



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE - FURG
PÓS-GRADUAÇÃO EM OCEANOGRAFIA FÍSICA,
QUÍMICA E GEOLÓGICA

Utilização de Métodos Diretos e Vídeo-Imagens ARGUS na
Caracterização Morfodinâmica da Zona de Arrebentação da Praia do
Cassino, RS.

Aluno: Rafael Marcondes Carvalho Guedes

Orientador: Dr. Lauro Júlio Calliari

Dissertação apresentada como requisito para a obtenção do título de Mestre em Oceanografia
Física, Química e Geológica. Área de Oceanografia Geológica, 2008.

Livros Grátis

<http://www.livrosgratis.com.br>

Milhares de livros grátis para download.

AGRADECIMENTOS

Agradeço aos meus pais e minhas irmãs, pelo carinho.

A todas as pessoas que contribuíram de alguma forma para melhorar a qualidade deste trabalho, e as pessoas especiais com as quais convivi ao longo destes sete anos de FURG e de Cassino, entre mestrado e graduação.

Agradeço à CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior) pela bolsa de mestrado oferecida ao longo do curso de mestrado.

Ao meu “incrível” orientador Lauro Calliari, com quem venho trabalhando desde a graduação, agradeço pela orientação oferecida durante estes últimos anos, pelas discussões, confiança, incentivos, estímulos, oportunidades e pela amizade.

Ao Pedro Pereira (Patú), agradeço pela participação, correções, sugestões, colaborações, pilhas e discussões que influenciaram bastante no resultado final deste trabalho.

Ao prof. Kinas, pela atenção e ajuda em momentos importantes da dissertação.

Ao Nathaniel Plant e Todd Holland pela instalação do Sistema Argus na Praia do Cassino, e pela colaboração e estímulo para que pudéssemos começar a desenvolver trabalhos envolvendo as vídeo-imagens.

Agradeço à Suzana Vinzon, que juntamente com Lauro Calliari e Todd Holland, através da coordenação do Projeto *Wave Attenuation on Muddy Bottoms*, permitiu que o tema deste trabalho pudesse ser desenvolvido. Agradeço também à Suzana e Lauro pelo suporte financeiro que possibilitou minha viagem e do Pedro aos Estados Unidos para participar do Argus Workshop, em 2007, e pela bolsa de pesquisa oferecida após o término de minha bolsa de mestrado CAPES.

Agradeço aos membros da banca examinadora, Eduardo Siegle e Maurício Mata, pela leitura minuciosa e importantes correções e sugestões que melhoraram a qualidade desta dissertação.

À Lisa e Elaine pelas correções de última hora no manuscrito!

Agradeço aos colegas de trabalho, especialmente aos que dividiram sala comigo e foram obrigados a agüentar firmemente as minhas composições musicais: Elaine, Miguel, Suzi, Pablito, Pedro, Claudinha, Peixe, Camila, Natan, Salete, Renato, Alessandro. Aos outros amigos do

LOG, especialmente Milico, Antikeira, Zé Fontoura, Eduardo, Allan, Griep, Tagliani, Fred, Clabisnei, Manuel, Rosa, Bulla, Isabel, Neuza e Glória.

Agradeço aos amigos do Cassinão, em especial Fernando, Bel, Jusp, Pedro, Alice, Silvina, Paulinhas, Tierry, Tiago, Curiri, Rossana, Arnaldo, Casulão, Tony, Lolô, Emílio, Martina, Theo, Huguinho, Letícia, Felipe, Carlinha, Neko e toda a moçada que vai deixar saudades.

Ao Rodrigo Torres pelos mergulhos compartilhados nas águas marrons e geladas do extremo sul!

Agradeço à Lisa, meu amorzão!

RESUMO

Bancos arenosos são feições morfológicas que comumente ocorrem dentro e próximas à zona de arrebentação das praias arenosas, locais onde a amostragem de dados de forma direta é difícil de ser realizada de forma contínua. Em função disto, métodos de sensoriamento remoto baseados em vídeo têm sido bastante utilizados para estudos neste tipo de ambiente. O presente trabalho tem por objetivos principais caracterizar a morfologia e a dinâmica dos bancos arenosos na Praia do Cassino, RS, utilizando métodos diretos (perfis praiais) e indiretos de amostragem (Sistema de vídeo-imagens Argus), bem como avaliar estimativas de posições dos bancos arenosos através destes tipos de imagens. Setenta e um perfis de praia foram obtidos diariamente durante um experimento de campo realizado na Praia do Cassino, RS, simultaneamente à aquisição de vídeo-imagens Argus e dados hidrodinâmicos medidos na zona de arrebentação. Foi observada baixa mobilidade da praia na porção emersa, e alta na porção submersa, sendo esta atribuída à mobilidade dos bancos arenosos na zona de arrebentação. Três bancos arenosos foram amostrados com os perfis de praia, e observados através de padrões de quebra das ondas através das imagens, sendo o primeiro do tipo inter-mareal e os outros dois submersos. O primeiro banco apresentou alta mobilidade em escalas temporais de horas, induzida por variações nas posições de espriamento na praia, enquanto o segundo, com posição média de 99 m a partir da linha de praia, caracterizou-se por ser mais estável na escala de horas, porém apresentou alta mobilidade na escala temporal de dias. Uma seqüência de migração contínua do segundo banco em direção à costa foi observada durante um período de 13 dias, culminando com a união do primeiro e do segundo banco na região do alinhamento do perfil, e a formação de uma morfologia crescente, típica de estágios praiais intermediários. Foram encontrados indícios de que os padrões de dissipação de energia das ondas na zona de arrebentação estão bastante associados à morfologia do perfil. Imagens Argus do tipo *Timex* e *Variance*, as quais retratam padrões de longa exposição e de variabilidade na quebra das ondas, respectivamente, foram utilizadas para estimar as posições dos bancos arenosos. Foi observada boa correlação entre as posições medidas com os perfis e as estimadas com ambas as imagens. Entretanto, oscilações consideráveis em escalas de horas foram observadas, principalmente com as imagens do tipo *Variance*, induzidas em grande parte por variações em altura de onda e nível. Estas variações alteram o ponto de quebra das ondas com relação à posição dos bancos, e representam assim migração aparente, que deve ser eliminada. A remoção de parte desta variabilidade foi obtida através de modelos de regressão múltipla, os quais melhoraram as estimativas dos bancos, resultando em erros residuais predominantemente restritos a 10 m entre as posições medidas e as estimadas.

Palavras chave: Bancos arenosos, zona de arrebentação, ondas, vídeo-imagens Argus, perfis de praia.

ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO

A presente dissertação foi dividida em três capítulos. O primeiro capítulo intitulado: *Revisão Sobre Bancos Arenosos de Zona de Arrebentação* abrange uma introdução geral, na qual uma revisão bibliográfica sobre estes tipos de bancos arenosos, os quais constituem o principal objeto de estudo deste trabalho, foi realizada. Aspectos relativos à sua morfologia, formação, quantidade, movimentação e métodos de amostragem são expostos e discutidos com base na literatura disponível sobre o assunto. O capítulo é finalizado com os objetivos do trabalho como um todo, e com as referências bibliográficas relativas ao capítulo.

O segundo e o terceiro capítulos foram escritos na forma de artigos, ambos contendo abstract, introdução, metodologia, resultados e discussão, conclusões e as respectivas referências bibliográficas. O capítulo 2 é composto pelo artigo intitulado: *Variabilidade da Praia e Morfodinâmica dos Bancos Arenosos no Cassino, RS, Utilizando Perfis de Praia e um Sistema de Sensoriamento Remoto Baseado em Vídeo*, e será submetido à revista *Pesquisas em Geociências*. O trabalho tem por objetivos estudar a morfologia e a variabilidade da praia e dos bancos arenosos no Cassino, RS, utilizando séries de dados obtidas por meios diretos e indiretos de forma simultânea.

O terceiro e último capítulo foi redigido em inglês, e apresenta como título: *Short Term Sandbar Variability Based on Video Imagery: Comparison Between Time Exposure and Variance Argus Images*, e será submetido à revista *Marine Geology*. O artigo trata da utilização de vídeo-imagens Argus, as quais têm sido continuamente adquiridas na Praia do Cassino desde abril de 2005, nas estimativas dos bancos arenosos da zona de arrebentação, e também nos padrões de dissipação de energia das ondas através da sua quebra. As séries de dados adquiridas e utilizadas no Capítulo 2 são também utilizadas neste capítulo.

ÍNDICE

AGRADECIMENTOS	02
RESUMO	04
ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO	05
ÍNDICE	06

CAPÍTULO 1	08
-------------------------	----

REVISÃO SOBRE BANCOS ARENOSOS DE ZONA DE ARREBENTAÇÃO

1. Introdução	09
1.1. Morfologia dos bancos	10
1.2. Formação dos bancos	12
1.2.1. Ponto de quebra	13
1.2.2. Ondas estacionárias	14
1.2.3. Validade das teorias em condições reais	16
1.3. Formação de múltiplos bancos	18
1.4. Migração dos bancos	20
1.5. Estudo dos bancos	21
1.6. Métodos de medição dos bancos	23
1.6.1. Métodos diretos	23
1.6.2. Métodos indiretos por vídeo-imagens: Sistema Argus	29
2. Objetivos	33
2.1. Objetivos específicos	33
3. Referências	34

CAPÍTULO 2	37
-------------------------	----

VARIABILIDADE DA PRAIA E MORFODINÂMICA DOS BANCOS ARENOSOS NO CASSINO, RS, UTILIZANDO PERFIS DE PRAIA E UM SISTEMA DE SENSORIAMENTO REMOTO BASEADO EM VÍDEO.

Abstract	38
1. Introdução	39
1.1. Área de estudo	39
2. Métodos	40

2.1. Levantamentos de campo -----	40
2.1.1. Sensores de pressão -----	40
2.1.2. Perfis de praia -----	41
2.1.3. Vídeo-imagens -----	41
2.2. Análise dos dados -----	43
3. Resultados e discussão -----	44
3.1. Dados hidrodinâmicos -----	44
3.2. Perfis de praia -----	46
3.3. Bancos arenosos -----	49
3.4. Taxas de migração -----	52
4. Conclusões -----	58
5. Agradecimentos -----	58
6. Referências -----	59
CAPÍTULO 3 -----	61
SHORT TERM SANDBAR VARIABILITY BASED ON VIDEO IMAGERY: COMPARISON BETWEEN TIME EXPOSURE AND VARIANCE ARGUS IMAGES	
Abstract -----	62
1. Introduction -----	63
2. Field site -----	66
3. Methodology -----	67
3.1. Hydrodynamic data -----	67
3.2. Video images -----	68
3.3. Sandbars measurements -----	70
3.4. Wave model -----	72
4. Results and discussion -----	74
4.1. Sandbars locations -----	75
4.2. Hydrodynamical effects -----	81
4.3. Wave energy dissipation -----	84
4.4. Multiple regression models -----	86
5. Conclusions -----	90
6. Acknowledgements -----	91
7. References -----	92

CAPITULO 1

REVISÃO SOBRE BANCOS DE ZONA DE ARREBENTANÇA

1. Introdução

Bancos arenosos são feições morfológicas predominantemente paralelas à linha de praia, formadas em águas rasas de costas dominadas por ondas através do acúmulo de sedimentos, em resposta à ação de variáveis hidrodinâmicas. Sua morfologia típica é caracterizada por uma anomalia positiva de profundidade com relação a um perfil de equilíbrio, comumente (porém não sempre) posicionada alguns metros mar afora com relação a uma anomalia de profundidade negativa, denominada cava. Um típico exemplo de um sistema banco-cava é ilustrado no diagrama da Fig. 1. A figura mostra um perfil topográfico transversal à zona de arrebentação da Praia do Cassino, RS, representado pela linha grossa, e um perfil médio e suavizado, obtido para o mesmo local, representado pela linha mais fina. Claramente se observa duas anomalias positivas de profundidade com relação a este perfil suavizado, destacadas com o tom cinza mais escuro, e uma anomalia negativa preenchida pelo tom cinza mais claro, caracterizando um sistema com dois bancos arenosos. A cava, no entanto, aparece bem definida apenas anteriormente ao banco mais profundo, posicionado mais distante da costa.

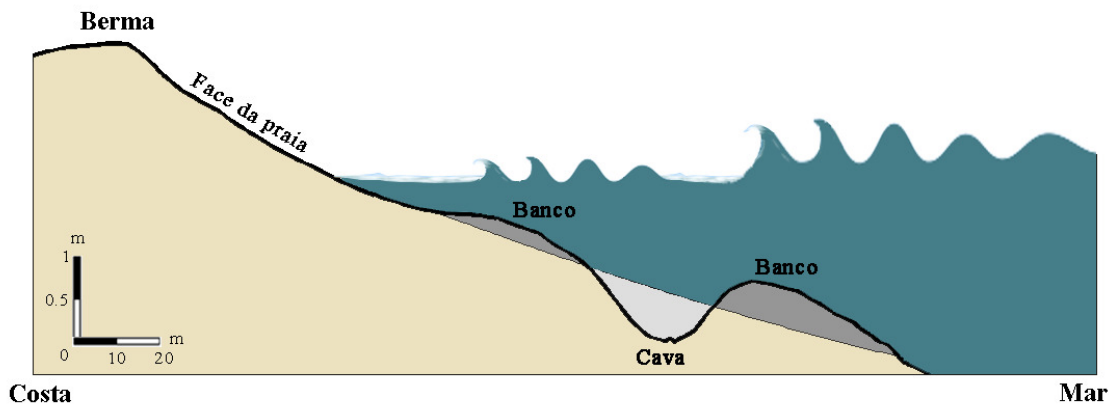


Fig. 1: Diagrama esquemático ilustrando a morfologia de um sistema banco-cava na praia do Cassino, RS. Dois bancos arenosos são destacados pelo tom cinza mais escuro; o banco mais profundo aparece posicionado mar afora com relação a uma cava bem definida representada pelo tom cinza mais claro.

Os bancos são feições características de diversas praias arenosas ao redor do mundo, sobretudo aquelas caracterizadas por sedimentos da fração areia com tamanho médio dos grãos entre 0,1 e 0,5 mm (Lau & Travis, 1973), e desempenham várias funções dentro da zona de arrebentação destas praias. Dentre estas, destacam-se o estoque de sedimentos que abastecem a praia emersa (Holman & Sallenger, 1993), a dissipação da energia das ondas incidentes sobre a costa (Thornton & Guza, 1983) e a forte influência sobre os padrões de circulação dentro da zona costeira (Elgar *et al.*, 2001). Outro aspecto importante com relação à importância dos bancos na zona de arrebentação diz respeito à filtragem das ondas incidentes, através da profundidade e largura da crista relativamente à altura das ondas (Carter,

1988). Segundo o autor, as maiores ondas podem quebrar em função da brusca diminuição na profundidade resultante da presença dos bancos, enquanto ondas menores podem passar sem que sofram arrebentação.

1.1. Morfologia dos bancos

A morfologia dos bancos arenosos pode variar bastante entre diferentes praias sujeitas a regimes de ondas e características da plataforma interna específicos, inclusive para uma mesma praia ao longo do tempo em função das variações no regime hidrodinâmico. A forma plana dos bancos, por exemplo, pode ser linear, crescente ou ondulada de forma irregular (Wijnberg & Kroon, 2002). Greenwood & Davidson-Arnott (1979) definiram um esquema de classificação para os bancos arenosos (referido daqui em diante como GD79), onde, os bancos são divididos em seis classes, sendo que as classes I e II incluem os bancos inter-mareais, periodicamente expostos em função de variações de nível, enquanto os tipos III a VI compreendem os bancos submersos. O critério básico para a distinção das classes deste modelo é a morfologia dos bancos, a qual varia entre bancos tipo crista e canal, bancos de espraiamento, bancos múltiplos, bancos transversais, bancos paralelos à praia e bancos crescentes (classes I a VI, respectivamente, Fig. 2).

Wright & Short (1984), através de seis anos de observações em praias australianas, propuseram outro modelo que vem sendo amplamente utilizado na literatura, o qual separa as praias em estágios, que variam principalmente em função da energia das ondas incidentes. De acordo com esta classificação, as praias podem oscilar entre estágios reflectivos, caracterizados por baixa energia das ondas, alta declividade do fundo e sedimentos mais grossos, para estágios dissipativos, nos quais alta energia de onda é dissipada ao longo de uma ampla zona de arrebentação, com baixa declividade e sedimentos de granulometria mais fina. Estes dois extremos são separados por estágios intermediários, onde segundo os autores, os bancos arenosos são mais bem desenvolvidos, e que inclui os tipos morfológicos descritos por GD79. Ainda de acordo com Wright & Short (1984), as praias podem variar de um estágio para o outro em função da variação do nível de energia das ondas, e conseqüentemente a morfologia dos bancos, a qual comumente pode ser alterada sensivelmente ao longo do tempo para uma mesma praia em função de variações hidrodinâmicas. Mais recentemente, Lippmann & Holman (1990) propuseram um modelo similar de estágios praias, baseado na observação de dois anos de imagens de longa exposição (*Timex*) obtidos através de um sistema de vídeo (Sistema Argus; Holman & Stanley, 2007), que divide as praias em oito estágios de acordo com a morfologia dos bancos arenosos na zona de arrebentação. Algumas das morfologias características dos bancos descritas pelos três modelos mencionados acima são exemplificadas na Fig. 3, a qual mostra imagens de longa exposição obtidas pelo Sistema Argus na Praia do Cassino, RS. As bandas brancas observadas nestas imagens representam regiões de quebra preferencial

das ondas, e revelam as formas planas dos bancos arenosos submersos. Um sistema com múltiplos bancos é claramente observado na Fig. 3a. Bancos lineares à linha de praia podem ser observados na Fig. 3b. Ondulações crescentes e irregulares são evidenciadas nas Fig. 3c e 3d, respectivamente.

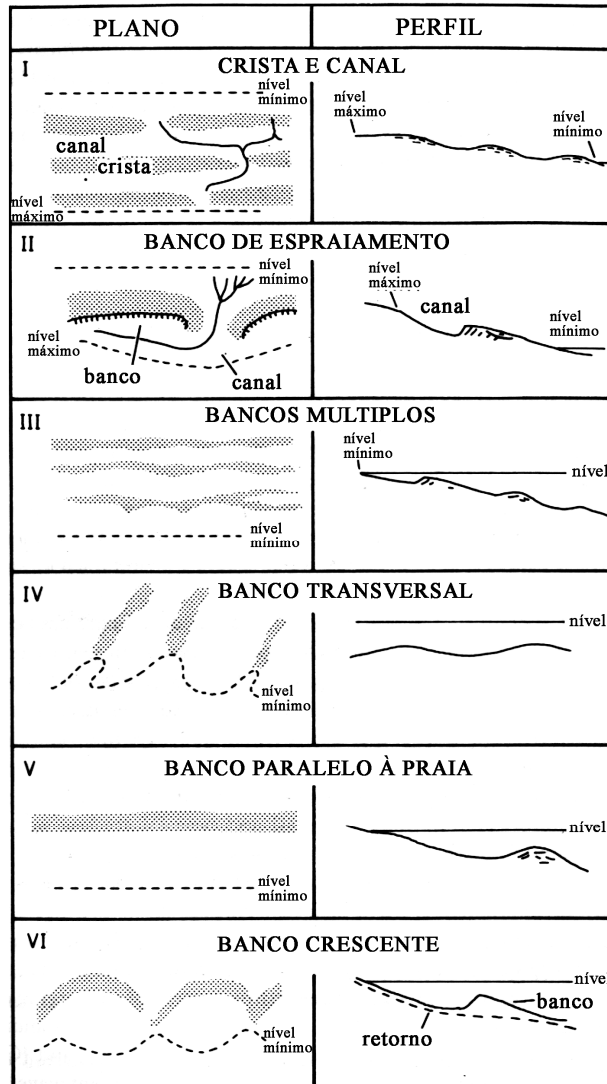


Fig. 2: Esquema de classificação dos bancos proposto por GD79. Classes I e II compreendem bancos inter-mareais, classes III a VI incluem os bancos submersos. Modificado de Carter (1988).

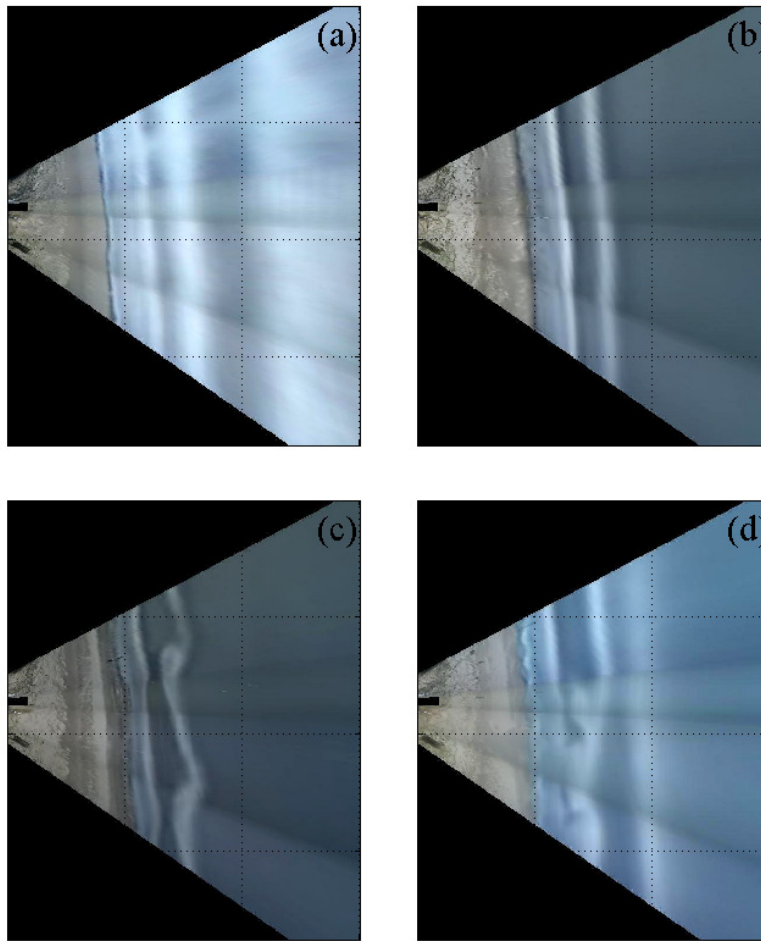


Fig. 3: Imagens de longa exposição geradas pelo Sistema Argus na Praia do Cassino, RS, em 2005. As bandas brancas representam regiões de quebra preferencial das ondas, e revelam as formas planas dos bancos arenosos submersos. As imagens evidenciam um sistema altamente dissipativo com três bancos ativos (a), e três sistemas intermediários, com bancos lineares (b), bancos crescentes (c) e bancos ondulados de forma irregular (d). As grades nas imagens são espaçadas a cada 200 m.

1.2. Formação dos Bancos

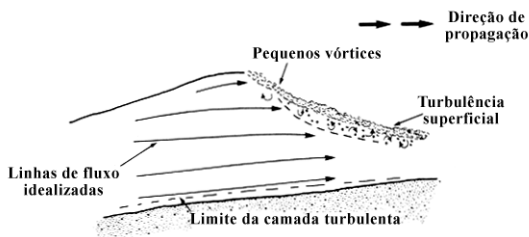
Uma série de teorias têm sido propostas para tentar explicar a geração dos bancos arenosos. De acordo com (Wijnberg & Kroon, 2002), elas podem ser agrupadas em três mecanismos principais: do ponto de quebra (ex. Roelvink & Stive, 1989), das ondas de infra-gravidade (ex. Lau & Travis, 1973) e auto-organizacional (ex. Falqués *et al.*, 1996). Os dois primeiros mecanismos têm sido amplamente explorados, sendo que ambos explicam a formação dos bancos a partir de uma interação dos fluxos induzidos pelas ondas com um fundo suavizado, sem bancos. O último mecanismo requer anomalias pré-existentes, de forma que não explica a formação inicial dos bancos a partir de um perfil suavizado e sem bancos (Wijnberg & Kroon, 2002), e não será abordado nesta breve revisão. Holman & Sallenger (1993)

analisam e discutem, com base em experimentos costeiros realizados na praia de Duck (NC, EUA), a validade das duas principais teorias que tentam explicar os processos de formação dos bancos arenosos da zona de arrebentação a partir de um perfil suavizado: a teoria do ponto de quebra e a teoria das ondas estacionárias.

1.2.1. Ponto de quebra

A teoria do ponto de quebra associa a formação dos bancos aos altos gradientes nas propriedades dos fluxos associados à propagação das ondas incidentes, os quais resultam do início do processo de arrebentação (Holman & Sallenger, 1993). A alta turbulência que se forma após a arrebentação tende a remobilizar o sedimento depositado sobre ao fundo, sobretudo quando a quebra é do tipo mergulhante (*plunging breakers*). Este tipo de quebra pode gerar vórtices fortes o suficiente para transportar alta quantidade de momento ao fundo (Thornton & Guza, 1983), remobilizando assim quantidades significativas do sedimento depositado (Fig. 4). Uma vez colocados em suspensão, os grãos tendem a ser transportados em direção ao mar, forçados por um fluxo gerado próximo ao fundo em função de gradientes de pressão que é máximo na região de arrebentação (*undertow*). Roelvink & Stive (1989) demonstraram experimentalmente que este fluxo assume um importante papel na formação dos bancos associado ao mecanismo do ponto de quebra, removendo o sedimento colocado em suspensão da sua região de origem e induzindo seu acúmulo alguns metros mar afora com relação ao local de início da arrebentação. A posição da convergência entre este fluxo e aquele em direção à costa, resultante da assimetria do movimento orbital das ondas ao longo da região de empolamento (*shoaling*) determina a posição onde o sedimento tende a ser depositado (Mariño-Tapia *et al.*, 2007). A erosão após o ponto de quebra das ondas e deposição em direção ao mar com relação a este ponto seria o gatilho para a formação de um banco arenoso com uma cava anterior a ele.

(a) Quebra deslizante



(b) Quebra mergulhante

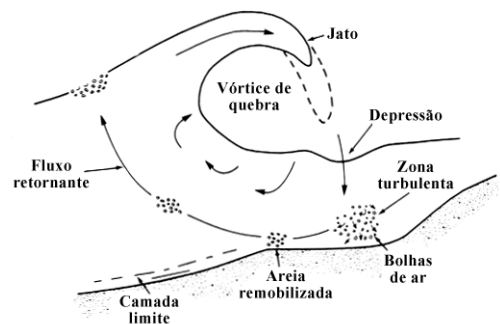


Fig. 4: Diagramas exemplificando quebras do tipo deslizante (a) e mergulhante (b). Note como os vórtices gerados pela quebra deslizante são restritos às camadas mais superficiais, enquanto os da quebra mergulhante são mais energéticos e se estendem até o fundo. Modificado de Carter (1988).

De acordo com Holman & Sallenger (1993), a distância transversal à costa da crista a partir da linha de praia (x_c) onde os bancos seriam formados, de acordo com este mecanismo, está associada à largura da zona de arrebentação, e pode ser representada por:

$$x_c = \frac{h_b}{\beta} = \frac{\gamma H_b}{\beta} \quad (1)$$

onde h_b é a profundidade no ponto de quebra, H_b a altura de onda no ponto de quebra, β a declividade do fundo e γ uma constante de ordem 1 determinada empiricamente, que expressa a razão entre altura de onda e profundidade no ponto de quebra. Desta forma, a altura das ondas incidentes seria a principal determinante na posição transversal à costa onde estes bancos seriam formados, sendo que quanto maior esta altura, mais distante da praia ocorre sua geração. A relação inversa entre x_c e β indica também que praias com declives suaves tendem a ter bancos formados mais distante da linha de praia de acordo com este mecanismo.

1.2.2. Ondas estacionárias

O outro modelo comumente abordado na literatura para tentar explicar a geração dos bancos é o mecanismo das ondas estacionárias, formadas a partir da reflexão das ondas incidentes sobre a praia. De acordo com este mecanismo, os sedimentos tendem a ser erodidos sob as regiões dos nós das ondas estacionárias, e depositados sob os anti-nós (Komar, 1998). O autor argumenta que o transporte resultante da propagação das ondas incidentes em águas rasas é em direção à costa, devido à assimetria do movimento orbital. Entretanto, a partir do momento que começa a haver significativa reflexão destas ondas pela praia, ondas estacionárias são formadas como no diagrama da Fig. 5, causando uma inversão no sentido do fluxo de massa junto ao fundo. O transporte residual passa a ser dominado por células de circulação, caracterizadas por máximas velocidades horizontais sob os nós, as quais diminuem até zero sob os anti-nós, onde os fluxos bi-direcionais resultantes das ondas incidentes e refletidas se anulam, e as velocidades são predominantemente verticais (Fig. 5). Como é possível notar nesta figura, os bancos apresentam espaçamentos na ordem da metade do comprimento das ondas estacionárias responsáveis pela sua geração (O'Hare & Davies, 1990). Estes autores sugerem também que o tipo de transporte de sedimento dominante (de suspensão ou de fundo) influencia a posição onde os bancos são formados com relação às ondas estacionárias, uma vez que se o transporte dominante é por suspensão, os bancos são gerados sob os anti-nós, porém se o transporte de fundo domina, a formação ocorrerá sob os nós das ondas estacionárias.

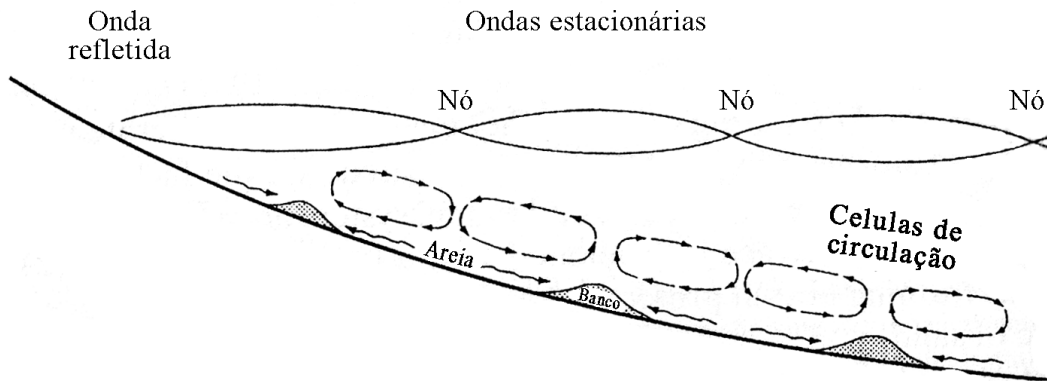


Fig. 5: Diagrama esquemático ilustrando a formação dos bancos sob os anti-nós da onda estacionária, formadas a partir da reflexão das ondas de alto período incidentes na praia. Modificado de Komar (1998).

A porcentagem da energia das ondas incidentes que é refletida pela praia é proporcional ao desenvolvimento dos bancos segundo este mecanismo, sendo que taxas de reflexão a partir de 40% seriam ideais para a formação de bancos bem desenvolvidos (Lau & Travis, 1973). O'Hare & Davies (1990), entretanto, mostraram através de experimentos que bancos podem ser formados por ondas estacionárias em condições com taxas de reflexão menores que 20%. De acordo ainda com a teoria das ondas estacionárias, o número de bancos tende a aumentar conforme a declividade do fundo diminui, e o espaçamento entre os bancos se torna progressivamente maior na direção mar adentro (Lau & Travis, 1973). Segundo Komar (1998), estes padrões são comumente observados para os bancos na natureza, dando suporte para a validade desta teoria. O mecanismo das ondas estacionárias, como observado por O'Hare & Davies (1990), é de grande validade uma vez que, ao contrário do mecanismo do ponto de quebra, explica também a formação dos bancos encontrados em profundidades mais altas (acima de 9 m), onde a quebra das ondas é raramente observada.

A distância transversal à costa do primeiro nó, a qual determina a posição x_c do primeiro banco a partir da linha de praia de acordo com o método da onda estacionária, pode ser definida segundo a relação proposta por Bowen (1980):

$$x_c = \frac{gT^2 \beta x}{4\pi^2}, \quad (2)$$

Sendo g a aceleração da gravidade, T o período da onda refletida e x uma constante de valor 3,5 ou 6,5 para deposição sob o nó ou anti-nó, respectivamente. Diferentemente da teoria do ponto de quebra, este mecanismo sugere, desta forma, que o período da onda estacionária é a principal variável que controla a distância dos bancos a partir da linha de praia. Holman & Sallenger (1993) analisam teoricamente a

equação (2) para uma típica praia oceânica com declividade do fundo $\beta = 0,02$ e distância do banco em relação à linha de praia x_c de 75 m, porém considerando o valor da constante $x = 4,5$. É possível notar, substituindo estes valores na equação, que o período necessário seria da ordem de 60 s, substancialmente mais alto que períodos das ondas de gravidade que incidem sobre as praias, os quais tipicamente variam em torno de 10 s. Substituindo este valor de período típico das ondas de gravidade na equação (2) para a praia exemplificada acima, pode ser notado que bancos seriam formados em uma distância em relação à linha de praia de aproximadamente 2,25 m, o que não representa a escala comumente observada no meio natural. Em função disto, a teoria das ondas estacionárias tem sido relacionada às ondas de infra-gravidade livres (*leaky waves*), como demonstrado por Lau & Travis (1973), Short (1975) e Bowen (1980). As ondas de infra-gravidade são aquelas com períodos acima de 20 s (tipicamente entre 30 e 300 s), associadas aos grupos de ondas, que aumentam em amplitude em direção à costa (Huntley, 1976) e que se comportam como as ondas de gravidade, podendo ser refletidas pela praia na mesma frequência e formar ondas estacionárias livres de longos períodos (Short, 1975). Guza & Thornton (1982) demonstraram que as ondas de infra-gravidade representam uma fração importante do espectro de energia incidente sobre a costa, através de medidas das oscilações do espraiamento na face da praia (*run-up*). De acordo com Huntley (1976) e Bowen (1980), ondas de infra-gravidade progressivas, aprisionadas ao longo da costa em função dos gradientes na plataforma interna (*Edge waves*), também podem ser responsáveis pela formação dos bancos. Os gradientes ao longo da costa gerados em função da propagação destas ondas também têm sido relacionados com a formação de feições tridimensionais rítmicas (crescentes) dos bancos e da linha de praia (Holman & Bowen, 1982), as quais, de acordo com Howd *et al.* (1992), podem ser moduladas pela ação de fortes correntes longitudinais. Entretanto, ainda não foram encontradas evidências suficientemente fortes que comprovem os efeitos destas ondas de infra-gravidade aprisionadas na formação e modulação dos bancos (Holman & Sallenger, 1993; Wijnberg & Kroon, 2002), de forma que este mecanismo específico esteja sujeito a questionamentos. Sendo assim, o mecanismo de formação dos bancos arenosos através das ondas de infra-gravidade é normalmente associado às *leaky waves* (exemplos em Short, 1975; Carter, 1988; Komar, 1998; Dean & Dalrymple, 2002).

1.2.3. Validade das teorias em condições reais

Ambos os modelos de formação de bancos arenosos expostos acima apresentam mecanismos consistentes, os quais vêm sendo demonstrados em uma série experimentos em laboratório reportados na literatura (exemplos em Carter, 1988; Komar, 1998; Dean & Dalrymple, 2002). No entanto, eles requerem que o campo de ondas seja monocromático ou não randômico, características estas raramente observadas na natureza (Holman & Sallenger, 1993). Condições mais reais são representadas quando o

campo de ondas randômico é considerado através de uma faixa espectral finita, com altura de onda definida através de um valor estatístico variável em função das variações nos grupos de ondas incidentes.

Considerando-se o aspecto randômico das ondas na natureza, o ponto de quebra torna-se uma região preferencial de quebra, e não mais uma posição definida, a qual poderia ser determinada empiricamente como em (1) para o caso de ondas monocromáticas. Neste contexto, o mecanismo do ponto de quebra torna-se excessivamente simplista para explicar por si só a geração dos bancos a partir de um perfil plano, sem anomalias. O mesmo pode ser dito com relação ao modelo das ondas estacionárias. O mecanismo requer ondas incidentes e refletidas com um espectro de banda relativamente estreita e com um pico bem definido nas baixas frequências, correspondentes às ondas de infra-gravidade, o que não tem sido observado no meio natural (Holman & Sallenger, 1993). Entretanto, estes autores observaram que uma vez presentes, as anomalias positivas de profundidade que caracterizam os bancos começam a alterar fortemente as características do campo de ondas incidente, de forma a reforçar a ação de ambos os mecanismos de geração de bancos arenosos descritos aqui. A localização do ponto de quebra das ondas randômicas que incidem sobre a zona de arrebentação tende a ser concentrada ao redor da posição da anomalia, em função da brusca variação de profundidade neste local. Além disto, a estrutura transversal à costa das ondas estacionárias é perturbada pela presença das anomalias, de forma que os nós são redirecionados em função da sua presença. Desta forma, se por um lado o processo de geração de um banco arenoso a partir de um perfil não perturbado ainda não está totalmente claro para condições reais, encontradas no meio natural, sua manutenção e desenvolvimento podem ser bem explicados, uma vez que ele esteja presente.

Com base nas evidências de que a presença de anomalias reforça a ação de ambos os mecanismos de geração de bancos, Holman & Sallenger (1993) argumentam que, em condições naturais, possivelmente a formação dos bancos seja resultado de um mecanismo híbrido, no qual tanto o ponto de quebra quanto as ondas estacionárias tenham sua parcela de importância. Os autores ressaltam o comportamento inverso da declividade da praia de um mecanismo com relação ao outro, evidenciado pelas equações (1) e (2), e mostram que para uma praia íngreme, por exemplo, bancos poderiam ser formados próximos à costa pela ação do ponto de quebra, e bem mais distantes quando sob a ação das ondas estacionárias. A hipótese que se forma é que deve haver uma declividade intermediária, na qual a geração dos bancos é reforçada por ambos os mecanismos sob uma mesma região, o que resultaria em bancos bem desenvolvidos. Esta evidência, segundo Holman & Sallenger (1993), poderia ser suportada pelo modelo de classificação proposto por Wright & Short (1984), o qual sugere que a presença de sistemas de bancos desenvolvidos está associada aos estágios praias intermediários.

1.3. Formação de múltiplos bancos

Diversas praias apresentam zonas de arrebentação caracterizadas por dois ou mais bancos arenosos paralelos, como é o caso da Praia do Cassino (Calliari & Klein, 1993; Pereira & Calliari, 2005; Guedes, 2006), local de estudo do presente trabalho. Um diagrama esquemático exemplificando um perfil transversal à zona de arrebentação da Praia do Cassino é mostrado na Fig. 6, onde três bancos arenosos são destacados. De acordo com Lau & Travis (1973), Short (1975), Bowen (1980) e observações reportadas em diversos trabalhos na literatura, os sistemas de bancos múltiplos são caracterizados por bancos sendo progressivamente maiores e bem desenvolvidos na direção mar afora, e por um comportamento exponencial das posições das cristas através de um aumento progressivo na distância entre bancos sucessivos em direção ao mar.

A formação de sistemas de bancos múltiplos também pode ser explicada através de ambos os mecanismos descritos aqui. Komar (1998) discute a formação de múltiplos bancos sob o mecanismo do ponto de quebra. De acordo com o autor, campos de ondas incidentes caracterizados por dois picos definidos no espectro poderiam formar um sistema com dois bancos bem definidos. Estes dois picos normalmente aparecem em determinadas regiões como resultado da combinação de ondas incidentes mais energéticas e com menores frequências, formadas distantes da costa sob a ação de tempestades (*swell*) e outras menos energéticas, com frequências maiores, formadas próximas à costa sob a ação do vento local (*sea*). Enquanto as primeiras tendem a quebrar mais distante da costa, induzindo a formação de bancos nestas posições, as ondas locais podem ultrapassar o banco mais externo sem quebrar, caracterizando uma região de quebra mais próxima à linha de praia e induzindo a formação de outro banco nesta região. De acordo ainda com Komar (1998), zonas de arrebentação longas também induzem a formação de bancos múltiplos pelo mecanismo do ponto de quebra, uma vez que as ondas têm tempo de se reformar após a quebra nas posições mais externas, arrebentando novamente uma ou mais vezes nas posições mais internas. Isto explica a relação inversa normalmente encontrada entre a declividade do fundo e o número de bancos. O aumento nas dimensões dos bancos no sentido mar afora está relacionado às maiores ondas que quebram nas posições mais externas da zona de arrebentação, as quais geram vórtices mais energéticos que escavam maiores volumes do sedimento depositado (Sallenger *et al.*, 1985). Sistemas de bancos múltiplos podem também ser formados em locais de acentuada variação de nível do mar e posição de quebra das ondas, em função dos ciclos de maré (Komar, 1998). Segundo o autor, pode haver uma posição para os bancos associada a condições de maré enchente, e outra associada à maré vazante.

O mecanismo das ondas estacionárias explica por si só a formação de sistemas de bancos múltiplos, uma vez que sua geração esta associada à presença dos nós e anti-nós destas ondas (ou de modos, no caso das *edge waves*), como exemplificado na Fig. 5. A quantidade de bancos que se formam sob este mecanismo também está associada à declividade do fundo, como mencionado anteriormente,

bem como à taxa de ondas refletidas, a qual determina o desenvolvimento das ondas estacionárias (Lau & Travis, 1973). A relação com a declividade está associada à maior quantidade de nós e anti-nós que se formam em profundidades rasas o suficiente para gerar fluxos sobre o fundo capazes de remobilizar o sedimento depositado. O comportamento exponencial observado entre as distâncias dos bancos em direção mar afora descrito por Lau & Travis (1973) está associado ao aumento do comprimento das ondas com a profundidade. Hathershaw & Davies (1985) observaram também que a formação inicial de um ou dois bancos pode aumentar a taxa de ondas refletidas devido a interações ressonantes entre as ondas superficiais e morfologia do fundo, e induzir assim a formação de outros bancos em direção mar afora pelo mecanismo das ondas estacionárias. De acordo com Carter (1988), estas interações são maximizadas quando o espaçamento entre os bancos corresponde à metade do comprimento da onda estacionária.

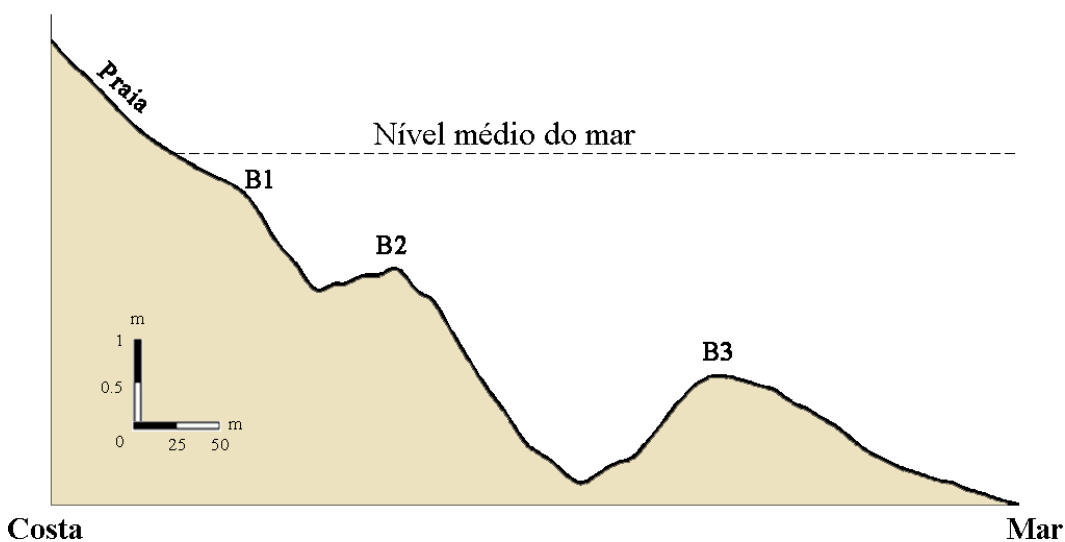


Fig. 6: Diagrama esquemático ilustrando um perfil transversal à costa da zona de arrebentação da Praia do Cassino, RS, destacando três bancos arenosos indicados por B1, B2 e B3. Observe como os bancos se tornam maiores e mais bem desenvolvidos, e como as distâncias entre cristas sucessivas aumentam em direção ao mar.

Short & Aagaard (1993) discutem a presença de sistemas de múltiplos bancos sob o ponto de vista das *edge waves*, através da análise de fotos aéreas em 720 praias australianas obtidas ao longo de um período de 52 anos. De acordo com os autores, a extensão (x_s) da região compreendida entre a linha de praia e o local do gradiente de declividade que separa a porção mais íngreme próxima à costa daquela onde a declividade tende a zero determina a suscetibilidade da ocorrência de múltiplos bancos, associada à escala de comprimento das *edge waves* dominantes no local. Short & Aagaard (1993) argumentam que este segmento costeiro, cuja escala é determinada por x_s , é a região onde as ondas de infra-gravidade são refratadas formando as *edge waves*, de forma que as ondas com escalas de comprimento comparáveis a x_s são amplificadas por ressonância. De acordo ainda com estes autores, existem alguns indícios de que

durante eventos de tempestade pode haver a formação de um pico bem definido no espectro de energia na frequência das ondas de infra-gravidade, diferentemente dos vários picos que normalmente são observados, e que este pico teria escalas comparáveis a segmentos x_s de costas com baixa declividade (β), cuja granulometria é normalmente mais fina. Sendo assim, sistemas com múltiplos bancos bem desenvolvidos tenderiam a ser formados durante tempestades em costas expostas e com baixa declividade do fundo. Assumindo que os períodos das ondas de infra-gravidade são em parte dependentes daqueles das ondas de gravidade incidentes, Short & Aagaard (1993) propuseram um parâmetro adimensional de bancos (B^*), que prevê o número de bancos que podem ser formados em um determinado sistema:

$$B^* = \frac{x_s}{g\beta T_i^2} \quad (3)$$

Onde T_i corresponde ao período típico das ondas de gravidade durante tempestades. De acordo com os autores, nenhum banco tende a ser formado se $B^* < 20$, um banco ocorre se $20 < B^* < 50$, dois bancos se $50 < B^* < 100$, três bancos se $100 < B^* < 400$ e quatro bancos tendem a ser formados quando $B^* > 400$. Terra (2003), estudando a morfologia da zona de arrebentação e início da ante-praia do Cassino, RS, com uso de um trenó submarino, encontrou um valor para B^* de 487, o qual representava bem o número máximo de quatro bancos observados em seu estudo para esta praia.

1.4. Migração dos bancos

De acordo com as teorias de formação de bancos arenosos discutidas aqui, sua geração ocorre em determinado local ao longo da zona de arrebentação, ou ainda externamente a esta região, em função das interações entre os fluxos gerados pelas ondas, o sedimento e a morfologia do fundo. Se a morfologia se encontra em equilíbrio, a tendência de transporte de sedimentos em direção mar afora forçado por *undertow* é compensada pelo fluxo no sentido da costa devido à assimetria das ondas (Aubrey, 1979), de forma que os bancos tendem a permanecer estáveis. Entretanto, uma vez que um destes fluxos se torna dominante, os sedimentos que os constituem tendem a ser transportados, resultando em migração transversal dos bancos em relação à costa. A migração é predominantemente no sentido mar afora em condições de alta energia de ondas, que ocorre durante tempestades, e no sentido da costa após estes períodos, quando prevalecem condições de calmaria (Wright & Short, 1984; Lee *et al.*, 1995). Este padrão é uma das bases para o modelo de recomposição das praias entre as tempestades, ao longo de estágios praias, proposto por Wright & Short (1984).

A migração no sentido da costa tem sido relacionada à assimetria do movimento orbital das ondas incidentes em águas rasas (Roelvink & Stive, 1989; Thornton *et al.*, 1996; Gallenger *et al.*, 1998; Elgar *et al.*, 2001; Hoefel & Elgar, 2003). De acordo com o mecanismo, a propagação das ondas assimétricas, não lineares em águas rasas resulta em uma variação entre as velocidades orbitais geradas no fluxo com as

passagens da crista e da cava (Elgar *et al.*, 2001). Esta variação gera um fluxo residual que tem o mesmo sentido da propagação das ondas incidentes, em direção à costa. De acordo com Komar (1998), este fluxo é o responsável pelo transporte de sedimentos em direção à costa fora da zona de arrebentação, onde não há o efeito do fluxo contrário induzido pelo *undertow*. Em condições de baixa energia de ondas, este fluxo também tende a prevalecer sobre o *undertow*, resultando em uma migração em direção à costa mesmo dentro da zona de arrebentação. No entanto, os mecanismos sob os quais esta migração ocorre ainda são pouco conhecidos (Thornton *et al.*, 1996; Gallenger *et al.*, 1998; Elgar *et al.*, 2001; Hoefel & Elgar, 2003).

Os processos de migração dos bancos em direção mar afora, entretanto, parecem ser mais bem entendidos, e têm sido simulados com sucesso através de modelagem numérica (ex. Thornton *et al.*, 1996; Gallenger *et al.*, 1998). Durante tempestades, a intensa quebra das ondas sobre os bancos resulta em acentuado *undertow*, que é máximo sobre a região da crista, de forma que os gradientes deste fluxo transportam sedimentos e induzem migração dos bancos em direção ao mar (Thornton *et al.*, 1996; Gallenger *et al.*, 1998). Em eventos extremos, esta migração pode atingir valores relativamente altos, como os encontrados por Sallenger *et al.* (1985), os quais observaram migração de 57 m da crista do banco em direção mar afora durante uma tempestade na praia de Duck, com taxas de até 2,2 m/h.

Alguns autores têm observado que sistemas de bancos múltiplos apresentam uma tendência cíclica de migração sistemática em direção ao mar na escala de anos (Wijnberg & Terwindt, 1995; Ruessink & Kroon, 1994; Plant *et al.*, 1999; Shand & Bailey, 1999; Aagaard & Kroon, 2007). Pereira *et al.* (2007) também observaram parte deste ciclo para a praia do Cassino, RS. As características dos ciclos são similares para os locais descritos nestes trabalhos: os bancos são formados próximos à linha de praia, oscilam sua posição ao longo da zona de arrebentação por alguns anos, e então passam a migrar sistematicamente em direção mar afora, até atingirem profundidades onde são permanentemente excluídos do sistema. Este processo tem sido denominado de degeneração do banco (*bar decay*), e acredita-se que as maiores ondas que passam a incidir mais próximas à costa com a degeneração do banco mais externo induzam a um aumento na intensidade do *undertow* na zona de arrebentação, induzindo desta forma a migração costa afora dos outros bancos e retro-alimentando o processo (Aagaard & Kroon, 2007).

1.5. Estudo dos bancos

Os bancos arenosos vêm sendo estudados há muitos anos e por diversos autores. Trabalhos pioneiros relatando as características dos bancos arenosos podem ser encontrados desde o século XIX, como por exemplo, o trabalho de Hagan (1863, *apud* Komar, 1998), o qual já explicava a formação dos bancos através de um fluxo sobre o fundo em direção ao mar que encontrava as ondas incidentes sobre a

praia, um mecanismo similar à teoria do ponto de quebra desenvolvida posteriormente. Entretanto, os processos dominantes na zona de arrebentação, associados com a dinâmica dos bancos, envolvem escalas espaço-temporais distintas, de forma que a aquisição de séries temporais necessárias para que todos estes processos sejam resolvidos seja bastante complicada (Holman & Stanley, 2007). Estes autores ressaltam que esta região é altamente não homogênea no domínio espacial, de forma que as características das ondas variem substancialmente ao longo de centenas de metros, conforme elas se propagam ao longo da zona de empolamento, quebrem, dissipem sua energia ao longo da arrebentação e sejam refletidas junto à face da praia. A morfologia apresenta gradientes em escalas inferiores a 10^{-2} m, referentes à granulometria do sedimento, a 10^3 m, resultantes das variações longitudinais na morfologia e posição dos bancos arenosos (Lippmann & Holman, 1990). Correntes de retorno geradas a partir destes gradientes longitudinais nos bancos, por exemplo, são geralmente confinadas aos primeiros 100 m a partir da linha de praia, e costumam apresentar grandes variações longitudinais.

Ainda de acordo com Holman & Stanley (2007), as escalas temporais dos processos também variam dentro de diversas ordens de magnitude. Ondas geradas pelo vento apresentam períodos da ordem de 10 s, e requerem amostragens em frequências de vários Hertz. Ondas de infra-gravidade são caracterizadas por períodos entre 30 e 300 s (Short, 1975). Marés, as quais modulam a posição da zona de arrebentação (Ruessink *et al.*, 2002), têm períodos típicos de 12 h, enquanto oscilações com frequências muito mais baixas são induzidas pela passagem de sistemas frontais, ciclos sazonais e inter-anuais. Variações significativas na posição e morfologia dos bancos arenosos podem ocorrer em escalas de horas durante eventos extremos de tempestades (Sallenger *et al.*, 1985), porém comumente envolvem maiores escalas temporais, na ordem de dias (Lippmann & Holman, 1990), podendo ainda exibir ciclos com períodos bastante longos, de aproximadamente 15 anos (Wijnberg & Terwindt, 1995).

Desta forma, a aquisição de dados que cubram a maior parte das escalas espaço-temporais que controlam a dinâmica dos bancos arenosos através de métodos de medições diretos em campo é claramente difícil, como tem sido observado por diversos autores (ex. Lippmann & Holman, 1989; Kingston *et al.*, 2000; Van Enkevort & Ruessink, 2001; Ruessink *et al.*, 2002; Plant *et al.*, 2006, entre outros). O problema é ainda intensificado durante eventos de tempestade, como o exemplificado na Fig. 7, quando as mudanças mais bruscas acontecem na praia, e quando levantamentos de campo se tornam praticamente impossíveis de serem realizados através da maioria dos métodos convencionais. Entretanto, algumas feições morfológicas associam-se a sinais visíveis, os quais podem ser monitorados de forma remota, como é o caso da visualização da morfologia dos bancos baseada na arrebentação das ondas (Lippmann & Holman, 1989). A quebra preferencial sobre a crista cria um nítido contraste entre a região acima destes bancos e das cavas, como resultado da variação da energia da espuma que se forma na superfície do mar a partir da quebra das ondas (Ruessink *et al.*, 2002). Estes e outros sinais vêm sendo

monitorados há cerca de duas décadas através de um sistema de sensoriamento remoto baseado em vídeo, denominado de Sistema Argus (Holman & Stanley, 2007).



Fig. 7: Evento de tempestade extrema na Praia do Cassino, no ano de 2006. Foto: Claudia Parise.

1.6. Métodos de medição dos bancos

1.6.1. Métodos diretos

Os métodos diretos para amostragem dos bancos envolvem o levantamento de perfis topográficos e/ou batimétricos transversalmente à linha de costa, estendendo-se preferencialmente desde a praia emersa até profundidades altas o suficiente para que o fundo não varie significativamente ao longo do tempo (Dean & Dalrymple, 2002). O levantamento de perfis ao longo do tempo sobre um mesmo alinhamento permite que se identifiquem as variações bi-dimensionais dos bancos arenosos (posição transversal à costa e morfologia), enquanto levantamentos em alinhamentos paralelos tornam possível também a visualização de padrões tri-dimensionais, gerados em função da variação nas características dos bancos ao longo da costa (Dean & Dalrymple, 2002). Os autores argumentam que os espaçamentos entre os perfis paralelos dependem da escala das feições a serem determinadas e da dimensão da praia, e tipicamente variam entre 20 e 500 m. Uma série de métodos diretos utilizados para amostragem dos perfis praias têm sido documentados na literatura, cada um com suas vantagens e limitações.

Um dos métodos mais simples e baratos é o descrito por Emery (1961). O aparato consiste de duas réguas de madeira graduadas, que são posicionadas verticalmente por duas pessoas, como esquematizado na Fig. 8. As réguas são separadas por um espaçamento horizontal determinado por uma corda de comprimento fixo conhecido. Se o declive da praia é em direção ao mar, o desnível entre as posições das duas réguas é medido pelo observador que segura a régua perfil acima, através do alinhamento do topo da régua posicionada perfil abaixo com a linha do horizonte. A distância vertical do olho do observador ao topo da sua régua corresponde ao desnível (Fig. 8). Quando o declive é em direção

à costa, o desnível é medido alinhando o topo da régua do próprio observador com o horizonte, e lendo a intersecção na outra régua, posicionada em direção ao mar (Emery, 1961). Embora este método seja bastante simples e barato (Komar, 1998), ele é claramente limitado para amostragem dos bancos dentro da zona de arrebentação, em função da altura das réguas e da necessidade de que sejam seguradas de forma estática para que a leitura seja feita com o mínimo de acurácia.

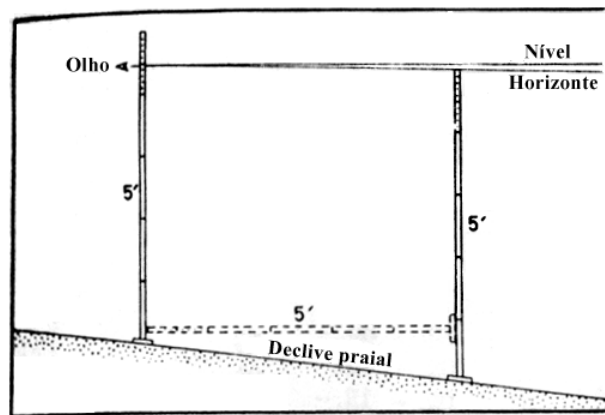


Fig. 8: Aparato utilizado por Emery para levantamento de perfis praias: duas réguas graduadas de madeira com 5 pés de comprimento cada, cuja distanciamento é controlado por uma corda esticada horizontalmente, também de 5 pés. Modificado de Emery (1961).

O nivelamento expedito com nível e estadia descrito por Birkemeier (1981) é outro método simples para medição de perfis praias, cujo princípio é semelhante ao adotado por Emery (1961). Neste método, entretanto, apenas uma régua é utilizada, e as leituras são realizadas com uso de um nível topográfico, que fica posicionado sobre um local fixo, como exemplificado na Fig. 9. Cotas de referência são normalmente utilizadas através da transferência de elevações conhecidas a estruturas fixadas sobre a praia (*Bench marks*), determinando assim um datum vertical para os perfis. O método possui vantagens em relação ao método de Emery, uma vez que as leituras na régua podem ser feitas de forma mais rápida e precisa, e os erros não são acumulativos, já que o observador permanece estático. Entretanto, as mesmas limitações com relação às distâncias amostradas dentro da zona de arrebentação restringem fortemente a amostragem dos bancos arenosos também com este método, embora as lentes de aumento do nível topográfico permitam a visualização das graduações da régua em maiores distâncias.

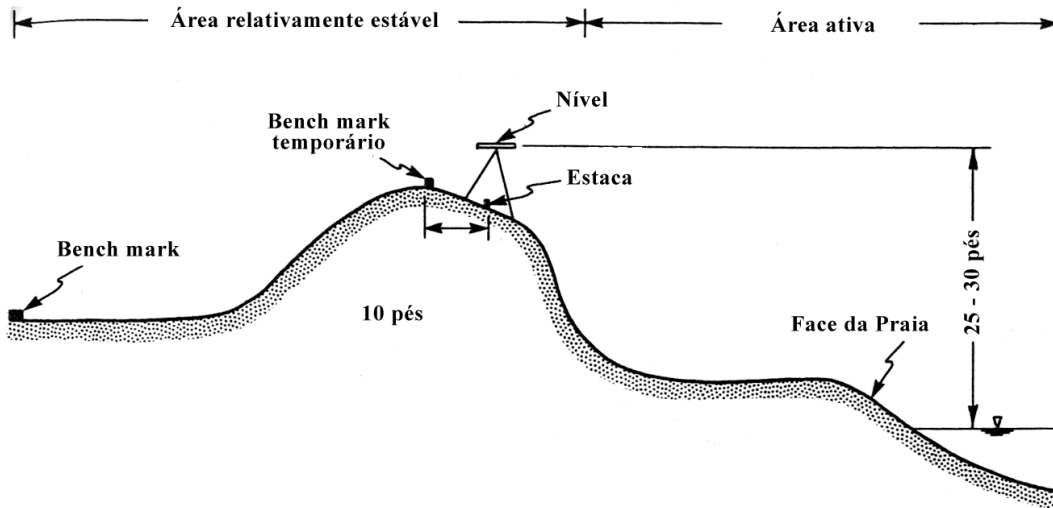


Fig. 9: Esquema de um perfil transversal à praia mostrando o posicionamento do nível e dos objetos fixados como referência. Modificado de Birkemeier (1981).

Perfis de praia podem ser também amostrados de forma similar ao método descrito por Birkemeier, porém de forma automatizada com uso de estação total e prisma óptico. Guedes (2006) utilizou este sistema para estudar padrões tri-dimensionais dos bancos na Praia do Cassino, RS (Fig. 10). O sistema funciona através da emissão de lasers, os quais são refletidos pelo prisma e revelam sua posição com relação à estação total. Os levantamentos dos perfis são sensivelmente mais rápidos e precisos com relação àqueles obtidos com uso de nível topográfico, embora os custos também sejam relativamente elevados. O uso de um sistema automatizado torna possível a amostragem em maiores profundidades com relação aos métodos descritos anteriormente, em função do alcance do laser, e da maior rapidez nas leituras. Entretanto, como mencionado por Komar (1998), depende fortemente de condições hidrodinâmicas relativamente calmas e das habilidades do nadador que carrega a régua com o prisma em direção mar afora.

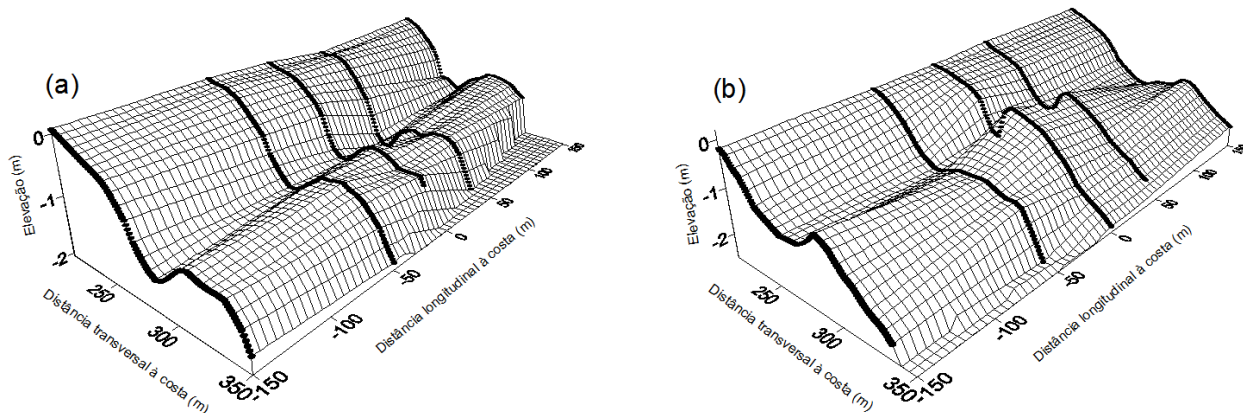


Fig. 10: Diagramas tridimensionais da zona de arrebentação da Praia do Cassino obtidos a partir da interpolação de cinco perfis transversais à costa indicados nos diagramas pelas linhas pretas, ressaltando bancos lineares (a) e rítmicos (b). Modificado de Guedes (2006).

Uma forma de complementar a limitada extensão possível de ser amostrada através dos perfis topográficos é realizando levantamentos batimétricos. Embora este tipo de levantamento possa ser considerado um método indireto de amostragem, uma vez que as profundidades são obtidas indiretamente através do tempo de retorno de ondas acústicas, foi enquadrado aqui como método direto, em função da necessidade de medições diretamente sobre o local amostrado. Normalmente, eco-sondas são utilizadas junto a embarcações de pequeno porte, acopladas a sistema de posicionamento global por satélite (GPS), permitindo assim que apenas uma pessoa realize um levantamento (Dean & Dalrymple, 2002). Os autores ressaltam que as elevações do nível do mar devidas às variações de maré devem ser conhecidas com relação ao mesmo datum utilizado como referência nos perfis topográficos, de forma que elas possam ser descontadas, e ambos os levantamentos possam ser sobrepostos. Um problema adicional deste tipo de amostragem é o efeito das ondas, cuja propagação por sob a embarcação altera sua elevação com relação ao fundo, e conseqüentemente a elevação amostrada pela eco-sonda (Dean & Dalrymple, 2002). De acordo com os autores, uma forma de descontar este efeito é através de métodos objetivos de filtragem, ou ainda com uso de sistemas de GPS cinemático com acurácia centimétrica ou sub-centimétrica, que torne possível uma posterior remoção do sinal induzido pelas ondas no levantamento. MacMahan (2001) descreve um sistema construído para o levantamento de perfis batimétricos próximos à praia, através de uma eco-sonda acoplada a um GPS diferencial em um jet-ski. Goulart (2007) utilizou um sistema semelhante para estudar bancos associados aos fluxos de vazante da desembocadura da Lagoa dos Patos, Cassino, RS (Fig. 11).

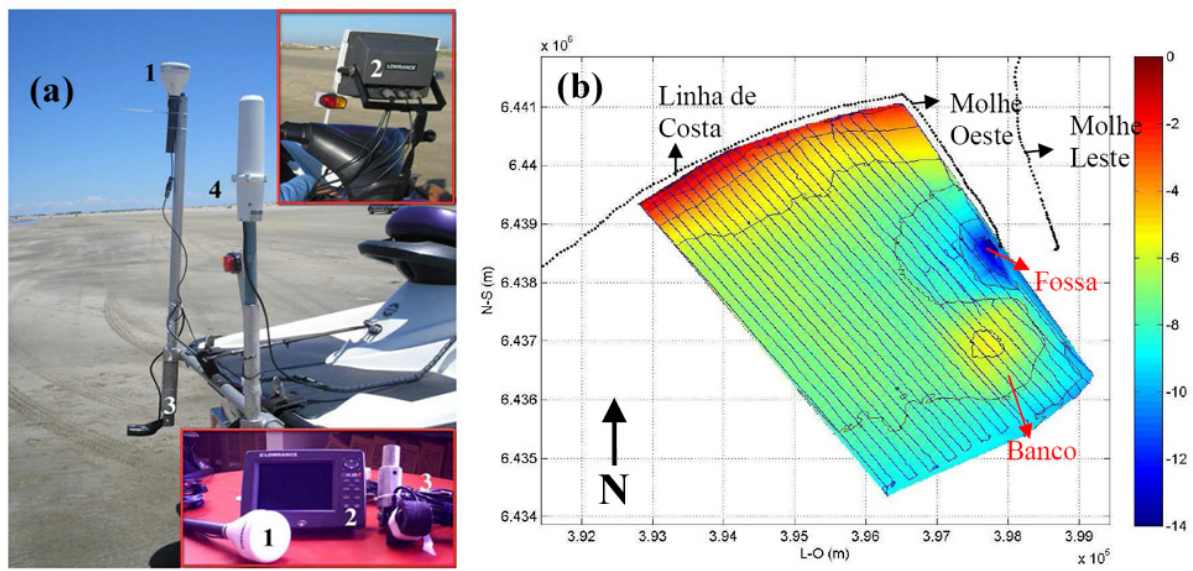


Fig. 11: (a) Sistema utilizado por Goulart (2007) para levantamentos batimétricos na zona de arrebentação e início da ante-praia do Cassino, RS. A figura destaca a antena do GPS (1), o monitor para recepção e visualização dos dados (2), o transdutor (3) e a antena do GPS diferencial (4). (b) Mapa obtido a partir da interpolação dos perfis batimétricos realizados, destacando o banco e a fossa associados à desembocadura da lagoa dos Patos. Modificados de Goulart (2007).

Alguns veículos foram desenvolvidos com o intuito de amostrar perfis desde a praia emersa até profundidades mais altas, podendo ultrapassar os 10 m de profundidade com altos níveis de resolução e acurácia. Dois exemplos que poderiam ser citados são o Coastal Research Amphibious Buggy (CRAB) (Birkemeier & Mason, 1978 *Apud* Komar, 1998) e o trenó submarino desenvolvido por Sallenger *et al.* (1983). Ambos os veículos foram desenvolvidos para amostrar perfis transversais com uso de Estação total, através de um prisma óptico fixado em sua parte mais elevada. O CRAB é um veículo construído sobre três hastes, com 10,6 m de altura (Fig. 12) e que pode entrar mar adentro até profundidades de aproximadamente 8 m. De acordo com Komar (1998), pode coletar dados ao longo da zona de arrebentação durante eventos de tempestade, com ondas de até 2 m de altura. O trenó submarino possui uma haste vertical onde o prisma é posicionado, e se desloca ao longo de um alinhamento transversal à praia, tracionado por guinchos ou rebocado por outros veículos e embarcações. Segundo Sallenger *et al.* (1983), permite coletar dados em condições extremas, com altura de onda de até 5 m. Terra (2003) construiu um trenó submarino que foi utilizado para amostrar perfis de praia e os bancos arenosos até profundidades superiores a 4 m na Praia do Cassino, RS (Fig. 13).



Fig. 12: Veículo motorizado (CRAB) utilizado pelo *Field Research Facility* (FRF), NC, EUA, para o levantamento de perfis topográficos na praia de Duck. Fonte: <http://www.whoi.edu/oceanus/index.do>

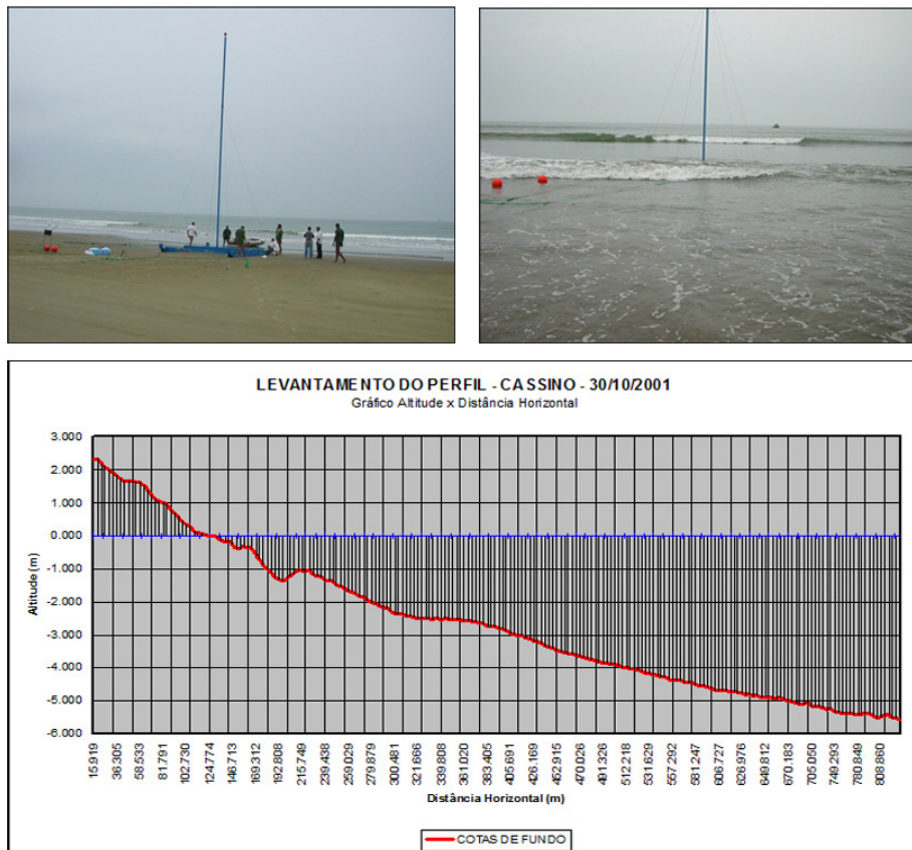


Fig. 13: (a) Trenó submarino construído por Terra (2003) para levantamento da morfologia da zona de arrebanção e início da ante-praia do Cassino, RS. (b) Perfil topográfico amostrado com uso deste trenó. Modificados de Terra (2003).

MacMahan (2001) descreve ainda outros métodos que podem ser utilizados para o levantamento dos bancos arenosos. Entretanto, todos estes métodos diretos apresentam grandes limitações, sejam elas de área possível de ser amostrada em tempo hábil, resolução desta área, acurácia das medidas e custos envolvidos (Komar, 1998). Em função disto, os métodos indiretos, que permitem a obtenção de dados através de sinais visíveis como é o caso do sistema de vídeo-imagens mencionado anteriormente (Sistema Argus) vem sendo desenvolvido e aprimorado, gerando séries temporais de dados com longa duração e obtidos em altas resoluções espaço-temporais.

1.6.2. Método indireto por vídeo-imagens: Sistema Argus

O Sistema Argus é um sistema de sensoriamento remoto baseado em vídeo, o qual consiste em câmeras posicionadas em locais altos como torres, prédios ou penhascos, que monitoram e armazenam imagens de trechos determinados da praia e da zona de arrebentação (Holman & Stanley, 2007). As câmeras são conectadas a computadores, responsáveis por receber e processar as imagens (frames) que são capturadas durante intervalos e em frequências de amostragem determinadas. A área rastreada por sistemas deste tipo é função do número de câmeras, da distância focal das lentes, da altura onde estão posicionadas com relação ao nível médio do mar e do ângulo de visada com relação à região monitorada (Holland *et al.*, 1997). A Fig. 14 destaca a torre e as câmeras de um Sistema Argus instalado na Praia do Cassino, RS. Este sistema consiste em quatro câmeras posicionadas sobre a torre, a aproximadamente 20 m de altura do nível médio do mar, e foi instalado em 2005 como parte de um experimento costeiro realizado no local (Calliari *et al.*, 2005). O Sistema Argus Cassino se caracteriza pela versão Argus II (Holman & Stanley, 2007), composta por câmeras que adquirem imagens RGB de 8 bits com resolução de 640 x 480 pixels.

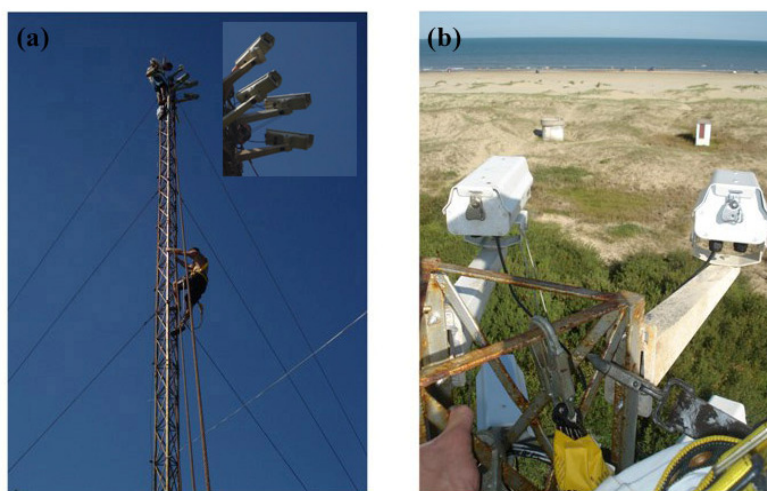


Fig. 14: Sistema Argus instalado na Praia do Cassino, RS. (a) Torre de 14 m de altura construída atrás das dunas frontais para abrigar as câmeras de vídeo (no detalhe). (b) Duas das quatro câmeras posicionadas sobre a torre, destacando a região monitorada. Fotos: Juliana Costi (a) e Rafael Guedes (b).

Holman & Stanley (2007) ressaltam que o armazenamento contínuo de vídeos não é possível em longo termo (anos) em função da imensa quantidade de dados gerados, de forma que apenas amostras de imagens são obtidas. Estas imagens são denominadas imagens instantâneas (*Snap shots*, ex. Fig. 15a), e são adquiridas pelo Sistema Argus Cassino durante intervalos de 10 minutos a cada hora de luz do dia, na frequência de 1 Hz, o que resulta em 600 imagens adquiridas por cada câmera durante os intervalos. A média e o desvio padrão das intensidades de brilho de cada pixel correspondente nas 600 imagens são calculados, de forma separada em cada uma das três bandas das imagens. Como resultado, imagens médias, denominadas *Timex* (Fig. 15b) e dos desvios (*Variance*, Fig. 15c), ambas em RGB, são geradas e armazenadas. Ao final do processamento, apenas duas (a primeira e a última) das 600 imagens instantâneas adquiridas são armazenadas. Estas imagens são fotos oblíquas tiradas da região monitorada por cada câmera, às quais permitem a visualização qualitativa da hidrodinâmica e morfologia subaérea da praia no momento da amostragem (Fig. 15a). Imagens do tipo *Timex* e *Variance*, entretanto, guardam determinados padrões, os quais fornecem uma série de informações acerca da morfologia subaquosa e da dinâmica do sistema praial.

Lippmann & Holman (1989) argumentam que a quebra preferencial das ondas incidentes na região dos bancos resultam na concentração de espuma sobre esta região, de forma que ela apareça como bandas brancas nas imagens *Timex*, as quais são obtidas através das médias de intensidade de brilho no tempo. Desta forma, este tipo de imagem fornece um excelente indício sobre a posição e forma plana dos bancos arenosos em condições de arrebentação ativa sobre eles (ex. Fig. 15b). Imagens *Variance*, por sua vez, separam nitidamente a zona de arrebentação, onde há alto desvio padrão de intensidade de brilho em função da presença intermitente de espuma, da praia emersa, e também do limite externo em direção ao mar, onde as ondas não começaram a quebrar (Holman & Stanley, 2007). Os baixos valores de desvio resultam em tons mais escuros nas imagens, enquanto os valores mais altos caracterizam tons mais próximos do branco. Desta forma, imagens deste tipo definem bem a posição da linha de praia e a largura da zona de arrebentação, uma vez que apresentam claros contrastes entre estas regiões (ex. Fig. 15c), cujas posições podem ser facilmente identificados de forma automatizada.



Fig. 15: *Snap shot* (a), *Timex* (b) e *Variance* (c) adquiridos pela câmera 2 do Sistema Argus da Praia do Cassino, RS, no dia 26 de maio de 2005.

Todas estas informações podem ser quantificadas através de fotogrametria, gerando séries temporais horárias de dados de posição da linha de praia, posição dos bancos ao longo da costa, largura da zona de arrebentação, entre uma série de outros tipos de dados que também podem ser obtidos a partir das imagens (Holman & Stanley, 2007). As transformações fotogramétricas que permitem a conversão entre um sistema de coordenadas em três dimensões do mundo real para um sistema de coordenadas em duas dimensões das imagens são descritas por Holland *et al.* (1997). De acordo com os autores, estas transformações são função de parâmetros intrínsecos (informações sobre o sensor, o campo de visão e distorção das lentes) e extrínsecos às câmeras, os quais incluem sua posição e ângulos de visada (*azimuth- Φ , tilt- τ e roll- σ*) com relação ao plano amostrado. A solução da geometria, que permite as transformações fotogramétricas, requer a determinação destes três ângulos, os quais são demonstrados na Fig. 16a. Entretanto, eles não são possíveis de ser medidos em campo com a acurácia necessária, a qual segundo Holman & Stanley (2007) deve ser da ordem de $0,04^\circ$. A forma como os três ângulos são determinados é através da localização nas imagens de pontos fixos (GCPs) cujas coordenadas no mundo real são conhecidas através de medições em campo. Holland *et al.* (1997) descrevem como as equações das transformações fotogramétricas são invertidas de forma a solucionar os três ângulos, uma vez conhecidas as coordenadas dos GCPs tanto no campo quanto na imagem. Como resultado destas transformações, imagens retificadas, com coordenadas reais e semelhantes a fotografias aéreas são geradas a partir das imagens oblíquas. A Fig. 16 mostra um diagrama esquemático exemplificando as relações colineares entre os sistemas de coordenadas da câmera, da imagem e do mundo real, e um exemplo de um mosaico formado a partir de quatro imagens *Timex*, retificadas pelo Sistema Argus Cassino. É possível observar que uma extensão longitudinal à costa de aproximadamente 300 m é monitorada pelas quatro câmeras na região da linha de praia.

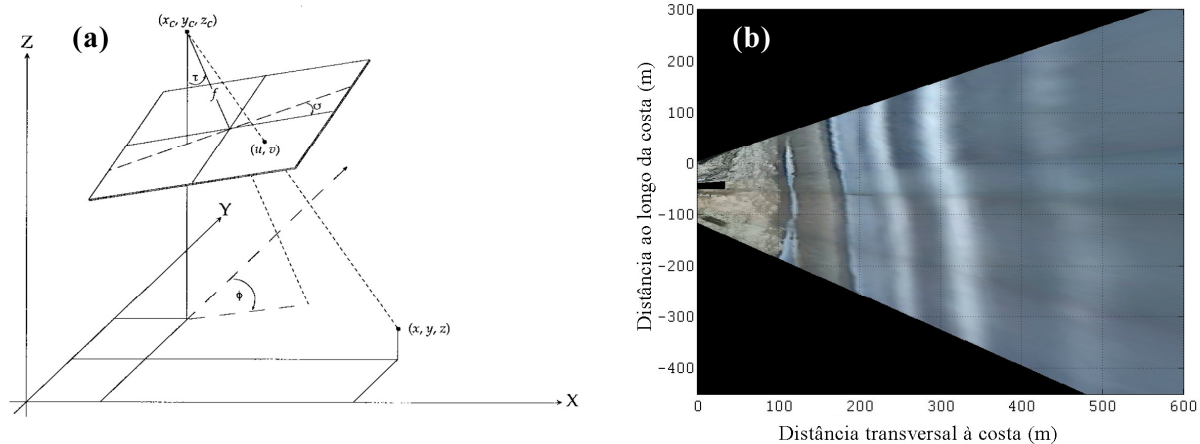


Fig. 16: (a) Esquema destacando as relações colineares entre as coordenadas da câmera (x_c, y_c, z_c), imagem (u, v) e mundo real (x, y, z), e ângulos de rotação (Φ, τ, σ), utilizados nas transformações fotogramétricas. Modificado de Holland *et al.* (1997). (b) Mosaico obtido a partir da retificação de imagens *Timex*, geradas com as quatro câmeras do Sistema Argus Cassino em 26 de maio de 2005.

Os sinais visíveis que vêm sendo explorados pelo sistema de sensoriamento remoto por vídeo descrito acima se baseiam principalmente na quebra das ondas e geração de espuma na zona de arrebentação, e são os tipos de sinais que serão analisados no presente trabalho. Uma série de outros sinais, entretanto, apresenta alto potencial de identificação através de vídeo e de outras metodologias que vêm sendo desenvolvidas, como o radar em banda X (ex. Ruessink *et al.*, 2002). Ondas superficiais, por exemplo, são claramente visíveis tanto pelo olho humano quanto por radares deste tipo, em função das variações no coeficiente de reflexão da água induzidos pela inclinação na superfície livre do mar com a sua propagação (Holman & Stanley, 2007). Desta forma, seus períodos, comprimentos e direções de propagação podem ser bem determinados através da amostragem, em frequências adequadas, de séries temporais de intensidade luminosa de alguns poucos pixels, selecionados em função de sua posição nas imagens (ex. Lippmann & Holman, 1991). A determinação dos períodos e comprimentos de ondas permite que a profundidade no local seja estimada através da relação de dispersão, como demonstrado por Stockdon & Holman (2000). A amostragem da intensidade luminosa em pixels distribuídos ao longo da costa permite que traçadores, como rugosidades na superfície e espumas geradas pela quebra, sejam rastreados, possibilitando assim que se estimem as velocidades e direções das correntes longitudinais (Chickadel *et al.*, 2003).

O potencial de aquisição de dados na zona de arrebentação através de sensoriamento remoto como este por vídeo é bastante grande, e tem permitido que séries longas de dados sejam coletadas em intervalos horários, como as séries de aproximadamente 20 anos obtidas pelo Sistema Argus na Praia de Duck, na Carolina do Norte, EUA (Holman & Stanley, 2007). Contudo, este tipo de sistema também apresenta restrições, dentre as quais se podem destacar a impossibilidade de amostragens durante os períodos noturnos e a má qualidade das imagens durante períodos de chuva e de neblina, como já observado por Lippmann & Holman (1989), o que impossibilita a obtenção contínua de dados (na periodicidade menor que 12 h). É necessário, ainda, que haja dinâmica suficiente na zona de arrebentação (ex. quebra das ondas sobre os bancos) para que sinais visíveis possam ser observados. Os períodos de baixa dinâmica, entretanto, são os mais favoráveis para que as amostragens diretas sejam realizadas, como foi argumentado anteriormente. Desta forma, métodos diretos e indiretos podem ser utilizados de forma complementar para estudar a dinâmica dos bancos arenosos. Kingston *et al.* (2000) demonstraram que séries incompletas de dados de posição dos bancos arenosos podem ser completadas, por meio de dados obtidos a partir das imagens corrigidos através de um modelo empírico.

2. Objetivos

Este trabalho tem por objetivos principais caracterizar a morfologia e a dinâmica dos bancos arenosos na Praia do Cassino, RS, utilizando métodos diretos (perfis praias) e indiretos de amostragem (Sistema Argus), assim como determinar os efeitos de variáveis hidrodinâmicas sobre as posições dos bancos arenosos estimadas por imagens do tipo *Timex* e *Variance*, de forma a obter estimativas mais precisas.

2.1. Objetivos específicos

- Determinar a variabilidade da Praia do Cassino em alta frequência (dias);
- Caracterizar a morfodinâmica dos bancos arenosos da Praia do Cassino;
- Comparar as posições dos bancos na Praia do Cassino obtidas em campo com as estimadas através de dois tipos de vídeo-imagens Argus: *Timex* e *Variances*;
- Avaliar o efeito de altura de onda e variação de nível sobre as posições dos bancos obtidas com estes dois tipos de imagens;
- Verificar a relação entre as estimativas dos bancos por ambas as imagens e padrões de dissipação de energia por quebra das ondas;
- Corrigir os efeitos das variáveis hidrodinâmicas sobre as estimativas dos bancos com as imagens Argus.

3. Referências

- Aagaard, T., Kroon, A., 2007. Mesoscale Behaviour of Longshore Bars-Net Onshore or Net Offshore Migration. *Coastal Sediments '07*, ASCE, New Orleans, Nicholas C. Kraus, Julie Dean Rosati - editors, pp. 2124-2136.
- Aubrey, D.G., 1979. Seasonal Patterns of Onshore/Offshore Sediment Movement. *Journal of Geophysical Research*, 84 (C10), pp. 6347-6354.
- Birkemeier, W.A., 1981. Fast, Accurate Two-Person Beach Surveys. *Engineering Technical Aid 81-11*, U. S. Army Engineer, Coastal Engineering Research Center Vicksburg, 17 p.
- Bowen, A.J., 1980. Simple Models of Nearshore Sedimentation; Beach Profiles and Longshore Bars. *The Coastline of Canada*, Geological Survey of Canada, S.B. McCann Editor, pp. 1-11.
- Calliari, L.J., Klein, A.H.F., 1993. Características Morfodinâmicas e Sedimentológicas das Praias Oceânicas entre Rio Grande e Chuí, RS. *Pesquisas*, 20 (1), pp. 48-56.
- Calliari, L.J., Holland, K.T., Dias, M.S., Vinzon, S., Thornton, E.B., Stanton, T.P., 2005. Experimento Cassino 2005: Uma Síntese dos Levantamentos Efetuados na Ante-Praia e Zona de Arrebentação. *ABEQUA 2005, Guarapari*.
- Carter, R.W.G., 1988. Coastal Environments. An Introduction to the Physical, Ecological and Cultural Systems of Coastlines. Academic Press, London, 617 p.
- Chickadel, C.C., Holman, R.A., Freilich, M.F., 2003. An Optical Technique for the Measurement of Longshore Currents. *Journal of Geophysical Research*, 108 (C11), pp. 3364.
- Dean, R.G., Dalrymple, R.A., 2002. Coastal Processes with Engineering Applications. Cambridge University Press, Cambridge, 475 p.
- Elgar, S., Gallagher, E.L., Guza, R.T., 2001. Nearshore Sandbar Migration. *Journal of Geophysical Research*, 106 (C6), pp. 11623-11627.
- Emery, K.O., 1961. A Simple Method for Measuring Beach Profiles. *Limnology and Oceanography*, 6, pp. 90-93.
- Falqués, A., Montoto, A., Iranzo, V., 1996. Bed-flow instability of the longshore current. *Continental Shelf Research*, 16 (15), pp. 1927-1964.
- Gallagher, L., Elgar, S., Guza, R.T., 1998. Observations of Sand Bar Evolution on a Natural Beach. *Journal of Geophysical Research*, 103 (C2), pp. 3203-3215.
- Goulart, E.S., 2007. Morfodinâmica do banco das Três Marias - Barra do Rio Grande. Monografia de Graduação FURG, Rio Grande, 54 p.
- Greenwood, B., Davidson-Arnott, R.G.D., 1979. Sedimentation and equilibrium in wave-formed bars: a review and case study. *Can. J. Earth Sci.*, 16, pp. 312-332.
- Guedes, R.M.C., 2006. Morfodinâmica de Alta Frequência de um Sistema Praial com Bancos Triplos Durante o Experimento Cassino 2005. Monografia de Graduação, FURG, Rio Grande, 84 p.
- Guza, R.T., Thornton, E.B., 1982. Swash Oscillations on a Natural Beach. *Journal of Geophysical Research*, 87 (C1), pp. 483-491.
- Heathershaw, A.D., Davies, A.G., 1985. Resonant Wave Reflection by Transverse Bedforms and Its Relation to Beaches and Offshore Bars. *Marine Geology*, 62, pp. 321-338.
- Hoefel, F., Elgar, S., 2003. Wave-Induced Sediment Transport and Sandbar Migration. *Science*, 299, pp. 1885-1887.
- Holland, K.T., Holman, R.A., Lippmann, T.C., Stanley, J., Plant, N.G., 1997. Practical Use of Video Imagery in Nearshore Oceanographic Field Studies. *IEEE Journal of Oceanic Engineering*, 22, pp. 81-92.
- Holman, R.A., Bowen, A.J., 1982. Bars, Bumps and Holes: Models for the Generation of Complex Beach Topography. *Journal of Geophysical Research*, 87 (C1), pp. 457-468.

- Holman, R.A., Sallenger, A.H., 1993. Sand Bar Generation: A Discussion of the Duck Experiment Series. *Journal of Coastal Research*, 13 (SI), pp. 76-92.
- Holman, R.A., Stanley, J., 2007. The History and Technical Capabilities of Argus. *Coastal Engineering*, 54, pp. 477-491.
- Howd, P.A., Bowen, A.J., Holman, R.A., 1992. Edge Waves in the Presence of Strong Longshore Currents. *Journal of Geophysical Research*, 97 (C7), pp. 11357-11371.
- Huntley, D.A., 1976. Long-Period Waves on a Natural Beach. *Journal of Geophysical Research*, 81 (36), pp. 6441-6449.
- Kingston, K.S., Ruessink, B.G. Van Enckevort, I.M.J., Davidson, M.A., 2000. Artificial Neural Network Correction of Remotely Sensed Sandbar Location. *Marine Geology*, 169, pp. 137-160.
- Komar, P.D., 1998. Beach Processes and Sedimentation. Prentice Hall, Upper Saddle River, NJ, 544 p.
- Lau, J., Travis, B., 1973. Slowly Varying Stokes Waves and Submarine Longshore Bars. *Journal of Geophysical Research*, 78 (21), pp. 4489-4497.
- Lee, G., Nicholls, R.J., Birkemeier, W.A., Leatherman, S.P., 1995. A Conceptual Fairweather-Storm Model of Beach Nearshore Profile Evolution at Duck, North Carolina, U.S.A. *Journal of Coastal Research*, 11 (4), pp. 1157-1166.
- Lippmann, T.C., Holman, R.A., 1989. Quantification of Sand Bar Morphology: A Video Technique Based on Wave Dissipation. *Journal of Geophysical Research*, 94 (C1), pp. 995-1011.
- Lippmann, T.C., Holman, R.A., 1990. The Spatial and Temporal Variability of Sand Bar Morphology. *Journal of Geophysical Research*, 95 (C7), pp. 11575-11590.
- Lippmann, T.C., Holman, R.A., 1991. Phase Speed and Angle of Braking Waves Measured with Video Techniques. Coastal Sediments '91, ASCE, New York, Nicholas C. Kraus editor, pp. 542-556.
- MacMahan, J., 2001. Hydrographic Surveying from Personal Watercraft. *Journal of Surveying Engineering*, 127 (1), pp. 12-24.
- Mariño-Tapia, I., Russel, P., O'Hare, T., Davidson, M., Huntley, D., 2007. Cross-Shore Sediment Transport on Natural Beaches and its Relation to Sandbar Migration Patterns: 1. Field Observations and Derivation of a Transport Parameterization. *Journal of Geophysical Research*, 112 (C03001), doi:10.1029/2005JC002893.
- O'Hare, T.J., Davies, A.G., 1990. A Laboratory Study of Sand Bar Evolution. *Journal of Coastal Research*, 6, pp. 531-544.
- Pereira, P.S., Calliari, L.J., 2005. Variação Morfodinâmica Diária da Praia do Cassino, RS, Durante os Verões de 2002/2003 no Setor do Terminal Turístico. *Brazilian Journal of Aquatic Science Technology*, 9 (1), pp. 7-11.
- Pereira, P.S., Guedes, R.M.C., Calliari, L.J., 2007. Surgimento de um novo banco arenoso e início de um novo ciclo na praia do Cassino, Rio Grande do Sul, Brasil. ABEQUA 2007, Belém.
- Plant, N., Holman, R., Freilich, M., Birkemeier, W., 1999. A Simple Model for Interannual Sandbar Behaviour. *Journal of Geophysical Research*, 104 (C7), pp. 15755-15776.
- Plant, N.G., Holland, K.T., Holman, R.A., 2006. A Dynamical Attractor Governs Beach Response to Storms. *Geophysical Research Letters*, 33 (L17607), pp. 1-6, doi:10.1029/2006GL027105.
- Roelvink, J.A., Stive, M.J.F., 1989. Bar-Generating Cross-Shore Flow Mechanisms on a Beach. *Journal of Geophysical Research*, 94 (C4), pp. 4785-4800.
- Ruessink, B.G., Kron, A., 1994. The Behaviour of a Multiple Bar System in the Nearshore Zone of Terschelling, the Netherlands: 1965-1993. *Marine Geology*, 121, pp. 187-197.
- Ruessink, B., Bell, P., Van Enckevort, I., Aarninkhof, S., 2002. Nearshore Bar Crest Location Quantified from Time-averaged X-band Radar Images. *Coastal Engineering*, 45, pp. 19-32.
- Sallenger, A., Howard, P., Fletcher, C., Howd, P., 1983. A System for Measuring Bottom Profile, Waves and Currents in the High-Energy Nearshore Environment. *Marine Geology*, 51, pp. 63-76.
- Sallenger, A.H., Holman, R.A., Birkemeier, W.A., 1985. Storm-Induced Response of a Nearshore-Bar System. *Marine Geology*, 64, pp. 237-257.
- Shand, R.D., Bailey, D.G., 1999. A Review of Net Offshore Bar Migration with Photographic Illustrations from Wanganui, New Zealand. *Journal of Coastal Research*, 15 (2), pp. 365-378.

- Short, A.D., Aagaard, T., 1993. Single and Multi-Bar Beach Change Models. *Journal of Coastal Research*, 15 (SI), pp. 141-157.
- Short, A.D., 1975. Multiple Offshore Bars and Standing Waves. *Journal of Geophysical Research*, 80 (27), pp. 3838-3840.
- Stockdon, H.F., Holman, R.A., 2000. Estimation of Wave Phase Speed and Nearshore Bathymetry from Video Imagery. *Journal of Geophysical Research*, 105 (C9), pp. 22015-22034.
- Terra, S.G., 2003. Construção de um Trenó Marítimo (Sea Sled) para o Levantamento Topográfico do Perfil do Fundo do Mar na Zona de Surfe em Rio Grande - RS. Dissertação de mestrado, FURG, Rio Grande, 76 p.
- Thornton, E.B., Guza, R.T., 1983. Transformation of Wave Height Distribution. *Journal of Geophysical Research*, 88 (C10), pp. 5925-5938.
- Thornton, E., Humiston, R., Birkemeier, W.A., 1996. Bar/Through Generation on a Natural Beach. *Journal of Geophysical Research*, 101 (C5), pp. 12097-12110.
- Van Enckevort, I.M.J., Ruessink, B.G., 2001. Effect of Hydrodynamics and Bathymetry on Video Estimates of Nearshore Sandbar Position. *Journal of Geophysical Research*, 106 (C8), pp. 16969-16979.
- Wijnberg, K.M., Kroon, A., 2002. Barred Beaches. *Geomorphology*, 48, pp. 103-120.
- Wijnberg, K.M., Terwindt, J.H.J., 1995. Extracting Decadal Morphological Behaviour from High-Resolution, Long-Term Bathymetric Surveys Along the Holland Coast Using Eigenfunction Analysis. *Marine Geology*, 126, pp. 301-330.
- Wright, L.D., Short, A.D., 1984. Morphodynamic Variability of Surf Zones and Beaches: A Synthesis. *Marine Geology*, 56, pp. 93-118.

CAPITULO 2

**VARIABILIDADE DA PRAIA E MORFODINÂMICA DOS BANCOS ARENOSOS NO
CASSINO, RS, UTILIZANDO PERFIS DE PRAIA E UM SISTEMA DE
SENSORIAMENTO REMOTO BASEADO EM VÍDEO.**

Abstract

During April and June of 2005, a major nearshore processes experiment was conducted at Cassino beach, RS/Brazil. Temporal changes obtained by 71 daily beach profile surveys, simultaneously with an Argus video imaging database and hydrodynamic data indicated that low and high beach mobility displayed by the beach profile envelope were respectively associated with the subaerial and subaqueous portion of the beach being the latter caused by bar migration. A 15 m shoreward berm shift was observed during a storm with significant wave height of 3,0 m and high elevation of sea level above the mean shoreline location. Three bars were identified being the first an inter-tidal bar, periodically exposed due to wind setup, and the other two sub-tidal bars located at average distances of 99 m and 237 m from the shoreline. The first bar location was observed to have high mobility in short time scales (hours), and appear to be controlled by swash and backwash processes. The second bar is more stable in time scales of hours, while has higher mobility in time scales of days. It was observed offshore migration rates as high as 11,6 m/day for this bar, associated with the presence of a rip current over the profile location. Shoreward migration rates reached 9,3 m/day, and were linked to low dynamic conditions, with significant wave height between 0,5 m and 0,75 m. During 13 days of low hydrodynamic conditions, the second bar became attached to the inner bar after migrating 45,5 m, simultaneously to a rhythmic feature development. The whole sequence documented by the Argus station at the field site indicated high wave dissipation during the period of attached bars.

1. Introdução

Bancos arenosos são feições morfológicas dinâmicas e importantes para o equilíbrio de praias arenosas (Lippmann & Holman, 1990). Entre as várias funções destacam-se seu papel no armazenamento de um grande volume de areia, no balanço de sedimentos entre a praia e a plataforma interna (Ruessink & Kroon, 1994), na redução da energia das ondas pelo processo de arrebentação e na geração de uma série de transformações hidrodinâmicas resultantes de variações bruscas na sua morfologia.

Na praia do Cassino, (Fig. 1), bancos de lama depositados sobre a ante-praia têm um importante papel na atenuação das ondas incidentes, causando efeitos de curta e de longa duração sobre o sistema costeiro (Calliari *et al.*, 2007). Com o objetivo de estudar a atenuação das ondas propagando-se sobre fundos lamosos, foi realizado entre abril e junho de 2005 o “Experimento Cassino”, um experimento de campo multidisciplinar caracterizado pela obtenção simultânea de dados hidrodinâmicos, morfológicos e imagens de vídeo na zona de arrebentação (Calliari *et al.*, 2005; Guedes, 2006).

Dentre os levantamentos de campo realizados durante o experimento, perfis topográficos, vídeo imageamento da praia e zona de arrebentação (Sistema Argus) e dados hidrodinâmicos coletados por sensores de pressão foram adquiridos simultaneamente. Os objetivos deste trabalho são caracterizar o comportamento morfodinâmico de alta frequência (diário) da Praia do Cassino durante o período do experimento, bem como caracterizar a morfologia e determinar os padrões de migração dos bancos arenosos no local.

1.1. Área de estudo

A praia do Cassino (Fig.1) localiza-se na porção norte de uma barreira arenosa de 220 km de extensão no extremo sul do Brasil, composta predominantemente por areia fina e muito fina. Apresenta como características uma baixa declividade (1 a 2°), múltiplos bancos paralelos em uma ampla zona de arrebentação e classificação modal dissipativa com estágios intermediários (Calliari & Klein, 1993). Embora situada numa região micro-maré, elevações frequentes do nível do mar da ordem de 1 a 2 m causadas por marés meteorológicas causam alterações morfológicas marcantes no prisma praiial devido à alta energia das ondas associadas às tempestades do quadrante sul (Calliari *et al.*, 1998).

Depósitos costeiros de lama fluída formam-se a partir do material em suspensão exportado pela Lagoa dos Patos (Calliari & Fachin, 1993). Estes depósitos são retrabalhados em profundidades que variam de 6 a 12 m e lançados na zona de arrebentação e no perfil subaéreo durante eventos de alta energia geralmente provindos do quadrante sul (Villwock & Martins, 1972; Martins *et al.*, 1972; Calliari *et al.*, 2000; 2005; 2007).

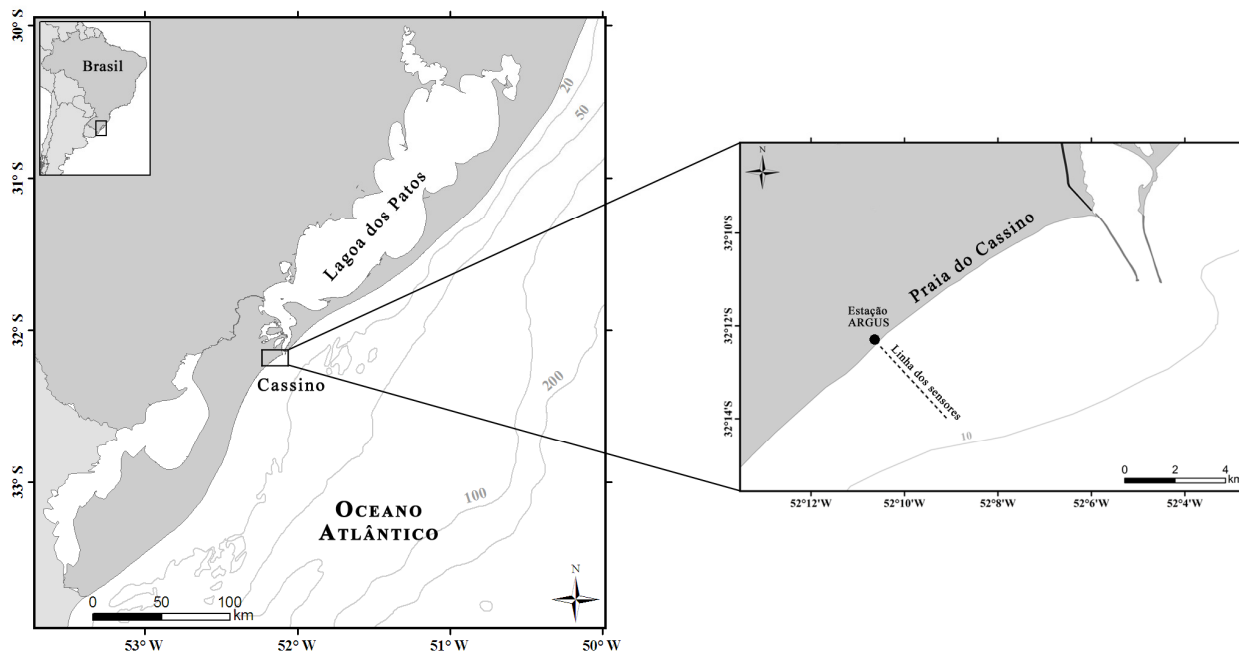


Fig. 1: Mapa de localização da Praia do Cassino. A localização da estação Argus Cassino encontra-se representada pelo ponto preto no mapa em maior escala. A linha tracejada neste mesmo mapa indica o alinhamento onde sensores de pressão foram instalados e os perfis de praia amostrados.

2. Métodos

2.1. Levantamentos de campo

2.1.1. Sensores de pressão

Sensores de pressão foram posicionados na zona de arrebentação, entre 0,5 m (P1) e 6 m (P5) de profundidade, no alinhamento dos perfis de praia. A Fig. 2 apresenta um esquema do posicionamento destes sensores. O sensor mais externo (P5) instalado em 05 de maio de 2005, teve seus dados recuperados em 29 de maio. Após este período o sensor foi completamente soterrado, impossibilitando assim a obtenção dos dados. Outros sensores de pressão (P1 a P4) foram instalados em 27 de maio de 2005, e coletaram dados continuamente até o dia 25 de junho.

Os sensores registraram, em intervalos horários, séries de variação de pressão, na frequência de 15 Hz. O método de análise das séries horárias consiste na divisão em 26 sub-séries de 2048 medidas para análises espectrais e transformação em superfície livre através do método zero-ascendente. Neste método a altura de onda é definida como a diferença entre a máxima e mínima elevação da superfície livre entre dois pontos consecutivos cruzando o nível médio em um sentido ascendente (Thornton & Guza, 1983). Valores de período de pico (T_p) foram determinados em cada sub-série por:

$$T_p = \frac{1}{f_p}, \quad (1)$$

sendo f_p a frequência de maior energia do espectro. Altura de onda significativa (H_s) em cada sub-série foi calculada pela média do terço das maiores ondas determinadas no intervalo. Valores horários de T_p e H_s foram calculados pela média dos valores nas 26 sub-séries. Para os dados de T_p , apenas os sensores P3 e P5 foram utilizados, devido à grande quantidade de dados espúrios obtidos através dos outros sensores.

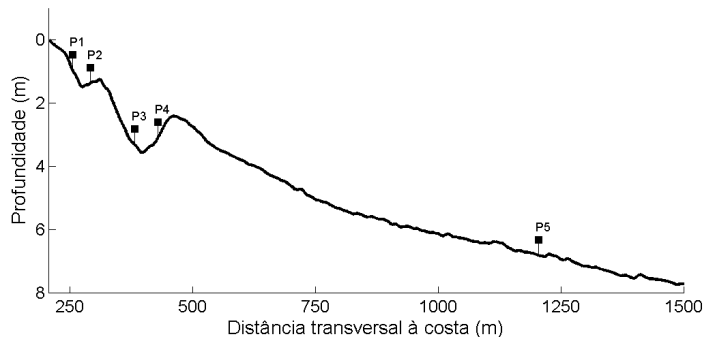


Fig. 2: Perfil batimétrico transversal à linha de costa na Praia do Cassino, com a posição dos sensores indicadas sobre ele. Distâncias são relativas ao RN. Profundidades são relativas ao datum.

2.1.2. Perfis de praia

Foram realizados 71 perfis topográficos da praia, com frequência diária, entre 18 de abril e 27 de junho de 2005. Os perfis foram feitos sobre um mesmo alinhamento, transversal à linha de praia, com uma estação total NIKON-DTM-330. Um marco de referência (RN) foi instalado sobre as dunas frontais (32,2053918 S, 52,1768157 W, WGS 84), e um datum foi estabelecido a partir da transferência da cota de um marco geodésico do IBGE para este marco, utilizando um GPS diferencial. Os perfis estenderam-se mar adentro até uma profundidade máxima de 2,5 m, limitada pela altura da haste do prisma óptico. Posição e elevação do máximo e mínimo espraiamento (R) foram registradas em cada perfil. A elevação média do nível d'água foi calculada pela média dos valores de elevação nas posições do mínimo espraiamento.

2.1.3. Vídeo-imagens

Um sistema de sensoriamento remoto baseado em vídeo (Holland *et al.*, 1997), instalado na área de estudo, foi utilizado para a visualização de padrões espaciais na morfologia da região subaquosa da praia. O sistema (Argus) consiste de quatro câmeras de vídeo instaladas sobre uma torre de 14 m de altura, cujas imagens sobrepostas monitoram uma extensão aproximada de 300 m ao longo da costa na região da linha de praia. Imagens instantâneas oblíquas são adquiridas a cada hora de luz do dia por cada câmera, em uma taxa de 1 Hz, durante intervalos de amostragem de 10 minutos. Média e desvio padrão são calculados para as intensidades de brilho de cada pixel correspondente nas 600 imagens adquiridas nos intervalos, gerando uma imagem de longa exposição (*Timex*) e uma dos desvios (*Variance*), ambas em RGB. A Fig. 3 mostra exemplos dos três tipos de imagens, obtidas no Cassino em 30 de abril de 2005. De

acordo com Lippmann & Holman (1989), a quebra preferencial das ondas sobre os bancos, a qual concentra espuma sobre esta região, é bem definida por imagens *Timex* (Fig. 3b), geradas pela média no tempo de várias imagens instantâneas.



Fig. 3: Imagens instantâneas (a), *Timex* (b) e *Variance* (c) obtidas com a câmera 2 do Sistema Argus da Praia do Cassino em 30 de abril de 2005.

Através de parâmetros intrínsecos e extrínsecos às câmeras, como distância focal das lentes, ângulos de orientação das câmeras e medidas adquiridas em campo, as imagens são retificadas, obtendo-se imagens planas com coordenadas reais, a partir das oblíquas, como descrito em Holland *et al.* (1997). A união das imagens planas de cada câmera constitui um mosaico retificado com escala métrica, que torna possível a visualização de padrões espaciais na área de cobertura. Um exemplo de um mosaico obtido no Cassino através da retificação de imagens *Timex* do dia 30 de abril de 2005 é mostrado na Fig. 4, onde dois bancos arenosos são destacados pelas letras A e B. O sistema de coordenadas destas imagens tem sua origem sobre o mesmo RN dos perfis, de forma que as distâncias podem ser comparadas utilizando os dois métodos.

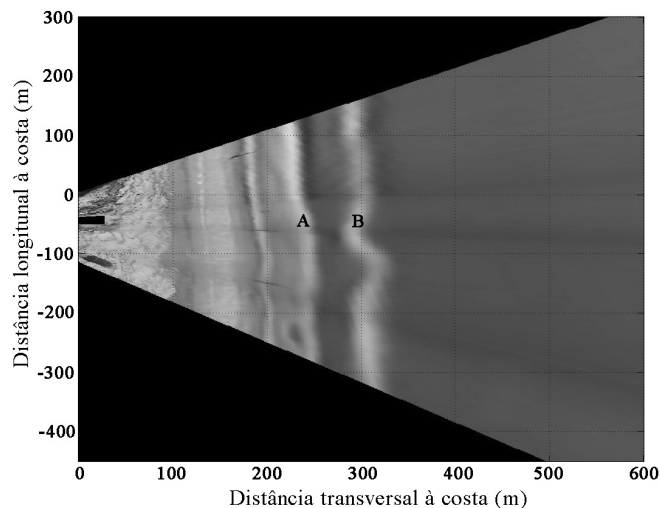


Fig. 4: Mosaico da Praia do Cassino do dia 30 de abril, evidenciando a presença de dois bancos na zona de arrebanção, indicados pelas letras A e B. Distância transversal à costa aumenta em direção ao mar. Distância longitudinal aumenta à NE e diminui à SW do RN (0,0).

2.2. Análise dos dados

Os dados de altura significativa das ondas (H_s) obtidos pelos sensores de pressão foram interpolados no tempo pelo método *spline*, a fim de sincronizar as medidas. Eliminaram-se dados obtidos pelo sensor P4 entre o período de 05 e 14 de junho devido a problemas técnicos, possivelmente pelo sensor estar soterrado. Dados de H_s e T_p obtidos por observação visual pelo método proposto por Melo (1991) entre o período de 18 de abril e 05 de maio foram utilizados para completar esta série no período dos primeiros perfis, quando os sensores de pressão não estavam instalados. Períodos de alta dinâmica foram definidos como aqueles em que H_s atingiu valores superiores a dois desvios padrões acima do valor médio de H_s .

Os perfis de praia foram interpolados linearmente a cada 1 m. O envelope dos perfis foi determinado através dos máximos e mínimos valores de elevação (z) a cada metro para os perfis, tendo-se calculado o perfil médio através da média dos valores de z em cada posição. A declividade da face praia (β) foi determinada por:

$$\beta = \arctg\left(\frac{\Delta y}{\Delta x}\right), \quad (2)$$

sendo Δy = elevação da face da praia (m) e Δx = largura da face da praia (m). A mobilidade da praia foi determinada através dos parâmetros morfométricos propostos por Short & Hesp (1982): γb , $\sigma \gamma b$ e CV, correspondentes respectivamente à largura média da praia, variação da largura da praia e coeficiente de variação. O parâmetro ômega (Ω), proposto por Dean (1973) e utilizado por Wright & Short (1984) para classificar os estágios praias foi também calculado em cada levantamento.

As posições da crista dos bancos arenosos foram determinadas com relação ao RN, nos perfis em que os bancos puderam ser amostrados. Dois métodos têm sido comumente utilizados para a definição da posição dos bancos arenosos: o da posição de menor profundidade sobre a crista (ex, Lippmann & Holman, 1989; Thornton *et al.*, 1996; Gallagher *et al.*, 1998) e método da posição de maior anomalia próximo aos bancos, com relação a um perfil médio suavizado (ex. Bailey & Shand, 1997; Plant & Holman, 1998; Kingston *et al.*, 2000; Ruessink *et al.*, 2002). De acordo com Van Enckevort & Ruessink (2001), a posição dos bancos é praticamente a mesma utilizando ambos os métodos para bancos bem definidos, com morfologia gaussiana, porém pode variar na ordem de dezenas de metros para bancos do tipo plataforma, sendo o último método mais adequado para caracterizar a posição deste tipo de banco. Uma vez que o segundo e terceiro bancos arenosos se caracterizaram por uma morfologia gaussiana, com uma crista bem definida, suas posições foram determinadas pela localização do ponto de menor profundidade sobre esta crista, como nos exemplos mostrados na Fig. 5. Já o primeiro, cuja morfologia do tipo plataforma foi a mais observada, sem a distinção de uma crista bem definida, o método da posição de

máxima anomalia foi adotado. Taxas de migração foram calculadas para o segundo banco como a diferença em sua posição entre dias consecutivos.

Mosaicos de imagens Argus foram utilizados para a visualização da morfologia plana dos bancos arenosos durante o período de amostragem dos perfis de praia, permitindo uma avaliação qualitativa de determinados padrões tridimensionais, os quais não são possíveis de serem observados apenas com os perfis 2D.

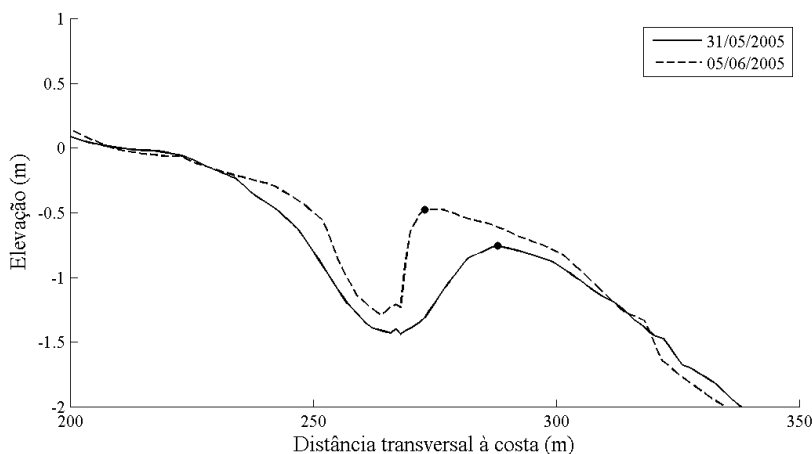


Fig. 5: Exemplo da determinação das posições da crista do segundo banco arenoso nos perfis do dia 31/05 e 05/06. Distâncias são relativas ao RN. Elevações são relativas ao datum.

3. Resultados e discussão

3.1. Dados hidrodinâmicos

A Fig. 6 mostra as séries temporais de H_s (6a) e T_p (6b) obtidas pelos sensores de pressão e por observações visuais, e de nível, representadas pela elevação das posições de máximo, mínimo e média do espriamento (6c). Foram identificados quatro períodos de maior dinâmica, com H_s superior a dois desvios padrões acima da média ($H_s > 1,74$ m): Entre 25 e 28 de abril registrou-se a tempestade mais intensa, com os valores de H_s atingindo 3,0 m, e T_p ultrapassando os 12 s; em maio, durante dois episódios entre os dias 06 a 10, e 20 a 26, foram registradas tempestades com H_s ultrapassando 2,0 m, e T_p atingindo valores próximos a 14 e 15 s, respectivamente; entre o período de 13 e 21 de junho H_s atingiu 1,9 m, com T_p mantendo-se entre 11 e 12 s.

Os maiores valores de elevação do nível estiveram associados aos períodos das tempestades descritas anteriormente. O nível mais alto foi observado durante a tempestade mais intensa, chegando a 1,8 m acima do datum (Fig. 6c). A elevação média do nível do mar calculada foi de 0,16 m, sendo similar ao valor estabelecido através do datum vertical utilizado neste trabalho.

As séries de Hs obtidas a partir dos quatro sensores de pressão simultaneamente (Fig. 7a) permitem avaliar a dissipação das ondas, através da variação de Hs, entre o sensor localizado a 2,8 m de profundidade (P4) e P1, instalado na profundidade de 0,5 m. As maiores diferenças de Hs (ΔH_s) estiveram associadas aos períodos de maiores alturas significativas de onda (Fig. 7b), sobretudo após o dia 13 de junho, quando Hs permaneceu oito dias sempre acima de 1,0 m. O maior valor de ΔH_s foi encontrado no dia 14 de junho, às 05:00, quando foi registrada Hs de 1,92 m no P4, e 0,97 m no P1, com ΔH_s de 0,95 m.

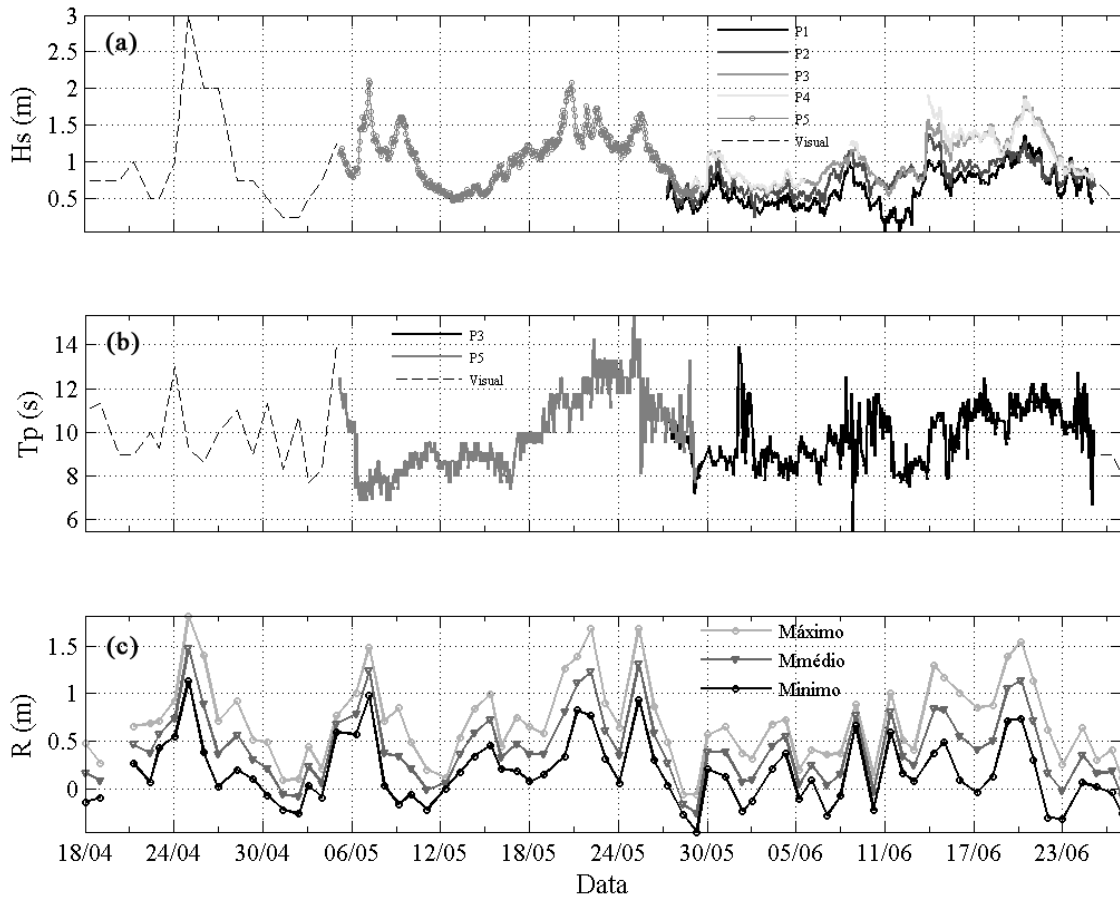


Fig. 6: Séries temporais de (a) Hs e (b) Tp obtidas pelos sensores de pressão, completadas com dados obtidos através de observações visuais em tracejado. (c) Valores máximos, médios e mínimos de elevação do espraiamento (R).

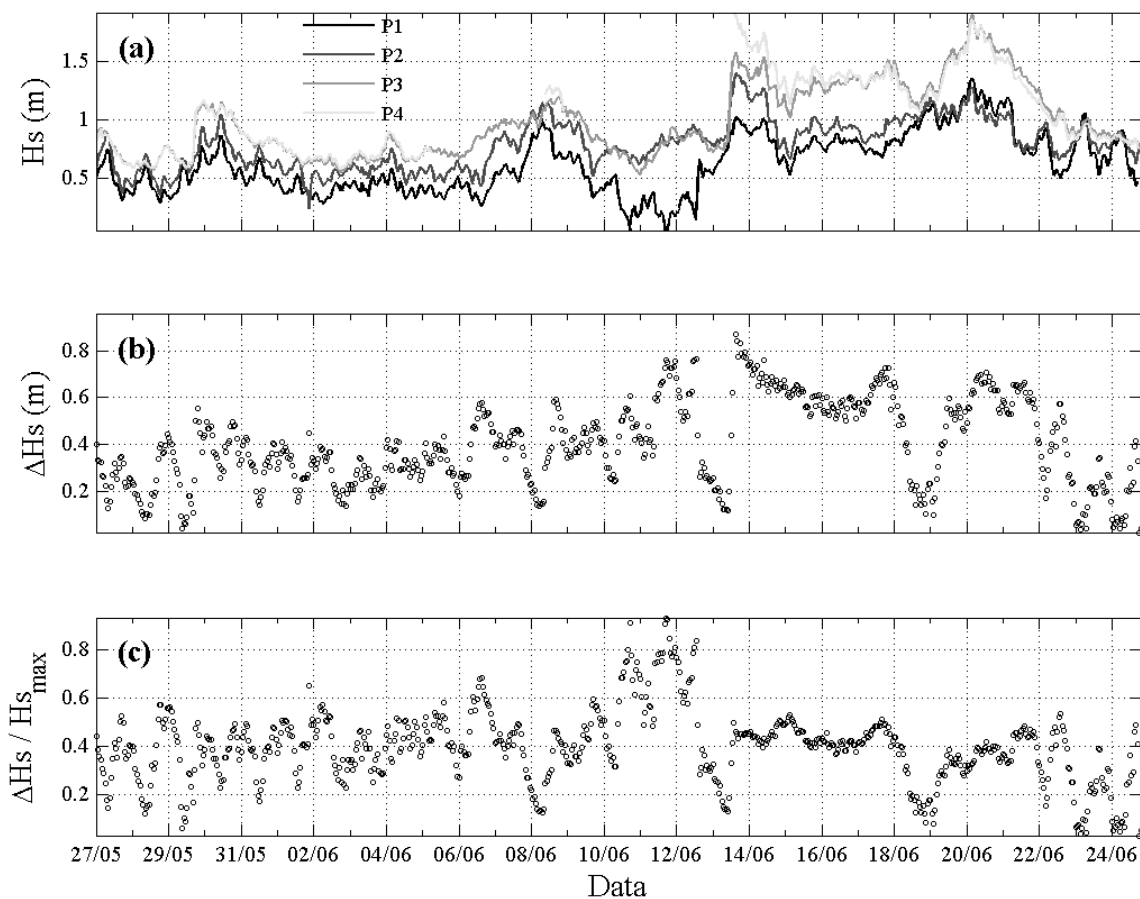


Fig. 7: (a) H_s obtida simultaneamente pelos sensores de pressão, (b) diferença entre os maiores e menores valores de H_s para cada hora - ΔH_s , (c) ΔH_s dividida pelos maiores valores de H_s para cada hora (c).

A Fig. 7c apresenta valores de ΔH_s divididos pelos máximos valores de H_s para cada medida horária. Os maiores valores são encontrados entre os dias 10 e 13 de junho, quando H_s não ultrapassou 1,0 m no sensor P4, porém chegou próximo a zero no sensor posicionado a 0,5 m de profundidade (P1), resultando em altos valores de ΔH_s com relação à altura de onda significativa obtida no sensor P4. É possível observar na Fig. 6c que, durante este mesmo período, a diferença entre os máximos e mínimos valores de R foi bastante baixa, indicando baixa dinâmica na região de espreamento. Este comportamento parece estar vinculado à alta dissipação relativa de energia observada aqui para o período, à qual será discutida no item 3.4 em função da morfologia do perfil.

3.2. Perfis de praia

A Fig. 8 mostra os 71 perfis plotados em uma mesma base (Fig. 8a), e o envelope dos perfis, com o perfil médio, desvio padrão e diferenças do envelope (Fig. 8b). O comprimento dos perfis variou entre 180 e 476 m com média de 315 m. A posição de intersecção dos perfis com o datum oscilou 28 metros

entre os 71 levantamentos, com posição média de 203 m a partir do RN, à qual foi definida como posição média da linha de praia, separando a porção subaérea da porção submersa.

Na porção subaérea a máxima variação vertical do envelope de perfis foi de 0,65 m, devido a um deslocamento de 15 m da berma em direção à costa durante a primeira tempestade, entre os dias 24 e 26 de abril. Serau & Calliari (2003), estudando a praia dos Concheiros do Albardão, ao sul do Cassino, mostraram um padrão similar de retirada de sedimento na região da face da praia. Segundo os autores, este processo ocorreu simultaneamente a uma retração e elevação da posição da berma, de forma similar à observada no presente trabalho. A migração da berma ocorreu durante o período onde os maiores valores de R foram encontrados (Fig. 6c). Condições de alta dinâmica associadas a altos valores de T_p e nível elevado ocorreram outras vezes durante o período do estudo, entretanto apenas na situação descrita anteriormente estiveram associadas a um deslocamento significativo na posição da berma. Esta realocação pode ser explicada através da disponibilidade de sedimento próximo à face da praia, em posições mais baixas do perfil praiial. A ação energética das ondas remobilizando o sedimento da berma em condições de nível elevado sobre a praia é mais intensa nesta situação. Durante os eventos posteriores, este sedimento sofreu menor influência deste processo, uma vez que se encontrava estocado sobre uma posição mais elevada do perfil, menos sujeita assim à ação da hidrodinâmica. O processo de deslocamento da berma sob condições de tempestade, descrito aqui, parece ser um importante mecanismo na disponibilização de sedimentos para o transporte eólico e fornece indicações de estar condicionado à forma antecedente do perfil subaéreo.

Na porção submersa a máxima variação vertical do envelope foi de 1,5 m. Este valor corresponde à máxima diferença entre as elevações da cava e da crista do segundo banco arenoso. Segundo Lippmann & Holman (1990), variações nas posições e alturas dos bancos arenosos são as principais fontes de variabilidade nos perfis de praia. O resultado encontrado neste trabalho reflete a mobilidade dos bancos arenosos na Praia do Cassino na escala de dias através de processos de migração, que serão detalhados mais adiante.

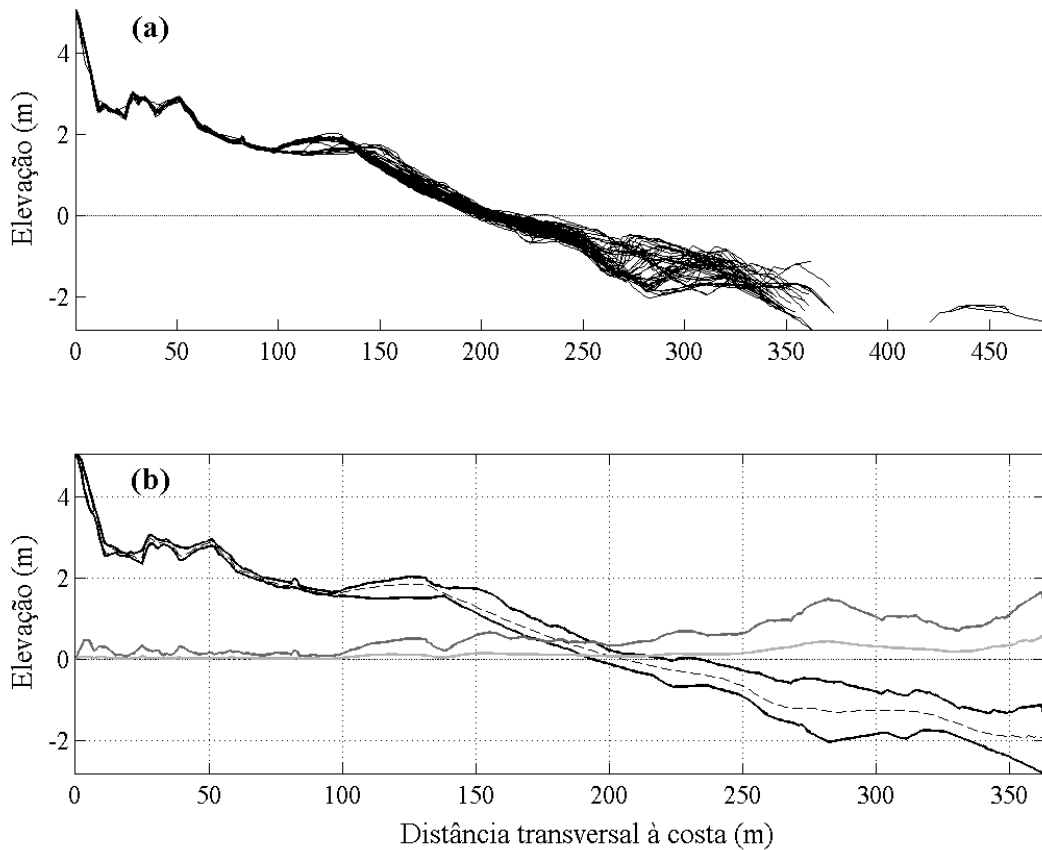


Fig. 8: (a) Todos os 71 perfis amostrados, plotados em uma mesma base. (b) Envelope dos perfis (preto), perfil médio (tracejado), desvio padrão (cinza claro) e diferenças do envelope dos perfis (cinza escuro). Distâncias são relativas ao RN. Elevações são relativas ao datum.

A praia apresentou declividade suave, com β variando entre $0,46^\circ$ e $3,15^\circ$, com valor médio de $1,26^\circ$ (1:45). A largura média da praia (y_b) foi de 122,2 m, sendo a variação desta largura (σ_{yb}) de 5,2 m, o que representa um baixo coeficiente de variação ($CV = 4,2\%$) (tabela 1). Dolan *et al.* (1978) definiram o conceito de mobilidade praial a partir do desvio padrão da largura média de praia. Posteriormente, Short & Hesp (1982) utilizaram este conceito para classificar praias do litoral sudeste da Austrália quanto à mobilidade, a partir de perfis topográficos. Estes autores classificaram como dissipativas praias largas (90-110m), com a face da praia suave (1:33-1:39) e com baixos valores de CV (7-10%). Os valores encontrados aqui indicam uma praia bastante estável, com baixa mobilidade, típica de estágios dissipativos.

Calliari & Klein (1993) estudando a mesma praia por meio de 15 perfis praias realizados com frequência quase mensal, encontraram valores similares para β e CV (1:30 e 5%, respectivamente). Isto indica que um período relativamente curto de amostragem (dois meses) com frequência diária pode ser suficiente para caracterizar grande parte da variabilidade praial no Cassino. Embora estes autores tenham identificado padrões sazonais de acreção durante os meses de verão e erosão durante o inverno, a

amostragem de alta frequência evidencia que os episódios de erosão e acresção possuem escalas temporais mais curtas para o local, associados à passagem de sistemas frontais. Contudo, Pereira & Calliari (2005) observaram em seu estudo de alta frequência realizado em outra região da Praia do Cassino, que a presença de lama pode ter alta influência sobre a variabilidade desta praia. Os autores encontraram valores de CV de 8,1% e 4,8% para os verões de 2002 (sem deposição de lama na praia) e 2003 (com deposição de lama), o que sugere que variações inter-anuais associadas a eventos deste tipo também são importantes na região.

O parâmetro adimensional Ω variou entre valores típicos de estágios reflectivos (1,3) a Ω bastante dissipativo (17,8), segundo a classificação proposta por Wright & Short (1984). A média encontrada para este parâmetro foi de 5,8 (Tabela 1), valor próximo ao limite que separa praias intermediárias e dissipativas (6,0). O valor de Ω é diretamente proporcional à H_s , e inversamente proporcional à T_p e velocidade de decantação do sedimento (W_s) (Dean, 1973). W_s foi fixado de acordo com o valor determinado por Calliari & Klein (1993) para a Praia do Cassino (1,81 cm/s). Desta forma, as variações de Ω estiveram condicionadas a variações de altura e período das ondas. Os baixos valores foram resultado de condições com baixa dinâmica e alto período das ondas. A praia do Cassino, no entanto, comporta-se em seu estado modal como um sistema dissipativo, como já observado por Calliari & Klein (1993), caracterizado por baixa declividade da face da praia, sedimentos finos e muito finos e ampla zona de arrebenção, com alta dissipação de energia das ondas.

Tabela 1: Parâmetros morfométricos obtidos nos levantamentos diários.

Parâmetro	N	Min Ω	Max Ω	Media Ω	γb (m)	$\sigma \gamma b$ (m)	CV (%)	β (°)
Valor	71	1,3	17,8	5,8	122,2	5,2	4,2	1,26

3.3. Bancos arenosos

Foram registrados até três bancos ao longo dos perfis de praia. O banco interno foi amostrado em 99% dos levantamentos, entre as posições de 18 e 63 m (média de 38 m) a partir da posição média da linha de praia (Tabela 2). Esta feição morfológica caracterizou-se na maioria dos levantamentos como uma quebra na declividade do perfil próxima à posição da linha d'água, sem a presença de uma cava definida, semelhante a um de terraço de maré descrito por Wright & Short (1984). Entretanto, uma morfologia típica de bancos do tipo *Slip-face* pôde ser observada em alguns levantamentos, com uma pequena cava anterior, e face voltada à costa mais abrupta que a face em direção ao mar, como descrito por Masselink *et al.* (2006). Ambas estas morfologias são típicas de bancos inter-mareais, os quais são periodicamente expostos em função de variações no nível d'água, e costumam ser observadas em costas sujeitas a regimes de meso-maré. Masselink *et al.* (2006), contudo, argumenta que bancos do tipo *Slip-*

face (classificados como bancos de espraiamento por Carter, 1988), também ocorrem em costas com micro-maré, estando sua emersão associada a eventos de maré meteorológica negativa. Este padrão foi observado durante o período estudado, com o primeiro banco sendo periodicamente exposto em situações de eventos de maré meteorológica negativa, associada a fortes ventos do quadrante NE.

Tabela 2: Distâncias dos bancos em relação à posição média da linha de praia.

	Distância da linha de praia (m)			Observações
	Mínima	Máxima	Média	
Banco 1	18	63	38	70
Banco 2	63	135	99	38
Banco 3	235	249	237	3

A Fig. 9 mostra mosaicos dos dias 30 de abril (a), 15 de maio (b) e 27 de maio de 2005 (c), plotadas com os perfis praiais obtidos nos respectivos dias. Dois bancos arenosos podem ser observados tanto nas imagens quanto nos perfis, o primeiro estando entre 200 e 250 m a partir do RN, e o segundo próximo aos 300 m. Uma morfologia típica de terraço pode ser observada para o primeiro banco no dia 30 de abril, sem a presença de uma cava anterior, enquanto que uma pequena cava se faz presente anteriormente a este banco no dia 15 de maio. É possível observar que a presença da cava reflete também nas imagens, uma vez que, quando presente, resulta em uma distinção entre a banda branca de espuma relativa ao primeiro banco e a linha de praia (Fig. 9b). Para o banco sem cava da Fig. 9a, entretanto, a banda branca se estende de forma contínua até a linha de praia, indicando que esta região tende a permanecer saturada nesta situação, com as ondas quebrando e dissipando energia continuamente em direção à costa. A exposição do primeiro banco pode ser observada na Fig. 9c, através do perfil e também da imagem, confirmando o comportamento inter-mareal atribuído a este banco.

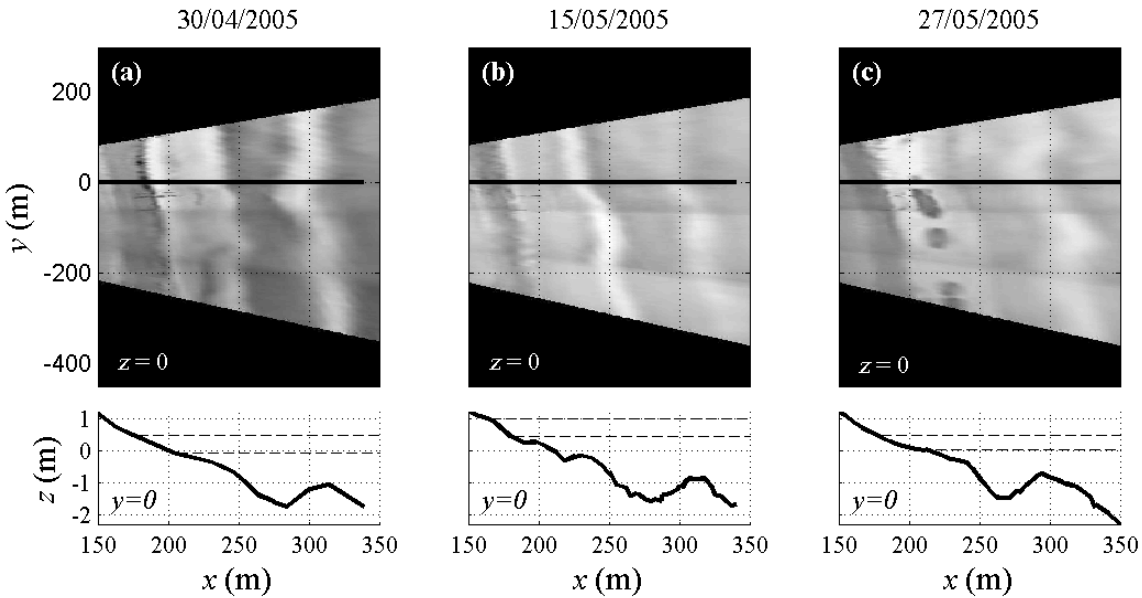


Fig. 9: Mosaicos obtidos a partir de imagens *Timex* no Cassino nos dias 30/04 (a), 15/05 (b) e 27/05 de 2005 (c), com os perfis correspondentes aos respectivos dias. A linha horizontal preta em $y = 0$ indica a posição dos perfis com relação às imagens. Linhas horizontais tracejadas representam as posições de máximo e mínimo espraçamento no momento da amostragem. “ x ” e “ y ” representam as distâncias transversal e longitudinal à costa a partir do RN, respectivamente, “ z ” a elevação com relação ao datum.

De acordo com Winjnberg & Kroon (2002), a formação dos bancos inter-mareais pode estar associada a eventos de tempestade, quando a praia emersa é erodida e o sedimento depositado na zona de arrebenção, próximo à linha de praia. Os autores argumentam que o mecanismo exato sob o qual estes bancos se formam não é bem conhecido, entretanto, após a sua formação, o espraçamento parece estar bastante associado com a sua dinâmica. A Fig. 10 apresenta os valores de elevação da posição de máximo espraçamento no momento de amostragem dos perfis praias, plotados em função da posição do primeiro banco para o respectivo levantamento. É possível observar um excelente ajuste entre os valores, cujo coeficiente de determinação r^2 calculado foi de 0,91, estatisticamente significativo no nível de 99%. Isto indica que a dinâmica do primeiro banco do Cassino parece estar fortemente vinculada aos processos de espraçamento, o que está de acordo com o trabalho de Lee *et al.* (1995) os quais observaram que existe uma troca significativa de sedimentos entre o primeiro banco e a praia emersa.

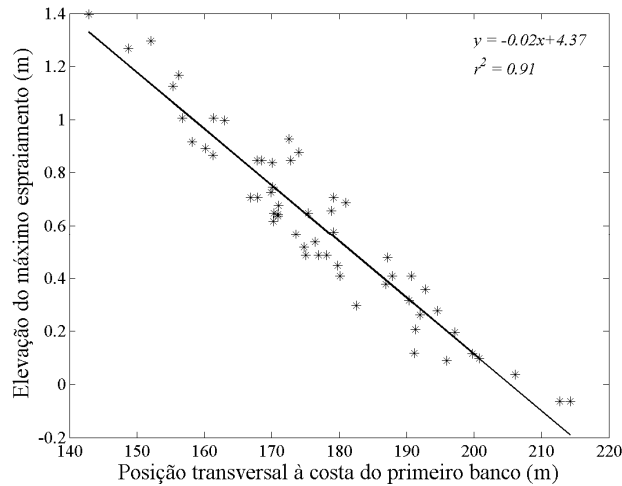


Fig. 10: Elevação da posição de máximo espraiamento no momento de amostragem dos perfis praiais plotados em função da posição do primeiro banco no respectivo levantamento. A linha preta representa a reta de ajuste. A equação da reta de ajuste (y) e o coeficiente de determinação (r^2) são demonstrados.

O segundo banco foi registrado em apenas 53% dos perfis em função das limitações de amostragem do método. Esteve na maior parte das vezes caracterizado por uma cava bem pronunciada anterior a uma crista bem definida, como exemplificada nos três perfis da Fig. 9. O desnível entre a elevação da crista e da cava deste banco variou entre 1,0 e 1,5 m. Sua posição ao longo de seus 38 levantamentos oscilou entre 63 e 135 m a partir da posição média da linha de praia, com posição média de 99 m (Tabela 2). Este banco mostrou-se morfologicamente bem desenvolvido na maior parte dos dias, com um sistema banco-cava bem definido, exceto durante um período em que ele migrou em direção à costa soldando-se ao primeiro banco, que será discutido mais adiante. O terceiro banco arenoso pôde ser amostrado em apenas três levantamentos, quando sua relativa proximidade à costa associada à ausência de correntes de deriva litorânea tornou possível que ele fosse alcançado. A cava anterior, entretanto, não pôde ser mensurada, uma vez que apresentava profundidades superiores à altura da haste do prisma óptico (2,5 m), como pode ser observado na Fig. 8a. A posição da crista variou entre 235 e 240 m, com média de 237 m a partir da posição média da linha de praia (Tabela 2).

3.4. Taxas de migração

As taxas de migração foram calculadas apenas para o primeiro e segundo bancos, uma vez que o terceiro não pôde ser amostrado durante dias consecutivos. O primeiro banco se deslocou 45 m ao longo das 70 observações, como pode ser observado através das suas posições mínimas e máximas a partir da localização média da linha de praia na Tabela 2. Este deslocamento, como previamente observado, esteve predominantemente associado às variações na posição do máximo espraiamento, as quais explicaram 91% da variância na localização do primeiro banco. As variações na posição da máxima excursão vertical da

linha d'água, por sua vez, estão associadas às oscilações de nível induzido pela maré, à declividade da face da praia e ao *setup* induzido pelas ondas e pelo vento (Komar, 1998). Desta forma, estas variáveis parecem ser importantes na determinação da posição do primeiro banco na Praia do Cassino. O valor médio de migração deste banco observado para o período foi de 0,9 m, com desvio padrão de 11,5 m. O valor médio pode ser considerado relativamente baixo, e é um reflexo do fato de que as migrações ocorrerem nos dois sentidos. Entretanto, o desvio padrão observado para as taxas de migração, o qual representa 26% da extensão do deslocamento total deste banco nos 70 dias de amostragem, indica que a variabilidade de curto termo deste banco (horas) é relativamente alta.

O segundo banco apresentou uma variabilidade consideravelmente mais elevada com relação ao primeiro, uma vez que sua crista deslocou-se 72 m ao longo de seus 38 levantamentos, como pode ser constatado pela Tabela 2. Contudo, o valor médio e o desvio padrão das taxas de migração encontrado para este banco foram de 1,4 m e 4,7 m. Este desvio corresponde a apenas 6% da variabilidade total do segundo banco, o que sugere que, embora ele apresente variabilidade relativamente alta na zona de arrebentação na escala de dias, sua mobilidade diária pode ser considerada relativamente baixa, sobretudo quando comparada à do primeiro banco.

A Fig. 11 apresenta as posições do segundo banco, juntamente com as suas taxas de migração e dados hidrodinâmicos de H_s e T_p obtidos no mesmo período. O maior valor de deslocamento do segundo banco em direção ao oceano foi de 11,6 m/dia, entre 01 e 02 de maio, e esteve associado a condições de baixa dinâmica, com H_s inferior a 0,5 m e T_p oscilando entre 8 e 10 s (Fig. 11). Durante este levantamento, entretanto, foi observada em campo uma corrente de retorno sobre a região do alinhamento do perfil, a qual pode estar associada a esta migração. A Fig. 12 mostra o segundo banco nestes dois dias. Embora a sua posição geral pouco tenha sido alterada, observa-se um deslocamento da posição da crista em direção ao oceano da ordem de 10 m. Este deslocamento, no entanto, pode ter sido restrito longitudinalmente à costa, uma vez que a largura das correntes de retorno é tipicamente estreita, restrita a alguns metros (Bowen, 1969).

Indícios da presença da corrente de retorno observada em campo podem ser observados na Fig. 13, a qual apresenta imagens *Variance* de 01 de maio de 2005, às 15h00, em tons de cinza, bem como um perfil longitudinal à praia de intensidade de pixel. Nota-se no mosaico o desenvolvimento de uma feição rítmica para o segundo banco, com a crista da ritmicidade ao sul (direita) da linha dos perfis de praia ($y = 0$), onde a corrente de retorno foi observada (Fig. 13a). Logo ao norte desta linha, a cava entre os dois primeiros bancos apresenta maiores valores nos níveis de intensidade de brilho dos pixels. Ao sul desta linha a intensidade dos pixels sobre a região da cava é consideravelmente menor. O perfil de intensidade de pixel longitudinalmente à praia, obtido sobre a posição da cava no mosaico ao longo de $x = 270$ m, mostrado na Fig. 13b, confirma esta variabilidade lateral nas intensidades de pixel. Segundo Holman &

Stanley (2007), altos valores de desvio padrão nas imagens aparecem como resultado da alta variabilidade nos níveis de intensidade de brilho nos pixels devido à presença intermitente da espuma resultante da quebra das ondas. São, portanto, indicadores da dinâmica no local. Desta forma, variação longitudinal nos valores de desvio padrão de intensidade de pixel ao longo da cava indica gradientes laterais na dinâmica desta feição, os quais parecem estar caracterizando a presença da corrente de retorno. O detalhe da zona de arrebenção capturada pela câmera 1 (Fig. 13c) ressalta este gradiente longitudinal de intensidade de pixel na cava entre o primeiro e o segundo banco. O fluxo em direção mar a fora resultante da corrente de retorno observada pode ser evidenciado no detalhe desta figura por uma advecção de espuma em direção ao mar a partir da região de contraste descrita acima, que separa a porção da cava com alto desvio padrão de intensidade de pixel (presença de espuma) da porção com baixo desvio (ausência de espuma).

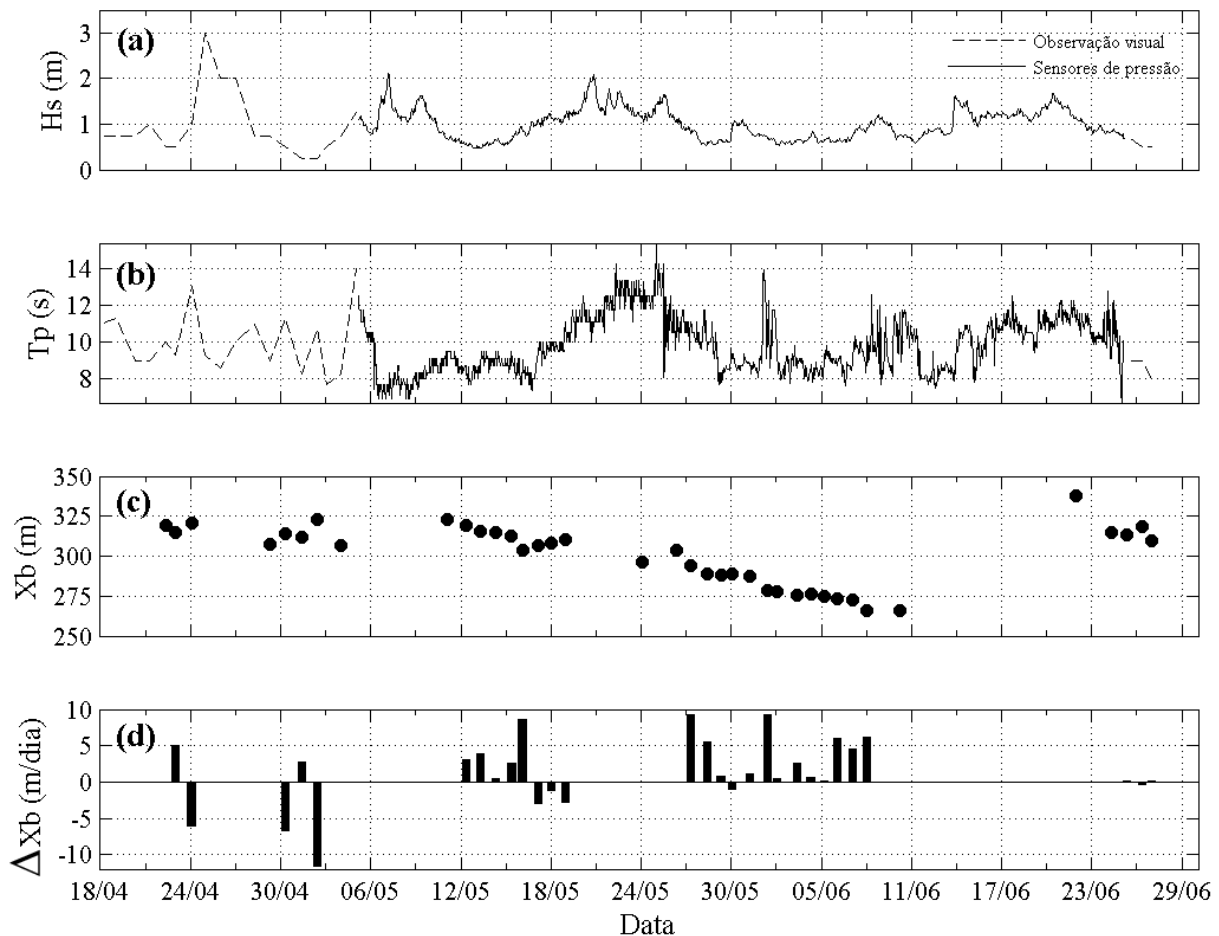


Fig. 11: (a) Máximos valores de H_s entre os cinco sensores de pressão para cada medida horária, completados com observação visual (em tracejado). (b) Máximos valores de T_p entre os sensores P3 e P5 para cada medida horária, completados com observação visual (em tracejado). (c) Posições da crista do segundo banco arenoso. (d) Taxas de migração calculadas pela diferença entre estas posições em dias consecutivos. Valores positivos representam migração em direção à costa, negativos em direção ao mar.

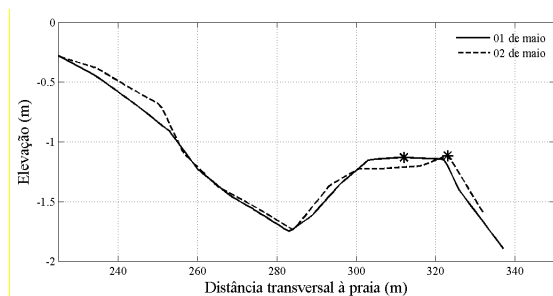


Fig. 12: Perfis do segundo banco nos dias 01 e 02 de maio. Asteriscos representam posições da crista. Distâncias são relativas ao RN. Elevações são relativas ao datum.

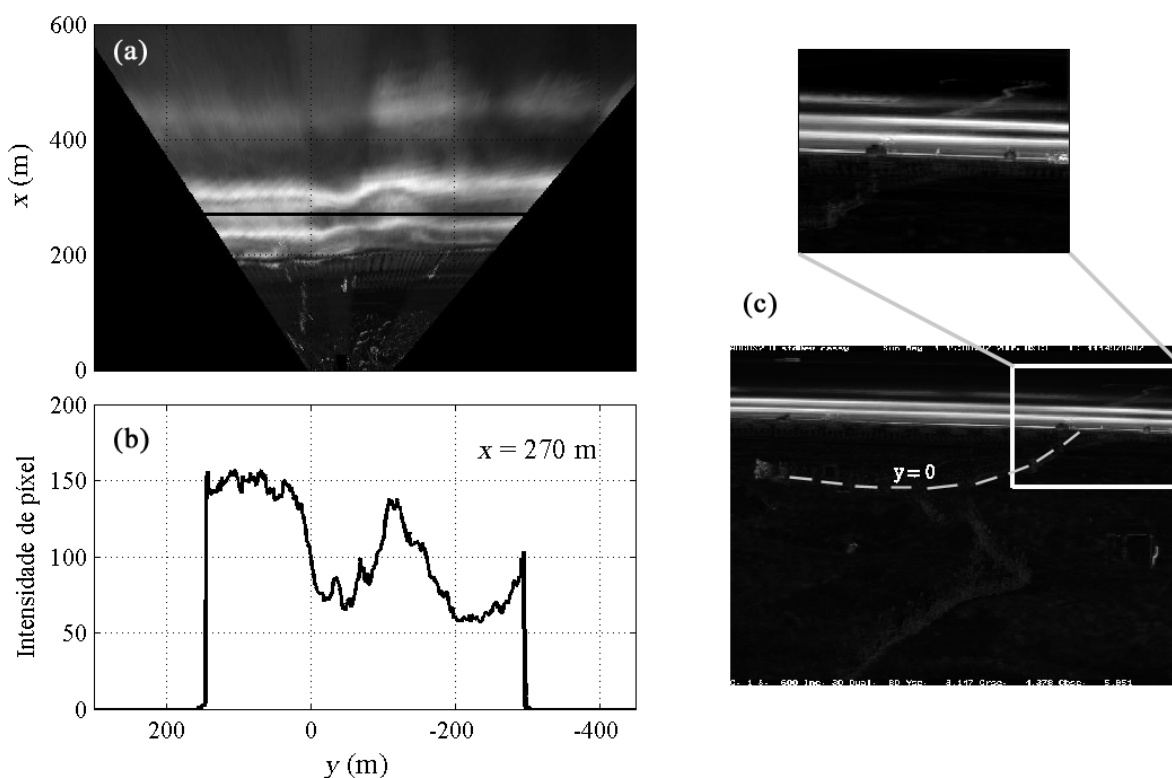


Fig. 13: (a) Mosaico de imagem *Variance* de 01 de maio de 2005, em níveis de cinza. (b) Perfil longitudinal de intensidade de pixel obtido a partir desta imagem na posição demonstrada pela linha preta ($x = 270$). (c) Imagem *Variance* oblíqua da câmera 1 utilizada para a montagem do mosaico (a), com a linha tracejada representando a posição $y = 0$. “ x ” e “ y ” representam as distâncias transversal e longitudinal à costa a partir do RN, respectivamente

As limitações do método de amostragem dos perfis impediram levantamentos do segundo banco durante condições de alta dinâmica, com alta energia de onda e correntes fortes, o que justifica o número limitado para estes dados ($n = 38$). Estas são, no entanto, as condições onde as maiores taxas de migração dos bancos em direção mar afora são observadas, como consequência da retro-alimentação entre o fluxo *undertow* resultante da quebra das ondas e as mudanças batimétricas (Thornton *et al.*, 1996; Gallagher *et*

al., 1998). Observações na costa da Carolina do Norte (EUA) mostram que este fluxo undertow é máximo nas regiões imediatamente anteriores ao banco (Gallagher *et al.*, 1998). Conforme o banco se desloca no sentido mar afora, a posição de máximo undertow também se desloca. Sendo assim, as taxas de migração em direção mar afora observadas no presente trabalho podem estar sendo subestimadas.

Os maiores valores de migração em direção à praia foram de 9,3 e 9,2 m/dia, entre os dias 26 e 27 de maio, e 31 de maio e 01 de junho, respectivamente (Fig. 11). Estiveram associados a condições de baixa dinâmica, com H_s na ordem de 0,5 m, e T_p variando entre 12 e 14 s. Este padrão foi similar ao encontrado por Pereira & Calliari (2005), os quais observaram que valores de H_s inferiores a 0,75 m estavam associados às maiores taxas de migração em direção à costa, e condiz também para o que normalmente é descrito na literatura, com migração em direção à costa em condições de baixa dinâmica (ex. Wright & Short, 1984; Lee *et al.*, 1995). Elgar *et al.* (2001) explicam este mecanismo, no qual o fluxo em direção à costa gerado em função da assimetria do movimento orbital das ondas prevalece em relação ao fluxo de *undertow*, que é suficientemente fraco em condições de baixa dinâmica das ondas, resultando assim em um transporte de sedimentos em direção à costa.

A partir do dia 26 de maio registrou-se uma seqüência migratória de 13 dias do segundo banco em direção à costa (Fig. 14), após os quais ele soldou-se ao primeiro. Durante este período o segundo banco migrou 45,5 m, a uma taxa média de 3,5 m/dia, culminando com a formação de uma morfologia crescente, característica do estágio banco e praia rítmica do modelo descrito por Wright & Short (1984). A passagem de um estágio de banco e cava longitudinal para o de banco e praia rítmica pode ser bem evidenciada nas imagens *Timex* dos dias 26 de maio e 08 de junho (Fig. 15). Os bancos evoluíram de uma morfologia linear para rítmica, com comprimento e amplitude da ordem de 300 e 50 m, respectivamente. Este período foi caracterizado por baixa dinâmica, com H_s raramente ultrapassando 1,0 m (Fig. 11b). A morfologia sem cava caracterizada pelo perfil do dia 08 de junho na Fig. 15 manteve-se até o dia 14 de junho, quando uma tempestade alterou esta morfologia, com o segundo banco retornado à sua forma linear. O período em que o segundo banco permaneceu soldado foi correspondente àquele em que os maiores valores de $\Delta H_s/H_s$ foram encontrados, (Fig. 7), indicando que tal morfologia parece estar associada à maior dissipação relativa das ondas ao longo da praia.

As maiores taxas de dissipação observadas durante os períodos em que a morfologia sem cava foi observada indica saturação da energia das ondas mais freqüentemente sob estas condições. De acordo com Thornton & Guza, (1982), as condições de saturação caracterizam-se pela forte limitação da altura das ondas em função da profundidade, através da dissipação de energia pela quebra contínua. A presença de uma cava definida permite que a onda se reforme sobre a sua posição, conservando assim maior parte de sua energia, ao passo que a morfologia sem cava observada após o dia 08 de junho parece permitir que menores quantidades de energia cheguem mais próximo da costa.

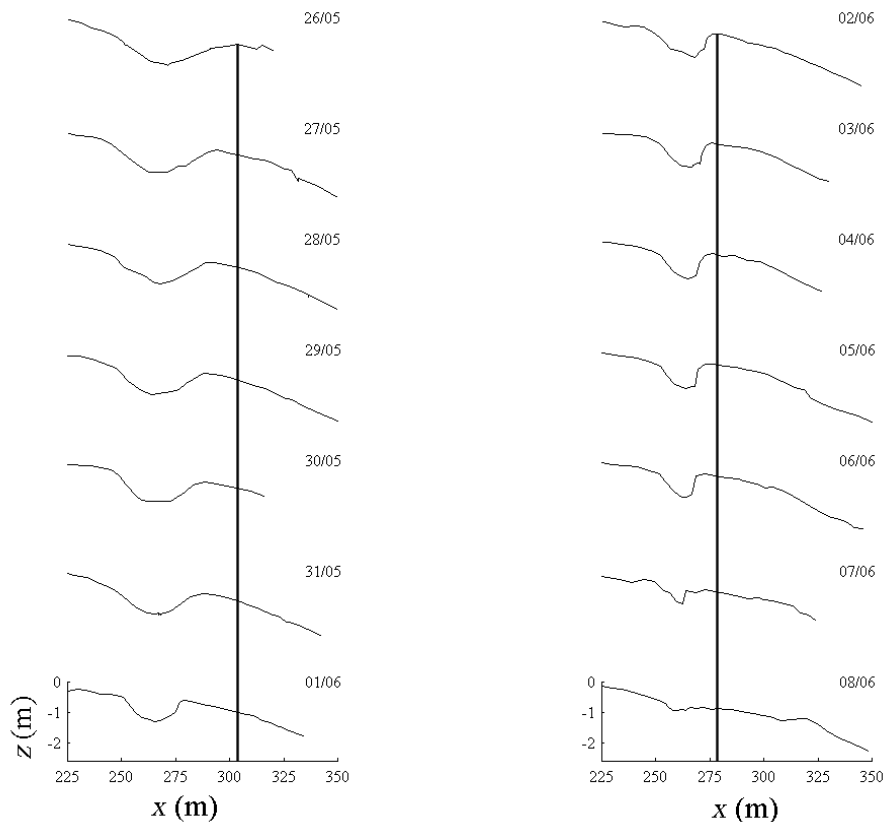


Fig. 14: Deslocamento do segundo banco em direção à costa entre 26 de maio e 08 de junho de 2005. “ x ” representa as distâncias transversais à costa, relativas ao RN. “ z ” representa as elevações relativas ao datum. Linhas verticais localizam as posições dos bancos nos perfis superiores da figura.

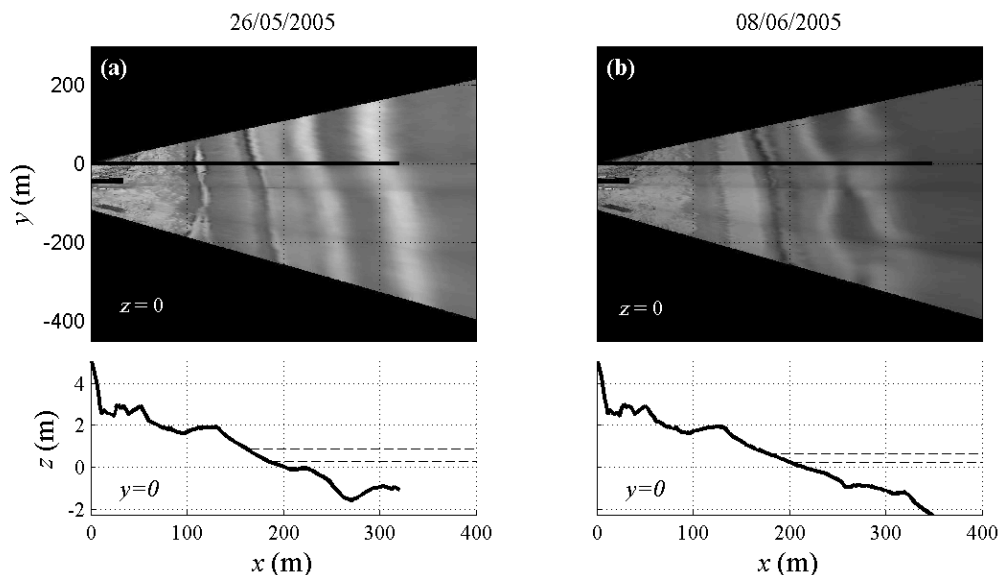


Fig. 15: Mosaicos obtidos a partir de imagens *Timex* no Cassino nos dias 26 de maio (a) e 08 de junho de 2005 (b), com os perfis correspondentes aos respectivos dias. A linha horizontal preta em $y = 0$ indica a posição dos perfis com relação às imagens. Linhas horizontais tracejadas representam as posições de máximo e mínimo espriamento no momento da amostragem. “ x ” e “ y ” representam as distâncias transversal e longitudinal à costa a partir do RN, respectivamente, “ z ” a elevação com relação ao datum.

4. Conclusões

O estudo em alta frequência realizado neste trabalho permitiu caracterizar a morfodinâmica na Praia do Cassino com um alto grau de detalhamento. Verificou-se uma mobilidade relativamente baixa da porção subaérea, como já observado previamente por outros autores para o local em escalas temporais mais longas. O mecanismo de deslocamento da berma para posições mais elevadas do perfil praiial causado pela ação de ondas de tempestade atuando de forma conjunta a elevação do nível foi o principal responsável pela variabilidade observada nesta zona. A magnitude deste processo está vinculada à morfologia antecedente do perfil. Na porção subaquosa, alta mobilidade foi verificada, como resultado dos processos de migração dos bancos na zona de arrebentação.

A praia comportou-se como um sistema dissipativo. Entretanto, bancos rítmicos e a presença de correntes de retorno, os quais puderam ser identificados através das imagens Argus, indicam a presença de estágios intermediários para este sistema. Três bancos puderam ser observados, sendo o primeiro com um comportamento de banco inter-mareal e os outros dois submersos. O segundo mostrou-se mais móvel que o primeiro na escala de dias, porém o primeiro, cuja posição está altamente associada com a localização do espraiamento, apresenta uma mobilidade consideravelmente maior na escala de horas.

Uma migração da crista do segundo banco em direção ao oceano foi encontrada, com taxa de 11,6 m/dia em condições de baixa dinâmica da zona de surfe estando associado a um padrão de circulação com corrente de retorno. Esta corrente foi observada em campo, e identificada através de padrões de variabilidade lateral nos valores de desvio padrão ao longo da cava na imagem Argus. Em direção à costa, taxas de até 9,3 m/dia foram observadas, associadas a valores de Hs inferiores a 1,0 m.

Uma seqüência de desenvolvimento de um estágio tridimensional de banco e praia rítmica a partir de um estágio de banco e cava longitudinal foi observada durante um período de baixa dinâmica, com escala temporal de cerca de duas semanas. A morfologia sem cava que se formou no perfil ao fim deste processo de migração parece estar associada a uma alta dissipação de energia no local, em função da saturação das ondas incidentes.

5. Agradecimentos

Agradecemos ao Office of Naval Research (ONR-Award Number: N00014-04-1-0274) pelo suporte ao Experimento Cassino. À Dra. Suzana Vinzon (Coppe/UERJ), pela organização do experimento. Aos pesquisadores do NPS (Ed Thornton e Mark Orzech) pela disponibilização dos dados dos sensores de pressão. Ao grupo do Naval Research Laboratory - NRLSSC (Todd Holland, Tim Kooney, Joe Calantoni e Steven Spansel), e Nathaniel Plant, pela instalação do Sistema Argus na Praia do Cassino. Agradecemos também à CAPES e CNPq pelo suporte financeiro.

6. Referências

- Bailey, D.G., Shand, R.D., 1997. Data Fusion Issues in Analysing Coastal Morphodynamic Systems. *Proceedings of the First Joint Australian and New Zealand Conference on Digital Image and Vision Computing: Techniques and Applications*, pp. 107-112. Auckland.
- Bowen, A., 1969. Rip Currents: 1. Theoretical Investigations. *Journal of Geophysical Research*, 74 (23), pp. 5467-5478.
- Calliari, L.J., Fachin, S., 1993. Laguna dos Patos: Influência nos Depósitos Lamínicos Costeiros. *Pesquisas*, 20 (1), pp. 57-69.
- Calliari, L.J., Klein, A.H.F., 1993. Características Morfodinâmicas e Sedimentológicas das Praias Oceânicas entre Rio Grande e Chuí, RS. *Pesquisas*, 20 (1), pp. 48-56.
- Calliari, L.J., Tozzi, H.A., Klein, A.H.F., 1998. Beach Response to Storm Surge in Southern Brazil. *Academia Brasileira de Ciência*, 70 (2), pp. 231-247.
- Calliari, L.J., Boukareva, I., Pimenta, F., Speranski, N., 2000. Classificação da Costa Gaúcha com Base nos Padrões de Refração de Ondas de Tempestade e Evidências Geomorfológicas de Erosão Costeira. *Anais do Simpósio Brasileiro de Praias Arenosas*, Itajaí, 2000, pp. 195-198.
- Calliari, L.J., Holland, K.T., Dias, M.S., Vinzon, S., Thornton, E.B., Stanton, T.P., 2005. Experimento Cassino 2005: Uma Síntese dos Levantamentos Efetuados na Ante-Praia e Zona de Arrebentação. *ABEQUA*, 2005, Guarapari.
- Calliari, L.J., Holland, K.T., Pereira, P.S., Guedes, R.M.C., Espirito-Santo, R., 2007. The Influence of Mud on the Inner Shelf, Shoreface, Beach and Surfzone Morphodynamics - Cassino, Southern Brazil. *Coastal Sediments '07*, ASCE, New Orleans, Nicholas C. Kraus, Julie Dean Rosati – editors, pp.1455-1465.
- Carter, R.W.G., 1988. Coastal Environments. An Introduction to the Physical, Ecological and Cultural Systems of Coastlines. Academic Press, London, 617 p.
- Dean, R.G., 1973. Heuristic models of sand transport in the surf zone. *Proceedings of the Conference on Engineering Dynamics in the Coastal Zone*, 1973, pp. 208-214.
- Dolan, R., Hayden, B., Heywood, J., 1978. A New Photogrammetric Method for Determining Shoreline Erosion. *Coastal Engineering*, 2, pp. 21-39.
- Elgar, S., Gallagher, E.L., Guza, R.T., 2001. Nearshore Sandbar Migration. *Journal of Geophysical Research*, 106 (C6), pp. 11623-11627.
- Gallagher, L., Elgar, S., Guza, R.T., 1998. Observations of Sand Bar Evolution on a Natural Beach. *Journal of Geophysical Research*, 103 (C2), pp. 3203-3215.
- Guedes, R.M.C., 2006. Morfodinâmica de Alta Frequência de um Sistema Praial com Bancos Triplos Durante o Experimento Cassino 2005. *Monografia de Graduação*, FURG, Rio Grande, 84 p.
- Holland, K.T., Holman, R.A., Lippmann, T.C., Stanley, J., Plant, N.G., 1997. Practical Use of Video Imagery in Nearshore Oceanographic Field Studies. *IEEE Journal of Oceanic Engineering*, 22, pp. 81-92.
- Holman, R.A., Stanley, J., 2007. The History and Technical Capabilities of Argus. *Coastal Engineering*, 54, pp. 477-491.
- Kingston, K.S., Ruessink, B.G. Van Enckevort, I.M.J., Davidson, M.A., 2000. Artificial Neural Network Correction of Remotely Sensed Sandbar Location. *Marine Geology*, 169, pp. 137-160.
- Komar, P.D., 1998. Beach Processes and Sedimentation. Prentice Hall, Upper Saddle River, NJ, 544 p.
- Lee, G., Nicholls, R.J., Birkemeier, W.A., Leatherman, S.P., 1995. A Conceptual Fairweather-Storm Model of Beach Nearshore Profile Evolution at Duck, North Carolina, U.S.A. *Journal of Coastal Research*, 11 (4), pp. 1157-1166.
- Lippmann, T.C., Holman, R.A., 1989. Quantification of Sand Bar Morphology: A Vídeo Technique Based on Wave Dissipation. *Journal of Geophysical Research*, 94 (C1), pp. 995-1011.
- Lippmann, T.C., Holman, R.A., 1990. The Spatial and Temporal Variability of Sand Bar Morphology. *Journal of Geophysical Research*, 95 (C7), pp. 11575-11590.

- Martins, L.R., Melo, U., França, A.M.C., Santana, I., Martins, I.R., 1972. Distribuição Faciológica da Margem Continental Sul-rio-grandense. *Anais do 26 Congresso Brasileiro de Geologia*, SBG, 1972, Belém, pp. 115-132.
- Martins, L.R., Urien, C.M., Eichler, B.B., 1967. Distribuição dos sedimentos modernos da plataforma continental sul-brasileira e uruguaia. *Anais do 21 Congresso Brasileiro de Geologia*, SBG, 1967, Curitiba, pp. 29-43.
- Masselink, G., Kroon, A., Davidson-Arnott, R.G.D., 2006. Morphodynamics of Intertidal Bars in Wave-dominated coastal settings - A Review. *Geomorphology*, 73, pp. 33-49.
- Melo, E., 1991. Projeto Sentinelas do Mar: Instruções para Efetuar as Observações. *Comissão de Pós-graduação e Pesquisa em Engenharia*, COPPE/UFRJ, 12 p.
- Pereira, P.S., Calliari, L.J., 2005. Variação Morfodinâmica Diária da Praia do Cassino, RS, Durante os Verões de 2002/2003 no Setor do Terminal Turístico. *Brazilian Journal of Aquatic Science Technology*, 9 (1), pp. 7-11.
- Plant, N.G., Holman, R.A., 1998. Extracting Morphologic Information from Field Data. *Proceedings of the 26th International Coastal Engineering Conference*, ASCE, New York, pp. 2773-2784.
- Ruessink, B.G., Kroon, A., 1994. The Behaviour of a Multiple Bar System in the Nearshore Zone of Terschelling, the Netherlands: 1965-1993. *Marine Geology*, 121, pp. 187-197.
- Ruessink, B., Bell, P., Van Enckevort, I., Aarninkhof, S., 2002. Nearshore Bar Crest Location Quantified from Time-averaged X-band Radar Images. *Coastal Engineering*, 45, pp. 19-32.
- Serau, A.K., Calliari, L.J., 2003. Changes of an Oceanic Beach Face in the Extreme South of Brazil, During the Passage of a Coastal Storm. *Journal of Coastal Research*, 35 (SI), pp. 194-201.
- Short, A.D., Hesp, L., 1982. Wave, Beach and Dune Interactions Southeastern Austrália. *Marine Geology*, 48, pp. 259-284.
- Thornton, E.B., Guza, R.T., 1982. Energy Saturation and Phase Speeds Measured on a Natural Beach. *Journal of Geophysical Research*, 87 (C12), pp. 9499-9508.
- Thornton, E.B., Guza, R.T., 1983. Transformation of Wave Height Distribution. *Journal of Geophysical Research*, 88 (C10), pp. 5925-5938.
- Thornton, E.B., Humiston, R., Birkemeier, W.A., 1996. Bar/Through Generation on a Natural Beach. *Journal of Geophysical Research*, 101 (C5), pp. 12097-12110.
- Van Enckevort, I.M.J., Ruessink, B.G., 2001. Effect of Hydrodynamics and Bathymetry on Video Estimates of Nearshore Sandbar Position. *Journal of Geophysical Research*, 106 (C8), pp. 16969-16979.
- Villwock, J.A., Martins, L.R., 1972. Depósitos Lamíticos de Pós-Praia. Cassino, RS. *Pesquisas*, 1, pp. 69-85.
- Wijnberg, K., Kroon, A., 2002. Barred Beaches. *Geomorphology*, 48, pp. 103-120.
- Wright, L.D. & Short, A.D., 1984. Morphodynamic Variability of Surf Zones and Beaches: A Synthesis. *Marine Geology*, 56, pp. 93-118.

CAPITULO 3

**SHORT TERM SANDBAR VARIABILITY BASED ON VIDEO IMAGERY:
COMPARISON BETWEEN TIME EXPOSURE AND VARIANCE ARGUS IMAGES**

Abstract

Wave breaking patterns remotely sensed through Time exposure video images have allowed the location of the sandbars (x_b), based on the cross-shore locations of maximum pixel intensity (x_i) of the white bands in the images. It is not known, however, how the breaking patterns seen in *Variance* images (i.e. those created through standard deviation of pixel brightness along time) are related to the sandbars. We have investigated the suitability of both *Time exposure* and *Variance* images for sandbar detecting from simultaneous Argus video images acquisitions and bathymetric surveys, obtained at a multiple bar system at Cassino Beach, Southern Brazil, and the effects of significant wave height (H_s) and water level (η) on these two types of images. We have also verified the relation between wave breaking patterns observed through white bands on these images, and locations of maximum wave energy dissipation (x_D), predicted with an existing wave model. We have found that not just x_i locations of *Time exposure* images (x_{i-Ti}) are well related to the sandbars locations, but also x_i of *Variance* images (x_{i-va}). x_{i-va} was observed also to be best related to x_D than x_{i-Ti} , which is used to be assumed as maximum wave energy dissipation. The hydrodynamic variables appear to affect the two types of images in a similar way, with an increase in both H_s and η resulting on x_i shifting seaward. This η -induced x_i variability has an opposite behavior to what is normally observed and described in the literature, and is likely an indirect effect of higher waves breaking farther offshore during periods of storm surges. Multiple regression models performed on x_i , H_s and η allowed the reduction of the residual errors induced by hydrodynamical variables, yielding accurate estimates, with most residual errors between measured and estimated sandbars locations less than 10 m, for both *Time exposures* and *Variance* images. Additionally, it was found that the mean measured sandbar location appears to separate an onshore region where x_{i-Ti} tend to be much closer to x_b , and an offshore region where the residuals are consistently smaller using x_{i-va} , for both the first and the second bars. It is unknown whether this is an indirect hydrodynamic effect, or it is indeed related to the morphology.

1. Introduction

Surf zone sandbars are very common and important features of most sandy beaches around the world, which can store large amounts of sand, participating actively on the nearshore sediment budget. Their changes in shape and position are one of the main sources of beach profile variability (Lippmann and Holman, 1989; Holman and Sallenger, 1993). Breaker sandbars protect the coastline from erosion by acting as a natural barrier to the incident wave energy, dissipating it through wave breaking and bottom friction which are intensified around them (Tucker et al., 1983). They can be very dynamic, especially during storms, when intense wave breaking on the bar crest drives offshore-directed near-bottom flows (undertown) that result in offshore bar migration (Thornton et al., 1996; Gallagher *et al.*, 1998).

Many process regarding sandbar movements, development and degeneration, however, are still poorly understood, as continuous long term (years) and large scale (10^2 - 10^3 m) field measurements of nearshore morphology and hydrodynamics are very difficult and expensive to be acquired, especially when involve high temporal and spatial resolutions. In this sense, efforts have been concentrated in developing and improving remote sensing techniques to monitor coastal processes, such as video-based techniques as the ARGUS System (Lippmann and Holman, 1989). One of the most intuitive patterns that has been monitored through video remote sensing is the concentration of breaking waves around the nearshore bar location, which shows up as high brightness intensity areas due to the breaking-induced foam, and give valuable information about the cross-shore location and along-shore shape of the submerged sandbars (Lippmann and Holman, 1989; 1990; Bailey and Shand, 1997; Plant and Holman, 1998; Kingston et al., 2000; Van Enckevort and Ruessink, 2001; Ruessink et al., 2002; Holman and Stanley, 2007). This pattern is generally clear on barred beaches, since wave breaking is enhanced near the bar crest and reduced in the bar trough (see Lippmann et al., 1996), resulting on a sharp pixel intensity contrast between those areas, which can be well monitored trough video.

The cross-shore position of maximum pixel intensity has been considered by some authors as representative of the corresponded sandbar crest location. Lippmann and Holman (1989) first showed that the cross-shore location of maximum video intensity (x_i) associated with breaking waves corresponds well to the bar crest location (x_b), especially when images acquired over a period of time are averaged. As the breakpoint location varies relatively to the bar crest location, however, so does the location of maximum video intensity. These authors found x_i to shift seaward as wave breaking becomes more intense until the wave field is saturated. Plant and Holman (1998) also show that x_i is strongly correlated with the bar position ($r^2 = 0.8$), and that the bar amplitude is an important factor, besides wave height, in controlling discrepancies between x_i and x_b , since x_i was found farther shoreward over low-amplitude bars than over high-amplitude bars.

Van Enkevort and Ruessink (2001) demonstrated that x_i and x_b are well associated, deviating from each other by a distance Δx which is of $O(10 \text{ m})$ and varies in time and alongshore direction with offshore wave height H_0 and water level η_0 , and with the bathymetry itself:

$$\Delta x = f(H_0, \eta_0, \text{bathymetry}). \quad (1)$$

They show that H_0 has the same effects demonstrated by Lippmann and Holman (1989), shifting the breakpoint (and consequently x_i) seaward with increasing wave height until the wave field near the bar crest is saturated. Maximum intensity x_i was also found to fluctuate due to tidal variations in η_0 , and those induced by water level rising due to storm surges and wave set-up, specially over the inner bar, where the lower depth over the crest makes it more sensible to changes in η_0 , comparing to the deeper outer bar. The Δx dependence on bathymetry studied by Van Enkevort and Ruessink (2001) has a local and a non-local nature, which are mainly attributed to the mean depth over the bar in question (local effect) and to the mean depth over a more seaward-located bar (non-local effect). These authors show that there may be significant differences (on the order of 30-40 m) between the cross-shore location of maximum intensity x_i and the actual sandbar crest location x_b when the variables in (1) are not considered.

Bailey and Shand (1997) suggest a simple empirical approach to correct the discrepancies between x_i and x_b , based on the depth over the bar. This method, however, needs data on nearshore bathymetry, which is intended to be replaced with the video remote sensing, and is generally unavailable. Still, it does not take into account hydrodynamics process such as wave height and tide, which are known to influence the cross-shore oscillation of breaking wave location. Kingston et al. (2000) developed artificial neural networks (ANN) for the inner and outer bars, which take into account offshore values of significant wave height and sea level, and locations of maximum intensity x_i . The ANNs were trained and tested to reproduce their respective sandbar crest locations x_b . For the inner bar ANN, it were also incorporated x_i values related to the outer bar, accounting in this way to effects of non-local bathymetry of filtering the wave field by the outer bar. It was found a close agreement between the reproduced and measured x_b values for the inner and outer bars, with r^2 amounted to 0.93 and 0.84, respectively. Ruessink et al. (2002) analyzed maximum pixel intensity x_i of X-band radar images, which were shown to behave similarly to video-based x_i . According to the authors, best correlations with x_b are found when removing the semidiurnal x_i variability, through limiting the observations to a single image per tidal cycle, applying a model correction and by smoothing the time series of limited observations.

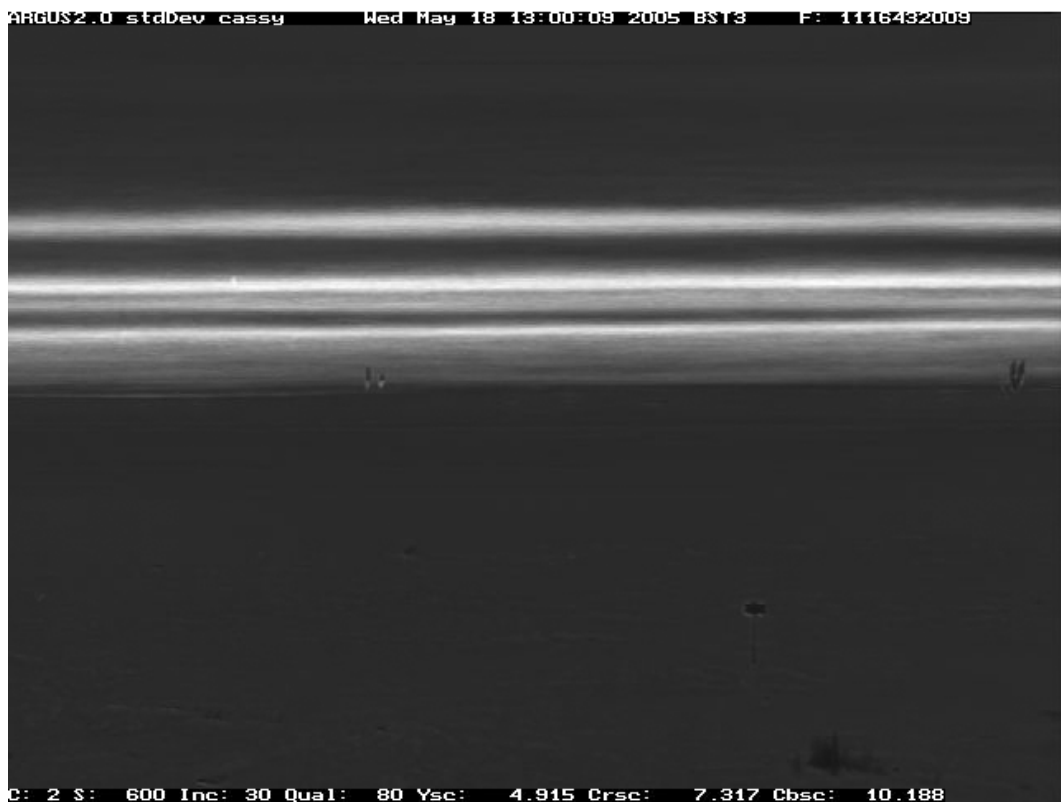


Fig. 1: Examples of Time-exposure (top) and Variance image (down) of Cassino Beach, taken by Camera 2 on may 18 of 2005. Three parallel sandbars are clear in both images.

The studies mentioned above associating maximum intensity locations on video with sandbar crest locations have all extracted x_i from Time-exposure images (Timex), which represent the mathematical time-mean of all of the frames collected over a specific period of sampling (typically 600 images recorded at 1 Hz). Composed images, however, are also created through mathematical time-standard deviation of the same frames collected, and are called Variance images (Holman and Stanley, 2007). These images are bright where the pixels brightness varies strongly, as inside the surf zone limits, and dark where they vary less with time, as at the subaerial beach or seaward the surf zone limit. While Timex images are useful to delineate areas of preferred wave breaking in the surf zone as white bands (Lippmann and Holman, 1989; 1990; Bailey and Shand, 1997; Plant and Holman, 1998; Kingston et al., 2000; Van Enckevort and Ruessink, 2001; Ruessink et al., 2002; Holman and Stanley, 2007), Variance images delimitate the surf zone, and also the regions of breaking waves (Holman and Stanley, 2007). Fig. 1 shows examples of Time-exposure and Variance images recorded by an ARGUS station (Cassino Beach, southern Brazil). It is clear in this figure that the regions of maximum pixel intensities seen in the Variance image are well associated with the high pixel intensity patterns shown in the corresponded Time-exposure image, indicating that the region of maximum variance is also associated with the presence of the submerged sandbars.

It is the aim of this paper to evaluate the response of these two types of images relating to sandbar crest measurements carried out at Cassino Beach, southern Brazil, during the Cassino Experiment 2005 field campaign (Calliari et al., 2005), simultaneously to acquisition of ARGUS images, and test the effects of wave height and water level over the pixel intensity patterns of both images.

2. Field site

The field site is located in Cassino, a 220 km-long stretch of uninterrupted beach placed in the Brazilian Southern Atlantic coast. It has the jetties of the Patos Lagoon mouth as the northern end, and the Uruguayan coast as the southern. The experiment was carried out at Querência sector, 10 km from the jetties, where the Argus tower was installed. Fig. 2 shows the field site location. According to the classification proposed by Wright and Short (1984), Querência behaves as a dissipative sandy beach, being composed mainly by fine and very fine sand (Calliari and Klein, 1993), a gentle beach face slope ($\beta = 1:45$) and multiple sandbars (3-4) parallels to the shoreline. The adjacent continental shelf is very wide, reaching more than 300 km from the shore (Fig. 2). The coast has a SW-NE orientation, parallel to the predominant winds which come mainly from northeast during the spring/summer and from southwest along the autumn/winter months (Saraiva et al., 2003). The beach can be classified into a wave-dominated microtidal system (Calliari and Klein, 1993), having mixed (dominantly diurnal) tides with mean

amplitude of 0.5 m (Möller et al., 2007), and predominant values of offshore significant wave height (H_s) and period ($T_{1/3}$) of 1.5 m and 9 s, respectively (Motta, 1963). Storm surges are responsible for the highest water level oscillations over the beach, which can be on the order of 2 m (Calliari et al., 1998). The shoreface is composed by patches of coastal fluid mud deposits, formed from the high suspended sediment load exported from the Patos Lagoon (Calliari and Fachin, 1993; Calliari et al., 2007). Under Stormy conditions associated with periodic cold front passages, these fluidized deposits can be reworked and transported to the surf zone and foreshore of Cassino Beach, having important influences on the surf zone processes and beach morphodynamics (see Calliari et al., 2007).

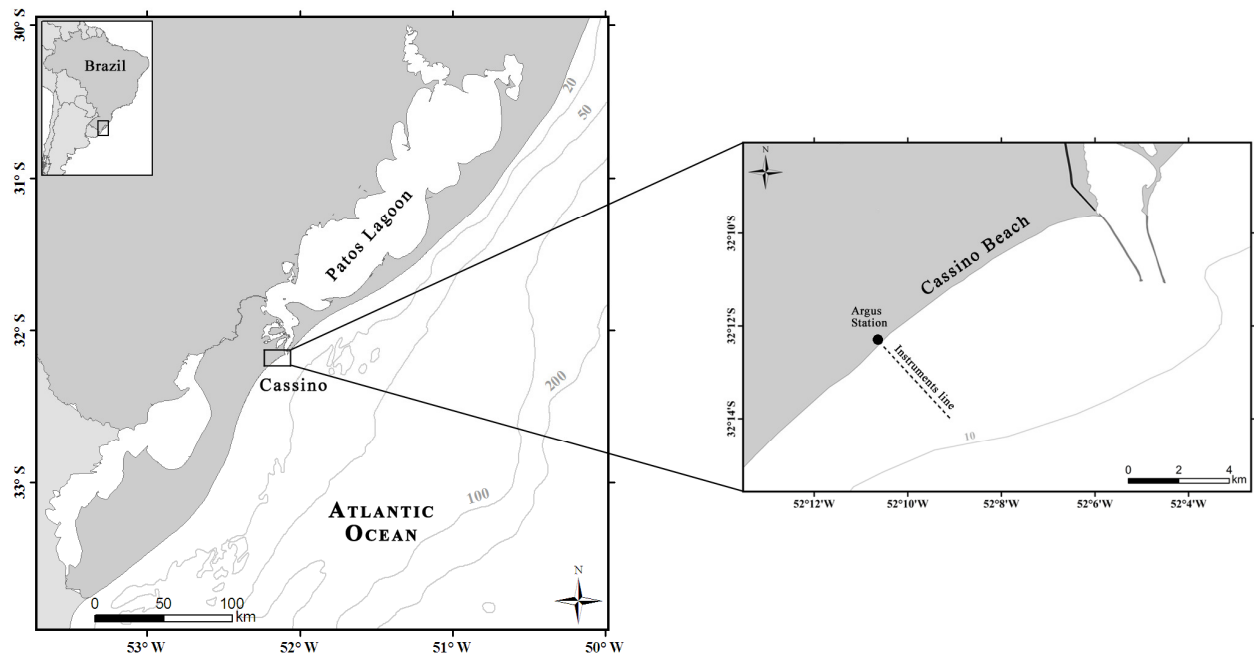


Fig. 2: Location of the study area, Cassino Beach, Brazil. The Argus station location is represented by the black dot in the zoomed map. The dashed line in this map indicates the transect location where instruments were deployed and beach profiles were surveyed.

3. Methodology

3.1. Hydrodynamic data

The field data and the video images were collected at Cassino Beach during a two months field campaign carried out between May and June of 2005, under the project “WAVE ATTENUATION ON MUDDY BOTTOM”, designed to understand the effects of fluid mud deposits on wave attenuation and surf zone processes. Wave data (significant wave height H_s , peak period T_p and wave angle θ_0) were obtained every three hours by an Acoustic Doppler Profiler (ADP) with a pressure sensor located at 8 m

depth. Pressure sensors and an instrumentation tower with a set of different equipments were also located along a transect, between 0.5 and 6.0 m depth and measured wave data hourly. Mean sea level (η) were calculated hourly by all of those sensors. The transect location is shown in Fig. 2; Sensors' locations along this profile can be seen in Fig. 3. The ADP series of H_s and η were chosen to represent the hydrodynamics conditions. It collected data between May 16 and August 24. H_s series were interpolated hourly. The η series was completed with data collected between May 02 and 16 by P4 (2.8 m depth), corrected with regression coefficients (overlapped data of these two sensors $r^2 = 0.96$). The same procedure was taken to complete H_s series, but using P5 (6.5 m depth) data instead of P4 ($r^2 = 0.91$).

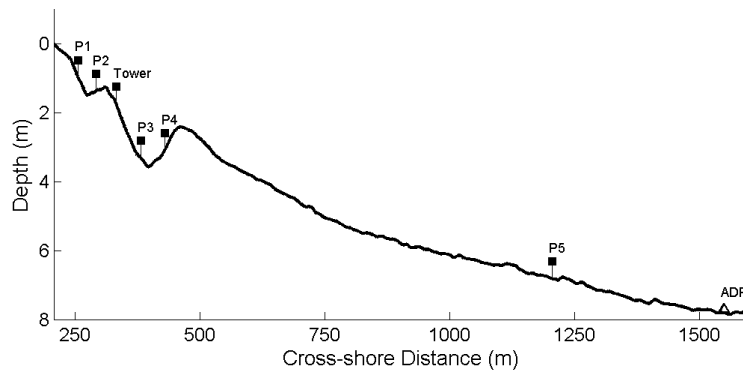


Fig. 3: Instrumentation array along the cross-shore transect. Distances are relative to the bench mark placed on the fore dunes. Depths are relative to Brazilian geodesic vertical datum (BGVD).

3.2. Video Images

Time exposure and Variance Argus images of the field site were hourly recorded (e.g., Fig. 1). Those images consist of mean and standard deviation, respectively, of 600 images (*Snap shots*) collected at 1 Hz during 10 minutes. This Argus station has four cameras installed on the top of a 14 m high tower behind the foredunes, covering an alongshore distance of about 300 m at the shoreline. Two of those cameras were focusing on the line where the surveys were carried out, camera 1 (10-mm lens) and camera 2 (25-mm lens), covering the first (Bar1) and second bar (Bar2) at this line, respectively. The resolution obtained by camera 1 around the mean Bar1 location was typically 0.5-0.6 m in the along-shore and 4-5 m in the cross-shore direction, while camera 2 had a resolution around Bar2 of 0.3-0.4 in the along-shore direction, and 3-4 m in the cross-shore direction (Fig. 4). The images were rectified to geometrically corrected plan views on a 1.0 x 1.0 m grid (e.g. Fig. 5). The transformation was done using standard photogrammetric techniques that involve the description of the physical characteristics of the cameras and its geometric position and orientation descriptions relative to a local coordinate system (Holland et al., 1997).

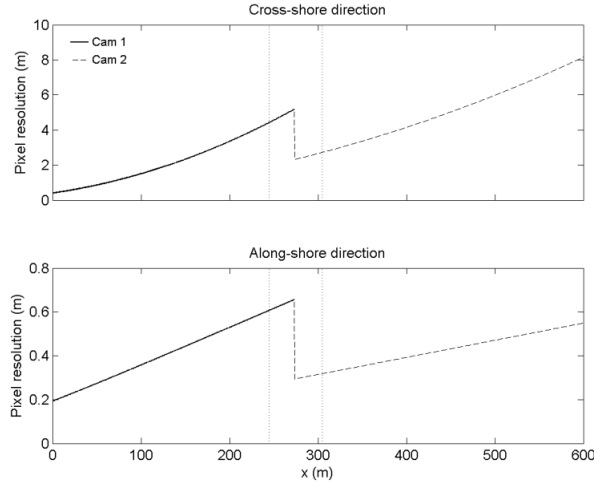


Fig. 4: Pixel resolution transect at $y = 0$ in the cross-shore (top) and along-shore directions (down). Vertical dotted lines represent Bar1 (left lines) and Bar2 mean location (right lines), relative to the bench mark. Mean shoreline location is at $x = 203$ m.

The peaks of pixel intensity associated with waves breaking over the first and second sandbars (e.g. Fig. 6a) were determined along $y = 0$ of both Time-exposure (x_{i-Ti1} - Bar1 and x_{i-Ti2} - Bar2) and Variance images (x_{i-Va1} - Bar1 and x_{i-Va2} - Bar2) using *SLIM* (*Shoreline intensity maximum*). The method was developed by Plant and Holman (1997), who fitted a parabola to the intensities near the shoreline and breaking bars and used the maximum in the fitted function to define the *SLIM* position. Madsen and Plant (2001) modified it by fitting a superposition of quadratic and Gaussian-shaped functions (2) to intensities along a cross-shore transect that included the entire intertidal and breaking bar zone:

$$\hat{I}(t_i, y, x) = I_0^{ij} + I_1^{ij} x + I_2^{ij} x^2 + A_{s\lim}^{ij} e^{-\left[\frac{x - X_{s\lim}^{ij}}{L_{s\lim}^{ij}}\right]^2}, \quad (2)$$

where I_0 , I_1 , I_2 parameterize the quadratic function and $A_{s\lim}$, $X_{s\lim}$, $L_{s\lim}$ parameterize the Gaussian function's amplitude, position and width. The parameters were settled as $I_0 = 10^{-6}$, $I_1 = 10^{-6}$, $I_2 = 10^{-6}$, $A_{s\lim} = 0.1$ and $L_{s\lim} = 10$ m. $X_{s\lim}$ was initialized with guesses around the foam location for the first and second breaking lines, when available, on each Time-exposure and Variance image. The intensity maxima x_i was located for the first and second breaking lines, when present at the images, for Time-exposure and Variance images acquired between April 26 and June 27 of 2005 when field measurements of the sandbars (x_b) were available. Images which did not show enough quality for allowing the detection of pixel intensity gradients associated with wave breaking were discarded (e.g. those acquired under rain or fog conditions, or after 21 GMT). An amount of 421 measures of x_i were obtained simultaneously with x_b for Bar1, and 276 for Bar2 (mean of 8 and 5 measures a day for Bar1 and Bar2), which correspond to 75% and 41% of Argus images dataset available for the entire period, respectively.

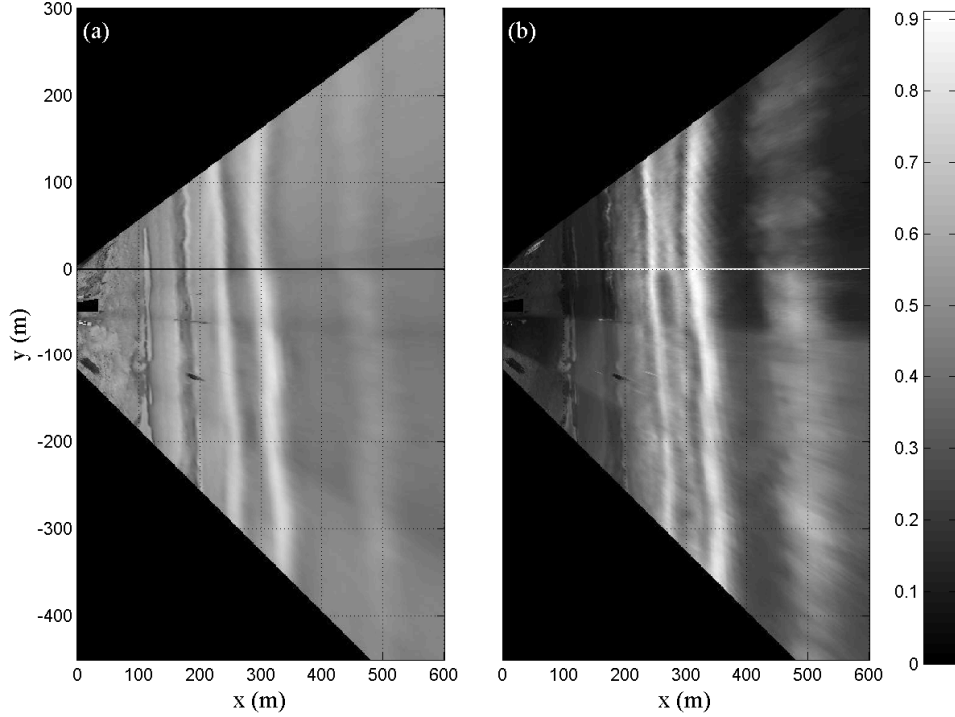


Fig. 5: Rectified Argus Time exposure (a) and Variance Images (b) obtained at Cassino Beach, in May 18 of 2005. Cross-shore distance (x) increases seaward, along-shore (y) negative toward southwest, positive northeast. Color bar scale represents normalized pixel intensity. The lines at $y = 0$, from where x_i data were obtained, indicate also the beach profiles location.

3.3. Sandbars measurements

Nearshore bathymetry was measured on a daily basis with a total station and optical prism. All transects followed the same orientation, transverse to the shoreline. In the total, 68 beach profiles were surveyed simultaneously to Argus video images acquisition. They extended until a maximum depth of 2.5 m, limited by the rod height and wave and current conditions. A total of 58 and 41 surveys were done for the first and second bar, respectively. As it can be visualized in Fig. 3, there is a well-developed sandbar offshore, approximately 500 m from the bench mark (about 300 m from the shoreline), but due to the limitations of the applied methodology, this bar was not possible to be surveyed, so it has not been considered here. All the profiles were interpolated to a regular spacing of 1 m along the cross-shore direction, beginning at a bench mark placed over the foredunes, distant 203 m from the mean shoreline location. This bench mark is also the local coordinate system origin (see Fig. 5).

Perturbation profiles $z'(x, t)$ were calculated by subtracting an underlying mean profile $\bar{z}(x)$ (2 years, $n = 181$) from each survey $z(x, t)$:

$$z'(x, t) = z(x, t) - \bar{z}(x). \quad (3)$$

The locations of Bar1 (x_{b1}) and Bar2 (x_{b2}) were defined according to the region of maximum perturbation around the sandbars' location. Two methods have been used in the literature to define sandbar position;

the region of minimum depth over the bar (e.g., Lippmann and Holman, 1989; Thornton et al., 1996; Gallagher et al., 1998) and the location of maximum deviation from a mean barless profile (e.g., Bailey and Shand, 1997; Plant and Holman, 1998; Kingston et al., 2000; Ruessink et al., 2002). Van Enckevort and Ruessink (2001) have shown the last one to be more strongly correlated with breaker location rather than the location of minimum depth over the bar, especially when it has a platform-like shape. The locations of minimum depth and maximum perturbation become virtually the same over Gaussian shaped bars (see Fig. 6b), so that, for this case, any approach can be used. As the inner bar showed a platform shaped on most surveys, the maximum deviation method was chosen to define the sandbars locations.

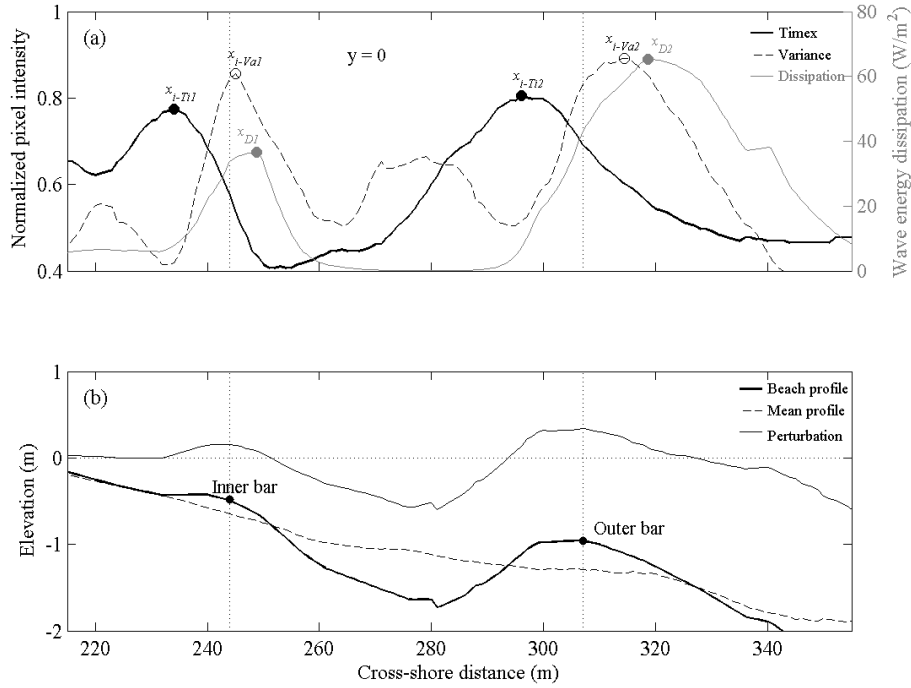


Fig. 6: (a): Time-exposure and Variance image cross-shore transects of normalized pixel intensity, relating to the images showed in Fig. 5 (left axis), cross-shore profile of simulated wave energy dissipation obtained for may-18 of 2005 (right axis). (b): 2 years mean profile, May-18 of 2005 beach profile and the respective perturbation profile. Vertical dotted lines represent sandbars location.

The differences (Δx) among maximum perturbation locations (x_b) and maximum pixel intensity locations in Time-exposure (x_{i-Ti}) and Variance images (x_{i-Va}) were computed both for the first and second bars as:

$$\Delta x = x_b - x_i . \quad (4)$$

Since many Argus images and just one beach profile could be acquired for a single day, all the video intensity maxima x_i identified both for the first and second bars were subtracted from maximum perturbation locations x_b relative to Bar1 and Bar2 of the same day, respectively. In this way, any morphological bar change within a day is being neglected. This assumption can be supported by the

relative small mean daily sandbar migration rates of the second bar observed for this field site (on average 1.4 m/day with a standard deviation of 4.7 m) which seem to have just a little contribution in the daily variation in x_i locations. In the total, Δx was calculated for 47 Bar1 surveys (421 x_i estimates) and 31 field measures of Bar2 (276 estimates of x_i).

The influence of H_s and η on x_i location relating to x_b was investigated for the first and second bars, both for Time-exposure and Variance images, by correlating the Δx series with H_s and η series obtained simultaneously. Multiple regression models were also performed, taking the actual sandbar locations (x_b) as dependent variables, and Argus estimates (x_i) and the waves climate parameters (H_s and η) as the independent variables. All the r^2 values obtained with the models were adjusted for the number of input parameters as:

$$r_{adj}^2 = 1 - \left(1 - r^2\right) \left(\frac{n-1}{n-p}\right), \quad (5)$$

where r^2 is the r-square statistic, n is the number of observations and p is the number of unknown coefficients.

3.4. Wave Model

According to Lippmann and Holman (1989), the maximum pixel intensity seen in the images, x_i , behaves similarly to the region of maximum wave energy dissipation, x_D . Aarninkhof and Holman (1999) also noticed that the aerated water at the wave front resultant from breaking (roller) corresponds to the region of high pixel intensities. Van Enckevort and Ruessink (2001) showed that the cross-shore location of maximum roller energy, x_{er} , corresponds well to the maximum pixel intensity location. It is unknown, however, which type of image (*i.e.* Time-exposure or Variance) has its maximum pixel intensities most associated with the region of maximum wave energy dissipation x_D . In this way, numerical tests were conducted in order to evaluate the relation of x_i obtained by each type of image for the two bars and the wave dissipation pattern along the cross-shore direction.

Cross-shore wave energy dissipation (D) was modeled over various profiles using SWAN (Simulating Waves Nearshore, Booji et al., 1999), according to Battjes and Jansen (1978):

$$D = \frac{\rho g}{4T_p} \alpha H_{\max}^2 Q_b, \quad (6)$$

Where ρ is the water density, g is the gravity acceleration, T_p is the peak period, α is a standard dissipation parameter set to 1 and Q_b represents the fraction of breaking waves, taken from the relationship:

$$\frac{1 - Q_b}{\ln(Q_b)} = - \left(\frac{H_{rms}}{H_{max}} \right)^2. \quad (7)$$

H_{max} is the maximum wave height, given by:

$$H_{max} = \frac{0.88}{k_p} \tanh \left(\frac{\gamma k_p h}{0.88} \right), \quad (8)$$

in which k_p is the wave number corresponding to T_p , h is water depth and γ is the breaker parameter, calculated according to the hyperbolic tangent function found empirically by Battjes and Stive (1985):

$$\gamma = 0.5 + 0.4 \tanh(33S_o), \quad (9)$$

where s_o is deep water wave steepness, obtained from wave data measure hourly with a wave buoy in 24 m depth. Deep water values were calculated following the linear Airy wave theory (see Komar, 1998). Missing data in the buoy series were filled with offshore wave parameters obtained from WAVEWATCH III global ocean wave model at the grid location 32°S, 51°W. Energy losses through bottom friction are ignored, since they are small inside the surf zone compared to breaking wave dissipation, which is the dominant dissipation mechanism in this zone (Thornton and Guza, 1983).

Wave climate data obtained by gauge P3 were used to initialize the model, since it collected wave data on the deepest grid point location (180 m from the shoreline). The data consisted of a 15-days long series of hourly sampled significant wave height H_s , peak period T_p and water level η collected between Julian days 131 to 146 (may 11 and 26 of 2005) at 2.8 m depth. These time series are plotted in Fig. 7. The simulations were run using the bathymetry obtained during this period throughout the beach profiles, starting from the deepest grid point defined as the offshore boundary for the model. Each available profile was used to run the model during a whole day of simulations, since just one profile was available for a single day. Occasionally, the bathymetry was taken from profiles measured on the previous or next day, due to the impossibility of surveying the sandbars on that current day.

In the total, 144 simulations were done. Fig. 6a shows an example of wave energy dissipation along the cross-shore direction. The cross-shore locations of maximum wave energy dissipation x_D , exemplified in the figure by gray dots, were computed on all simulation results both for the first and the second bars, and compared with the maximum pixel intensity locations (x_i) series obtained for these bars with Time-exposure and Variance images.

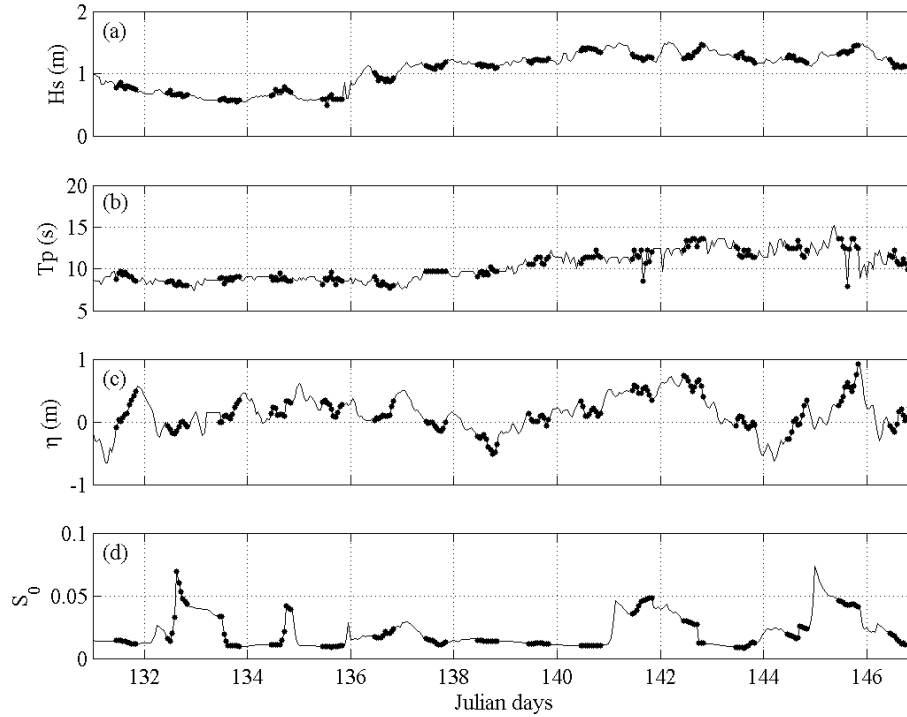


Fig. 7: Wave energy dissipation model input parameters: H_s (a) is significant wave height, T_p (b) is peak period and η (c) is pressure water surface elevation relative to BGVD, all variables obtained from P3 gauge. S_0 (d) is deep water wave steepness (H_0/L_0), calculated from the wave buoy series. Dots indicate daylight periods, when the numerical tests were performed.

4. Results and Discussion

The beach profiles and video images were acquired under different hydrodynamic conditions (Fig. 8). There were three energetic events with $H_s > 1.5$ m: Between Julian days 127-130, 140-143 and the highest one, between Julian days 165-174. Significant wave height oscillated between 0.3 and 2.8 m, with mean of 0.86 m. Water elevation (η) series showed values between -0.9 and 1.1 m, with a visible signal of diurnal fluctuations, and others of lower frequency, likely due to storm surges. However, x_i and x_b were not simultaneously acquired during this whole range of hydrodynamic conditions, specially for the second bar, which could not be surveyed during strong wave periods, neither showed up itself as breaking waves pattern in Argus images when the waves were too small for breaking over this bar, which has a mean depth of 1 m relative to BGVD. In this way, Δx for Bar1 was computed with H_s and η ranging from 0.3 to 2.8 m and -0.7 to 0.5 m, respectively, and from 0.4 to 1.0 m and -0.8 to 0.3 m, respectively, for the second bar (Fig. 8). A total amount of 224 and 341 Δx estimates were simultaneously performed with H_s and η data for Bar1 and Bar2, respectively.

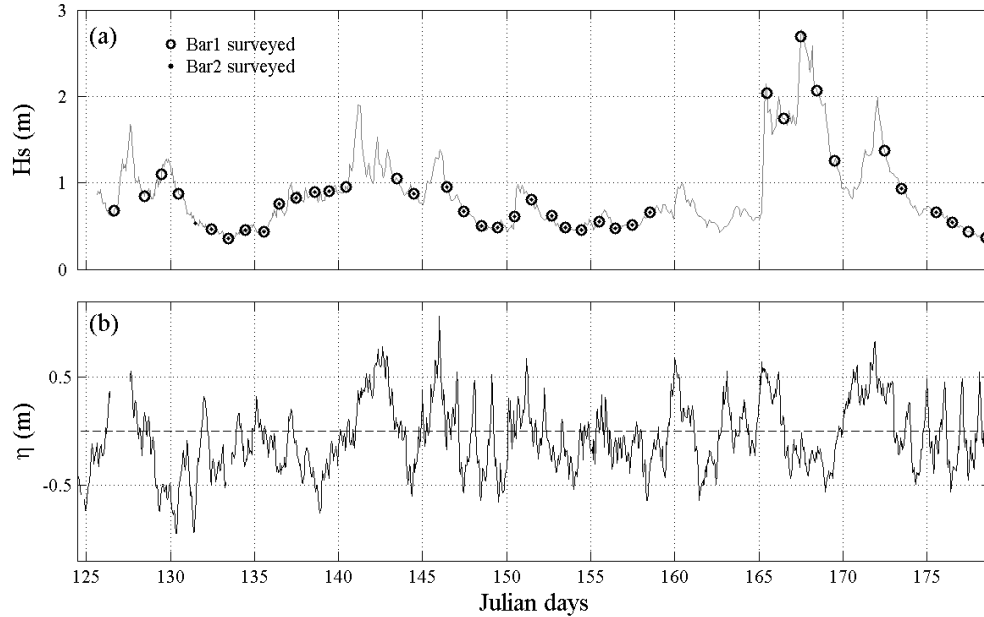


Fig. 8: Time series of hydrodynamics properties. (a): Significant wave height measured with ADP at 8 m depth between Julian days 136 and 178 completed with H_s obtained by P5 (6.5 m depth) between Julian days 125 and 135. (b) Hourly mean sea level measured with ADP for the same period of its H_s series, completed with series generated by P4 sensor (2.6 m depth) between Julian days 122 and 135. Circles and dots indicate days when the first and second sandbars were measured, respectively.

4.1. Sandbars locations

The temporal series of x_b and x_i are shown in Fig. 9. The actual first and second sandbar locations are plotted with x_i obtained from Time-exposure (a) and Variance images (b). The first sandbar position x_{b1} oscillated between 221 and 261 m from the bench mark, on average of 241 m (38 m from the mean shoreline location). The second bar x_{b2} was measured between 266 and 337 m (mean position of 299 m, or 96 m from the shoreline).

It can be noticed in Fig. 9 a good agreement between the measured sandbars positions and those extracted from the images. It is also clear the daily variability in x_i locations especially in Variance images (Fig. 9b). Ruessink et al. (2002) observed that the dominant frequency displayed by x_i closely corresponds to the tidal frequency, as it would be expected because of the η -induced breakpoint location, with waves breaking further offshore during the lower tidal stands. Wave-induced x_i variability, described by Lippmann and Holman (1989) and Van Enckevort and Ruessink (2001) and observed by other authors, are also expected to be modulating these high frequency (hours) x_i modulations. Daily variations in x_i locations found here were as high as 15 and 12 m in Time-exposure images for Bar1 and Bar2, respectively, and 23 (first bar) and 21 m (second bar) in Variance images. This range highlights the importance of considering hydrodynamic conditions for accurate sandbar position estimates through wave breaking patterns, since it is known that daily variations in bar crest position are typically on the order of

a few meters. This variability in x_i was also observed by Holland et al. (1999), who studied the sandbar stability at Duck using a long-term, video-derived dataset. The authors argued that while the sensed cross-shore bar location can be stable in a long-term (years) scale, it can vary dramatically over much shorter time scales.

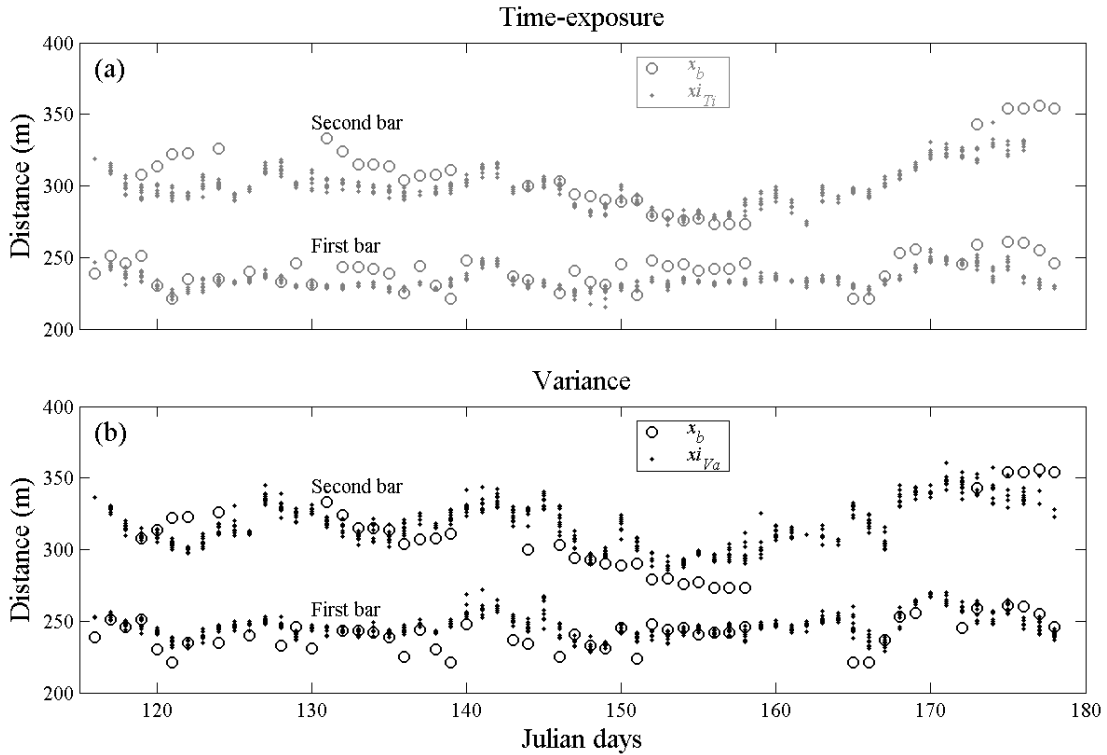


Fig. 9: Time series of maximum perturbation (x_b) and maximum pixel intensity locations (x_i) for Bar1 and Bar2, between Julian days 116 and 178. Circles represent x_b , Dots represent Time-exposure (a) and Variance (b) x_i locations. Distances are relative to bench mark position. Notice the daily x_i variation.

Fig. 10 shows the correlation plots of x_{i-Ti} as a function of x_{i-Va} , for the first and second bars. Significant linear relation was found for both bars at the 99% confidence level, with correlation coefficient r^2 amounting to 0.57 and 0.76 for Bar1 and Bar2, respectively (see Table 1). It can be noticed how the maximum pixel intensity locations of Variance images (x_{i-Va}) are placed seaward from those of Time exposures (x_{i-Ti}), except for a few points close to the lines of equality. On average, x_{i-Va} was located 13 and 15 m seaward from x_{i-Ti} for the first and second bar, respectively.

The results indicate that the correlation between x_{i-Ti} and x_{i-Va} is about 35% stronger for the second bar (see regression slopes in Table 1), and suggest that patterns of mean and standard deviation of the pixel intensities respond in a more similar way around this sandbar. While x_{i-Ti} has been shown to represent the preferred breaking location (Lippmann and Holman, 1989; 1990; Kingston et al., 2000; Van Enckevort and Ruessink, 2001), x_{i-Va} appears to be the location where largest waves of the random wave field are breaking, resulting in less persistent foam being left, and consequently higher brightness variance

along time. Following Thornton and Guza (1983), who demonstrated the Rayleigh distribution to give good estimates of wave height statistics even inside the surf zone, it would be expected that variations in x_{i-Ti} should follow those of x_{i-Va} somehow, as it was observed for the second bar. For the first bar, nevertheless, the wave breaking patterns are such that mean and standard deviation of pixel brightness reveal some distinct behaviors of them, making x_i to respond differently to local hydrodynamics and morphological conditions, compared to the second bar. It might be a result of the wave field saturation which takes place more frequently at the inner surf zone around Bar1, where a high proportion of waves are breaking, and also due to the different morphological characteristics of these two bars.

The saturated conditions are characterized by waves being permanently dissipated between the sandbars (Lippmann and Holman, 1989), leaving persistent residuals of foam over them and conferring specific pixel intensity patterns on the different types of images (Time exposure and Variance). The wave saturation behavior has been experimentally demonstrated by some authors on natural beaches (e.g., Thornton and Guza, 1982; Sallenger and Holman, 1985), where wave heights become strongly local-depth dependent, and well described everywhere through the linear relation:

$$H = \gamma h, \quad (10)$$

Where H is local wave height, γ is the breaker parameter and h is local depth. Although values for γ varying between 0.6 and 0.83 for different types of bathymetry have been found (Battjes and Stives, 1985) or of 0.78 for breaking conditions of solitary waves, among others, Thornton and Guza, (1982) and Sallenger and Holman, (1985) suggest that γ of 0.42 and 0.32, respectively, represent well the saturated breaking conditions along the inner surf zone. Taking (10), and considering γ to be 0.4 in this region, it can be seen that most of the waves measured during the experiment (Fig. 8) should be saturated shoreward of the first sandbar, where depths are normally not deeper than 1m during high tides. For the second bar, which can present landward trough deeper than 2 m for this site, the wave field seems to have been not saturated for most of the period.

These behaviors can be well seen from the images dataset, especially for Variance images, where the presence of foam over the trough can be imaged through high pixel intensities, resulted from high brightness variance also over this region. This foam, however, does not seem to be as intense and constant as it is closer to the breakpoint, especially when the saturation is weak, resulting on the mean brightness seen in Time exposures keeping higher gradients between crest and trough. Note in Fig. 1 and Fig. 5 a continuous bright region between the first bar and the shoreline, which is most evident in the Variance images, even though it is also noticeable in the Time exposures. Evidences of saturation can also be seen on these images between the two sandbars, but just on the Variance. The pixel intensity cross-shore transects referent to these images (Fig. 6a) show clearly how the persistent foam over the trough alters the pixel intensity patterns, with regions of high intensities not associated to the sandbars.

The different morphological characteristics of the first and second sandbars, which can be visualized in Fig. 6b, also appear to be affecting the breaking wave patterns of each bar. While a well-developed, Gaussian-shaped sandbar, characteristic of barred beach profiles typically define the second bar of this system, Bar1 would be well defined as a minor positive change of slope, or “bump” in the perturbation profile, which can be periodically emerged during fluctuations related to wind set-up. Masselink et al. (2006) provided a good review about this type of sandbars, and refers to them as “slip-face” bars. Lippmann and Holman (1989) compare simulated wave energy dissipation patterns along two beaches which present slip-face like (Torrey Pines, CA) and well-developed shaped (Duck, NC) sandbars. They found that the first type of sandbars induces a dissipation peak over them, shoreward of which dissipation is lower, but not zero, while the second yields a well defined peak with a landward region of essentially zero dissipation over the trough. These behaviors can be also observed for the two bar types of Cassino Beach (see Fig. 6). Although these patterns should presumably change as wave height and water level vary, they express how the sandbar morphology affects the wave breaking patterns, and so the pixel intensity of Time exposure and Variance images. It appears that the well-resolved, Gaussian-shaped second bar induces wave breaking patterns which can be imaged in a similar manner with both types of images (i.e., preferred wave breaking and maximum brightness variance due to periodic breaking waves respond similarly to hydrodynamic variables). This is not necessarily true for the first bar.

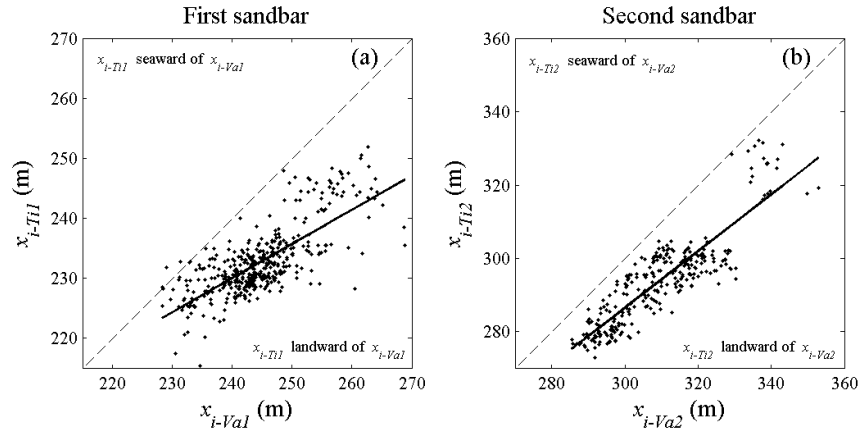


Fig. 10: Regression plots of Time exposure maximum pixel intensities as a function of Variances maximum pixel intensities for the first (a) and the second sandbar (b). Sloping solid lines are the best linear fits. Dashed lines are lines of equality

The plots of x_b as a function of x_i are shown in Fig. 11. It is noticeable how x_{i-Ti} tends to be found onshore related to x_b , and x_{i-Va} offshore (see also Δx histograms in Fig. 12). Δx_{Ti} values are mostly positive for the first bar (77%), ranging from -15 to 28 m, with an average of 7 m. Most of Δx_{Va} , otherwise, are negative for Bar1 (65%), with mean of -5 m, and x_{i-Va1} being located from 39 m seaward ($\Delta x_{Va1} = -39$ m) to 15 m landward related to x_{b1} ($\Delta x_{Va1} = 15$ m). The second bar shows a similar pattern. Δx_{Ti2} is mainly

positive (76%), oscillating from -17 to 37 m, on average 10 m, while 62% of Δx_{Va2} estimates are negative (varying from -35 to 26 m, on average -5 m).

The residuals Δx are simultaneously positive or negative for Bar1 and Bar2 in 58% of Time-exposure, and 56% of Variance images. This highlights that there is not a clear pattern such as the location of maximum pixel intensity placed simultaneously seaward or landward of x_b for the two bars in a specific image, reflecting the different behavior of the local wave climate over the bars. Clearly, the waves that reach the two bars are not the same, and will display different breaking patterns around them. The breaking induced wave energy dissipation around the bars acts by filtering the wave field and modifying the wave climate across the sandbars system. Besides that, evidences have been found of wave spectrum being modified as the waves propagate across the bar. Masselink (1998) observed a mechanism of secondary waves formation through harmonic decomposition as the primary waves propagate across the flat section of the bar and pass over the bar edge, resulting in an blue shifting of the nearshore wave spectrum. A third important factor modifying the wave field refers to the wave energy saturation in the inner surf zone, as the waves break over the seaward sandbars and become strongly depth-dependent.

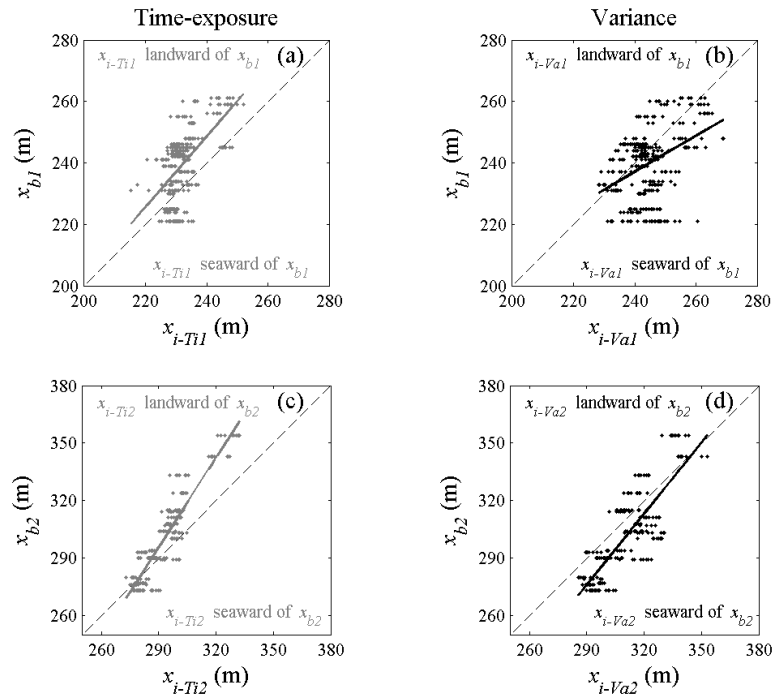


Fig. 11: Regression plots of actual sandbar positions x_b as a function of maximum pixel intensity x_i of: Time-exposure (a) and Variance images (b) for the first bar, Time-exposure (c) and Variance images (d) for the second bar. Sloping solid lines are the best linear fit. Dashed lines are lines of equality.

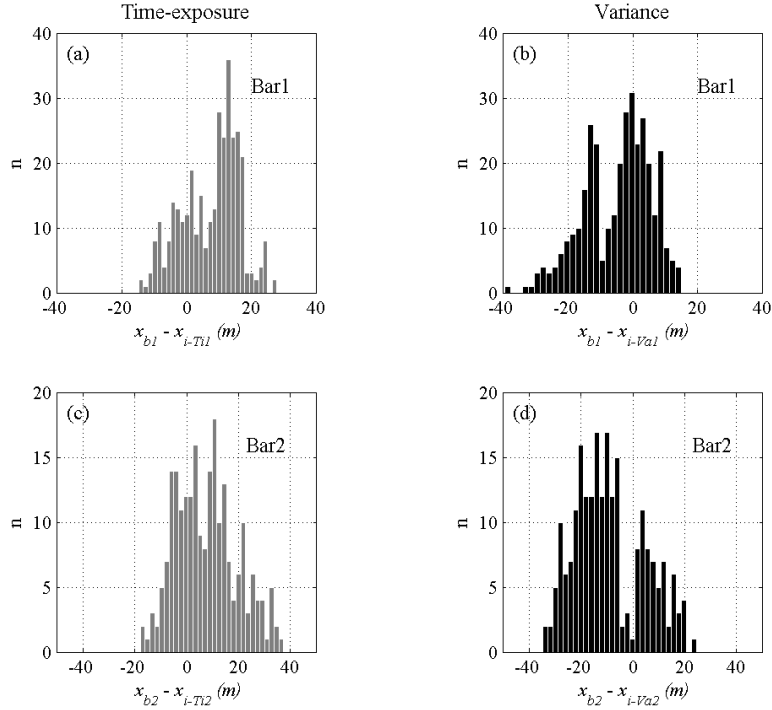


Fig. 12: Histograms of differences Δx ($x_b - x_i$) for: Time-exposure (a) and Variance images (b) corresponding to the first sandbar (x_{b1}), Time-exposure (c) and Variance images (d) corresponding to the second sandbar (x_{b2}).

x_i values obtained with Time exposure and Variance images both for the first and second bars showed significant linear relation at 99% confidence level relating to x_b (Fig. 11, Table 1). The correlations were especially good for the second bar, with r^2 values amounting to 0.84 and 0.68 for Time exposure and Variance images, respectively, which agree with the value of $r^2 = 0.8$ found by Plant and Holman (1998) between x_b and x_{i-Ti} . For the first bar there was a noticeable decline on the correlations among maximum pixel intensities x_i and bar crest locations x_b ($r^2 = 0.33$ and 0.18 for Time exposure and Variance images, respectively), even though they are still significant at 99%.

It can be seen that Time exposures maximum pixel intensities tend to be better correlated to the sandbar locations compared to maximum pixel intensity locations of Variances, both for the first and second bars. This would be expected, considering the higher daily variations seen for x_{i-Va} values. In this way, High pixel standard deviation locations, characterized by high intensities on Variance images, seem to be more sensible to variations in hydrodynamics, compared to locations of high brightness displaced by Time exposure images. This results in x_{i-Va} values being less correlated to the sandbars, which are assumed here to be in the same position for a single day.

It has been shown that the first sandbar is not well morphologically resolved as the second, and so the location of maximum perturbation, approximated as the sandbar position. The worst results found between x_b and x_i for this bar can be in part due to inaccuracies in defining its locations, compared to the

second, well-defined, Gaussian-shaped sandbar. Also, the assumption of no daily sandbar migration, which appears to be reasonable for the second bar, might have been introducing stronger errors in the calculated residuals for the first sandbar, which was found to have a daily migration standard deviation of 11.6 m (not shown), twice the value found for the second bar.

4.2. Hydrodynamical effects

The correlations results among the residuals Δx and hydrodynamics variables (η and H_s) are shown in Table 1. For the first bar, significant linear relation at 99% was observed among Δx and the two hydrodynamic parameters considered, both for Time exposure and Variance residuals. Oscillations in Δx_{Val} seem to be better associated to variations in significant water level, relating to Δx_{Til} (compare the regression slopes and correlation coefficients in Table 1). The Δx dependence on η seen here, however, is farther smaller comparing to results from Van Enckevort and Ruessink (2001) for a double bar system in the Netherlands (Egmond aan Zee). They found changes in η_0 to explain 72% of Δx variance at the inner bar, a very strong dependence relating to the 10-14% found for the multiple bar system of Cassino Beach. Also, the effects shown by these authors for x_i moving landward as the water level increases could not be observed here. Note that x_i indeed shows an opposite behavior, since the residuals become more negative (i.e., x_i shifts seaward) during higher water levels (see the negative regression slopes in Table 1). These results are not consistent with model predictions of wave energy being dissipated landward along the profile with increasing water levels (Thornton and Guza, 1983; Lippmann and Holman, 1989), and should be closely investigated. Possibly the effects of other variables are obscuring those due to η for this system. A reason might be at the wave-induced x_i variability effects, since Cassino is characterized as a microtidal system, with typical tidal amplitudes on the order of 0.5 m. The highest water level fluctuations are mainly a result of storm surges, which take place with cold front passages associated to high southeasterly waves (Calliari *et al.*, 1998). It appears that the effect of these high waves shifting the breaking locations (and consequently x_i) offshore are indeed prevailing from those induced by water level fluctuations, even those induced by wave set-up at the inner surf zone, which are obviously not being accounted as the η series were recorded offshore the surf zone.

The negative correlations between Δx and significant wave height (Table 1) confirm the effect described by Lippmann and Holman (1989) and Van Enckevort and Ruessink (2001) for x_i moving seaward as the wave field increases. Also, strong evidences have been found here for the wave energy saturation close to the first bar location. Fig. 13 illustrates the dependence of Δx on wave height for the first bar, including the whole H_s dataset obtained at 8 m depth simultaneously to the sandbar measurements (Fig. 13a and 13b), and limiting the analysis to H_s measurements smaller than 1.0 m (Fig. 13c and 13d) (78% of the whole dataset). The improvement in the correlations using the reduced dataset

is evident, for both Time exposure and Variance residuals, with the dependence on H_s becoming about three-four times stronger (compare the regression slopes in Fig. 13). This suggests the saturation of the wave field at the inner surf zone for $H_s > 1$ m (i.e., increasing offshore wave height beyond this value does not result on increasing local wave height). This evidence can be supported assuming (10) to be valid and considering γ as 0.4 as discussed earlier. We found that $H_s \approx 1$ m appears to be the limit for H at the inner surf zone shoreward the second bar, which has maximum depths of about 2.5 m during the highest water levels. In this sense, it is apparent that the highest waves measured offshore the surf zone would not show any linear pattern relating to the residuals at the first sandbar, and are presumed to be contributing for the bigger scatter around the linear regression lines seen in Fig. 13a and 13b, and their worse correlations associated. It should be emphasized that, from our data, Δx dependence on offshore wave height increases from 12% (9%) considering saturated conditions to 29% (36%) not considering, for Time exposure (Variance) images at the first bar, indicating that wave height is the main hydrodynamic variable controlling x_i variability for both types of images, at least for this bar. Our results differ from those found by Van Enkevort and Ruessink (2001), who found η -induced Δx variability to be more significant for the inner bar of their double bar system, and appear to be a consequence of the microtidal, wave-dominated characteristics of our multiple bar system.

Lippmann and Holman (1989) suggest, by analyzing both maximum wave energy dissipation and maximum pixel intensity results, that the breaking wave patterns could be best associated with the sandbar location when the waves are small, and “just breaking” over the bar. From our results, this behavior can be well demonstrated with x_{i-Va} data. The best fit lines in Fig. 13b and 13d show how the residuals tend to assume values close to zero as the significant wave height decreases, for Variance images. The increase in wave height results in shifting x_{i-Va} seaward from x_b , and so increasing negative residuals. For Time exposures, however, the highest waves seem to reduce the residuals (see Fig. 13a and 13c).

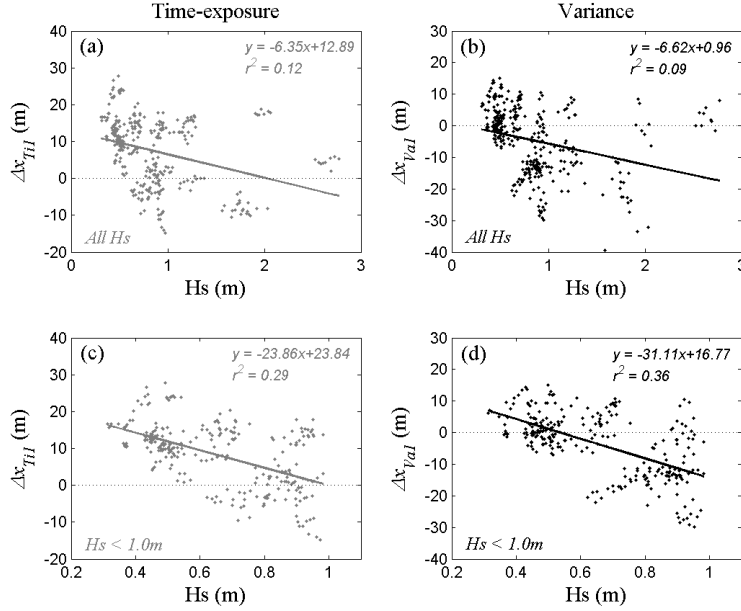


Fig. 13: Regression plots of residuals Δx as a function of significant wave height for the first bar: Δx relating to Time exposure (a) and Variance images (b) as a function of all measured H_s ; Δx relating to Time exposure (c) and Variance images (d) as a function of H_s values smaller than 1.0 m. Sloping lines are the best linear fits. Dotted lines indicate equal values for x_b and x_i .

For the second bar, significant linear relation at 99% was observed between the residuals and water level oscillations for both types of images (Table 1). The behavior was similar to that of the first bar, with x_i shifting offshore as η increases, seemingly a result of large waves breaking seaward relating to the sandbar crest. The Δx dependence on water level found for the second bar was higher comparing to the first, especially for Time exposure residuals, where r^2 jumped from 0.10 to 0.17. It might be a result of higher wave set-up effects close to the first bar, which act by increasing the water level close to the shore during the large wave periods, and appears to reduce the indirect wave height effect around Bar1. Alexander and Holman (2004) observed a relationship of wave height increase and shoreline retreat, by analyzing images of four Argus sites around the world. The authors attribute this correlation to be in large part due to increased set-up during periods of increased wave height, which agree with the evidences found in our data.

A significant relation at the 99% confidence level between Δx and H_s was found only for Variance residuals at the second sandbar, with r^2 amounting to 0.17. No relation was found for Time-exposure residuals, which seem to be due the limited wave height conditions under which the second bar could be surveyed (H_s between 0.4 and 1.0 m). The correlation observed between Δx_{Va2} and H_s even in such a restricted H_s range indicate that maximum pixel intensity location of Variance images is more sensible to small changes in significant wave height. Observations of a two-years images dataset recorded at this site have suggested that a third sandbar becomes active during 56% of the period, and sometimes a

fourth one (Pereira, Personal Communication), so that wave filtering effects and saturated conditions are expected to influence also the local wave field around Bar2 during the highest wave conditions.

Table 1: Results of Regression Analysis.

	<i>Y</i>	<i>X</i>	<i>m</i>	<i>b</i>	<i>n</i>	<i>r</i> ²
Bar1	x_{i-Ti1}	x_{i-Va1}	0.57	93.57	421	0.57
	x_{b1}	x_{i-Ti1}	1.15	-27.74	341	0.33
	x_{b1}	x_{i-Va1}	0.59	96.01	341	0.17
	$\Delta x (x_{b1} - x_{i-Ti1})$	η	-12.29	5.61	341	0.10
	$\Delta x (x_{b1} - x_{i-Va1})$	η	-16.94	-7.26	341	0.14
	$\Delta x (x_{b1} - x_{i-Ti1})$	Hs	-6.35	12.89	341	0.12
	$\Delta x (x_{b1} - x_{i-Va1})$	Hs	-6.62	0.96	341	0.09
	x_{D1}	x_{i-Ti1}	0.18	205.50	144	0.04
	x_{D1}	x_{i-Va1}	0.13	215.45	144	0.04
	Bar2	x_{i-Ti2}	x_{i-Va2}	0.77	54.34	276
x_{b2}		x_{i-Ti2}	1.56	156.59	224	0.84
x_{b2}		x_{i-Va2}	1.24	-83.50	224	0.68
$\Delta x (x_{b2} - x_{i-Ti2})$		η	-23.35	3.09	224	0.17
$\Delta x (x_{b2} - x_{i-Va2})$		η	-24.48	-13.78	224	0.14
$\Delta x (x_{b2} - x_{i-Ti2})$		Hs	-8.36	12.94	224	0.02
$\Delta x (x_{b2} - x_{i-Va2})$		Hs	-31.58	11.23	224	0.17
x_{D2}		x_{i-Ti2}	0.48	180.07	144	0.19
x_{D2}		x_{i-Va2}	0.45	179.01	144	0.40

$Y = mX + b$. Correlation coefficient squared r^2 not significant at the 99% confidence level showed in bold. n = sample size.

4.3. Wave energy dissipation

Fig. 14 synthesizes the wave model simulation results. Daily mean values of maximum wave energy dissipation locations x_D are plotted against time for both the first and second bars, together with daily mean values of maximum pixel intensity locations of Time-exposure (Fig. 14a) and Variance images (Fig. 14b). It is clear that x_{i-Va} data tends to be placed far closer to x_D , when compared to x_{i-Ti} , for both bars. The *rms* errors found between x_i and x_D was 16 (25) m for the first (second) bar of Time exposure images, very high compared to the *rms* error of 8 m found with x_{i-Va} for both bars. x_D was predicted to be almost always seaward of x_{i-Ti} , while oscillating between landward and seaward positions compared to x_{i-Va} data. Significant linear relation was observed at 99% confidence level for both x_{i-Ti} and x_{i-Va} relating to x_D data at the second bar. The correlation, nevertheless, was much higher for Variance images (r^2 amounting to 0.40 and 0.19 for x_{i-Va2} and x_{i-Ti2} , respectively; see Table 1), confirming that maximum pixel intensity of Variances are best associated with maximum wave energy dissipation, as suggested by the cross-shore transects of pixel intensity and wave energy dissipation shown in Fig. 6b.

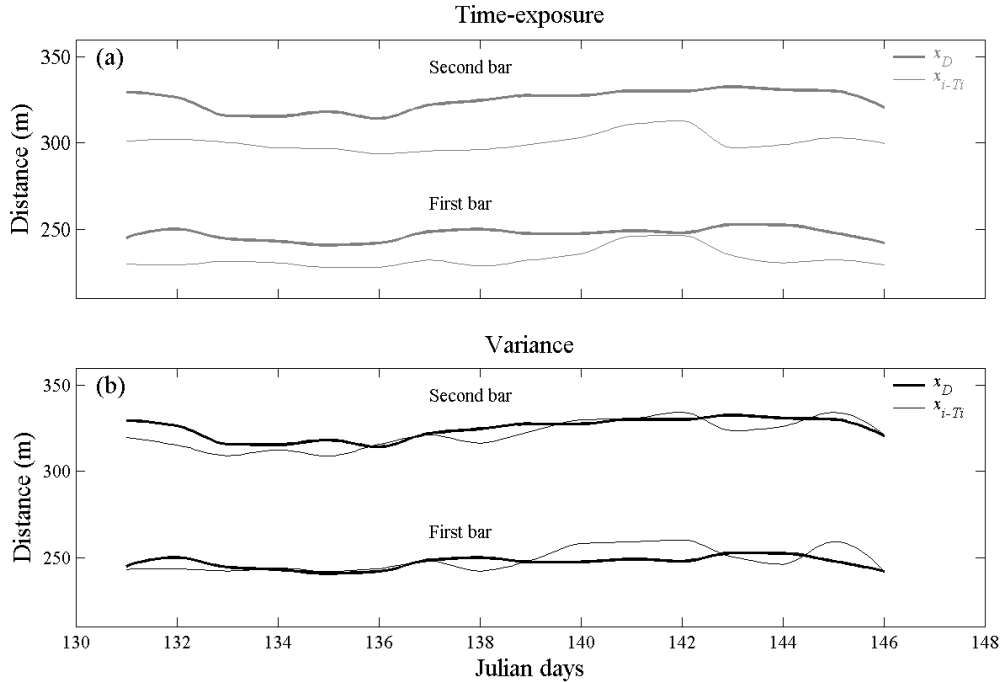


Fig. 14: Time series of maximum wave energy dissipation (x_D) and maximum pixel intensity (x_i) daily mean locations for both the first and second sandbars, between Julian days 131 and 146. Distances are relative to bench mark position.

Lippmann and Holman (1989) observed maximum wave energy dissipation displaced seaward from the measured bar crest by 20 m, and attributed it to a result of weighting the dissipation toward the larger waves. We have found similar behavior for maximum pixel intensities of Variance images, which tend to be placed seaward from the sandbars, seemingly a result of these larger waves that break seaward from the preferred breaking location (x_{i-Ti}), leaving less persistent foam due to the more episodically breaking, and resulting in stronger brightness standard deviation along the 10 min of pixel intensity sampling. Lippmann and Holman (1989) also noticed x_{i-Ti} to be placed landward of x_b , and attributed this pattern to the finite distance required for wave reformation after passing the bar crest, and also to strong onshore winds, both acting by leaving residual foam toward the trough and weighting the maximum intensity shoreward from the maximum dissipation locations. They found best results when subtracting successive video frames, which eliminated areas of little contrast (i.e. persistent foam) and highlighted areas of active breaking, characterized by large intensity changes. This technique appears to have similar effects as the Variance images analyzed here, which had their maximum pixel intensity locations seaward from Time-exposures maximum, and were found to behave similarly to maximum wave energy dissipation.

Although the overall locations of x_D and x_{i-Va} seem to be similar also for the first bar, which is confirmed by the relatively small *rms* error, significant linear relation was not observed at the 99%

confidence level for this bar with any type of image (see Table 1). The modeled maximum dissipation does not appear to be well representing fluctuations of maximum pixel intensity for the first bar. Aarninkhof, (2003) pointed out that standard wave transformation models, while describing the decay of organized wave energy reasonably well, predict the location of initial wave set-up too far seaward. In addition, the breaking parameter γ does not seem to have been well representing real breaking conditions across the inner surf zone region in the simulations. The γ calculated through deep water wave steepness using (10) varied between 0.61 and 0.89 along the simulations, considerably higher compared to the values proposed by Thornton and Guza (1982) and Sallenger and Holman (1985) for saturated conditions at the inner surf zone. Best results would maybe be found by taking γ to be not cross-shore constant, as suggested Ruessink et al. (2003), who found this parameter to depend systematically on the product of the local wave number k and water depth h , by comparing field and model (Battjes and Janssen, 1978) results of wave transformation. As observed by Lippmann and Holman (1989), the models of dissipation over a barred profile suggest a strong dependence of local dissipation on underlying morphology, so that inaccuracy on the surveyed bathymetry should reflect on the cross-shore location of modeled maximum dissipation. On three of the days where the worst results were found between x_{Dl} and x_{i-val} (i.e. Julian days 141, 142 and 145), the bathymetry was taken from nearest days, since no sandbars were surveyed (see Fig. 8). For the first, slip-face sandbar, characterized as a “bump” and more unstable compared to the second, this can be introducing additional inaccuracies for the model, contributing for the bad results at the first sandbar found with both type of images.

4.4. Multiple regression models

We have shown the residuals Δx to be dependent in somehow on hydrodynamic variables, such as wave height H_s and water level η , as previously observed by other authors (Lippmann and Holman, 1989; Plant and Holman, 1998; Kingston et al., 2000; Van Enckevort and Ruessink, 2001; Ruessink et al., 2002), for the first and second bars and with both Time exposure and Variance maximum pixel intensities. In this sense, it is expected the differences between x_b and x_i to be reduced when hydrodynamic effects on x_i locations are accounted. We have performed multiple regression models to account to such effects and obtain best sandbars location estimates from Argus video images, water level and wave height inputs. Table 2 shows the results of the multiple regression models performed by taking sandbar locations x_b as the dependent variable, and maximum pixel intensity x_i , water level η and significant wave height H_s as independent variables. For the first bar, quadratic regression model resulted in farther best results compared to the linear model, as it would be expected given the non-linear behavior of H_s -induced Δx variability observed at this bar, attributed to wave saturation. For the second bar,

however, virtually the same results were found by using linear and non-linear regression models, so that a linear model was chosen.

The models clearly improved the sandbars estimates accuracy, for both Time exposure and Variance images. For the first bar, adjusted r^2 values increased from 0.33 (0.18) to 0.58 (0.45) for Time exposure (Variance) images. As it can be noticed in Table 2, most of the improvement was obtained at the first bar by considering just Hs as a hydrodynamic variable, especially for the Variance images; η appears to be less important, as noticed earlier. The *rms* error between x_b and x_i decreased from 11.7 (11.4) m to 7.0 (7.9) m for Time exposures (Variance) images at the first bar using the models. The great improvement observed by Kingston et al. (2000) for inner bar estimates when considering outer bar estimates as another input variable to their ANN could not be observed, since the adjusted r^2 did not change significantly when considering this other variable in our models. For the second bar, the improvements on sandbar estimates are also noticeable with the models. Adjusted r^2 values for Time exposure and Variance images jumped from 0.84 and 0.68 to 0.90 and 0.85, respectively (Table 2). *rms* errors were reduced approximately by half, from 14.0 (16.3) m to 7.1 (8.9) m using Time exposure (Variance) maximum pixel intensity locations.

Table 2: Multiple regression models results. *rms* Errors (E_{rms}) are in meters.

<i>Multiple regression model</i>					
Time exposure			Variance		
FIRST BAR					
Input parameters	r^2_{adj}	E_{rms}	Input parameters	r^2_{adj}	E_{rms}
x_{i-T11}	0.33	11.7	x_{i-Va1}	0.18	11.4
x_{i-T11}, η	0.45	8.0	x_{i-Va1}, η	0.28	9.2
x_{i-T11}, Hs	0.49	7.7	x_{i-Va1}, Hs	0.40	8.4
x_{i-T11}, η, Hs	0.58	7.0	x_{i-Va1}, η, Hs	0.45	7.9
SECOND BAR					
Input parameters	r^2_{adj}	E_{rms}	Input parameters	r^2_{adj}	E_{rms}
x_{i-T12}	0.84	14.0	x_{i-Va2}	0.68	16.3
x_{i-T12}, η	0.89	7.6	x_{i-Va2}, η	0.73	11.9
x_{i-T12}, Hs	0.87	8.1	x_{i-Va2}, Hs	0.83	9.3
x_{i-T12}, η, Hs	0.90	7.1	x_{i-Va2}, η, Hs	0.85	8.9

The performance of the multiple regression models are summarized in Fig. 15 and 16. Fig. 15 shows the regression plots of measured versus estimated sandbar locations. An excellent correlation can be observed for Bar2 with both images (Fig. 15c and 15d), with the points far closer to the line of equality than in Fig. 11, where sandbars are plotted against the maximum pixel intensity locations. The first bar models clearly do not show such good results (Fig. 15a and 15b), however, the improvements over the

maximum pixel intensities, shown in Fig. 11, are also noticeable. The residual histograms of Fig. 16 show how the magnitude of the errors between measured and estimated sandbar locations were reduced, with the histograms assuming sinusoidal shapes around zero, and absolute Δx values essentially not bigger than 20 m, being mostly distributed within $-10 < \Delta x < 10$ m, for the first and second bars and with both Time exposures and Variance images.

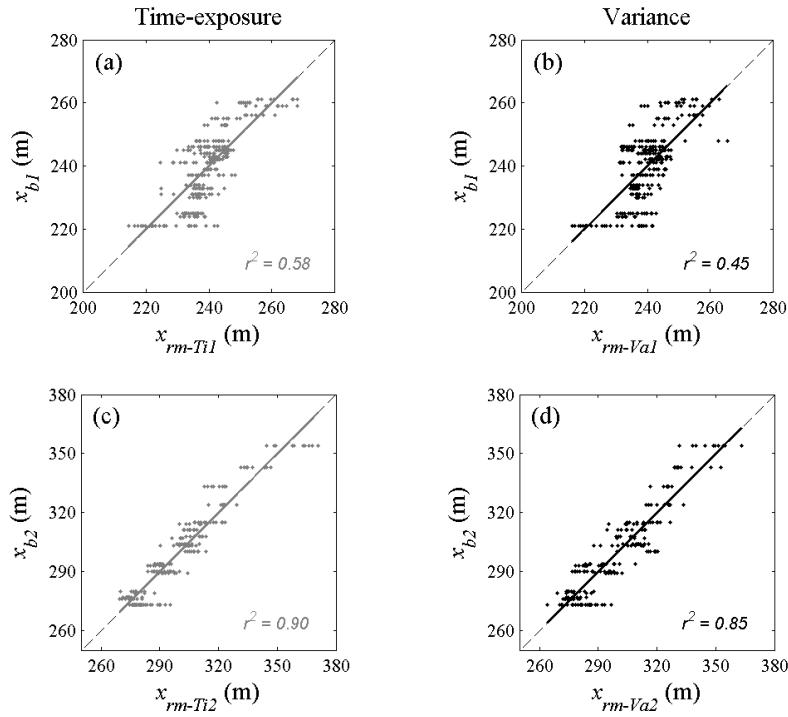


Fig. 15: Regression plots of actual sandbar positions x_b as a function of estimated sandbar positions through multiple regression model x_{rm} using: Time-exposure (a) and Variance data (b) for the first bar, Time-exposure (c) and Variance data (d) for the second bar. Sloping solid lines are the best linear fits. Dashed lines are lines of equality. Adjusted r^2 values found are shown in the corresponded figures.

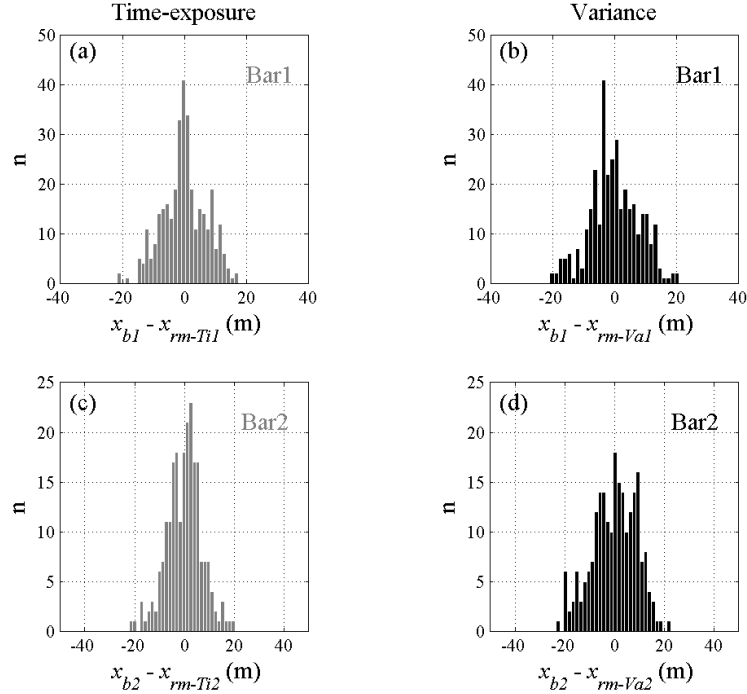


Fig. 16: Histograms of differences Δx between sandbar positions x_b and estimated sandbar positions with multiple regression models x_{rm} obtained with: Time-exposure (a) and Variance images (b) referent to the first sandbar, Time-exposure (c) and Variance images (d) referent to the second sandbar.

Van Enckevort and Ruessink (2001) proposed to select a single image per day based on the tidal level (η_0), in order to reduce the η_0 induced Δx variability while still resolving the main changes in bar crest position. The technique was showed to work, especially when the daily low-tide images, characterized by most pronounced wave breaking, are chosen. As well mentioned by Ruessink et al. (2002), it requires η_0 to be the dominant source of apparent bar migration, and would fail on systems where the tide is not important, as appears to be the case of Cassino Beach. Holman and Stanley (2007) pointed out another way to remove the tidal dependencies, through averaging each day's images into a daily image. We have performed such technique to our dataset and defined the maximum pixel intensity x_i to these daily images (dayTimex and dayVariance images). Fig. 17 shows the measured sandbars locations x_b as circles, and the error bars representing the residuals ($x_b - x_i$) relating to the daily images. The *rms* errors found between x_b and daily x_i were quite similar to those observed considering the whole dataset (Table 2), amounting to 12.0 (10.9) m with Time exposure (Variance) images for the first sandbar, and 14.9 (16.1) m with Time exposure (Variance) images for the second bar. Nevertheless, it is possible to observe in Fig. 17 an interesting pattern, for both the first and the second sandbar. It appears to have a boundary, which separates an onshore region where the errors tend to be farther smaller with daily x_{i-Ti} , and an offshore region where the errors between x_b and daily x_{i-Va} are of significant smaller magnitudes. For the first sandbar, this boundary was observed around 35 m from the mean shoreline location, and

around 100 m for the second sandbar (Fig. 17), very close to the mean sandbar locations (38 and 96 m from the shoreline for the first and second bars, respectively). The temporal series shown in Fig. 9 also indicate that during periods when the sandbars are not found close to x_i of one type of image, they tend to be quite close to x_i of the other type. The *rms* errors were consistently reduced by taking x_i from Time exposure images when x_b were located onshore from the boundaries, and from Variance images when they were located offshore, resulting in *rms* errors of 6.0 and 9.3 m for the first and second bars, respectively.

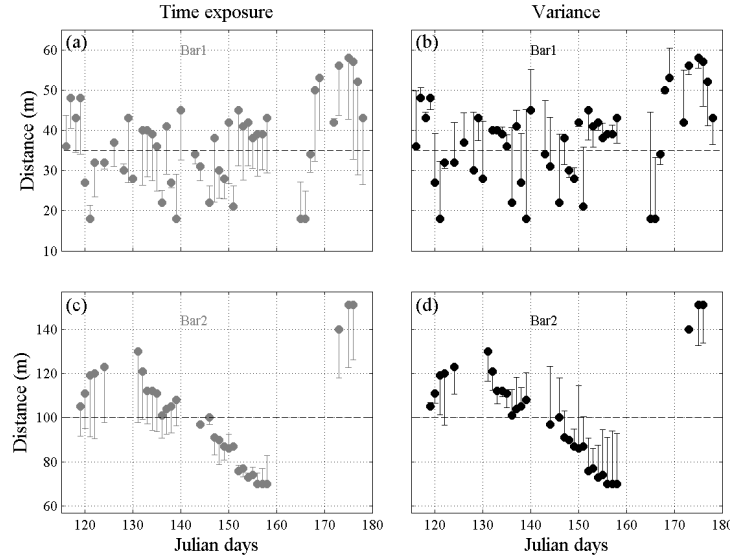


Fig. 17: Temporal series of sandbars locations x_b (circles), with error bars referent to the daily maximum pixel intensity locations x_i of: Time exposure (a) and Variance images (b) for the first bar, Time exposure (c) and Variance images (d) for the second bar. Dotted lines indicate the boundaries that separate onshore regions where x_{i-Ti} errors are smaller, and offshore regions where x_{i-Va} errors are smaller. Distances are corresponding to the mean shoreline location (203 m from the bench mark).

5. Conclusions

We have shown that not just high pixel intensity areas of Time exposure images are strongly associated to the presence of submerged sandbars, but also those of Variance images, which represent regions of high standard deviation of brightness along a specific period of images sampling. The maximum pixel intensity locations of Variances x_{i-Va} , nevertheless, were shown to be located typically 15 m offshore from the preferred wave breaking location x_{i-Ti} , seemingly due to the larger waves breaking offshore from the preferring breaking region, where the less amount of persistent foam ensures higher brightness variances.

The hydrodynamic variables appear to affect the two types of images in a similar way, with an increase in both H_s and η resulting on x_i shifting seaward. This η -induced x_i variability has the opposite

behavior than it would be expected by model predictions and found by other authors in the literature, and it is likely an indirect result of larger waves breaking farther offshore during periods of storm surges, indicating that wave height is more important in controlling x_i variability than water level at the present site, for both the first and second sandbars.

The maximum wave energy dissipation x_D has been shown to behave more similarly to maximum pixel intensity x_i of Variance than Time exposure images. In this sense, it appears that the maximum wave energy dissipation obtained through the Battjes and Janssen (1978) wave model is actually simulating the location of maximum brightness deviation due to periodic breaking waves (x_{i-va}), instead of the location of preferred wave breaking highlighted by Time exposures maximum pixel intensities. For the first bar, maximum wave energy dissipation does not correlate well with maximum pixel intensity of any type of image, which can be due problems with the set breaker parameter γ on the simulations along the inner surf zone region.

We have shown that x_{i-Ti} tends to be placed onshore related to the sandbar crest, and x_{i-va} offshore. However, Time exposure images seem to best represent the sandbar crest location, since pixel intensity patterns of Variances were found to vary more strongly with changes in hydrodynamics, even though those of Time exposures also vary quite a lot. This hydrodynamics-induced x_i variability represents apparent sandbar migration on the images that obscures real morphological changes, and must be removed. Nevertheless, both types of images can be corrected for representing the sandbar locations more accurately when these hydrodynamic effects are accessed. We have performed such corrections through multiple regression models that took x_i , η and H_s as independent variables, and greatly improved the sandbar estimates, resulting in errors typically smaller than 10 m. The results, however, were much better for the second bar, which was found to be morphologically well developed compared to the first bar, with a well defined crest point.

We have also found that the mean sandbar location appears to separate an onshore region where x_{i-Ti} tend to be much closer to x_b , and an offshore region where the residuals are consistently smaller using x_{i-va} , for both the first and the second bars. It is unknown whether this is an indirect hydrodynamic effect, or is indeed associated with the morphology.

6. Acknowledgements

This work has been developed as part of the project “ WAVE ATTENUATION ON MUDDY BOTTOMS”, with funding provided by the Office of Naval Research (ONR-EUA), under the contract N00014-04-1-0274. We would like to thanks to Ed Thornton and Mark Orzech (NPS-EUA), and Carlos Schettini (Univali, Brazil) for providing pressure sensors wave data, to the NRL-SSC (EUA) group (Todd

Holland, Tim Kooney, Joe Calantoni and Steven Spansel) and Nathaniel Plant for setting up the Cassino (“Cassy”) Argus station, and to José Fontoura (FURG-Brazil) for designing the tower where the cameras are installed. We are also grateful for CAPES and CNPq Brazilian foundations, for their financial supports.

7. References

- Aarninkhof, S.G.J., Holman, R.A., 1999. Monitoring the Nearshore With Video. *Backscatter*, pp. 8-11.
- Aarninkhof, S.G.J., 2003. Nearshore Bathymetry Derived from Video Imagery. *Ph.D. thesis*, Delf University. The Netherlands: DUP Science.
- Alexander, P.S., Holman, R.A., 2004. Quantification of Nearshore Morphology Based on Video Imaging. *Marine Geology*, 208, pp. 101-111.
- Bailey, D.G., Shand, R.D., 1997. Data Fusion Issues in Analysing Coastal Morphodynamic Systems. *Proceedings of the First Joint Australian and New Zealand Conference on Digital Image and Vision Computing: Techniques and Applications*, pp. 107-112. Auckland.
- Battjes, J.A., Janssen, J.P.F.M., 1978. Energy loss and set-up due to breaking of random waves. *Proc. 16th Int. Conf. Coastal Engineering*, ASCE, pp. 569-587. Hamburg.
- Battjes, J.A., Stive, M.J.F., 1985. Calibration and verification of a dissipation model for random breaking waves. *Journal of Geophysical Research*, 90 (C5), pp. 9159-9167.
- Booij, N., Ris, R.C., Holthuijsen, L.H., 1999. A Third-Generation Wave Model for Coastal Regions 1. Model Description and Validation. *Journal of Geophysical Research*, 104 (C4), pp. 7649-7666.
- Calliari, L.J., Klein, A.H.F., 1993. Características Morfodinâmicas e Sedimentológicas das Praias Oceânicas entre Rio Grande e Chuí, RS. *Pesquisas*, 20 (1), pp. 48-56.
- Calliari, L.J., Fachin, S., 1993. Laguna dos Patos: Influência nos Depósitos Lamíticos Costeiros. *Pesquisas*, 20 (1), pp. 57-69.
- Calliari, L.J., Tozzi, H.A., Klein, A.H.F., 1998. Beach Morphology and Coastline Erosion Associated with Storm Surges in Southern Brazil - Rio Grande to Chuí. RS. *Land and Ocean Interaction in Coastal Zone (LOICZ) Meeting*, pp. 231-247. São Paulo.
- Calliari, L.J., Holland, K.T., Dias, M.S., Vinzon, S., Thornton, E.B., Stanton, T.P., 2005. Experimento Cassino 2005: Uma Síntese dos Levantamentos Efetuados na Ante-Praia e Zona de Arrebentação. *ABEQUA*. Guarapari.
- Calliari, L.J., Holland, K.T., Pereira, P.S., Guedes, R.M.C., Espirito-Santo, R., 2007. The Influence of Mud on the Inner Shelf, Shoreface, Beach and Surfzone Morphodynamics - Cassino, Southern Brazil. *Coastal Sediments '07*, ASCE, New Orleans, Nicholas C. Kraus, Julie Dean Rosati – editors, pp.1455-1465.
- Gallagher, L., Elgar, S., Guza, R.T., 1998. Observations of Sand Bar Evolution on a Natural Beach. *Journal of Geophysical Research*, pp. 3203-3215.
- Holland, K.T., Holman, R.A., Lippmann, T.C., Stanley, J., Plant, N.G., 1997. Practical Use of Video Imagery in Nearshore Oceanographic Field Studies. *IEEE Journal of Oceanic Engineering*, 22, pp. 81-92.
- Holland, K.T., Vincent, C.L., Holman, R.A., 1999. Statistical Characterization of Nearshore Morphodynamic Behavior. *Coastal Sediments '99*, ASCE, New York, pp. 2176-2189.
- Holman, R.A., Sallenger, A.H., 1993. Sand Bar Generation: A Discussion of the Duck Experiment Series. *Journal of Coastal Research*, 13 (SI), pp. 76-92.
- Holman, R.A., Stanley, J., 2007. The History and Technical Capabilities of Argus. *Coastal Engineering*, 54, pp.477-491.

- Kingston, K.S., Ruessink, B.G. Van Enckevort, I.M.J., Davidson, M.A., 2000. Artificial Neural Network Correction of Remotely Sensed Sandbar Location. *Marine Geology*, 169, pp. 137-160.
- Komar, P.D., 1998. Beach Processes and Sedimentation. Prentice Hall, Upper Saddle River, NJ, 544 p.
- Lippmann, T.C., Holman, R.A., 1989. Quantification of Sand Bar Morphology: A Video Technique Based on Wave Dissipation. *Journal of Geophysical Research*, 94 (C1), pp. 995-1011.
- Lippmann, T.C., Brookins, A.H., Thornton, E.B., 1996. Wave Energy Transformation on Natural Profiles. *Coastal Engineering*, 27, pp. 1-20.
- Madsen, A.J., Plant, N.G., 2001. Intertidal Beach Slope Predictions Compared to Field Data. *Marine Geology*, 173, pp. 121-139.
- Masselink, G., 1998. Field Investigation of Wave Propagation Over a Bar and Consequent Generation of Secondary Waves. *Coastal Engineering* 33, pp. 1-9.
- Masselink, G., Kroon, A., Davidson-Arnott, R.G.D., 2006. Morphodynamics of Intertidal Bars in Wave-dominated coastal settings - A Review. *Geomorphology*, 73, pp. 33-49.
- Möller, O.O., Castaing, P., Fernandes, E.H.L., Lazure, P., 2007. Tidal Frequency Dynamics of a Southern Brazil Coastal Lagoon: Choking and Short Period Forced Oscillations. *Estuaries and Coasts*, 30 (2), 311-320.
- Motta, V.F., 1963. Relatório-análise e Previsão das Alturas de Ondas em Tramandaí. *Instituto de Pesquisas Hidráulicas da UFRGS*, p. 30 p. Porto Alegre.
- Plant, N.G., Holman, R.A., 1997. Intertidal Beach Profile estimation Using Video Images. *Marine Geology*, 140, pp. 1-24.
- Plant, N.G., Holman, R.A., 1998. Extracting Morphologic Information from Field Data. *Proceedings of the 26th International Coastal Engineering Conference*, ASCE, New York, pp. 2773-2784.
- Ruessink, B.G., Bell, P.S., Van Enckevort, I.M.J., Aarninkhof, S.G.J., 2002. Nearshore Bar Crest Location Quantified from Time-averaged X-band Radar Images. *Coastal Engineering*, 45, pp. 19-32.
- Ruessink, B.G., Walstra, D.J.R., Southgate, H.N., 2003. Calibration and Verification of a Parametric Wave Model on Barred Beaches. *Coastal Engineering*, 48, pp. 139-149.
- Sallenger, A.H., Holman, R.A., 1985. Wave Energy Saturation on a Natural Beach of Variable Slope. *Journal of Geophysical Research*, 90 (C6), pp. 11939-11944.
- Saraiva, J.M.B., Bedran, C., Carneiro, C., 2003. Monitoring of Storm Surges on Cassino Beach, RS, Brazil. *Journal of Coastal Research*, 35 (SI), pp. 323-331.
- Thornton, E.B., Guza, R.T., 1982. Energy Saturation and Phase Speeds Measured on a Natural Beach. *Journal of Geophysical Research*, 87 (C12), pp. 9499-9508.
- Thornton, E.B., Guza, R.T., 1983. Transformation of Wave Height Distribution. *Journal of Geophysical Research*, 88 (C10), pp. 5925-5938.
- Thornton, E.B., Humiston, R.T., Birkemeier, W.A., 1996. Bar/Through Generation on a Natural Beach. *Journal of Geophysical Research*, 101 (C5), pp. 12097-12110.
- Tucker, M.J., Carr, A.P., Pitt, E.G., 1983. The Effect of an Offshore Bank in Attenuating Waves. *Coastal Engineering*, 7, pp. 133-144.
- Van Enckevort, I.M.J., Ruessink, B.G., 2001. Effect of Hydrodynamics and Bathymetry on Video Estimates of Nearshore Sandbar Position. *Journal of Geophysical Research*, 106 (C8), pp. 16969-16979.
- Wright, L.D., & Short, A.D., 1984. Morphodynamic Variability of Surf Zones and Beaches: A Synthesis. *Marine Geology*, 56, 93-118.

Livros Grátis

(<http://www.livrosgratis.com.br>)

Milhares de Livros para Download:

[Baixar livros de Administração](#)

[Baixar livros de Agronomia](#)

[Baixar livros de Arquitetura](#)

[Baixar livros de Artes](#)

[Baixar livros de Astronomia](#)

[Baixar livros de Biologia Geral](#)

[Baixar livros de Ciência da Computação](#)

[Baixar livros de Ciência da Informação](#)

[Baixar livros de Ciência Política](#)

[Baixar livros de Ciências da Saúde](#)

[Baixar livros de Comunicação](#)

[Baixar livros do Conselho Nacional de Educação - CNE](#)

[Baixar livros de Defesa civil](#)

[Baixar livros de Direito](#)

[Baixar livros de Direitos humanos](#)

[Baixar livros de Economia](#)

[Baixar livros de Economia Doméstica](#)

[Baixar livros de Educação](#)

[Baixar livros de Educação - Trânsito](#)

[Baixar livros de Educação Física](#)

[Baixar livros de Engenharia Aeroespacial](#)

[Baixar livros de Farmácia](#)

[Baixar livros de Filosofia](#)

[Baixar livros de Física](#)

[Baixar livros de Geociências](#)

[Baixar livros de Geografia](#)

[Baixar livros de História](#)

[Baixar livros de Línguas](#)

[Baixar livros de Literatura](#)
[Baixar livros de Literatura de Cordel](#)
[Baixar livros de Literatura Infantil](#)
[Baixar livros de Matemática](#)
[Baixar livros de Medicina](#)
[Baixar livros de Medicina Veterinária](#)
[Baixar livros de Meio Ambiente](#)
[Baixar livros de Meteorologia](#)
[Baixar Monografias e TCC](#)
[Baixar livros Multidisciplinar](#)
[Baixar livros de Música](#)
[Baixar livros de Psicologia](#)
[Baixar livros de Química](#)
[Baixar livros de Saúde Coletiva](#)
[Baixar livros de Serviço Social](#)
[Baixar livros de Sociologia](#)
[Baixar livros de Teologia](#)
[Baixar livros de Trabalho](#)
[Baixar livros de Turismo](#)