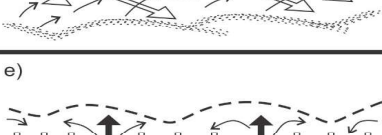
CIRCULAÇÃO DE ÁGUA NO ESPRAIMENTO	DESCRIÇÃO
CONDIÇÕES DE TEMPO BOM	
a) 	OSCILATÓRIA <ul style="list-style-type: none"> • Predominante bidimensional, fluxo para cima e para baixo da praia; • Fluxo fraco nas cristas divergentes; • Fluxo fraco nos embaixamentos.
b) 	CRISTAS DIVERGENTES <ul style="list-style-type: none"> • O espraimento máximo é desviado da crista para o embaixamento; • No embaixamento os fluxos convergem para a formação do movimento de retorno; • Mini-rips se formam opostas ao embaixamento.
c) 	CRISTA CONVERGENTE <ul style="list-style-type: none"> • Espraimento máximo entra no embaixamento e é propagado lateralmente seguindo o contorno deste; • Mini-rips são formadas opostas ao embaixamento.
CONDIÇÕES DE TEMPESTADE	
d) 	DISPERSÃO <ul style="list-style-type: none"> • Movimento máximo do espraimento oblíquo à frente da face da praia; • Movimento de retorno segue um arco parabólico; • Deriva litoral pronunciada.
e) 	JATO DE ESPRAIMENTO <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 espraimento máximo forma pequenos jatos que são propagados lateralmente.

Figura 6 - Diferentes formas de circulação do espraimento derivados dos diferentes fluxos gerados por características particulares das cúspides, demonstrando assim que não possuem o mesmo padrão. Modificado de Masselink & Pattiaratchi (1998).

Assim, o sensoriamento remoto tem sido cada vez mais utilizado para aquisição de dados. O vídeo imageamento tem se tornado mundialmente utilizado na realização de estudos sobre ambientes costeiros (HOLMAN & GUZA, 1984; HOLLAND & HOLMAN, 1996; PEREIRA *et al.*, 2011). Este método é repleto de sinais visuais cujo principal objetivo é investigar variações que ocorrem a curto prazo, compreendendo implicações a

longo termo (PEREIRA *et al.*, 2012; SOBRAL *et al.*, 2013). Estudos sobre morfodinâmica do espraioamento tem sido bastante divulgados e aperfeiçoados (STAN-CANELLI *et al.*, 2011). O pioneiro neste tipo de método é o sistema Argus (HOLMAN & STANLEY, 2007).

Os sistemas de vídeo imagens consistem em câmeras instaladas em pontos altos dentro do perímetro praiado (figura 11), no qual é monitorada o ambiente sendo obtida diferentes tipos de imagens.



Figura 11 - Imagens do sistema de vídeo imagens Orasis instalado na praia do Cupe, Ipojuca (Pernambuco, Brasil).

Geralmente este tipo de sistema é auxiliado pela quantificação de elementos hidrodinâmicos (altura e período de onda, amplitude da maré e ventos), além de informações sobre o perfil praiado (GUEDES *et al.*, 2011). Através de conhecimentos prévios da topografia do ambiente, unidos as imagens dos sistemas, é possível extrair as posições verticais e horizontais de regiões como espraioamento, além de componentes de velocidade (PULEO, 2009), estabelecendo a relação na qual seja considerado os processos na faixa como relevantes.

A robustez dos dados obtidos a partir deste método também reside no intervalo de tempo necessário para se obter dados referentes a pesquisa, sendo necessários apenas alguns dias para alcançar considerável massa de dados.

Para estudos relacionados ao espraioamento, são empregadas ferramentas específicas derivadas do vídeo. A mais conhecida é o empilhamento de imagens (Figura 12), conhecido comumente como *stack* (RAUBENHEIMER & GUZA, 1996).

Esta técnica consiste no empilhamento das imagens obtidas da região de espraioamento, no qual são selecionadas linhas de *pixels* que compõe a imagem, acompanhando a variação luminosa decorrente ao processo de espraioamento da onda (HOLLAND &

HOLMAN, 1993). São aplicados parâmetros estatísticos como o desvio padrão, que representa o espraioamento máximo, importante para estudos relacionados.

Com o aperfeiçoamento da ferramenta, foram criados *softwares* para o melhor aproveitamento dos dados obtidos, gerando uma gama ainda maior de resultados. Estudos recentes (VOUSDOUKAS *et al.*, 2014b; HUGHES *et al.*, 2014) empregaram sistemas de vídeo imageamento para o conhecimento da morfodinâmica praiado através da análise espectral do espraioamento máximo.

Com os resultados obtidos, foi demonstrado a existência de superposições lineares de sinuosidade de fase randômica do nível de água no espraioamento. Estas variações podem ser expressadas por distribuição Gaussiana (STOCKDON *et al.*, 2006). Do mesmo modo, outras pesquisas utilizaram o mesmo método para identificar parâmetros que afetam a forma de medição da altura do espraioamento máximo e também a largura do espectro. Outros utilizaram modelagem numérica para demonstrar a altura deste componente, podendo ser afetada pelo período e direção de propagação da onda (HOLLAND & HOLMAN, 1993; GUZA & FEDDERSEN, 2012).

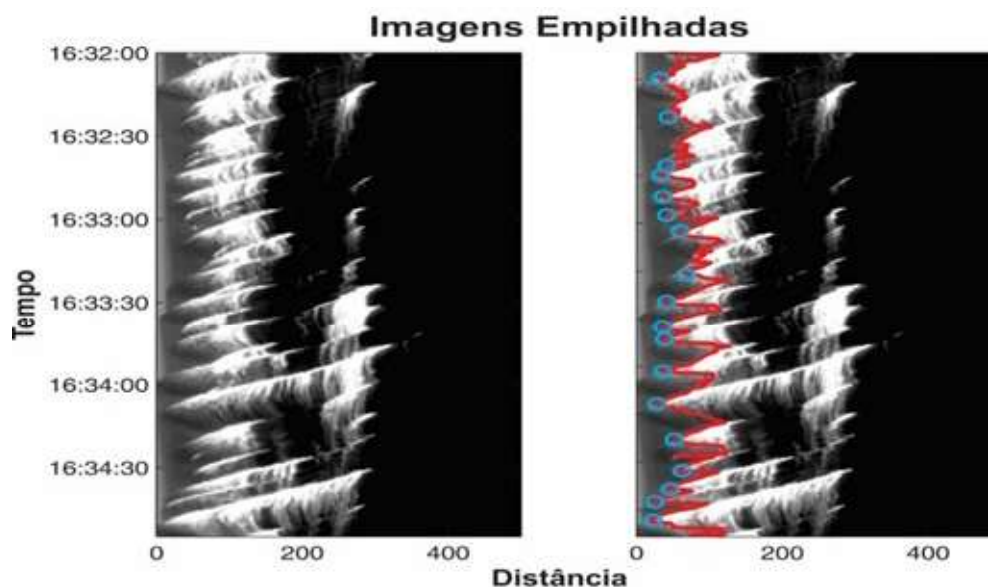


Figura 12 – Técnica de empilhamento de imagens (stack) da zona de espraimento derivadas da utilização de sistema de vídeo imagens (A). Desvio padrão do espraimento (máximo espraimento) registrado pela ferramenta de empilhamento de imagens (B). O Autor (2016).

Assim, sistemas de vídeo imageamento foram estabelecidos como padrão a ser seguido em trabalhos relacionados ao espraimento e morfodinâmica costeira (AAGAARD & HOLM, 1989; KROON *et al.*, 2007). Embora as imagens não forneçam informações das propriedades dos sedimentos, e serem limitadas apenas para uso diurno, elas permitem o rastreamento da interface saturada e insaturada da face, também sendo referido como camada limite do nível de água GWSL (*Groundwater Seepage Line*), componente importante para estudos relacionados (HORN & LI, 2006).

7. Considerações Finais

A evolução dos estudos ligados a zona de espraimento demonstrou a importância desta faixa para o acompanhamento e previsão das modificações recorrentes da evolução praial. Estes estudos exemplificaram a ampla variedade de temas que estão ligados a esta região que podem ser derivados a partir da análise da zona de espraimento, sendo considerada como região chave para o desenvolvimento e equilíbrio do ambiente praial.

O comportamento do espraimento pode elucidar questões referentes aos componentes morfológicos, seja pela disposição no transporte de sedimentos, ou na intensidade das variáveis que o controlam. No entanto, ainda é demonstrado certa carência a respeito de informações sobre as variações em zonas de espraimento

localizadas em diferentes costas. Que, devido a condições desfavoráveis ou falta de ferramentas adequadas, não é possível a obtenção de dados válidos. O emprego de tecnologias como as do LIDAR e o ultrassom demonstraram-se bastante eficientes, mas devido ao seu alto valor comercial dificultam a popularização destas ferramentas. Os sistemas de vídeo imagens se mostram os mais adequados a este tipo de pesquisa, uma vez que sua capacidade em obter grandes massas de dados válidos é aceitável na relação custo/benefício, e ainda possuir manutenção considerada acessível. Embora a utilização deste método seja limitada a períodos de luz do dia, a eficiência do mesmo é mundialmente reconhecida. Os aprimoramentos na filtragem de dados e a utilização de ferramentas complementares ao estudo ainda são necessários não apenas com as ferramentas de vídeo.

Nesse contexto, é objetivada uma abordagem que busque cada vez mais a previsão de condições futuras. Isto pode ser alcançado a partir de pesquisas nas quais são empregados métodos de modelagem numérica para previsão e simulação. E para o acompanhamento preciso e detalhado das variações do espraimento e também de suas forçantes, sugere-se o emprego de ferramentas baseadas em sensoriamento remoto. Desse modo, direciona-se as pesquisas relacionadas a zona de espraimento e suas implicações, na criação de ferramentas que utilizem a junção entre métodos fundamen-

tados em modelagem numérica e sensoriamento remoto para a adequada compreensão da dinâmica desta faixa em diferentes costas. Ao mesmo tempo não se exclui a possibilidade da utilização de métodos de obtenção de dados *in situ* em conjunto, tornando a pesquisa ainda mais robusta com dados da situação real do ambiente.

8. Referências Bibliográficas

- AAGAARD, T.; GREENWOOD, B.; HUGHES, M. Sediment transport on dissipative, intermediate and reflective beaches. **Earth-Science Reviews**, v. 124, p. 32–50, 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.; MASSELINK, G.; RUSSELL, P.; DAVIDSON, M.; POATE, T.; MCCALL, R.; BLENKINSOPP, C.; TURNER, I. 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.; CÁCERES, I.; BROCCINI, M.; BALDOCK, T. E. An experimental study on sediment transport and bed evolution under different swash zone morphological conditions. **Coastal Engineering**, v. 68, p. 31–43, 2012.
- AUSTIN, M. J.; MASSELINK, G. Swash-groundwater interaction on a steep gravel beach. **Continental Shelf Research**, v. 26, p. 2503–2519, 2006.
- 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. BARRY, D. A.; YEGANEH, B. A.; GHAHERI, A. Numerical simulation of surf-swash zone motions and turbulent flow. **Advances in Water Resources**, v. 32, p. 250–263, 2009.
- BALDOCK, T. E.; ALSINA, J. A.; CACERES, I.; VICINANZA, D.; CONTESTABILE, P.; POWER, H.; SANCHEZ-ARCILLA, A. 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, n. 2, p. 214–227, 2011.
- BALDOCK, T. E.; HOLMES, P.; HORN, D. P. Low frequency swash motion induced by wave grouping. **Coastal Engineering**, v. 32, n. 2–3, p. 197–222, 1997.
- BAUER, B. O.; ALLEN, J. R. Beach steps: an evolutionary perspective. **Marine Geology**, v. 123, n. 3–4, p. 143–166, 1995.
- BLENKINSOPP, C. E.; MOLE, M. A.; TURNER, I.; PEIRSON, W. Measurements of the time-varying free-surface profile across the swash zone obtained using an industrial LIDAR. **Coastal Engineering**, v. 57, n. 11–12, p. 1059–1065, 2010.
- BLENKINSOPP, C. E. TURNER, I. L.; MASSELINK, G.; RUSSELL, P. E. Swash zone sediment fluxes: Field observations. **Coastal Engineering**, v. 58, p. 28–44, 2011.
- BLEWETT, J. C., HOLMES P. AND HORN, D. P. **Measurement and modeling of swash hydrodynamics**. New York: Am. Soc. Civ. Eng., 1999.
- BUTT, T.; TINKER, J.; MASSELINK, G.; O’HARE, T.; RUSSELL, P. Field Observations of Sediment Fluxes in the Inner-Surf and Swash Zones. **Journal of Coastal Research**, v. 254, n. 4, p. 991–1001, 2009.
- 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. Suspended sediment transport mechanisms in high-energy swash. **Marine Geology**, v. 161, p. 361–375, 1999.
- CALLIARI, L. J.; MUEHE, D.; HOEFEL, F. G.; TOLDO JR., E. Morfodinâmica praial: uma breve revisão. **Brazilian Journal of Oceanography**, v. 51, n. unico, p. 63–78, 2003.
- CONLEY, D. C.; INMAN, D. L. Ventilated oscillatory boundary layers. **Journal of Fluid Mechanics**, v. 273, n. 1, p. 261, 1994.
- DEAN, R. G. Equilibrium Beach Profiles: Characteristics and Applications. **Journal of Coastal Research**, v. 7, n. 1, p. 53–84, 1991.
- 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, 2002.
- 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.
- ERIKSON, L.; LARSON, M.; HANSON, H. Prediction of swash motion and run-up including the effects of swash interaction. **Coastal Engineering**, v. 52, n. 3, p. 285–302, 2005.
- FALKOVICH, G. **Fluid Mechanics: A Short Course for Physicists**. [s.l.] Cambridge University Press, 2011.

- FONTOURA, J. A. Hidrodinâmica Costeira e Quantificação do Transporte Longitudinal de Sedimentos Não Coesivos na Zona de Surfe das Praias Adjacentes aos Molhes da Barra do Rio Grande, RS, Brasil. Programa de Pós Graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental da Uni. **Porto Alegre, UFRGS. Doutorado**, p. 281, 2004.
- GARNIER, R., ORTEGA-SÁNCHEZ, M., LOSADA, M., FALQUÉS, A., DOOD, N. Beach cusps and inner surf zone progrecesses. **Scienta Marina**, v. 74, n. 3, p. 540–553, 2010.
- GORING, D. G.; NIKORA, V. I. Despiking Acoustic Doppler Velocimeter Data. **Journal of Hydraulic Engineering**, v. 128, n. 1, p. 117–126, 2002.
- GOURLAY, M. R. Beaches : Profiles , Processes and Permeability. **Coastal Engineering**, n. CE14, p. 1320–1339, 1980.
- GUARD, P. A. A.; BALDOCK, T. E. E. The influence of seaward boundary conditions on swash zone hydrodynamics. **Coastal Engineering**, v. 54, n. 4, p. 321–331, 2007.
- GUEDES, R. M. C.; BRYAN, K. R.; COCO, G.; HOLMAN, R. A. The effects of tides on swash statistics on an intermediate beach. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 116, n. January, p. 1–13, 2011.
- 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, out. 2012.
- GUEDES, R. M. C.; CALLIARI, L. J.; PEREIRA, P. DE S. Morfodinâmica da praia e zona de arrebentação do cassino, RS através de técnicas de vídeo imageamento e perfis de praia. **Pesquisas em Geociencias**, v. 36, n. 2, p. 165–180, 2009.
- 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, 1975.
- GUZA, R. T.; THORNTON, E. B. Swash oscillations on a natural beach. **Journal of Geophysical Research**, v. 87, n. C1, p. 483, 1982.
- HEISS, J. W.; ULLMAN, W. J.; MICHAEL, H. A. Swash zone moisture dynamics and unsaturated infiltration in two sandy beach aquifers. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, v. 143, p. 20–31, 2014.
- HIBBERD, S.; PEREGRINE, D. H. Surf and run-up on a beach: a uniform bore. **Journal of Fluid Mechanics**, v. 95, n. 2, p. 323, 1979.
- HINE, A. C. Mechanisms of berm development and resulting beach grwth along a barrier spit complex. **Sedimentology**, v. 26, n. 3, p. 333–351, jun. 1979.
- HOEFEL, F. G. **Morfodinâmica de Praias Arenosas Oceânicas: Uma Revisão Bibliográfica**. Itajaí - SC: Editora da UNIVALI, 1998.
- HOLLAND, K. T.; HOLMAN, R. A. Field observations of beach cusps and swash motions. **Marine Geology**, v. 134, p. 77–93, 1996.
- HOLLAND, K. T.; HOLMAN, R. A. The statistical distribution of swash maxima on natural beaches. **Journal of Geophysical Research**, v. 98, n. C6, p. 10271, 1993.
- HOLMAN, R. A.; SALLENGER, A. H. Setup and swash on a natural beach. **Journal of Geophysical Research**, v. 90, n. C1, p. 945, 1985.
- HOLMAN, R. A.; GUZA, R. T. Measuring run-up on a natural beach. **Coastal Engineering**, v. 8, n. 2, p. 129–140, 1984.
- HOLMAN, R. A. A.; STANLEY, J. The history and technical capabilities of Argus. **Coastal Engineering**, v. 54, n. 6–7, p. 477–491, 2007.
- HORN, D.; LI, L. Measurement and Modelling of Gravel Beach Groundwater Response to Wave Run-up: Effects on Beach Profile Changes. **Journal of Coastal Research**, v. 225, p. 1241–1249, 2006.
- HORN, D. P. Beach research in the 1990s. **Progress in Physical Geography**, v. 21, n. 3, p. 454–470, 1997.
- HOUSER, C.; BARRETT, G. Bed elevation changes in the upper-swash zone. **Journal of Coastal Research**, p. 64–68, 2009.
- HUGHES, M. G.; AAGAARD, T.; BALDOCK, T. E.; POWER, H. E. 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, n. 8, 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, n. 1–2, p. 91–103, 1997.
- 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.; TURNER, I. **The Beachface: Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics**. Chichester: Wiley and Sons, 1999.
- IRIBARREN, R. AND NOGALES, C. **Protection des ports**. XVII International Navigation Congress. **Anais**. p. 3180, 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.
- 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, n. 1–2, p. 109–118, 2004.
- JR., D.; DUNCAN, J. R. The effects of water table and tide cycle on swash-backwash sediment distribution and beach profile development. **Marine Geology**, v. 2, n. 3, p. 186–197, 1964.
- KATORI, S. Measurement of sediment transport by streamer trap (In Japanese). **7th Cooperative Field Investigation, Nearshore Environment Research Center**, p. 110–117, 1983.
- 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.
- KLEIN, A. H. F. F.; FERREIRA, Ó.; DIAS, J. M. A. A.; TESSLER, M. G.; SILVEIRA, L. F.; BENEDET, L.; MENEZES, J. T.; ABREU, J. G. N. Morphodynamics of structurally controlled headland-bay beaches in southeastern Brazil: A review. **Coastal Engineering**, v. 57, n. 2, p. 98–111, 2010.
- KOBAYASHI, N. **Efficient wave and current models for coastal structures and sediments**. Nonlinear Wave Dynamics. p. 67–97, 2009.
- KOMAR, P. D.; INMAN, D. L. Longshore sand transport on beaches. **Journal of Geophysical Research**, v. 70, n. 30, p. 5914, 1970.
- KROON, A. *et al.* Application of remote sensing video systems to coastline management problems. **Coastal Engineering**, v. 54, n. 6–7, p. 493–505, 2007.
- LONGO, S.; PETTI, M.; LOSADA, I. J. Turbulence in the swash and surf zones: a review. **Coastal Engineering**, v. 45, n. 3–4, p. 129–147, 2002.
- LONGUET-HIGGINS, M. S. Eulerian and Lagrangian aspects of surface waves. **Journal of Fluid Mechanics**, v. 173, n. 1, p. 683, 1986.
- MASSELINK, G. Alongshore variation in beach cusp morphology in a coastal embayment. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 24, n. 4, p. 335–347, 1999.
- MASSELINK, G.; EVANS, D.; HUGHES, M. G.; RUSSELL, P. Suspended sediment transport in the swash zone of a dissipative beach. **Marine Geology**, v. 216, n. 3, p. 169–189, 2005.
- MASSELINK, G.; HEGGE, B.; PATTIARATCHI, C. Beach cusp morphodynamics. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 22, p. 1139–1155, 1997.
- MASSELINK, G.; HUGHES, M. **An Introduction to Coastal Processes and Geomorphology**. [s.l.] Edward Arnold, 2003.
- MASSELINK, G.; HUGHES, M. Field investigation of sediment transport in the swash zone. **Continental Shelf Research**, v. 18, n. 10, 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, n. 1–4, p. 139–156, 2001.
- MASSELINK, G.; PATTIARATCHI, C. B. Morphological evolution of beach cusps and associated swash circulation patterns. **Marine Geology**, v. 146, p. 93–113, 1998.
- MASSELINK, G.; PULEO, J. A. Swash-zone morphodynamics. **Continental Shelf Research**, v. 26, n. 5, p. 661–680, 2006.
- MASSELINK, G.; RUSSELL, P.; BLENKINSOPP, C.; TURNER, I. Swash zone sediment transport, step dynamics and morphological response on a gravel beach. **Marine Geology**, v. 274, n. 1–4, p. 50–68, 2010.
- 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. D. The effect of tide range on beach morphodynamics and morphology: a conceptual beach model. **Journal of Coastal Research**, v. 9, p. 785–800, 1993.
- MATSUNAGA, N.; HONJI, H. The backwash vortex. **Journal of Fluid Mechanics**, v. 99, n. 4, p. 813, 1980.
- 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.

MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE; MINISTÉRIO DO PLANEJAMENTO ORÇAMENTO E GESTÃO. **Projeto orla: manual de gestão**. Projeto Orla. p. 88, 2006.

MUEHE, D. Critérios Morfodinâmicos para o Estabelecimento de Limites da Orla Costeira para fins de Gerenciamento. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 2, n. 1, p. 35–44, 2001.

MUEHE, D. Estado morfodinâmico praiial no instante da observação: uma alternativa de identificação. **Revista Brasileira de Oceanografia**, v. 46, n. 2, p. 157–169, 1998.

MUEHE, D. **Geomorfologia Costeira**. In: Antônio José Teixeira Guerra; Sandra Baptista da Cunha. (Org.). **Geomorfologia - uma atualização de bases e conceitos**. Rio de Janeiro: Editora Bertrand Brasil S.A., p. 253-308, 1995.

MUEHE, D. **Geomorfologia Costeira**. In: Sandra Baptista da Cunha; Antônio José Teixeira Guerra. (Org.). **Geomorfologia - Exercícios, Técnicas e Aplicação**. 1ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil S.A., p. 191-238, 1996.

NIELSEN, P. Shear stress and sediment transport calculations for swash zone modelling. **Coastal Engineering**, v. 45, n. 1, p. 53–60, 2002.

OKAZAIU, S.; SUNAMURA, T. Quantitative Predictions for the Position and Height of Berms. **Geographical review of Japan, Series B.**, v. 67, n. 2, p. 101–116, 1994.

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

PEREIRA, P. S.; CALLIARI, L. J.; GUEDES, R. M. C.; SCHETTINI, C. A. F. Variabilidade temporal dos bancos arenosos da praia do Cassino (RS): uma análise através de imagens de vídeo. **Pesquisas em Geociências** (UFRGS. Impresso), v. 39, p. 195-211, 2012.

PEREIRA, P. S.; CALLIARI, L. J.; HOLMAN, R.; HOLLAND, K. T.; GUEDES, R. M. C.; AMORIN, C. K.; CAVALCANTI, P.

G.; 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, n. 1, p. 1–24, 2001.

PITMAN, S. J. Methods for field measurement and remote sensing of the swash zone. In: **Geomorphological Techniques**. [s.l.] British Society of Geomorphology, v. 6, p. 1–14, 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, n. January, p. 1–13, 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.; BEACH, R. A.; HOLMAN, R. A.; ALLEN, J. S. Swash zone sediment suspension and transport and the importance of bore-generated turbulence. **Journal of Geophysical Research**, v. 105, n. C7, p. 17021, 2000.

PULEO, J. A.; BLENKINSOPP, C.; CONLEY, D.; MASSELINK, G.; RUSSELL, P.; TURNER, I.; BUSCOMBE, D.; LANCKRIET, T.; MCCALL, R.; POATE, T. Comprehensive study of swash-zone hydrodynamics and sediment transport. **Icec 2012**, p. 1–8, 2012.

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

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

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

RAUBENHEIMER, B.; GUZA, R. T.; ELGAR, S.; KOBAYASHI, N. Swash on a gently sloping beach. **Journal of Geophysical Research**, v. 100, n. C5, p. 8751, 1995.

RAUBENHEIMER, B. Observations and predictions of fluid velocities in the surf and swash zones. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. C11, p. 3190, 2002.

RAUBENHEIMER, B.; GUZA, R. T. Observations and predictions of run-up. **Journal of Geophysical Research**, v. 101, n. C11, p. 25575, 1996.

RUSSINK, B. G.; KLEINHANS, M. G.; VAN DEN BEUKEL, P. G. L. Observations of swash under highly dissipative conditions. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, n. C2,

p. 3111–3118, 1998.

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, n. 6, p. C06025, 2004.

RUGGIERO, P.; KOMAR, P. D.; MCDUGAL, W. G.; MARRA, J. J.; BACH, R. A. Wave runup, extreme water levels and the erosion of properties backing beaches. **Journal of Coastal Research**, v. 17, p. 407–419, 2001.

SALLENGER, A. H. Beach-cusp formation. **Marine Geology**, v. 29, n. 1–4, p. 23–37, 1979.

SEYMOUR, R. J.; AUBREY, D. G. Rhythmic beach cusp formation: A conceptual synthesis. **Marine Geology**, v. 65, n. 3–4, p. 289–304, 1985.

SHORT, A. D.; JACKSON, D. W. T. Beach Morphodynamics. In: **Treatise on Geomorphology**. v. 10, p. 106–129, 2013.

SOBRAL, F. *et al.* Intertidal Bathymetry Estimation Using Video Images on a Dissipative Beach. **Journal of Coastal Research**, v. 165, p. 1439–1444, 2013.

STANCANELLI, L. M.; MUSUMECI, R. E.; MARINI, A.; FOTI, E.; CACERES, R. I.; SANCHEZ, A. A. Optical techniques for measuring swash zone morphodynamics. **Coastal Engineering Proceedings**, v. 1, n. 32, 2011.

STOCKDON, H. F.; HOLMAN, R. A.; HOWD, P. A.; SALLENGER, A. H. 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**, v. 74, n. 3, p. 247–268, 1966.

SUNAMURA, T. A Laboratory Study of Wave-Cut Platform Formation. **The Journal of Geology**, v. 83, n. 3, p. 389–397, 1975.

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

TAKEDA, Y. Velocity profile measurement by ultrasonic doppler method. **Experimental Thermal and Fluid Science**, v. 10, n. 4, p. 444–453, 1995.

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

103, n. C13, 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, n. 12, p. 1237–1242, 2008.

UZLU, E.; KÖMÜRCÜ, M. İ.; KANKAL, M.; DEDE, T.; ÖZTÜRK, H. T. 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 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.; KRUSE, S. E.; COCO, G. COLLINS, L.; DOERING, T. Observations of beach cusp evolution at Melbourne Beach, Florida, USA. **Geomorphology**, v. 129, n. 1–2, p. 131–140, 2011.

VOUSDOUKAS, M. I.; ALMEIDA, L. P. M.; FERREIRA, Ó. Beach erosion and recovery during consecutive storms at a steep-sloping, meso-tidal beach. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 37, p. 583–593, 2012b.

VOUSDOUKAS, M. I. Erosion/accretion patterns and multiple beach cusp systems on a meso-tidal, steeply-sloping beach. **Geomorphology**, v. 141–142, p. 34–46, 2012a.

VOUSDOUKAS, M. I.; FERREIRA, P. M.; ALMEIDA, L. P. DODET, G.; PSAROS, F.; ANDRIOLO, U.; TABORDA, R.; SILVA, A. N.; RUANO, A.; FERREIRA, Ó. M. 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.; KIRUPAKARAMOORTHY, T.; OUMERACI, H.; TORRE, M.; WÜBBOLD, F.; WAGNER, B.; SCHIMMELS, S. The role of combined laser scanning and video techniques in monitoring wave-by-wave swash zone processes. **Coastal Engineering**, v. 83, p. 150–165, 2014a.

VOUSDOUKAS, M. I. Observations of wave run-up and groundwater seepage line motions on a reflective-to-intermediate, meso-tidal beach. **Marine Geology**, v. 350, p. 52–70, 2014b.

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, 2012c.

WADELL, E. Swash–groundwater–beach profile interactions. In: DAVIS, R. A. (Ed.). **Beach and Nearshore Sedimentation**. Ethington: SEPM Special Publication, p. 115–125, 1976.

- WANG, Z.; DEAN, R. G. **Reevaluation of equilibrium beach profile scale parameter**. 6th International Symposium on Coastal Engineering and Science of Coastal Sediment Processes. *Anais*, p. 626 - 632, 2007.
- WEIR, F. M.; HUGHES, M. G.; BALDOCK, T. E. Beach face and berm morphodynamics fronting a coastal lagoon. *Geomorphology*, v. 82, n. 3-4, p. 331-346, 2006.
- WERNER, B. T.; FINK, T. M. Beach Cusps as Self-Organized Patterns. *Science*, v. 260, n. 5110, p. 968-971, 1993.
- WRIGHT, L. D.; SHORT, A. D. **Morphodynamics of beaches and surf zones in Australia**. CRC Press ed. Boca Raton, p. 35 - 64, 1983.
- WRIGHT, L.; NIELSEN, P.; SHORT, A. D.; GREEN, M.O. Morphodynamics of a macrotidal beach. *Marine Geology*, v. 50, n. 1-2, p. 97-127, 1982.
- WRIGHT, L. ; SHORT, A. Morphodynamic variability of surf zones and beaches: A synthesis. *Marine Geology*, v. 56, n. 1-4, p. 93-118, 1984.
- ZHENG, J.; DEAN, R. G. Numerical models and intercomparisons of beach profile evolution. *Coastal Engineering*, v. 30, n. 3-4, p. 169-201, 1997.