



Universidade Federal do Rio Grande  
Instituto Oceanográfico  
Programa de Pós-Graduação em  
Oceanografia Química, Física e  
Geológica



*Morfodinâmica da praia do Cassino (RS):  
variabilidade temporal dos bancos arenosos e  
alterações das ondas pela presença de depósitos  
lamíticos.*

*Pedro de Souza Pereira*

Tese apresentada ao Programa de  
Pós-Graduação em Oceanografia  
Física, Química e Geológica, como  
requisito parcial à obtenção do título  
de DOUTOR.

Orientador Prof. Dr. Lauro Júlio Calliari

Rio Grande, Junho de 2010



### ATA ESPECIAL P/DEFESA DE TESE DE DOUTORADO 001/10

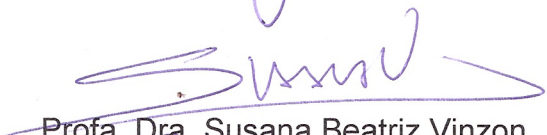
Às nove horas do dia dezoito de junho do ano dois mil e dez, no Auditório Sala 410 – Pav. 4 – Campus Carreiros/FURG, reuniu-se a Comissão Examinadora da Tese de Doutorado de **PEDRO DE SOUZA PEREIRA**, composta pelos seguintes membros: Prof. Dr. Lauro Júlio Calliari – IO/FURG - Orientador/Presidente, Prof. Dr. José A. S. Fontoura – EE/FURG, Prof. Dr. João Luiz Nicolodi – IO/FURG, Prof. Dr. Paulo Roberto Teixeira – EE/FURG e Profa. Dra. Susana Beatriz Vinzon – COPPE/UFRJ - Título da tese: “**MORFODINÂMICA DA PRAIA DO CASSINO (RS): VARIABILIDADE TEMPORAL DOS BANCOS ARENOSOS E ALTERAÇÕES DAS ONDAS PELA PRESENÇA DE DEPÓSITOS LAMÍTICOS**”. Dando início à reunião, o Coordenador do Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Física, Química e Geológica, Prof. Dr. Mauricio Magalhães Mata, agradeceu a presença de todos e fez a apresentação da Comissão Examinadora. Logo após esclareceu que o candidato terá um tempo de 45 a 60 min. para explanação do tema, e cada membro da Comissão, um máximo de 30 min. para perguntas. A seguir, passou a palavra ao candidato que apresentou o tema e respondeu às perguntas formuladas. Após ampla explanação a Comissão reuniu-se na Sala da Secretaria da Coordenação do Programa, para discussão do conceito a ser atribuído ao candidato. Durante este encontro ficou estabelecido o que segue: As sugestões de todos os membros da Banca Examinadora, que seguem em pareceres em anexo, foram aceitas pelo orientador/candidato para incorporação na versão final a qual deverá ser encaminhada a Secretaria do Programa até o dia 17/07/2010. Foi atribuído ao candidato o conceito de **APROVADO**. Nada mais havendo a tratar, lavro a presente ata que após lida e aprovado, será assinada pela Comissão Examinadora, pelo candidato e pelo Coordenador do Programa.

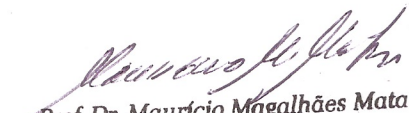
  
Prof. Dr. Lauro Júlio Calliari  
Presidente

  
Prof. Dr. José A. S. Fontoura

  
Prof. Dr. João Luiz Nicolodi

  
Prof. Dr. Paulo Roberto Teixeira

  
Profa. Dra. Susana Beatriz Vinzon

  
Prof. Dr. Mauricio Magalhães Mata  
Coordenador do Programa de Pós-Graduação em  
Oceanografia Física, Química e Geológica

  
Acad. Pedro de Souza Pereira

*So take Jah Sun, and Jah Moon,  
And Jah Rain, and Jah Stars,  
And forever, yes, erase your fantasy.*  
Bob Marley

---

## Agradecimentos

Primeiramente gostaria de agradecer ao Prof. Dr. Lauro J. Calliari... meu pai!!! “Teu pai?!? Teu pai é outro!!!” Ele costuma dizer isto e tenho certeza que dirá o mesmo ao ler isto. Mas de qualquer forma Lauro, é assim que me sinto, teu filho. Afinal, dos 29 anos da minha vida, 9 foram sob tua orientação, sempre te escutando e seguindo os teus passos e ensinamentos. Teus conselhos, tanto os meramente científicos quanto os pessoais, com certeza ajudaram na formação do meu caráter, assim como os conselhos de um pai fortalecem e formam o caráter de um filho.

Em segundo, gostaria de agradecer aos membros da banca por terem aceito a participar da etapa final do meu doutoramento. Em especial gostaria demonstrar a minha gratidão à Profa. Dra. Susana Beatriz Vinzon que indiretamente abriu-me várias portas através do *Experimento Cassino*, o qual coordenou. Antes do início do experimento ela perguntou ao Lauro: “Esse é um dos sortudos?”, referindo-se ao fato de eu acompanhar um experimento sem precedentes no Brasil. Hoje eu mesmo respondo: sim!

Gostaria de agradecer aos meus familiares e amigos. A minha família torno pública a gratidão pela compreensão demonstrada quando, desde tão cedo, souberam que eu sairia de casa em busca de um sonho, hoje já concretizado, e que a cada dia que passa torna-se mais especializado. Ao amigos pela amizade. São tantos que com certeza não caberiam aqui, mas gostaria de demonstrar minha gratidão ao Rafa, Mosca Guedes, pelo companheirismo e pelas inúmeras discussões que tivemos, as quais nos ajudaram a desvendar, ao menos em parte, o mundo Argus. A querida *Elainixa* que encheu os ouvidos por diversas vezes com os meus delírios científicos na ausência do Mosca. Ao amigo Pablo Cavalcanti, sempre pronto para qualquer discussão em termos de processamento digital de imagens e qualquer outra coisa que venha ao caso.

Agradeço a maravilhosa equipe do LOG, que sempre esteve ao meu lado. A Neuza, Glória e ao Manuel pela extrema simpatia, sempre disponíveis para ajudar todos a qualquer momento. Ao Allan pelo profissionalismo e a ajuda para o que der e vier em termos de geoprocessamento. Ao Clabsnei, que apesar de não ser do LOG, é uma importante peça desta família. Aos Profs. Griep, Tagliani, Caco, João Nicolodi e Isabel sempre a postos em caso de qualquer dúvida ou qualquer discussão por menor que seja. Ao Milico (Gilberto) pau para toda obra! Aos acadêmicos Pedro Guimarães e Fernando Calmon por acreditarem em mim assim como eu acredito neles.

Ao amigo Eduardo Albergone, sempre pronto para estender sua mão amiga.

Gostaria também de agradecer aos meus amigos e parceiros internacionais. Agradeço ao Rob Holman por ter me recebido durante o meu doutorado sanduíche e ter me incluído ao magnífico time do *CIL* mesmo sem fazer parte dele. Ao John Stanley, pelo carinho e atenção dada durante a permanência no *CIL*. Ao Nathaniel G. Plant, o mago dos bancos arenosos, um poço de conhecimento sem fim, sempre cheio de idéias excepcionais e únicas. Ao Todd Holland por ter me iniciado nos estudos dos processos costeiros por meio de técnicas de vídeo. Ao Han Winterwerp por ter me ajudado a compreender alguns pontos fundamentais dos complexos processos que envolvem a lama da praia do Cassino.

Não me permito esquecer de agradecer ao povo brasileiro o qual me proporcionou a execução do doutorado por meio da bolsa concedida ao PPOFQG pela CAPES.

Por fim gostaria de agradecer a ela, Alice, minha família, minha companheira, minha confidente, enfim, o amor da minha vida. Te agradeço Alice, por ter estado ao meu lado durante todo o doutoramento e sei que com certeza estarás sempre comigo, e sempre vais estar com aquele sorriso lindo que enche meu coração de alegria.

Enfim... é chegado o fim! Ou seria o começo? Acredito que ambos....ou até mesmo nenhum! É chegado o fim de mais um ciclo .... e o início de um outro, mas na verdade não é o início nem o fim de nada!!! Pois considero que só a vida tem início e fim ... o resto... o que acontece, são apenas fatos e capítulos desse livro que é escrito continuamente ... cada um com ... quem sabe...um início ... e um fim.... mas todos com um meio.

## Resumo

Os processos costeiros envolvem diferentes escalas temporais e espaciais, podendo ainda interagir mutuamente assumindo formas mais complexas. Somado as diferentes escalas e interações existentes entre os processos, o tipo de fundo e meio no qual as ondas se propagam elevam ainda mais o grau dessa complexidade. Diversas regiões ao redor do mundo apresentam gradações espaciais e temporais do tipo de fundo resultando em alterações nos processos costeiros predominantes. É nesse contexto que o presente estudo tem como principal objetivo discutir a morfodinâmica da praia do Cassino (RS) em diferentes escalas temporais e em situações onde o tipo de fundo e o meio de propagação tem as suas propriedades físicas alteradas. Dois serão os enfoques desse estudo: o primeiro abordará a variabilidade temporal da posição dos bancos utilizando uma série de dados de dois anos; o segundo abordará as alterações das ondas de gravidade pela presença de lama fluida na zona de surfe. Para alcançar o objetivo, far-se-á o uso de técnicas de vídeo imageamento. Através da série de dois anos de dados observou-se que a praia do Cassino é formada por um sistema de múltiplos bancos, basicamente três, com caráter geomorfológicamente cíclico que apresentou o surgimento de um novo banco pela divisão do banco intermediário em dois, de forma inédita na literatura científica. As séries de dados indicou a presença de diferentes componentes temporais, dentre elas estão a subsazonal, a sazonal, a mensal e a semanal, sendo que esta última apresentou maior representatividade da variabilidade total dos dados apresentando ainda correlação significativa com a variabilidade da altura das ondas. Durante a transgressão da lama que comumente é encontrada na antepraia do Cassino em direção a praia, a zona de surfe fica preenchida por sedimentos finos os quais podem atenuar até 100% da energia das ondas como pode ser observado através do espectro de séries de intensidade luminosa. A combinação dessas séries com perfis de praia e dados de concentração de material em suspensão fornecem evidências de que a máxima atenuação ocorre quando da formação de um sistema de duas camadas, caracterizado por lama fluida depositada sobre um fundo arenoso e uma camada de água sobrejacente. A atenuação máxima foi observada no segundo dia do evento de deposição que ocorreu em Fevereiro de 2008, logo após a formação do sistema de duas camadas cuja formação pode ser atribuída a diminuição da altura das ondas fora da zona de surfe e ao aumento da atenuação pelo processo de retroalimentação positiva que ocorre entre a diminuição da altura das ondas e o seu potencial de manter a lama depositada e concentrada próximo a linha de praia. Ainda através do uso das séries de intensidade luminosa foi possível a determinação do número de onda por meio uma análise tomográfica para o primeiro dia do evento de deposição de Fevereiro, quando a lama fluida estava concentrada na zona de surfe interna próxima a linha de praia. A comparação entre o número de onda obtido por meio do vídeo com aquele obtido por meio da teoria linear indicou uma região de anomalia onde o número de onda observado é maior do que o previsto. Tal anomalia pode ser explicada pelo fato de que a lama fluida observada na zona de surfe pode ser vista como um fluido viscoso que tende a aumentar o número de onda devido às forças viscosas do fluido. Ainda, esse incremento do número de onda pode resultar em uma diminuição da celeridade dado que a mesma pode ser expressa pela relação inversa entre a frequência e o número de onda. Esse fato pode levar a conclusão de que a lama fluida, quando depositada na zona de surfe e quando da existência de gradientes laterais entre lama e areia, pode induzir a refração, visto que esta depende da celeridade das ondas. Assim, a presente tese tem como principal conclusão o fato de que as técnicas de vídeo imageamento aqui utilizadas servem como ferramenta para compreensão dos efeitos da lama sobre as ondas de gravidade. Espera-se com a análise aqui utilizada no estudo da variabilidade temporal dos bancos uma melhor compreensão dos efeitos da presença da lama na zona de surfe sobre o comportamento do mesmo quando da extensão da série aqui utilizada, de forma que a mesma possa englobar a ocorrência dos depósitos mais recentes que ocorreram em Fevereiro de 2008 e Abril de 2009.

---

## Abstract

Coastal processes have different spatial and temporal scales which can interact assuming aspects even more complex. Added to these different scales and the interaction among processes, bottom types and the fluid characteristics in which the waves are traveling can increase even more the degree of complexity involved. Several regions around the world exhibit lateral and temporal gradation of bottom type which result in modifications of the predominant coastal processes. In this context the main objective of the present study is to discuss the morphodynamics of the Cassino beach system at different temporal scales and in situations where the fluid nature has changed its physical properties. For such a purpose, two different approaches will be used: the first will focus on the temporal variability of the sandbars position using a two year time series of their position on the surf-zone; the second will concentrate on modification of the surface gravity waves due to the presence of fluid mud within the surf zone. To achieve the main goal, this thesis will use remote sense techniques such as video imaging. Analysis of the two years time series of sandbars position, showed that Cassino beach presents a multiple bar system composed mainly by three bars with a geomorphological cyclic character in which a fourth bar can develop from the division of the middle one in two. Such fact is unique in the scientific literature. The analysis also indicated the presence of different temporal components such as seasonal, sub-seasonal, monthly and weekly components, in which the last has the greatest representation of the total variance as well as significant correlation with the variability of the significant wave height. In some circumstances, the mud that is often found at the shoreface of Cassino, migrates towards the shoreline filling the surf zone by cohesive sediments which can attenuate up to 100% of the wave energy as observed by the time series of light intensity spectrum. The combination of the time series intensity with beach profiles and suspended matter concentration data provides evidences that the maximum attenuation occurs with the formation of a double layer system which is characterized by a fluid mud layer overlying a sandy bottom and covered by water. The maximum attenuation was observed on the second day of depositional event, which occurred on February of 2008, soon after the double layer formation. The generation of the double layer can be attributed to the offshore decay in wave height outside the surf zone and the increase in attenuation by a positive feedback process which occur between the wave height decrease and its potential in maintain the fluid mud deposited and concentrated close to the shoreline. Additionally, also using the time series of light intensity, it was possible to estimate the wave number across the surf zone using a tomography approach at the first day of deposition when the fluid mud was concentrated at the inner surf zone, close to the shoreline. By comparing the estimated wave number with those obtained from the linear wave theory, an anomaly region was detected where the observed one was higher then the predicted. Such anomaly can be explained due to the presence of fluid mud within the surf zone which can be seen as a viscous fluid which tend to increase the wave number due to its viscous properties. The increase in wave number can cause a decrease in wave celerity since the celerity can be expressed by the inverse relation between the wave frequency and wave number. This fact indicates that fluid mud, when deposited at the surf zone or when lateral gradients between bottoms with sand and mud exists they can induce wave refraction since the last depends on the wave celerity. Therefore, the main conclusions of the present thesis is the fact that video imaging techniques can be used as a tool to understand bar morphology and mobility at a multi bar beach system as well as understand the effects of fluid mud over gravity waves. It is expected that the analysis here used to study the sand bars variability can be used as well to understand the fluid mud effects over the behavior of those geomorphologic features when the time series here used is extended over two more years, in such a way that can involve the last two deposition events that happened in February of 2008 and April of 2009.

# Sumário

<b>Agradecimentos</b>	<b>ii</b>
<b>Resumo</b>	<b>iv</b>
<b>Abstract</b>	<b>vi</b>
<b>1 Introdução</b>	<b>1</b>
<b>2 Variabilidade temporal dos bancos arenosos da praia do Cassino (RS): uma análise através de imagens de vídeo.</b>	<b>7</b>
2.1 Introdução . . . . .	8
2.2 Área de Estudo . . . . .	10
2.3 Materiais e Métodos . . . . .	11
2.3.1 Sistema Argus . . . . .	11
2.3.2 Identificação da posição dos bancos . . . . .	13
2.3.3 Conjunto de Dados . . . . .	15
2.3.4 Método de Análise dos Dados . . . . .	15
2.4 Resultados e Discussões . . . . .	16
2.4.1 Ciclo dos bancos arenosos . . . . .	16
2.4.2 Comportamento temporal dos bancos ao longo de dois anos . . . . .	22
2.5 Conclusões . . . . .	33
2.6 Agradecimentos . . . . .	34
<b>3 Video and field observations of wave attenuation on a muddy surf zone</b>	<b>35</b>
3.1 Introduction . . . . .	36
3.2 Field site description . . . . .	37
3.3 Data set . . . . .	39
3.3.1 Video imagery . . . . .	39
3.3.2 Beach profiles . . . . .	41
3.3.3 Wave and wind data . . . . .	42
3.3.4 Suspended matter samples . . . . .	42
3.4 Description of 2008 mud deposition event . . . . .	43
3.5 Data analysis and results . . . . .	45
3.6 Discussion . . . . .	53
3.7 Summary and conclusion . . . . .	59



3.8	Acknowledgements . . . . .	59
<b>4</b>	<b>Alterações das ondas de gravidade causadas pela presença de lama fluida na zona de surfe</b>	<b>62</b>
4.1	Introdução . . . . .	63
4.2	Teoria . . . . .	65
4.2.1	Teoria linear de ondas . . . . .	65
4.2.2	Propagação de ondas sobre fundos lamosos . . . . .	66
4.2.3	Propagação de ondas em fluidos viscosos . . . . .	67
4.3	Técnicas de vídeo . . . . .	69
4.3.1	Séries de intensidade luminosa . . . . .	70
4.3.2	Estimativa do número de onda . . . . .	71
4.3.2.1	Apresentação do problema . . . . .	71
4.3.2.2	Solução do problema . . . . .	73
4.4	Estudo de caso . . . . .	75
4.4.1	Desenho amostral . . . . .	76
4.4.2	Resultados da técnica de vídeo . . . . .	78
4.4.2.1	Coerência e fase espectral . . . . .	78
4.4.2.2	Análise do número de ondas . . . . .	80
4.5	Discussão . . . . .	84
4.5.1	Alterações do número de onda . . . . .	84
4.5.2	Implicações da lama na refração de ondas . . . . .	89
4.6	Conclusões . . . . .	92
4.7	Agradecimentos . . . . .	93
<b>5</b>	<b>Conclusões e considerações finais</b>	<b>94</b>
<b>A</b>	<b>Processamento das imagens</b>	<b>107</b>
A.1	Retificação das imagens . . . . .	107
A.2	Calibração dos parâmetros intrínsecos . . . . .	111
A.3	Resolução das imagens . . . . .	112
<b>B</b>	<b>Propagação de ondas em um fluido viscoso</b>	<b>114</b>

# Lista de Figuras

1.1	Espectro idealizado para as ondas de maré, tsunami, seiche, ondulação, vagas e ondas capilares. A escala de ambos eixos é logarítmica. Imagem adaptada de Pinet (1998). . . . .	2
1.2	Escala temporal e espacial dos processos costeiros segundo Thornton et al. (2000). . . . .	3
2.1	Os quatro quadros menores no topo representam exemplos de imagens do tipo <i>timex</i> coletadas no dia 14 de Janeiro de 2006 às 17:00 horas GMT por cada uma das quatro câmeras. A imagem inferior representa o mosaico retificado composto pelas mesmas quatro imagens. O eixo transversal à costa cresce no sentido do mar. As três linhas brancas paralelas nessa imagem representam o primeiro, segundo e terceiro banco, $x=240$ , 280 e 380, respectivamente. . . . .	12
2.2	Imagem do tipo <i>Variance</i> para a praia do Cassino no dia 18 de Janeiro de 2006 às 17:00 GMT. O detalhe ao lado da imagem corresponde aos valores de intensidade da linha $x=0$ m da imagem. Notar a equivalência da posição entre os picos do transecto e as linhas brancas da imagem. . . . .	14
2.3	Mosaicos de imagens do tipo <i>Timex</i> em sequência ilustrando o surgimento de um novo banco. As siglas B1, B2, B3 e B4, representam o primeiro, segundo, terceiro e quarto banco, respectivamente. . . . .	17
2.4	Posição dos bancos estimada às 13:00, 16:00 e 19:00 horas (GMT) para cada dia entre 24 de Maio e 22 de Agosto de 2005. A imagem de fundo corresponde a um <i>timestack</i> de imagens do tipo <i>Variance</i> , que corresponde a uma série temporal de uma linha de pixels perpendicular as imagens coletadas nos mesmos horários da estimativa das posições. . . . .	18
2.5	Dados de ondas e nível coletados durante o experimento Cassino a uma profundidade de 8 metros. a) Altura significativa - $H_s$ ; b) período de pico - $T_p$ ; c) direção de incidência; d) nível da água - $\eta$ . . . . .	19
2.6	Posição estimada dos bancos (topo). As linhas indicam a tendência geral da migração para cada banco. Os demais gráficos mostram o resíduo estimado para cada um dos bancos durante o NOM (lado esquerdo) e após o surgimento do novo banco (lado direito). . . . .	20
2.7	Posição diária dos bancos estimada entre Abril de 2005 e Abril de 2007. A imagem de fundo corresponde a um <i>timestack</i> de imagens do tipo <i>Variance</i> . As lacunas pretas entre os dados representam dias onde não foi possível a aquisição de imagens por problemas técnicos. . . . .	23

2.8	Série temporal bruta da posição do primeiro banco (XB1) e as suas componentes filtradas: sazonal ( $X_sB1$ ), subsazonal ( $X_{sub}B1$ ), mensal ( $X_mB1$ ) e semanal ( $X_{se}B1$ ). . . . .	25
2.9	Séries temporais brutas das posições do segundo (XB2) e terceiro banco (XB3) e as suas componentes filtradas: sazonal ( $X_sB2$ e $X_sB3$ ), subsazonal ( $X_{sub}B2$ e $X_{sub}B3$ ), mensal ( $X_mB2$ e $X_mB3$ ) e semanal ( $X_{se}B2$ e $X_{se}B3$ ). As posições do B3 representadas por um asterisco indicam o período de ocorrência do <i>NOM</i> . . . . .	27
2.10	Dados de ondas do modelo Wave Watch III com resolução global cujo os dados foram selecionados para um ponto de grade próximo a cidade do Rio Grande: a) Altura significativa - $H_s$ ; b) período de pico - $T_p$ ; c) direção de incidência; d) energia. . . . .	28
2.11	Correlação cruzada entre a componente semanal de cada banco e a altura significativa média diária das ondas ( $H_s$ ) estimada pelo modelo global Wave Watch III e disponível pelo NCEP/NOAA. A linha tracejada representa o intervalo de 95% de confiança. . . . .	29
2.12	Espectro da média diária dos dados do modelo WWIII. a) espectro da altura significativa de onda; b) espectro do período de pico. Os espectros foram calculados utilizando 40 graus de liberdade. . . . .	30
3.1	Cassino beach location just south of Patos Lagoon inlet. The figure shows where the Argus station is installed as well as the Villa Moura Hotel, where another set of cameras exist. The image also contains the location of the pilots station within the navigational channel. Background image is a LandSat TM RGB (137) image. The two insets are: a Brazilian map with the RS state highlighted (top inset); and a RS state image with the study area marked as a square. . . . .	38
3.2	Example of a single snapshot from camera two with the U and V positions of the cross-shore pixel array marked as squares (left image). Merged time exposure with rectified image of the four cameras with real world location ( $y = -30$ ) of the cross-shore pixel array on camera two (right image). . . . .	41
3.3	Significant wave height (a), peak period (b), peak direction (c) and wind speed and direction (d). The waves were estimated using the Wave Watch third generation model implemented by Melo et al. (2008). The wind data was collected at the Pilot station (see Fig. 3.1 for the station location), negative values indicates northern quadrants wind and positive values southern. The shaded area represents the period during which the surf zone was visually under influence of the mud deposit. . . . .	44
3.4	Argus cross-shore intensity timestack from February 12 at 12:20 GMT (a) and February 13 at 20:20 GMT (b). The timestack is a collection of pixel intensity time series sampled at selected locations. The slightly curved patterns are individual waves propagating onshore. Insets give the variance structure of pixel intensity for the cross-shore transect. . . . .	46
3.5	Frequency-space plots of Argus intensity data at the day before the mud deposition and during the the first two days of the deposition event. The dot dashed line corresponds to the shoreline location. . . . .	48
3.6	Beach profiles measured on (a) February 13 near Villa Moura Hotel (see Fig. 3.1 for its location) and February 14 (b) and 20 (c) at $x=0$ of the Argus coordinate system. Cross-Shore distance are relative to a bench marks placed on the fore dunes. The elevation is relative to the Brazilian geodesic vertical datum (BGVD). The dashed line represents the mean see level relative to the datum. The dashed dot lines at (c) represents the sand bottom and the mud surface measured with the echosounder. . . . .	50

3.7	Column on the left: fluid mud thickness for each one of the profiles presented at Fig. 3.6. Column on the right: thickness/ depth ratio. . . . .	51
3.8	Suspended matter weight collected at the inner surf zone along the beach at the first (a), second (b), third (c) and eighth day (d) of the mud deposition. Stations numbers are ordered from the most northern one (station 1) to the most southern one (station 16). . . . .	52
3.9	Argus intensity timestack from (a) February 13 at 22:20 GMT and February 14 at (b) 10:20, (c) 13:20 and (d) 19:20 GMT. . . . .	54
3.10	Time exposure images of Cassino beach from the Argus station (left column) and from an equivalent system installed at the roof of Villa Moura Hotel (right column). The two stations are three kilometers apart from each other. The images were captured simultaneously at 13:00 (a and b), 19:00 (c and d) and 21:00 GMT (e and f). . . . .	56
3.11	Conceptual scheme of the mud evolution after it has been transported toward the shoreline. As the wave height decreases the attenuation zone on the surf-zone increases. The left side of the figure brings a plan view and the right side a cross-shore view. . . . .	58
4.1	Exemplo sintético da estimativa do número de onda (painel do topo) estimado através da equação da dispersão provinda da teoria linear (Eq. 4.2) e da equação de dispersão para fluidos viscosos (Eq. 4.6) a diferentes viscosidades ( $\nu = 0.1, 0.5$ e $1e^{-6}m^2/s$ ). O painel de baixo representa a batimetria plana inclinada utilizada para estimativa do $k$ . . . . .	69
4.2	Desenho amostral da linha de píxeis perpendicular a linha de costa. O painel da esquerda ilustra os píxeis selecionados sobre uma imagem oblíqua instantânea (quadrados vermelhos) e o da direita o mesmo conjunto de píxeis sobre um mosaico composto pelas imagens retificadas das quatro câmeras; a imagem de fundo corresponde a uma média de 600 imagens instantâneas . . . . .	77
4.3	Coluna da esquerda representa a coerência espectral, onde o vermelho escuro representa alta coerência (1) e o azul escuro baixa coerência (0); a coluna da direita representa a fase (azul= $-\pi$ e vermelho = $\pi$ ), ambos calculados entre os diferentes píxeis para cada uma das frequências individuais selecionadas. As séries de intensidade aqui utilizadas foram coletadas no dia 13 de Fevereiro de 2008 às 21:00 hrs GMT. . . . .	79
4.4	A coluna da esquerda traz o número de onda estimado através do vídeo e a sua estimativa através da teoria linear; a coluna da direita traz a razão entre o observado remotamente ( $k_{vid}$ ) e o previsto pela teoria linear ( $k_{Lin}$ ). O painel inferior em ambas as colunas traz a batimetria amostrada. As séries de intensidade aqui utilizadas foram coletadas no dia 13 de Fevereiro de 2008 às 21:20 horas GMT. . . . .	81
4.5	A coluna da esquerda traz o número de onda estimado através do vídeo e a sua estimativa através da teoria linear; a coluna da direita traz a razão entre o observado remotamente ( $k_{vid}$ ) e o previsto pela teoria linear ( $k_{Lin}$ ). Número de onda estimado pela técnica de vídeo e pela teoria linear para as séries de intensidade coletadas às 17, 18, 19, 20 e 21:20 horas GMT (coluna da esquerda); a coluna da direita traz a razão entre o observado ( $k_{vid}$ ) e o previsto pela teoria linear ( $k_{Lin}$ ). O painel inferior em ambas as colunas traz a batimetria amostrada. Todos os números de onda aqui computados são referentes a $0.10Hz$ . . . . .	83

4.6	<i>Timestack</i> registrado no dia 13 de Fevereiro de 2008 às 19:20 horas GMT. A região marcada por uma tonalidade cinza claro próxima a linha de praia, entre 210 e 300m, representa a lama fluida depositada na zona de surfe. A linha em vermelho representa a borda do depósito lamítico identificada visualmente. As linhas oblíquas ao <i>stack</i> que apresentam tonalidade escura, correspondem a face das ondas que se propagam na zona de surfe. . . . .	85
4.7	Número de onda (painel do topo) estimado através da equação da dispersão provinda da teoria linear (Eq. 4.2) e da equação de dispersão para fluidos viscosos (Eq. 4.6) a diferentes viscosidades ( $\nu_m = 0.1$ e $0.5 \text{ m}^2/\text{s}$ ). O painel de baixo representa a batimetria real utilizada para estimativa do $k$ . . . . .	86
4.8	Número de onda (painel do topo) estimado através da teoria linear e da equação de dispersão para fluidos viscosos utilizando uma viscosidade de $\nu_m = 1e^{-6}$ entre $x > 255\text{m}$ e $x < 238\text{m}$ (círculos em laranja) e um gradiente de viscosidade que vai de $\nu_m = 0.1$ a $\nu_m = 0.5 \text{ m}^2/\text{s}$ (círculos em azul), entre $x < 255\text{m}$ e $x > 238\text{m}$ . O painel de baixo representa a batimetria real utilizada para estimativa dos diferentes $k$ . . . . .	87
4.9	Mosaico composto por fotografias aéreas capturadas utilizando o sistema <i>ADAR-1000-LOG/IO/FURG</i> . As imagens foram capturadas em Maio de 2003 durante um evento de deposição de lama. Os painéis laterais trazem um <i>zoom</i> das ondas na zona de surfe (painel superior) e as cristas das ondas digitalizadas (linhas em vermelho) e o seu ângulo em relação a orientação da linha de costa (linhas em preto) no painel inferior. Coordenadas em UTM. . . . .	91
A.1	Georreferenciamento das imagens oblíquas: relação entre as coordenadas da imagem ( $U, V$ ) e as coordenadas do mundo real ( $x, y, z$ ) . . . . .	108
A.2	Exemplo da distorção radial calculada para uma lente de 16mm. a) distorção radial calculada em laboratório para uma imagem padrão; b) polinômio de terceira ordem ajustado aos desvios radiais; c) distorção restante após a remoção da distorção radial ilustrada em a. . . . .	112
A.3	Exemplo de resolução transversal e longitudinal à praia para as quatro câmeras que compõem a estação Argus da praia do Cassino, C1, C2, C3 e C4 que apresentam lentes de 10, 25, 15 e 20mm respectivamente. . . . .	113

# Lista de Tabelas

2.1	Percentual da variância explicada por cada componente temporal para cada um dos bancos. . . . .	31
-----	---	----

Capítulo **1**

Introdução

A zona costeira está entre uma das regiões mais energéticas do planeta. É nessa região de interface entre o oceano e o continente que a interação entre as diferentes forçantes gera uma grande diversidade e complexidade de padrões geomorfológicos. Dentre as forças geradoras dessa diversidade, as ondas de gravidade produzidas pelo vento representam a principal fonte de energia (Fig. 1.1). É através da interação dessa forçante com o fundo e de sua variabilidade que os processos costeiros vão sendo gerados.

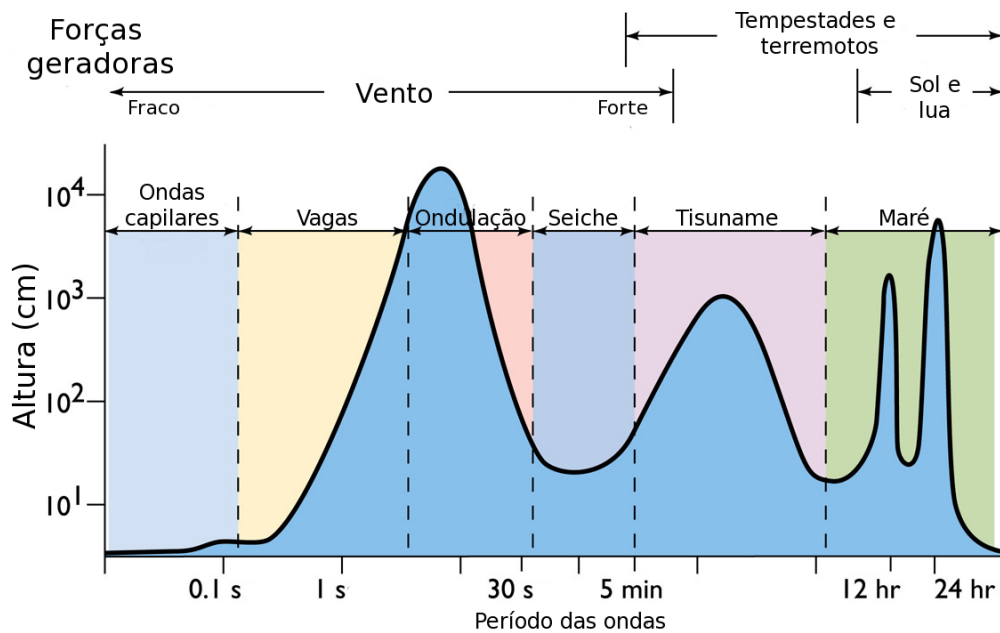


Figura 1.1: Espectro idealizado para as ondas de maré, tsunami, seiche, ondulação, vagas e ondas capilares. A escala de ambos eixos é logarítmica. Imagem adaptada de Pinet (1998).

Os processos costeiros envolvem diferentes escalas temporais e espaciais que vão desde segundos a séculos e de milímetros a quilômetros, da turbulência a variabilidade interanual, respectivamente, Fig. 1.2 (Thornton et al., 2000). Somados as diferentes escalas existentes, os processos costeiros podem ainda interagir mutuamente assumindo formas cada vez mais complexas e de difícil compreensão.



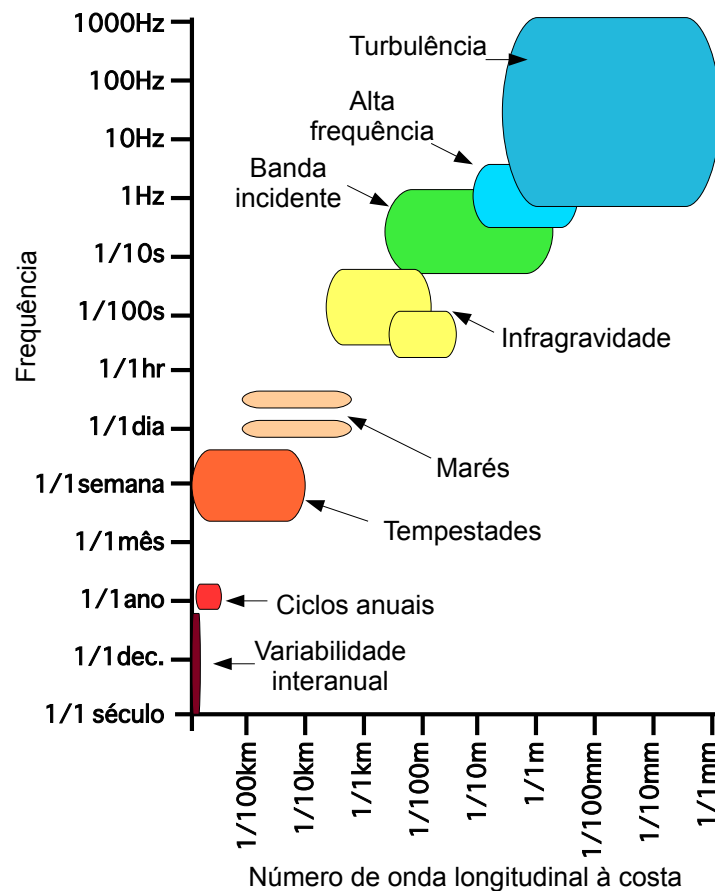


Figura 1.2: Escala temporal e espacial dos processos costeiros segundo Thornton et al. (2000).

A medida que as ondas de gravidade se propagam em direção as águas rasas, cada vez mais passam a ser influenciadas pelo fundo, alterando suas propriedades físicas tais como comprimento, altura e velocidade. Tal interação com o fundo resulta ainda em perda de energia e mudança na direção de propagação.

Ao se propagarem em direção a zona de surfe, as ondas vão adentrando águas cada vez mais rasas, de forma que para conservar a energia por unidade de área constante ocorre um aumento em sua altura. Esse fenômeno é bastante conhecido, sendo chamado de empinamento ou empolamento. Tal processo tende a aumentar cada vez mais antes da zona de surfe até que chega um momento em que a onda se torna instável e tende a arrebentar, causando ao mesmo tempo dissipação e transferência de energia.

---

Na maioria das praias arenosas distribuídas ao redor do mundo, a quebra das ondas ocorre sobre feições geomorfológicas conhecidas como bancos arenosos. Os bancos arenosos tendem a concentrar sedimentos organizando-os em padrões que podem variar quanto a forma e amplitude.

O processo de arrebentação das ondas produz uma grande quantidade de espuma que pode ser explorada por meio de técnicas de sensoriamento remoto tais como o vídeo imageamento. O padrão produzido pela arrebentação pode ser utilizado como um indicativo da posição e da forma dos bancos arenosos conforme inicialmente discutido por Lippmann e Holman (1989). Tais autores foram os precursores da utilização da referida técnica na discussão das variações temporais e espaciais dessas feições geomorfológicas como os bancos arenosos (Lippmann e Holman, 1990).

Desde Março de 2005, a praia do Cassino, Rio Grande do Sul, Brasil, dispõe de um sistema de vídeo imageamento que assim como aquele utilizado por Lippmann e Holman (1990) pode ser utilizado no estudo das variações temporais e espaciais dos bancos arenosos presentes na referida praia. É nesse contexto que o segundo capítulo desta tese foi desenvolvido, com o intuito de compreender o comportamento dessas feições morfológicas sob a hipótese de que elas apresentam variabilidades temporais semelhantes àquelas encontradas em outras regiões do globo. Para tal, far-se-á uso das imagens adquiridas pelo sistema entre os anos de 2005 e 2007.

Uma peculiaridade da praia do Cassino, é a transgressão episódica e temporária de depósitos de lama fluida, normalmente encontrada na antepraia, para a zona de surfe conforme previamente estudado por Calliari et al. (2001) e Calliari et al. (2007). Este tipo de fenômeno altera o cenário até o momento apresentado nesta introdução: a presença da lama fluida gera um tipo de sistema ainda mais heterogêneo que tende a alterar de forma significativa os processos costeiros, sobretudo a dinâmica das ondas.

Durante a ocorrência desses fenômenos, a dissipação da onda por meio do atrito com o fluido de propagação e com o fundo, considerada anteriormente como insignificante (Hough, 1896) e de importância secundária (Kaihatu et al., 2007), passam a atuar de forma intensa sobre os processos costeiros. Assim, o terceiro capítulo visa discutir o efeito da lama na atenuação das ondas de gravidade utilizando para tal observações realizadas em campo e observações remotas por meio do sistema de vídeo durante um o evento de deposição de lama ocorrido em Fevereiro de 2008. A hipótese de trabalho deste capítulo por sua vez, é de que a atenuação das ondas pela presença de lama fluida na zona de surfe pode ser detectada remotamente por meio de câmeras

de vídeo independente do mecanismo de atenuação.

Ainda no cenário da lama, está o quarto capítulo desta tese, que tem como objetivo principal estudar outros tipos de alterações sofridas pelas ondas de gravidade ao entrarem em uma zona de surfe preenchida por lama, que não os da atenuação das ondas. Novamente, aqui far-se-á o uso de técnicas de vídeo e da teoria linear de ondas para testar a hipótese de que a lama da praia do Cassino, quando na forma de um sistema de duas camadas verticais, pode ser tratada como um fluido viscoso que gera alterações no número de ondas e conseqüentemente na celeridade.

Por fim, o último capítulo traz um resumo das principais descobertas encontradas no âmbito da tese trazendo ainda sugestões para a elaboração de trabalhos futuros. Apesar do segundo capítulo não estar diretamente relacionado com os demais, espera-se que a variabilidade temporal dos bancos observada sem a presença da lama fluida na zona de surfe sirva de base para análises futuras do efeito da mesma sobre o comportamento temporal dos bancos arenosos.

O formato de cada capítulo varia de acordo com os padrões da revista a qual será submetido com alguns contendo um pouco mais de fundamentação teórica do que outros. Cada um dos capítulos apresenta uma breve descrição do problema a ser desenvolvido dentro do texto.



Capítulo **2**

Variabilidade temporal dos bancos  
arenosos da praia do Cassino (RS): uma  
análise através de imagens de vídeo.

A ser submetido para a Revista Brasileira de Geofísica

P. S. Pereira<sup>1</sup>; L. J. Calliari<sup>2</sup>; R. M. C. Guedes<sup>3</sup>

---

<sup>1</sup>Autor correspondente: praia@log.furg.br

<sup>2</sup>Laboratório de Oceanografia Geológica. Instituto de Oceanografia. Universidade Federal do Rio Grande

<sup>3</sup>University of Waikato. Department of Earth and Ocean Sciences

## 2.1 Introdução

As praias constituem sistemas dinâmicos, onde elementos básicos como ventos, água e areia interagem resultando em processos hidrodinâmicos e deposicionais complexos. Uma das feições morfológicas mais comuns em praias arenosas expostas ao redor do mundo são os bancos arenosos. Normalmente paralela à praia, essa feição morfológica armazena grandes volumes de sedimentos, protegendo a costa da ação das ondas de tempestade.

Na literatura científica existe um debate considerável sobre a relação entre a dinâmica e a morfologia dos bancos arenosos. Já é bastante conhecido o fato de que fatores como altura e período das ondas, bem como a velocidade de decantação dos sedimentos, possuem uma grande influência na diferenciação geométrica das propriedades dos bancos (e.g. Larson e Kraus, 1989).

A ação das ondas de tempestades sobre a morfologia e posição dos bancos é bastante intensa fazendo com que os mesmos se movimentem dezenas de metros em questão de horas (Van Enckevort e Ruessink, 2003). Tendo em vista que as ondas de gravidade são o principal agente modelador do ambiente praiial, é esperado que variações temporais no seu comportamento venham a se manifestar sobre a dinâmica dos bancos. Dessa forma, variações sazonais e até mesmo interanuais, são esperadas no comportamento da morfologia praiial, em especial nos bancos arenosos.

Na década de cinquenta, Shepard (1950) foi pioneiro, ao demonstrar o efeito da ação das ondas sobre o comportamento do perfil praiial. O referido autor deu origem a um dos modelos conceituais mais clássicos da morfodinâmica de praias que ilustra a diferente forma do perfil de acordo com a posição do estoque sedimentar e a energia das ondas. Tal modelo traz a presença de sedimentos estocados na forma de bancos arenosos, quando da ocorrência de alta energia de ondas (perfil de inverno), e na forma de berma quando da ocorrência de baixa energia de ondas (perfil de verão).

Em um estudo semelhante, porém em um tanque de ondas, Johnson (1949) aplicou o termo perfil de tempestade e perfil normal às variações morfológicas encontradas nos perfis. Atualmente dá-se preferência a utilização desses dois termos visto que os mesmos retratam não só a variação sazonal das ondas discutida por Shepard mas também as variações atribuídas as tempestades.

Superposto as variações sazonais e semanais causadas por tempestades, os bancos arenosos

apresentam também variações interanuais na forma de ciclos morfológicos (Birkemeier, 1985; Lippmann et al., 1993; Ruessink e Kroon, 1994; Ruessink e Terwindt, 2000). Durante os ciclos, novos bancos surgem próximos a costa e normalmente o mais antigo e mais externo migra rumo ao oceano, se afastando da praia (Ruessink e Kroon, 1994). Esse ciclo é normalmente composto por três fases: a de geração, migração e decaimento (Ruessink e Terwindt, 2000). A fase de migração normalmente ocorre próxima a linha de praia com um banco se desprendendo da mesma. A fase de migração também é conhecida como *NOM*, do inglês *Net Offshore Migration*, representa o período no qual o banco mais antigo tem tendência de migrar em direção ao oceano. A última etapa é a de decaimento onde o banco, que migra em direção ao oceano, aumenta a sua largura e diminui a sua amplitude, diminuindo conseqüentemente a sua competência na dissipação da energia das ondas. No entanto, a variabilidade temporal dos bancos relacionada ao *NOM* não apresenta relação significativa com variações interanuais do clima de ondas (Lippmann et al., 1993).

Essa espécie de comportamento, onde o banco mais externo migra rumo ao oceano, apresentando uma escala interanual, já foi registrada em diversos lugares do globo independente do tipo de maré, sedimentologia e clima de ondas (Ruessink et al., 2003). Ruessink et al. (2003) discute o padrão do ciclo dos bancos observados em praias do Japão, Estado Unidos e Holanda. Além desses lugares, os ciclos também já foram observados na Austrália (Ruessink et al., 2009) e também na Nova Zelândia (Shand e Bailey, 1999).

Em praias brasileiras o comportamento de longa duração dos bancos arenosos ainda tem sido pouco explorado devido as dificuldades em se manter programas de monitoramento de longa duração, tanto pelo aspecto operacional quanto pelo aspecto financeiro. É nesse contexto que o uso de técnicas de sensoriamento remoto tem se tornado bastante atraente para a documentação de processos morfodinâmicos. O objetivo do presente trabalho é detalhar o início de um novo ciclo dos bancos arenoso na praia do Cassino, Rio Grande, RS, bem como quantificar as variações temporais de médio termo dos mesmos através de imagens de vídeo providas do sistema Argus Cassino. Acredita-se que o registro de tal ciclo seja o primeiro do gênero em praias brasileiras.

Para alcançar o objetivo do presente estudo serão utilizadas séries temporais da posição dos bancos obtidas através de vídeo. A análise apresentará duas linhas distintas. A primeira irá se deter na análise de parte do *NOM* observado na praia do Cassino utilizando séries temporais

contendo as posições dos bancos estimadas três vezes ao dia. A segunda, consistirá na análise das séries das posições diárias dos bancos ao longo de dois anos.

## 2.2 Área de Estudo

A praia do Cassino, localizada ao sul da planície costeira do Rio Grande Sul, precisamente na latitude de  $-32^{\circ}12''$  Sul e longitude de  $-52^{\circ}10''$  Oeste, foi primeiramente estudada por Calliari e Klein (1993) que a classificaram como sendo dissipativa, através da classificação morfodinâmica proposta por Wright e Short (1984), apresentando granulometria predominantemente fina (2.68 phi ou 0.16mm), de acordo com Figueiredo e Calliari (2006).

A costa do Rio Grande do Sul pode ser classificada como predominantemente dominada por micro-maré (Moller et al., 2001). No entanto, essa região é marcada pela ocorrência de ciclones extratropicais que geram gradientes na pressão atmosférica favorecendo a formação de marés meteorológicas cuja amplitude pode atingir até dois metros (Calliari et al., 1998).

As ondulações nessa região predominantemente apresentam direção sul e sudeste. A análise de dados de ondas medidos por Strauch (1998) entre 1997 e 1998 indicaram a existência de duas condições predominantes, uma dominada por ondulações de leste/lés-sudeste ( $100^{\circ}$ ) cuja altura significativa média é de 1.0m e cujo o período encontra-se na faixa de 10 a 12 segundos, e outra dominada por vagas de sul-sudeste ( $160^{\circ}$ ) cuja a altura significativa média é de 1.5m, apresentando períodos na faixa de 6 a 8 segundos.

Desde dos primeiros estudos realizados por Calliari e Klien (1993) outros autores também realizaram estudos na área, entre eles Tozzi e Calliari (2000), Terra (2003), Pereira e Calliari (2005) e Guedes et al. (2009). Tozzi e Calliari (2000) estudaram o comportamento morfodinâmico das praias adjacentes ao molhe oeste da barra do Rio Grande e encontraram que as mesmas se tornam mais móveis em direção ao sul, se afastando da zona de sombra da estrutura. Depois de Tozzi e Calliari (2000), Terra (2003) observou a presença de quatro bancos arenosos na praia do Cassino através do uso de um trenó submarino. Posteriormente, Pereira e Calliari (2005) e Guedes et al. (2009) apresentaram e discutiram dados referentes ao comportamento dos bancos arenosos na zona de surfe averiguando que os mesmos apresentam migração em direção a costa em situações de baixa energia.



## 2.3 Materiais e Métodos

### 2.3.1 Sistema Argus

Desenvolvido no início da década de 80 na costa oeste dos Estados Unidos (Holman e Stanley, 2007), o sistema Argus consiste em um sistema de vídeo câmeras, localizadas no alto de falésias, torres ou faróis, conectadas a um computador, que permite a aquisição de imagens da praia e zona de arrebentação coberta pelo campo de visão das câmeras a cada hora de luz do dia.

O sistema Argus da praia do Cassino encontra-se instalado na Estação Marinha de Aquicultura (EMA-FURG) localizada na praia do Cassino, setor Querência, consistindo em um sistema composto por quatro câmeras de vídeo instaladas no topo de uma torre com quatorze metros de altura. As imagens têm sido adquiridas pelas câmeras e armazenadas em um computador do tipo *Silicon Graphic work station*.

Três tipos de imagens são adquiridas pelo sistema: *snap shot*, *timex* e *variance*. A imagem *snap shot* representa uma imagem instantânea da praia e da zona de surfe; a *timex* representa a média de 600 imagens instantâneas coletadas em intervalos de um segundo durante dez minutos; e por fim a *variance* representa o desvio padrão das mesmas 600 imagens utilizadas na confecção da *timex*. Todos esses produtos têm sido coletados diariamente desde março de 2005 até o presente.

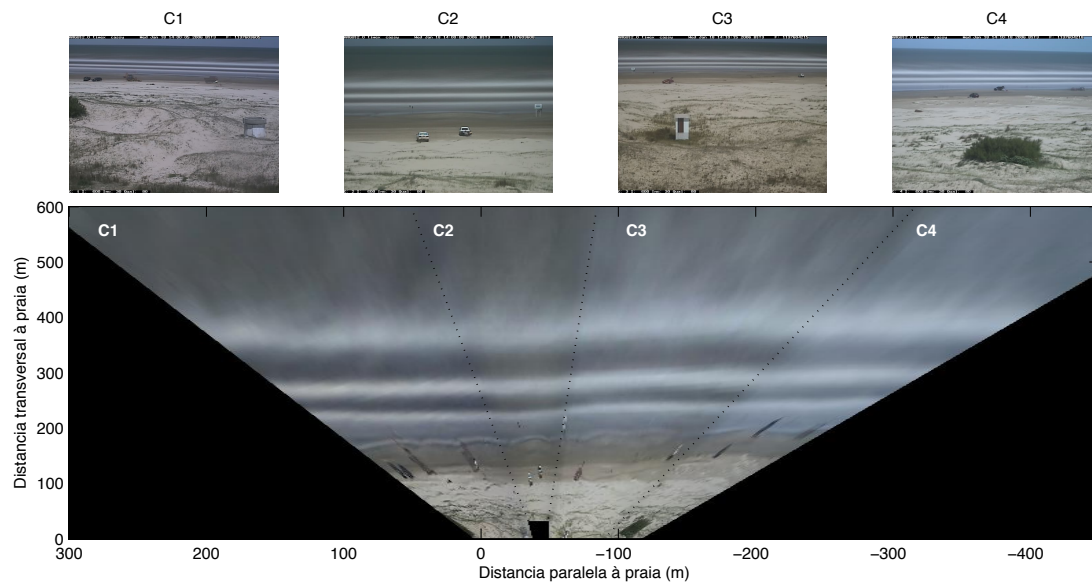


Figura 2.1: Os quatro quadros menores no topo representam exemplos de imagens do tipo *timex* coletadas no dia 14 de Janeiro de 2006 às 17:00 horas GMT por cada uma das quatro câmeras. A imagem inferior representa o mosaico retificado composto pelas mesmas quatro imagens. O eixo transversal à costa cresce no sentido do mar. As três linhas brancas paralelas nessa imagem representam o primeiro, segundo e terceiro banco,  $x=240$ ,  $280$  e  $380$ , respectivamente.

A Fig. 2.1 traz exemplos de imagens do tipo *timex* para cada uma das quatro câmeras instaladas na praia do Cassino. Através do conhecimento de parâmetros intrínsecos e extrínsecos das câmeras, bem como o uso de equações colineares e pontos de controle no solo, é possível converter as imagens oblíquas em mosaicos contendo as imagens planas de cada câmera (Holland et al., 1997), sendo essa última às vezes referida na literatura internacional como *visão de pássaro*. Esse processo, conhecido como retificação, resulta em uma imagem plana com resolução variada, de acordo com a resolução do sensor digital de cada câmera e do zoom das lentes (para maior detalhes sobre a metodologia de retificação ver o apêndice A). Para o Cassino a resolução varia desde de um metro próximo a linha de praia a 20 metros no ponto mais afastado da costa (canto norte da C1).

A imagem retificada do Cassino apresenta um grid de  $1\text{m} \times 1\text{m}$  com o eixo paralelo à costa sendo chamado de  $y$  e o transversal à costa de  $x$ , de acordo com um sistema local de coordenadas. A cobertura máxima das câmeras ao longo da praia atinge 750 metros no limite mais externo

das imagens e cerca de 350 m próximo a linha de costa ( $x=190\text{m}$  na Fig. 2.1).

### 2.3.2 Identificação da posição dos bancos

Depois de serem coletadas, as imagens oblíquas são armazenadas e posteriormente retificadas. A partir desses mosaicos, a posição dos bancos pode ser determinada através da análise dos picos de intensidade luminosa das imagens. Lippmann e Holman (1989), em um estudo pioneiro, mostraram que os picos de intensidade luminosa encontrados sobre os bancos em imagens de longa exposição são indicativos da posição dos bancos.

Para chegarem a tal conclusão, os referidos pesquisadores fizeram-se valer do fato de que as ondas ao encontrarem regiões mais rasas, como os bancos arenosos, tendem a arrebentar. O padrão produzido pela arrebentação de ondas em áreas rasas tende a ser representado por uma coloração branca de alta intensidade luminosa nas imagens de longa exposição devido a presença da espuma resultante do processo de dissipação. A Fig. 2.2 traz um exemplo dos referidos picos de intensidade luminosa sobre os bancos em uma imagem do tipo *variance*, nota-se na figura a presença de três bancos (três picos de intensidade) bem como a posição da linha d'água marcada por um pequeno pico de intensidade próximo a praia.

O método aqui utilizado na identificação dos picos de máxima intensidade luminosa, e consequentemente a posição dos bancos, foi desenvolvido por Plant e Holman (1997) e é conhecido como *Shoreline Intensity Maximum (SLIM)*. Apesar de ter sido criado com a finalidade de identificar a posição da linha d'água, esse método tem se mostrado robusto e bastante prático na identificação da intensidade máxima sobre os bancos.

O *SLIM* primordialmente foi desenvolvido por Plant e Holman (1997) tendo sido depois aperfeiçoado por Madsen e Plant (2001). Inicialmente, uma parábola era ajustada ao pico de intensidade encontrado próximo a costa e o máximo da parábola era utilizado como indicativo da posição da feição em questão. Posteriormente, a parábola deu lugar a uma função Gaussiana quadrática onde se faz necessária uma estimativa inicial para construção e ajuste da função.

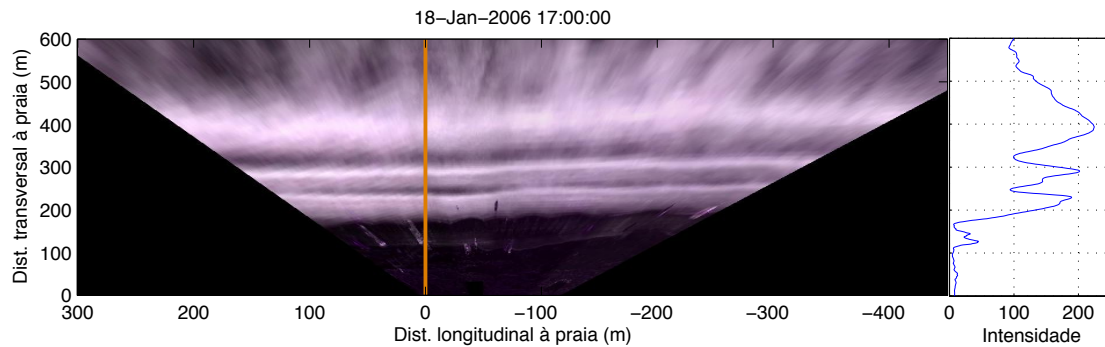


Figura 2.2: Imagem do tipo *Variance* para a praia do Cassino no dia 18 de Janeiro de 2006 às 17:00 GMT. O detalhe ao lado da imagem corresponde aos valores de intensidade da linha  $x=0$  m da imagem. Notar a equivalência da posição entre os picos do transecto e as linhas brancas da imagem.

Tratando-se especificamente da praia do Cassino, Guedes (2008) realizou um estudo comparativo entre as posições obtidas por meio da análise das imagens de vídeo utilizando o *SLIM* e as posições encontradas a partir de perfis de praias. O autor encontrou uma boa correlação entre as posições estimadas remotamente por meio do Argus e aquelas adquiridas em campo por meio da topografia tradicional. O erro médio quadrático estimado pelo autor entre ambas posições esteve em torno de 17m para as médias diárias de imagens do tipo *variance* e 14m para as imagens do tipo *timex*. É a partir desses resultados encontrados por Guedes (op. cit) que o presente estudo tem como premissa o fato de que a máxima intensidade encontrada sobre os bancos indica a existência dessa feição morfoógica na zona de surfe.

Devido a condições meteorológicas desfavoráveis tais como a presença de chuva ou mesmo neblina em certas ocasiões, ou ainda devido a presença de sujeira sobre as lentes, faz-se necessário o descarte de imagens coletadas durante as referidas circunstâncias. Como método de controle de qualidade das imagens utilizou-se os valores de desvio padrão e média da intensidade luminosa como indicador de imagens com baixa qualidade. Imagens cujo desvio padrão e média era inferior a 10 e superior a 120, respectivamente, eram descartadas como sendo inapropriadas na identificação dos bancos, valores estes estimados através de uma série de testes pretéritos.

### 2.3.3 Conjunto de Dados

Para atingir os objetivos do presente estudo serão utilizadas duas séries temporais. A primeira é composta por imagens coletas às 13:00, 16:00 e 19:00 horas GMT e se estende desde 24 de Maio a 22 de Agosto de 2005. A seleção das imagens coletadas nos referidos horários deve-se única e exclusivamente a disponibilidade de dados de ondas tais como altura significativa ( $H_s$ ), período de pico ( $T_p$ ) e direção de incidência (Dir) bem como dados de nível coletados durante o experimento Cassino a uma profundidade de 7.5 metros por um *Nortek Doppler Profiler (NDP)*. Para maiores informações sobre os dados do NDP bem como sobre o experimento consultar Holland et al. (2009).

A segunda série selecionada é uma serie temporal de dois anos coletada entre Abril de 2005 e Abril de 2007. Nessa série, ao invés de se utilizar todas as imagens horárias coletadas durante esse período, o que iria requerer um grande esforço computacional na análise de dados, optou-se por utilizar a média diária das imagens, conhecidas como *dayTimex* e *dayVariance* (Holman e Stanley, 2007), subprodutos das imagens *timex* e *variance*, respectivamente, sendo aqui utilizada apenas a *dayVariance*.

### 2.3.4 Método de Análise dos Dados

Cada conjunto de dados foi analisado de uma forma distinta, de acordo com os objetivos do trabalho. No intuito de discutir o processo de migração costa afora atribuído ao *NOM*, para a série temporal compreendida entre os dias 24 de Maio a 22 de Agosto de 2005, foi estimada a tendência geral dos dados, posteriormente utilizada no cálculo dos resíduos. A tendência geral da posição dos bancos foi estimada ajustando os dados a uma regressão do tipo linear. Os resíduos então foram calculados através da subtração dos dados brutos pela tendência.

Para o estudo do comportamento temporal da posição média dos bancos (XB) durante a série composta por dois anos, a contribuição de componentes temporais tais como a componente anual, sazonal, subsazonal, mensal e semanal foi estimada através do uso de um filtro passa baixa do tipo Lanczons-Cosseno (Thompson, 1983). Este tipo de abordagem vem sendo utilizada por muitos autores para a análise das séries temporais em diversas praias do mundo (e.g. Quartel et al., 2007; Ojeda et al., 2008; Ruessink et al., 2009) tendo sido primeiramente utilizado por Van

Enckevoort e Ruessink (2003). Após a remoção da tendência interanual ( $X_{ia}$ ) da série por meio de uma regressão linear, aplicou-se o filtro aos dados com janelas diferentes com o intuito de extrair cada componente, onde a cada realização da filtragem a componente filtrada era removida da série antes do cálculo da componente seguinte.

Primeiramente, utilizou-se uma janela de 365 dias para remoção da componente anual,  $X_a$ . O resíduo ( $XB - X_{ia} - X_a$ ) foi filtrado utilizando uma janela de 181 dias para extração da componente sazonal,  $X_s$ . Por sua vez, o novo resíduo ( $XB - X_{ia} - X_a - X_s$ ) foi filtrado com uma janela de 91 dias para remoção da componente subsazonal,  $X_{sub}$ . Mais uma vez o resíduo ( $XB - X_{ia} - X_a - X_s - X_{sub}$ ) era filtrado para obtenção da componente mensal,  $X_m$ , cuja a janela utilizada foi a de 30 dias. Por fim, o resíduo final da série ( $XB - X_{ia} - X_a - X_s - X_{sub} - X_m$ ) é considerado como sendo a componente semanal,  $X_{se}$ . Esse procedimento foi realizado para cada um dos bancos.

## 2.4 Resultados e Discussões

### 2.4.1 Ciclo dos bancos arenosos

Alguns meses após a instalação do sistema Argus na praia do Cassino, foi registrado o surgimento de um novo banco no dia 10 de Agosto de 2005, mas precisamente 161 dias após o registro da primeira imagem pelo sistema. Conforme visto na Fig. 2.3 (a e b), entre os dias 09 e 10 de Agosto, o atual segundo banco se divide dando origem a um novo banco (aproximadamente em  $x=300m$ , Fig. 2.3b), tal fato é evidenciado pela presença de duas linhas de quebras indicativas da posição de bancos conforme previamente apresentado no item 2.3.2. Apesar do processo do surgimento do banco ter sido evidenciado na imagem timex do dia 10 de Agosto, esse processo já era visível nas imagens de variância a partir do dia 06 de Agosto como observado na Fig. 2.4.

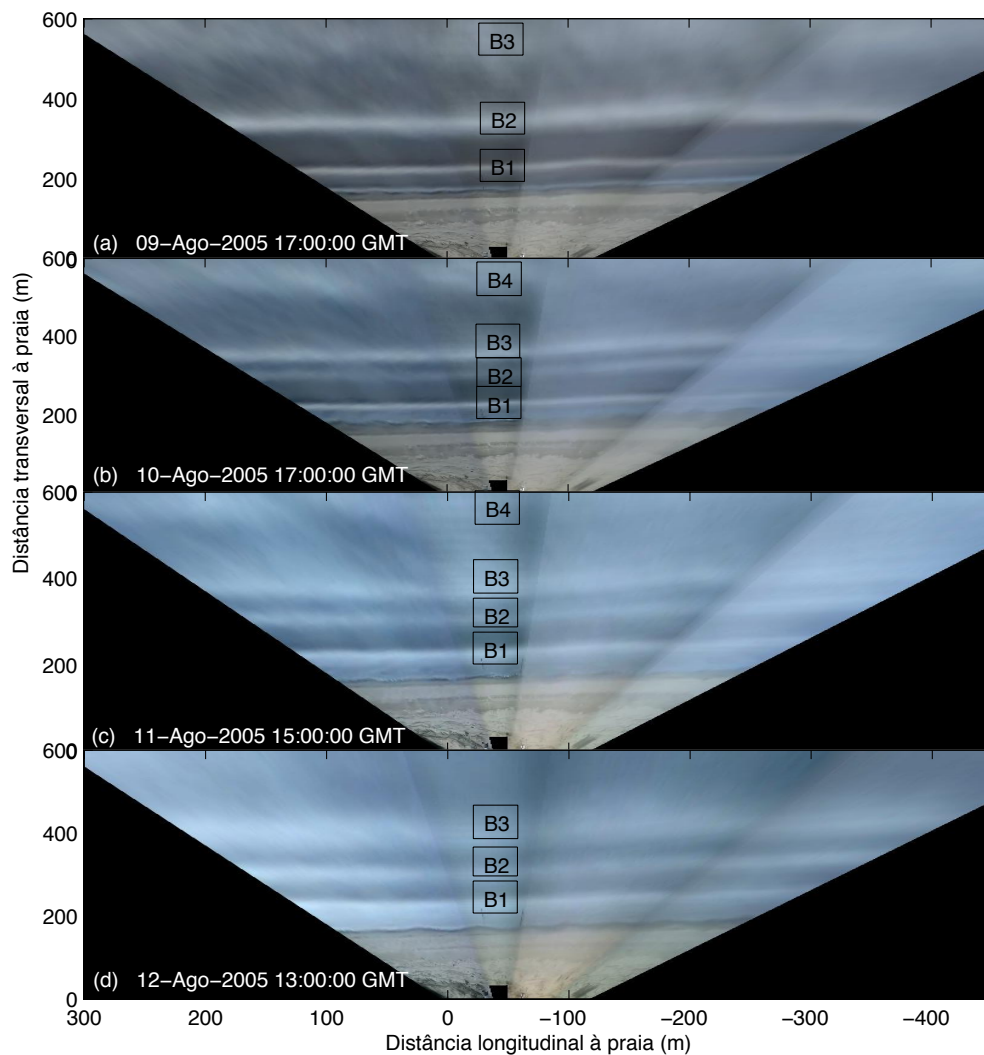


Figura 2.3: Mosaicos de imagens do tipo Timex em sequência ilustrando o surgimento de um novo banco. As siglas B1, B2, B3 e B4, representam o primeiro, segundo, terceiro e quarto banco, respectivamente.

Conforme ilustra a Fig. 2.4, o sistema praiado do Cassino passa então a ser composto por quatro bancos onde o antigo terceiro banco passa a desempenhar o papel de quarto banco (Fig. 2.4). A presença do quarto banco na zona de surfe só pôde ser observada entre os dias 06 e 12 de Agosto. A partir do dia 12, devido a diminuição da altura das ondas (Fig. 2.5) e possível aumento da profundidade sobre o banco, esse banco não se torna mais visível pelo ponto de vista do sensoriamento remoto, dada a inexistência de quebra de ondas sobre o mesmo. A partir desse





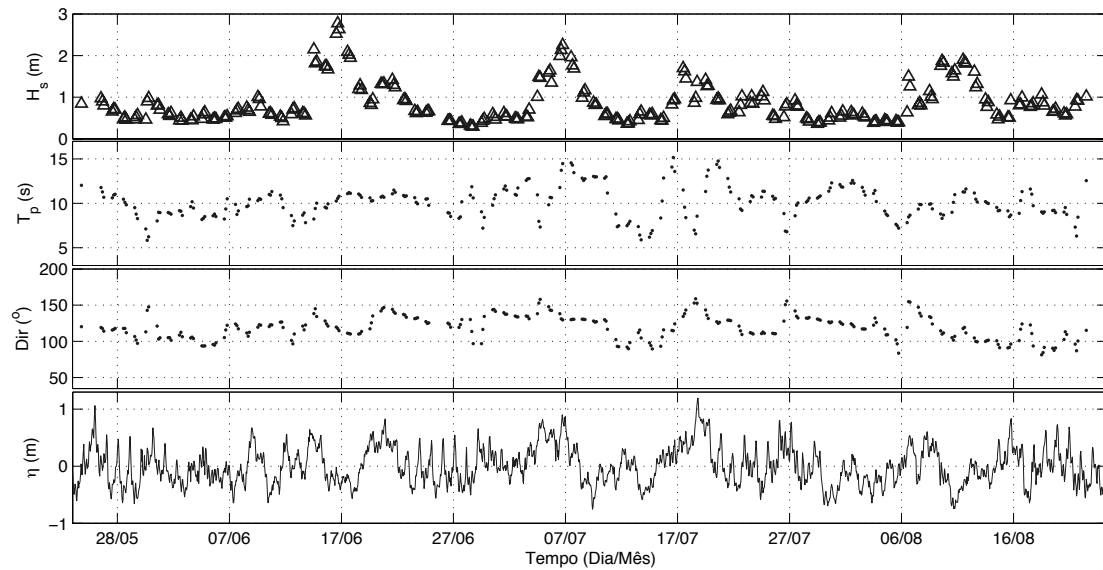


Figura 2.5: Dados de ondas e nível coletados durante o experimento Cassino a uma profundidade de 8 metros. a) Altura significativa -  $H_s$ ; b) período de pico -  $T_p$  ; c) direção de incidência; d) nível da água -  $\eta$ .

Conforme previamente antecipado na introdução, os bancos arenosos de certas praias apresentam ciclos nos quais os mesmos surgem, migram rumo ao oceano e desaparecem (Ruessink e Kroon, 1994). As imagens apresentadas na Fig. 2.3 ilustram o processo de surgimento (primeira etapa). As figuras 2.4 e 2.6 mostram o processo de migração (segunda etapa) do terceiro banco que antecede o surgimento do novo banco bem como a etapa de desaparecimento do quarto banco (terceira etapa).

Apesar das imagens ilustrarem somente a posição dos bancos e não os parâmetros como a sua amplitude e largura, a sequência observada encontra-se bem discutida na literatura (eg. Ruessink e Kroon, 1994; Ruessink et al., 2003; Grunnet e Hoekstra 2004) induzindo a conclusão de que o quarto banco desaparece do sistema praiial. Tal fato é corroborado pela ausência de uma quarta linha de quebra durante os vinte meses subseqüentes conforme será abordado na próxima seção.

O surgimento do novo banco está intimamente relacionado ao afastamento do banco mais externo (mais velho) da costa. Conforme já é sabido, os bancos arenosos apresentam grande mobilidade, hora mais afastados da costa, hora mais próximos de acordo com o clima de ondas (Gallagher et al., 1998; Elgar et al., 2001). Segundo Ruessink e colaboradores (2009) a migração

do banco mais externo para fora do sistema é impulsionada por ondas cuja altura é de três a quatro vezes maior do que a média anual. Durante esses eventos, o banco externo migra de maneira anormal, decaindo logo depois. É justamente no próximo evento de tempestade que o banco mais interno, mais próximo da costa, é forçado a ocupar o lugar do antigo banco externo, surgindo nesse momento um novo banco.

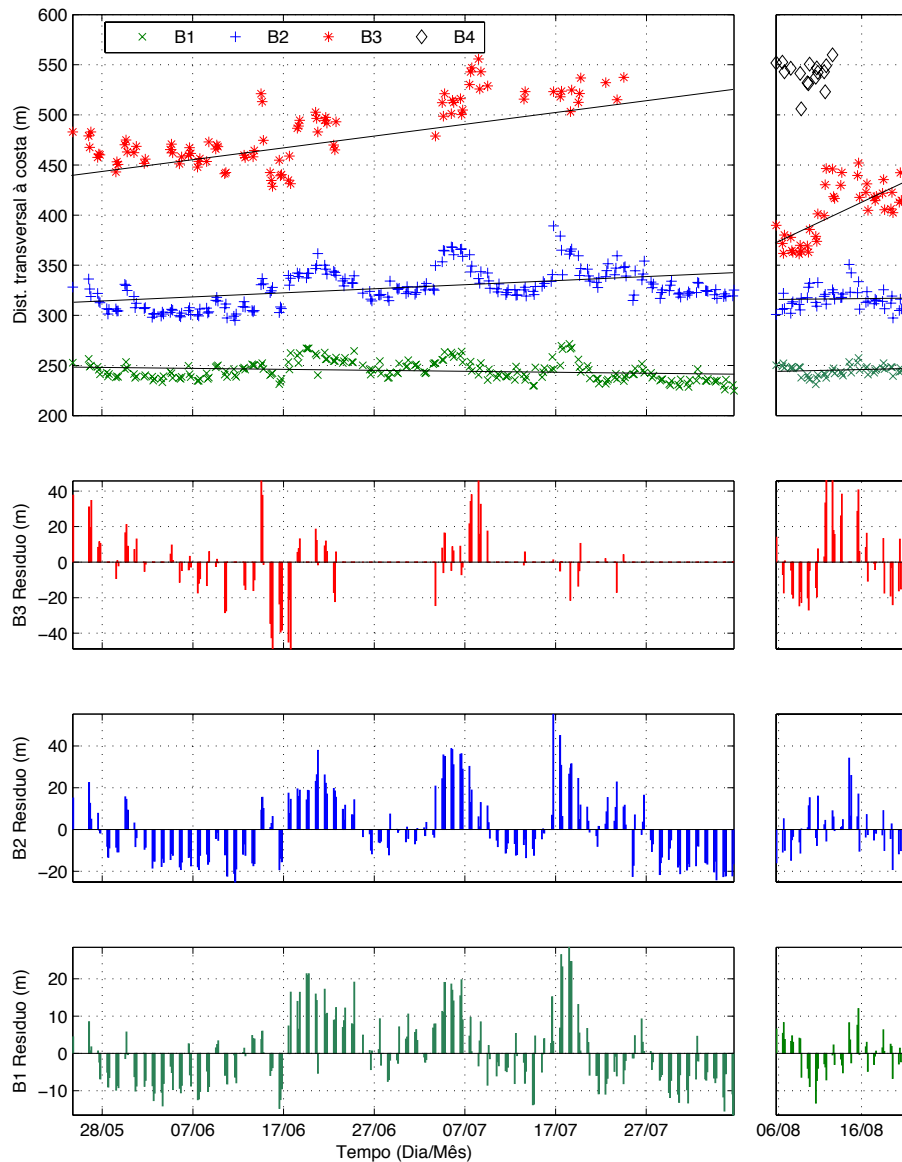


Figura 2.6: Posição estimada dos bancos (topo). As linhas indicam a tendência geral da migração para cada banco. Os demais gráficos mostram o resíduo estimado para cada um dos bancos durante o NOM (lado esquerdo) e após o surgimento do novo banco (lado direito).

A medida que o banco mais externo diminui a sua amplitude, o seu potencial de dissipação é também reduzido fazendo com que menos ondas passem a quebrar sobre o mesmo, aumentando assim a energia de ondas recebida pelo mais interno. Dessa forma, acredita-se que esse aumento de energia sobre o banco mais interno seja o “gatilho” para a geração do novo banco.

O processo em si, da formação de um banco a partir da divisão de um outro dentro do ciclo geomorfológico, aparentemente não apresenta precedente ou referência na literatura científica consultada, no entanto, diversas teorias já existem na literatura para explicar a origem dos mesmos. Dentre as mais conhecidas estão a de formação dos bancos pela teoria do ponto de quebra (Aagaard et al., 1998), a formação associada a ondas de infragravidade (Short, 1975; Carter, 1988) e, por fim, através de mecanismos autoreguladores (Coco e Murray, 2007 . Para uma revisão mais completa sobre o tema consultar Holman e Sallenger, 1993, e Wijnberg and Kroon, 2002). Determinar qual mecanismo seria o mais provável responsável pela criação do novo banco não é uma tarefa fácil, estando essa além do escopo do presente manuscrito.

Parte da sequência do ciclo pode ser ilustrada em termos da tendência geral e do residual de cada banco, conforme ilustrado na Fig. 2.6. Antes mesmo do novo banco surgir no dia 6 de Agosto, o B3 já apresentava uma tendência de migração para fora do sistema. Com essa migração do B3, o espaçamento entre este e o B2 aumenta gerando um desequilíbrio, tendo em vista que o espaçamento entre os bancos apresenta um equilíbrio representado por uma relação exponencial (Pruszek et al., 1997). Para alcançar um novo equilíbrio, o B2 é então forçado a se afastar da costa como mostra a sua tendência geral (Fig. 2.6).

Contrariamente ao padrão observado nos demais bancos, o B1 apresenta uma tendência de migração em direção oposta aos demais, em termos de médio prazo. Com o surgimento do novo banco, esse padrão se inverte, mesmo que de forma sutil, o B2 tende a se reaproximar da costa com o B1 se afastando da linha de costa (Fig. 2.6)

É interessante ressaltar ainda que a diferença entre os resíduos indica não só como os bancos se comportaram em relação à tendência mas também em relação a taxa de migração dos bancos. No período selecionado para análise do *NOM* foi observada a ocorrência de quatro eventos onde as ondas ultrapassaram a média dos dados de ondas medidos nesse período (Fig. 2.5), dias 14/06, 03/07, 16/07 e 06/08.

A mobilidade dos bancos amostrados em relação ao clima de ondas pode ser observada

comparando-se as posições dos mesmos nas datas referidas anteriormente. Observa-se na Fig. 2.6 a resposta quase que imediata dos bancos ao clima de ondas. Durante esses quatro eventos, os três bancos apresentaram uma migração no sentido oceano.

No período de calmaria entre os eventos acima citados, onde a altura média das ondas era de aproximadamente 0.75m, tanto o B1 quanto o B2 apresentaram uma migração em direção a linha de praia, fato esse indicado pelos valores negativos dos resíduos. Essa condição de migração dos bancos rumo a costa com ondas abaixo de 1.0m já foi previamente observada por Pereira e Calliari (2005) e por Guedes e colaboradores (2009), através de perfis de praia.

#### 2.4.2 Comportamento temporal dos bancos ao longo de dois anos

A Fig. 2.7 traz as posições dos bancos identificadas nas imagens do tipo variance entre Abril de 2005 a Abril de 2007. Durante esse período o B1 e o B2 estiveram ativos, com ondas arrebatando sobre os mesmos, em 98% das imagens analisadas, já o B3 esteve ativo em 56%.

A tendência de migração no sentido costa afora do B3 durante o *NOM* pode ser observada também na Fig. 2.7. Durante o período estudado só foi possível observar apenas um caso do *NOM*. De acordo com Ruessink et al. (2003) os ciclos dos bancos arenosos apresentam diferentes periodicidades, variando de praia para praia. Estudando seis diferentes praias ao redor do globo, o referido autor averiguou que o período de ocorrência desses eventos varia de 3.3 (Duck, NC, EUA) a 15.1 anos (Noord-Holland, Holanda). Como o *NOM* registrado para a praia do Cassino não apresentou uma ocorrência recorrente, ainda não é possível determinar o período recorrente desse fenômeno, fazendo-se então necessário o monitoramento contínuo e subsequente extensão da série temporal aqui analisada.

Como é possível observar na Fig. 2.7 os dados apresentam diversos períodos de oscilação, que variam desde apenas alguns dias a meses. Para identificar quais componentes estão presentes nas séries temporais dos bancos foi utilizada a metodologia descrita no item 2.3.4. As figuras 2.8 e 2.9 trazem os resultados das filtragens realizadas para o primeiro banco bem como para o segundo e o terceiro, respectivamente.

Por não apresentar significativa contribuição na variância total dos dados, optou-se por não descrever o comportamento da componente interanual. Tal fato é explicado pela falta de re-

corrência do *NOM* na série de dois anos aqui analisada.

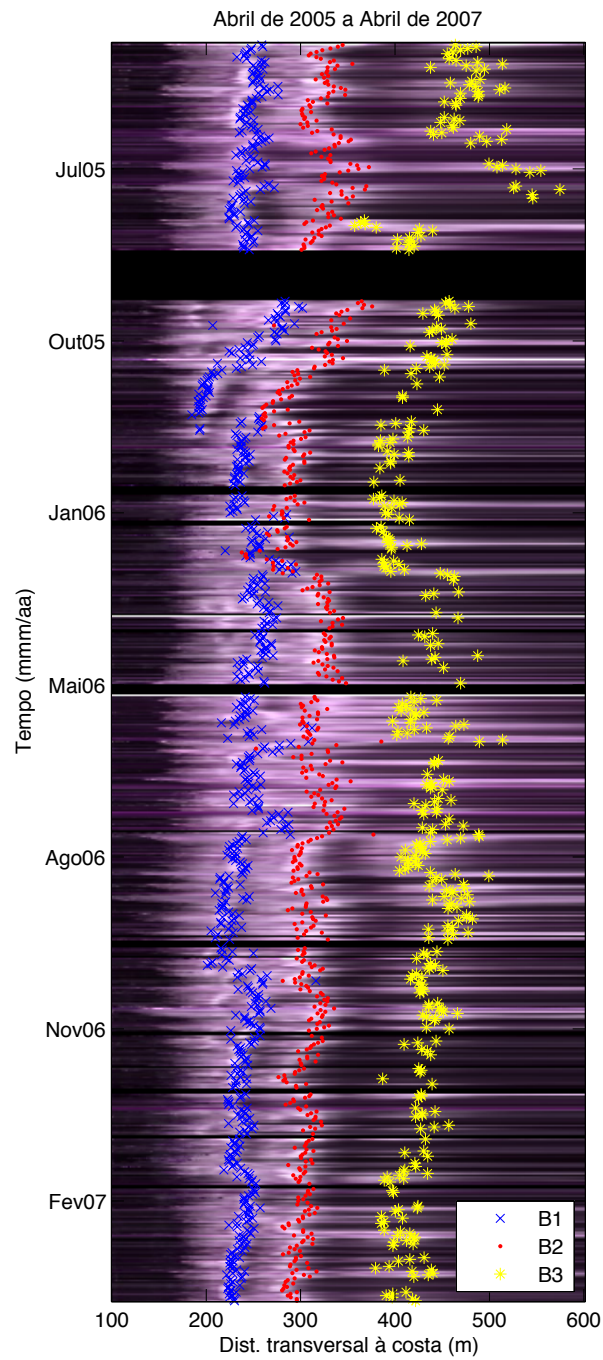


Figura 2.7: Posição diária dos bancos estimada entre Abril de 2005 e Abril de 2007. A imagem de fundo corresponde a um *timestack* de imagens do tipo Variance. As lacunas pretas entre os dados representam dias onde não foi possível a aquisição de imagens por problemas técnicos.

Dentre os três bancos aqui analisados, o B3 foi o que apresentou uma variação sazonal mais evidente, encontrando-se mais próximo da costa nos meses de verão e mais afastados nos meses de inverno. Tal fato era esperado visto que esse comportamento já foi observado em diversas praias ao redor do mundo tendo sido relatado em inúmeros trabalhos científicos (eg. Lippmann e Holman, 1990; Van Enkevort e Ruessink, 2003; Ruessink et al., 2009). No entanto, esse padrão repete-se apenas para o segundo banco que apresenta-se mais próximo a costa durante todo o verão de 2006 e ao final do verão de 2007. No que se refere ao B1 o padrão sazonal se demonstrou fraco.

Um aspecto interessante relativo ao componente sazonal dos bancos é o fato do mesmo apresentar variações em sua amplitude entre os dois anos analisados bem como entre cada banco. No verão de 2006 os três bancos apresentaram-se mais próximos da costa do que no verão seguinte. Essa conclusão, pode ser estendida as demais componentes (subsazonal, mensal e semanal).

Ainda em relação a Fig. 2.7, quando a componente sazonal é comparada com a série bruta, observa-se que o B2 esteve soldado ao B1 por mais de um mês, entre os dias 24 de Janeiro e 27 de Fevereiro de 2006, quando então esse banco desconectou-se migrando no sentido oceano. Tal fato ocorre justamente no período no qual a componente sazonal para esse banco apresenta sua máxima proximidade em relação a costa. Esse comportamento relatado foi único ao longo de toda a série temporal estudada.

A componente seguinte a ser analisada é a subsazonal. Pela observação das figuras 2.8 e 2.9 é possível averiguar a existência dessa componente, a qual apresenta uma oscilação em torno de 3 meses. Assim como para a componente sazonal, o B1 também apresentou um comportamento diferenciado dos demais bancos para essa componente, em termos da sua amplitude de oscilação.

A terceira componente a ser analisada, a mensal, foi a que apresentou a segunda maior variação na amplitude de oscilação. O B1 apresentou maiores variações em sua posição relacionadas a essa componente durante os meses da primavera e verão de 2006, sobretudo durante os da primavera. Esse comportamento observado no B1 não foi encontrado em ambos B2 e B3, muito pelo contrário, ambos bancos apresentaram as suas menores variações mensais justamente nesse período. O B3 por sua vez apresentou maiores variações nos meses de outono e inverno de 2006 apresentando uma maior amplitude de oscilação que tende a diminuir com a aproximação dos meses da primavera de 2006 e do verão de 2007.

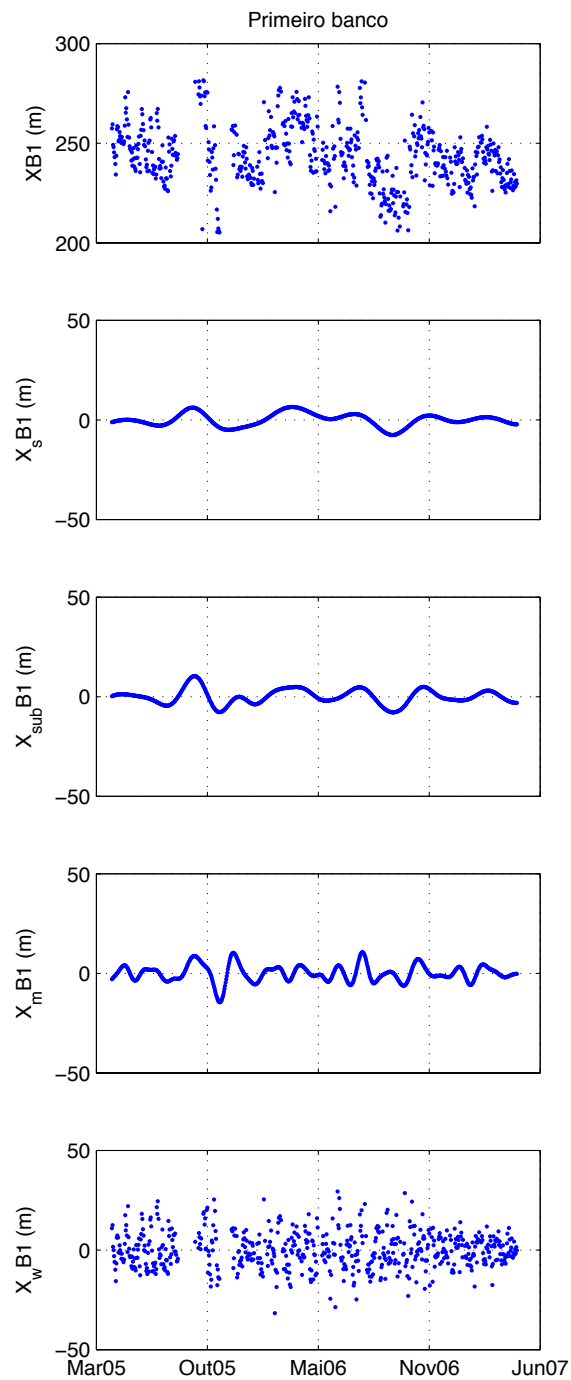


Figura 2.8: Série temporal bruta da posição do primeiro banco ( $X_{B1}$ ) e as suas componentes filtradas: sazonal ( $X_s B1$ ), subsazonal ( $X_{sub} B1$ ), mensal ( $X_m B1$ ) e semanal ( $X_{se} B1$ ).

A comparação entre a componente mensal do B3 e B2 e os dados da altura média diária das onda provindos do modelo de previsão de onda global Wave Wacth III, disponibilizados por NCEP/NOAA (2008)<sup>4</sup>, leva a constatação de que as maiores variações dessa componente não só podem como devem estar relacionadas aos meses com maior altura de ondas. Dessa forma, as maiores variações dessa componente para o B3 entre Maio a Novembro de 2006, corresponde a maior energia de onda encontradas para o período (Fig. 2.10).

Por fim, a componente restante é a chamada componente semanal. Essa componente é a que apresenta maior domínio na variabilidade dos dados como se pode averiguar na dispersão dos dados bem como na amplitude da variação dos mesmos.

---

<sup>4</sup>NCEP/NOAA National Centers for Environmental Prediction



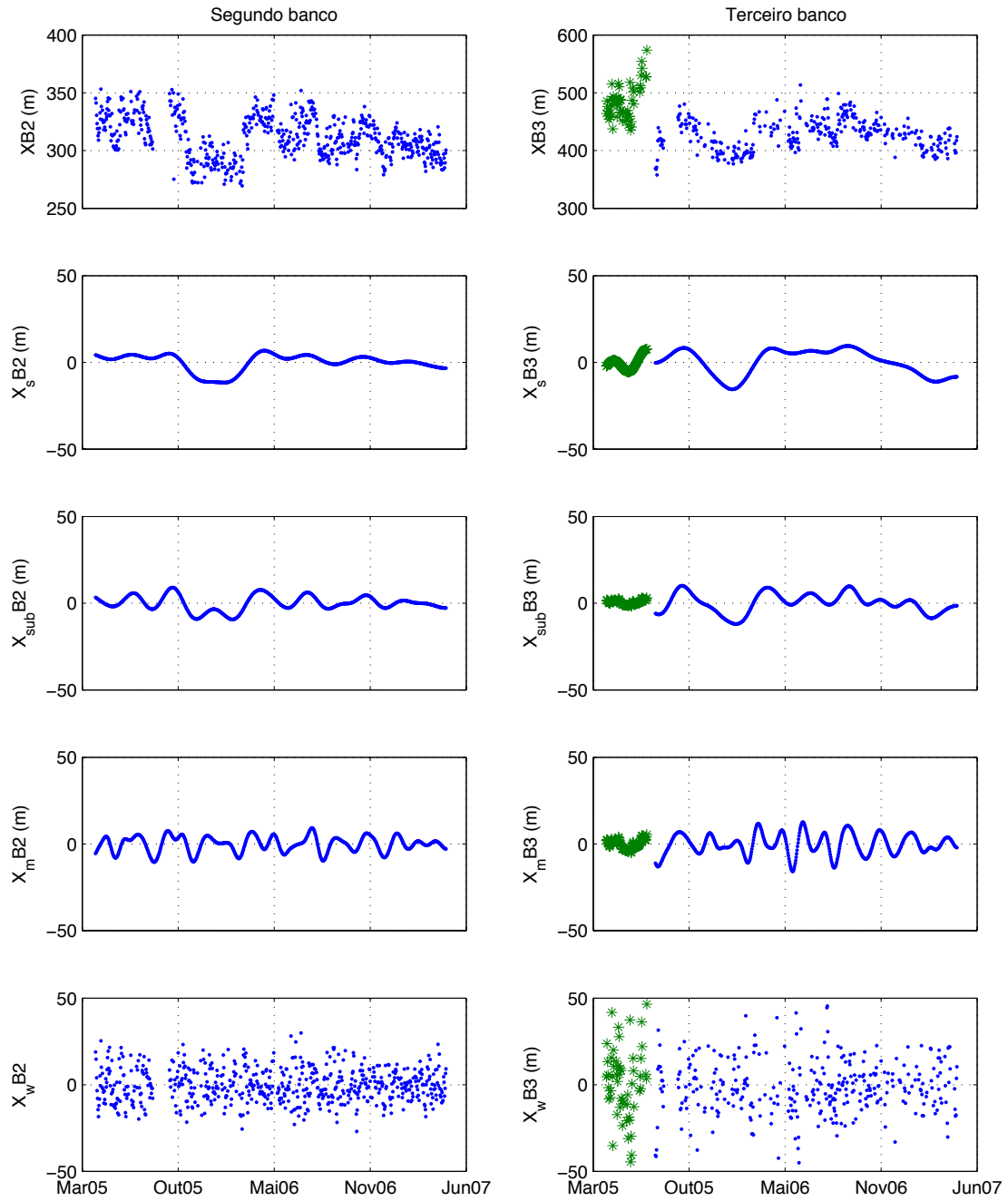


Figura 2.9: Séries temporais brutas das posições do segundo (XB2) e terceiro banco (XB3) e as suas componentes filtradas: sazonal ( $X_s B2$  e  $X_s B3$ ), subsazonal ( $X_{sub} B2$  e  $X_{sub} B3$ ), mensal ( $X_m B2$  e  $X_m B3$ ) e semanal ( $X_{se} B2$  e  $X_{se} B3$ ). As posições do B3 representadas por um asterisco indicam o período de ocorrência do *NOM*.

Como já mencionado ao longo do texto, a variação da posição dos bancos nas diversas componentes está relacionada a variações associadas ao clima de ondas, em um tipo de relação causa e efeito. Nesse contexto, para melhor compreensão da resposta da alta frequência da posição dos bancos, representada pela componente semanal, em relação as rápidas mudanças nas ondas incidentes, uma análise de correlação cruzada foi realizada (Fig. 2.11). Devido a falta de um ondógrafo próximo a costa nesse ponto do litoral brasileiro, a análise de correlação cruzada fará uso dos dados de ondas do WWIII apresentados (Fig. 2.10).

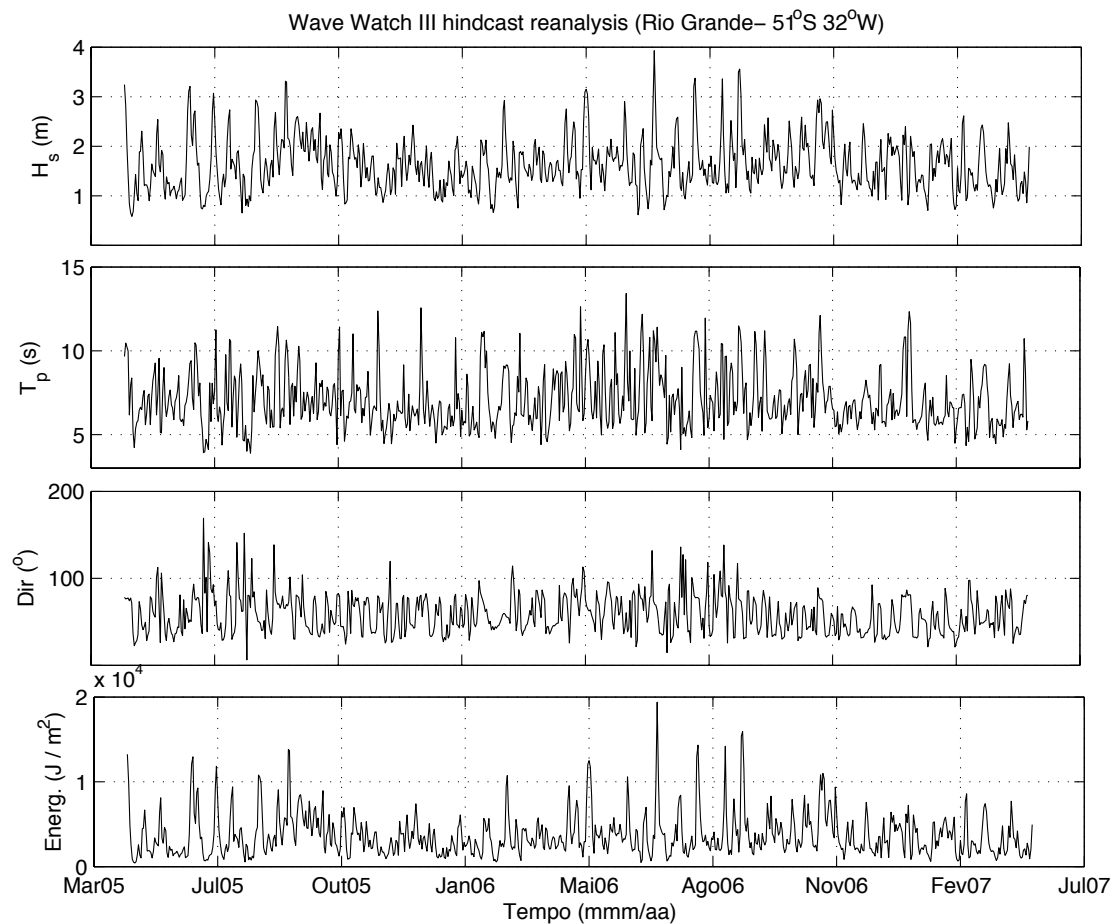


Figura 2.10: Dados de ondas do modelo Wave Watch III com resolução global cujo os dados foram selecionados para um ponto de grade próximo a cidade do Rio Grande: a) Altura significativa -  $H_s$ ; b) período de pico -  $T_p$  ; c) direção de incidência; d) energia.

Através da Fig. 2.11 é possível observar que tudo que está acima do intervalo de confiança,

identificado por uma linha tracejada na figura, apresenta uma correlação direta e significativa. Correlações cujo o passo de tempo é negativo, indica que é necessário ocorrer primeiro uma variação na altura das ondas para só depois do passo especificado o banco reagir a essa variação.

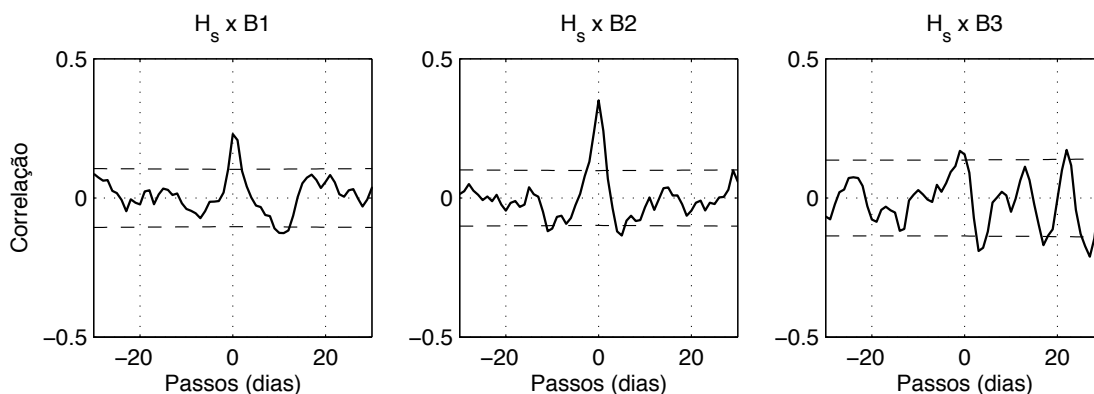


Figura 2.11: Correlação cruzada entre a componente semanal de cada banco e a altura significativa média diária das ondas ( $H_s$ ) estimada pelo modelo global Wave Watch III e disponível pelo NCEP/NOAA. A linha tracejada representa o intervalo de 95% de confiança.

Dentre os três bancos, o B3 foi o que apresentou maior número de picos onde a correlação entre a variação de sua posição e a variação na altura das ondas foi significativa. A correlação para esse banco demonstrou-se significativa em passos de -1, 0, 3, 17, 22 e 26 dias. O pico de correlação positiva no passo -1, indica que ocorre primeiro uma mudança no  $H_s$  antes que ocorra uma mudança na posição desse banco. Essa correlação, pode ser reflexo da impossibilidade de estimativa da posição do B3 em situações de menor altura de onda, onde as mesmas não possuem altura suficiente para apresentar dissipação sobre este banco impossibilitando a sua identificação por meio das vídeo câmeras, ou mesmo uma demora na resposta desse banco frente as variações de  $H_s$ .

Já o B2 apresentou valores significativos em passos de -10, 0, 4, 5 e 28 dias. Por fim, o B1 apresentou valores significativos em intervalos de 0, 10, 11 e 12 dias. Assim como nos resultados encontrados por Lippmann e Holman (1990) a correlação positiva significativa aqui encontrada utilizando um passo de 0 dias indica que o movimento médio dos bancos em direção a costa ou se afastando da mesma, ocorre na mesma escala que a diminuição ou aumento de  $H_s$ , respectivamente.

A Fig. 2.12 traz o espectro calculado para os dados de onda do WWIII,  $H_s$  e  $T_p$ , onde é possível a identificação de picos com período de oscilação semelhante aos encontrados na análise de correlação cruzada. Um fato interessante que chama a atenção é que certos picos considerados insignificativos no espectro de  $H_s$  apresentam uma boa correlação com a posição da componente semanal dos bancos dentre dos quais, alguns são considerados significativos no espectro de  $T_p$ .

Acredita-se que a ocorrência de certos picos no espectro não significativos possa ser reflexo de algumas peculiaridades dos dados de  $H_s$  do modelo, como por exemplo, o fato dos mesmos serem para água profunda e não representarem as ondas que realmente incidem sobre a praia, que poderiam vir a mostrar maior significância na energia do espectro. Como mencionado anteriormente, alguns dos picos de correlação apresentam a mesma ciclicidade encontrada em alguns picos do período de onda, esses, por sua vez, podem ser melhor indicadores da chegada de uma nova ondulação cuja a energia não estaria bem representada no espectro da altura causando uma alteração da posição dos bancos.

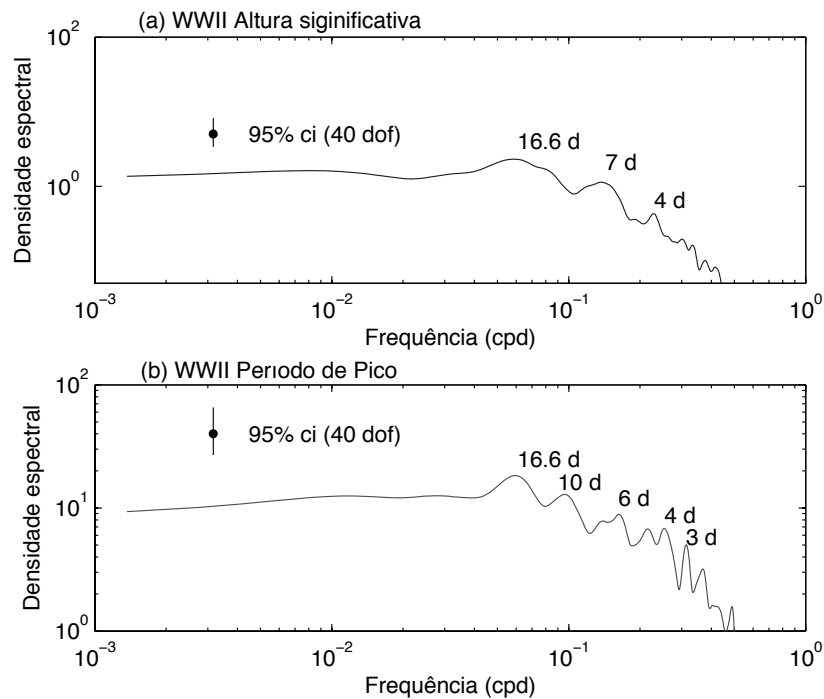


Figura 2.12: Espectro da média diária dos dados do modelo WWIII. a) espectro da altura significativa de onda; b) espectro do período de pico. Os espectros foram calculados utilizando 40 graus de liberdade.

De acordo com a literatura, os picos encontrados na análise espectral e na análise de correlação cruzada sugerem períodos de oscilações relacionados à passagem de sistema frontais e ciclones extra-tropicais, conforme já demonstrado por estudos locais que visam a compreensão e caracterização de fenômenos oceanográficos tais como a circulação da Lagoa dos Patos (Moller et al., 2001); a descarga também da Lagoa (Marques et al., 2009); e mais recentemente nas correntes da plataforma interna (Costa e Möller, 2009).

Moller et al. (2001) encontraram inversões na direção dos ventos relacionadas à passagem de frentes em um intervalo de 3 a 17 dias (Moller et al., 2001). Em uma análise mais aprofundada sobre as variações climáticas da cidade do Rio Grande, Reboita et al. (2006) encontraram períodos de oscilação variados entre 4 e 12.3 dias para os sistemas frontais e a intrusão de massas de ar frio, de acordo com a variável climatológica a ser analisada. Ambos trabalhos corroboram os resultados aqui encontrados, ressaltando mais uma vez a relação causa e efeito entre as forçantes, ondas associadas a passagem de sistemas frontais e a posição dos bancos.

Conforme pode ser observado, a série temporal de dois anos aqui analisada apresenta a componente semanal como dominante da variabilidade dos dados dos três bancos, visto a amplitude de dispersão dos dados da mesma. Tal constatação pode ser comprovada através da razão entre a variância de cada componente e a variância total dos dados conforme ilustra a tabela 2.1.

Tabela 2.1: Percentual da variância explicada por cada componente temporal para cada um dos bancos.

Banco	$X_s$	$X_{sub}$	$X_m$	$X_{se}$	Soma
B1	6.5	6.5	15.3	39	67.3
B2	7.5	5.6	12	29	54.1
B3	7.8	4.4	0.5	45	57.7

Pela tabela é possível observar que as componentes selecionadas explicaram 67.3% da variância do B1, 54.1% do B2 e 57.7% do B3. Depois da componente semanal, a componente que apresentou maior porcentagem na variação da posição dos bancos foi a mensal, exceto para o terceiro banco cuja a segunda maior componente foi a sazonal.

Os resultados aqui encontrados diferem daqueles encontrados na literatura para praias que apresentam os ciclos dos bancos. Normalmente nessas praias, a componente semanal é uma das componentes cuja a variância representa apenas uma pequena parcela de contribuição. Se-

gundo autores como Plant et al. (1999) e Van Enkevort e Ruessink (2003) a variação interanual atribuída aos ciclos dos bancos pode ser responsável por 80 a 91% da variabilidade dos dados. Devido a extensão da série aqui utilizada, bem como a falta de recorrência do ciclo dos bancos, não é possível ainda afirmar se a componente interanual domina a variação da posição dos bancos da praia do Cassino.

Uma outra conclusão referente aos dados da tabela 2.1, especialmente em relação a maior variância associada a componente semanal, é o fato de que os bancos arenosos da praia do Cassino apresentam uma variabilidade que pode estar relacionada aos perfis normais e tempestade (Johnson, 1949) ao invés dos perfis de verão e inverno (Shepard, 1950).

Um aspecto até o presente ainda não discutido é o efeito dos depósitos lamíticos, existentes na antepraia do Cassino, sobre o clima de ondas e conseqüentemente sobre a variabilidade dos bancos. A presença desses depósitos já foi comprovada por diversos estudos como por exemplo, mais recentemente, por Calliari et al. (2009). Esses depósitos, como já é sabido, causam a redução da energia das ondas diminuindo assim a altura das mesmas. Através de uma série de medições de dados *insitu*, Vinzon et al. (2008) comprovaram a atenuação de até 40% da energia das ondas antes da chegada das mesmas à zona de surfe.

Calliari et al. (2009) demonstram através de testemunhos a existência de camadas de lama alternadas por camadas de areia. De acordo com os autores, a intercalação encontrada é um indicativo da alteração do estado da lama, no qual a deposição de areia sobre a lama só se torna possível quando a lama encontra-se em estado sólido. A união dessa observação juntamente com o fato de que a lama chega a antepraia de forma fluida leva a conclusão que o estado da mesma pode variar ao longo do tempo. Dessa forma, a variação do estado da lama levaria a uma variação de sua viscosidade e densidade, parâmetros intimamente relacionados a atenuação das ondas, ocasionando uma variação da atenuação ao longo tempo.

Assim, a variação do estado da lama e a conseqüente variação da atenuação causaria alterações na altura das ondas ao longo do tempo, estas por sua vez, induziriam uma menor variação da posição dos bancos. Nesse contexto, dado a inexistência de séries temporais contínuas das propriedades da lama bem como das ondas, se torna praticamente impossível a determinação do efeito da atenuação das ondas sobre o comportamento dos bancos arenosos. Sem as séries temporais antes referidas, acredita-se que tal efeito só possa ser percebido quando da ocorrência

dos depósitos de lama no campo de visão das câmeras, possibilitando assim o monitoramento remoto dos efeitos da lama sob atenuação das ondas, conforme demonstrado por Pereira et al. (2010).

## 2.5 Conclusões

Através de vídeo imagens do sistema Argus da praia do Cassino, foi possível registrar o início de um novo ciclo dos bancos arenosos da zona de arrebentação marcado pelo surgimento de um novo banco próximo a praia, oriundo da divisão do segundo banco em dois, e sucessiva migração e desaparecimento do banco mais externo rumo ao oceano. Tal criação de um novo banco pela divisão de um outro encontra-se sem precedentes na literatura internacional.

A migração do banco mais velho e mais afastado da costa ocorre acompanhada do banco intermediário, segundo banco. Já o banco interno, primeiro banco, migra no sentido oposto aos demais. Esse padrão de migração é quebrado quando da origem do novo banco, invertendo-se os padrões previamente citados.

Nenhuma anomalia significativa foi observada nos dados de ondas coletados durante o experimento Cassino (Holland et al., 2009) que pudesse ser atribuída como causa principal ao início do ciclo. Acredita-se portanto que o início da migração em direção ao oceano possa ter sua origem antes do início da aquisição das imagens.

Através da análise de uma série temporal de dois anos de imagens foi possível observar que a praia do Cassino predominantemente apresenta três bancos, podendo apresentar até quatro como parte do ciclo dos bancos. Utilizando um filtro passa baixa, a série de dois anos da posição média diária dos bancos foi filtrada tendo as suas componentes temporais sazonal, subsazonal, mensal e semanal separada das demais.

Os resultados da análise indicam o predomínio da componente semanal sobre as demais de forma que essa componente pode explicar 39, 29 e 45% da variância total dos dados do primeiro, segundo e terceiro banco, respectivamente. Pela análise de correlação cruzada entre dados de ondas do modelo WWIII global para a cidade do Rio Grande e a componente semanal dos bancos, foram observadas correlações significativas condizentes com a passagem de sistemas frontais na região. No entanto, houve uma certa discrepância dos picos de correlação encontrados entre os

bancos. Ainda no que se refere as componentes, apenas o terceiro banco apresentou a componente sazonal bem evidente.

A série de dados de dois anos aqui analisada não apresentou nenhum claro indício da influência dos depósitos lamíticos existentes na antepraia da praia do Cassino sobre o comportamento dos bancos. Para melhor compreensão da contribuição desses depósitos sobre a dinâmica dos bancos, se faz necessário a existência de séries temporais não só das características reológicas do depósito mas também de dados de onda. Dada a inexistência de tais dados para a região, espera-se discutir o efeito da lama sobre os bancos quando da ocorrência da mesma na zona de surfe sob o campo de visão das câmeras.

## 2.6 Agradecimentos

PSP e RMCG gostariam demonstrar a sua gratidão a CAPES e CNPq pelo financeiro dos mesmos através de bolsas de doutorado e mestrado, respectivamente. Gostaríamos também de agradecer a Nathaniel Plant (USGS) pelo auxílio na implementação do SLIM bem como a William Marques pela ajuda com o filtro passa baixa aqui utilizado. A instalação do sistema Argus da praia do Cassino só se tornou possível frente ao apoio do Office of Naval Research (ONR-Award Number: N00014-04-1-0274). Por fim gostaríamos de agradecer ao grupo do NRLSSC - EUA (Todd Holland, Tim Kooney e Steven Spansel) e do CIL (Rob Holman e John Stanley) pelo apoio constante para a manutenção do sistema Argus bem como no manejo e tratamento dos dados.



Capítulo 3

Video and field observations of wave  
attenuation on a muddy surf zone

To be submitted to *Marine Geology*

P. S. Pereira<sup>12</sup>; L. J. Calliari<sup>3</sup>; R. A. Holman<sup>4</sup>; K. T. Holland<sup>5</sup>; R. M. C. Guedes<sup>6</sup>; C. K.  
Amorin<sup>7</sup>; P. G. Cavalcanti<sup>8</sup>

---

<sup>1</sup>Corresponding author: [praia@log.furg.br](mailto:praia@log.furg.br);

<sup>2</sup>Laboratory of Geological Oceanography. Institute of Oceanography. Federal University of Rio Grande

<sup>3</sup>Laboratory of Geological Oceanography. Institute of Oceanography. Federal University of Rio Grande

<sup>4</sup>College of Oceanic and Atmospheric Sciences. Oregon State University

<sup>5</sup>Naval Research Laboratory

<sup>6</sup>University of Waikato. Department of Earth and Ocean Sciences

<sup>7</sup>Laboratory of Geological Oceanography. Institute of Oceanography. Federal University of Rio Grande

<sup>8</sup>Institute of Informatics. Federal University of Rio Grande do Sul

## 3.1 Introduction

Nearshore process involves many spatial and temporal scales, from a few millimeters up to hundreds of kilometers, from seconds up to decades or even centuries. Besides the different scales that coastal processes manifest their energy is the fact that the majority of the world's coastal regions (between 60 and 80%) exhibit forms of sediment heterogeneity that are physically significant (Holland and Elmore, 2008). These types include gravel-sand coasts, sorted bedforms fields, sand-ridge fields, cheniers, mud transgressed beaches, mixed tidal flats and graded foreshores (Holland and Elmore, 2008).

A sediment heterogenous type that calls the attention regarding its effects on costal process is the mud transgressed beaches. Normally, beaches are coastal environment composed by sand, gravel and cobbles been dominated and formed by wave action. However, at few places over the globe the sand bottom and beach are episodically overlain by a relatively thick mud layer as documented by Mathew et al. (1995) and Calliari et al. (2001) during strong wave events.

When this transgression events occurs, a sharp horizontal and vertical boundary exists between the two sediment types, mud and sand. Theoretical studies and field observations had shown that when the mud is at a fluid state over the bottom the waves are attenuated rapidly while propagating over it, resulting in a strong decay of wave height within few wavelengths (Gade, 1958; Mathew et al., 1995).

Survey the above variety of scales and sediment heterogeneities has never been an easy task, challenging scientists all over the globe to develop tools that can continuously cover all of those scales. A variety of tools based on acoustic and visual band optic signals have become available, often providing startling insights (Holman, 1995). In this context, remote sensing techniques offer an attractive tool for the measurement of the different scales involved in nearshore process.

Since 1985 video technique have been used worldwide to survey the nearshore environment which is replete with optical signatures that can be explored (Holman and Stanley, 2007). Within those signals are the surface water waves, that change the way they reflect the light while they are propagating across the surf zone due to changes in their slope face during the shoaling process. Such wave signals change dramatically when the waves reaches a depth were they shoal and break producing white foam which results in a strong optical signal marked by high levels of

brightness (diffuse reflection) that contrasts with the previous dark wave face signal.

In March of 2005 a video system, called Argus, was installed at Cassino beach, southern Brazil, as part of a multidisciplinary and multi-national field experiment called the *Cassino experiment*. The main scientific objective of the experiment was to quantitatively characterize any observed wave attenuation within a fluid mud region, including the surf zone, and to evaluate the performance of modified wave transformation models under heterogeneous bottom boundaries (Holland et al., 2009). The goal for use of the video system during the experiment was to document any observable wave attenuation or anomalous morphodynamic migration patterns that would result from the presence of fluid mud in the surf zone region (Holland et al., 2009).

Unfortunately, no mud was transported to the beach during the 2005 study period and thus no comparisons with models or instrument measurements could be made. However, in February of 2008, a strong deposition event occurred in front of the cameras and images of the deposition event were registered by the Argus video station. In this context, the objective of this manuscript is to characterize the mud deposition pattern across the surf zone, describing the consequences of mud on nearshore dynamics using remote sensing techniques such as video. To help in the interpretation of the video observations, beach profiles, wave and wind data, as well as suspended matter concentrations, will be used. The paper will start with a brief description of the field site (Section 3.2) followed by an introduction to the main data set (Section 3.3). Section 3.4 will then introduce a description of the monitored deposition event. In Section 3.5 the main results will be presented which will be followed by the discussion (Section 3.6). Finally in Section 3.7 the main findings will be summarized.

## 3.2 Field site description

Cassino beach is located in the southernmost part of Brazil, Rio Grande do Sul state (RS), just south of Patos Lagoon inlet (Fig. 3.1), being the beginning of a long uninterrupted sandy beach of 220 kilometers length. Beaches at this area are mainly dissipative and thus are flat and wide, being composed of fine quartz sand, presenting multiple shore parallel sand bars.

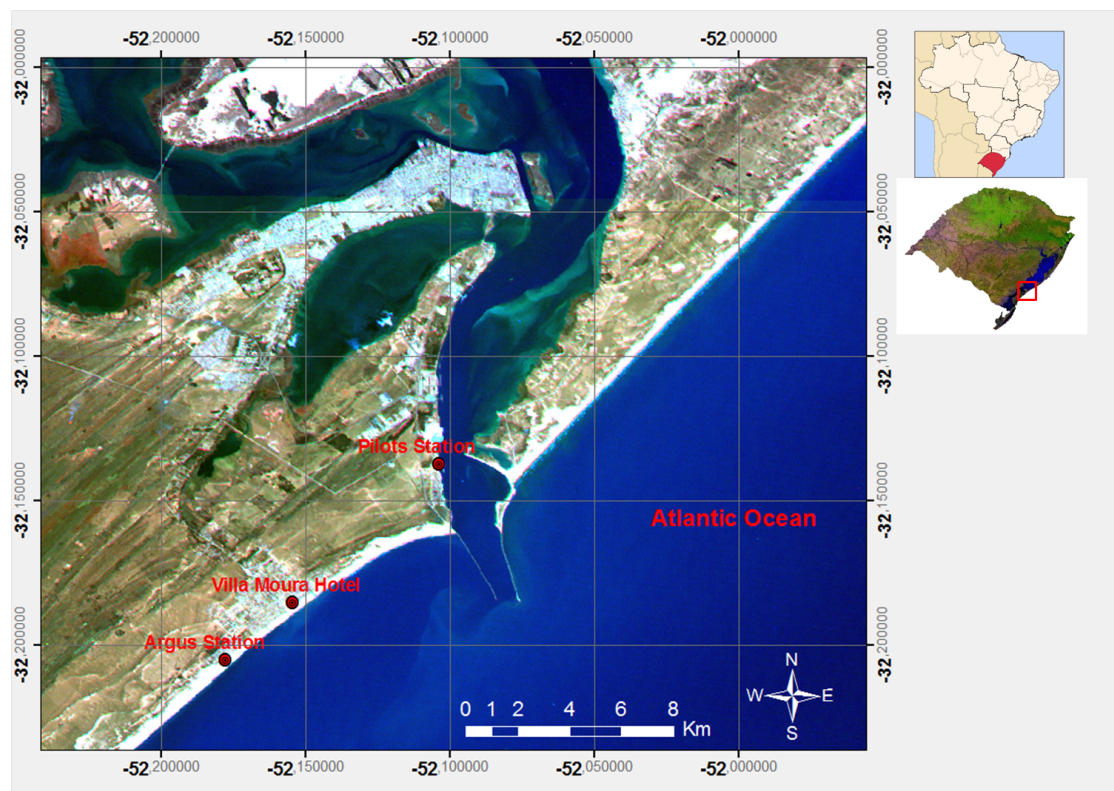


Figura 3.1: Cassino beach location just south of Patos Lagoon inlet. The figure shows where the Argus station is installed as well as the Villa Moura Hotel, where another set of cameras exist. The image also contains the location of the pilots station within the navigational channel. Background image is a LandSat TM RGB (137) image. The two insets are: a Brazilian map with the RS state highlighted (top inset); and a RS state image with the study area marked as a square.

In addition to the fact that Cassino is one of the most dissipative beach along the southern Brazilian coast, this beach is unique due to the presence of a large offshore mud deposit that is transported sporadically to the nearshore and eventually onto the beach. According to previous work done by Calliari and collaborators (2001, 2007 and 2009), extensive mud deposits are superimposed on the predominantly sandy inner shelf adjacent to the Lagoon, indicating that the Lagoon is a potential source of fine sediments to the coastal sedimentary system.

Marques et al. (2009) verified, through EOF analysis, that the principal mode of the Patos Lagoon coastal plume salinity variability explains 70% of the simulated data variability. The referred authors saw that the southwest-ward plume transport related to principal mode is con-

trolled by the combination of dominant north quadrant winds and seasonal fluvial discharge variability. Considering the mean conditions, the southwest advance of the plume results in its maximum alongshore spread with moderate onshore transport (Vinzon et al., 2009; Marques et al. 2010). Marques (2009) improved his earlier model results by making hydrodynamic plus morphodynamic simulations and verified that the previous mentioned combination promotes a typical circulation pattern, which intensifies the vertical velocities enhancing the initial deposition of suspended sediments to the south of the Patos Lagoon entrance.

The wave climate at Cassino Beach is dominated by windsea and relatively young swells. During the years of 1997 and 1998, field measurements of waves were obtained from a directional wave rider close to the Patos Lagoon entrance (Strauch, 1998). The data showed a mean significant height of 1.0m from E/SE quadrant, with a period ranging from 10 to 12s, which corresponds to swell conditions; and a mean significant height of 1.5m from S/SE quadrant with a period ranging from 6 to 8s, which corresponds to sea conditions. Storm surges are responsible for the highest water level oscillations over the beach and are mainly caused by the presence of a low pressure system in the adjacent ocean and a high pressure system in the continent. According to Calliari et al. (1998), the surge level can reach up 2m which is approximately four times the mean tidal range, of 0.47 m according to Möller et al. (2001) being classified as mixed and mainly diurnal. Regarding the wind, northeasterly (NE) winds dominate throughout the year. Southwesterly (SW) winds have their importance increased during fall and winter as frontal systems become more frequent over this area (Möller et al., 2001). Typical wind speeds are between 3 and 5 m s<sup>-1</sup> (Tomazelli, 1993).

## 3.3 Data set

### 3.3.1 Video imagery

The Argus camera network consists of video cameras installed over high land areas or in towers at many beach locations around the globe (Holman and Stanley, 2007). The system routinely captures images from the beach and surf zone during the first ten minutes of each daylight hours processing, storing and transmitting them to selected laboratories of coastal studies. At Cassino,

the station is composed of four cameras installed at the top of a 14m tower (see Fig. 3.1 for its location).

There are three main Argus products: a single snapshot, a 10-minute time-exposure and a 10-minute variance image (Holman and Stanley, 2007). The snapshot is just a single video frame collected at the beginning of each hour. The time-exposure image, or *timex*, is a 10 minute average of all video frames collected during this time interval and the last type is the variance image which represents the standard deviation of all the same frames used to make the *timex*. Each image can be rectified and merged to a single plan view image. At Cassino, the rectified image is set to have a grid of 1.0 x 1.0 m. The rectification process (Fig. 3.2) is a transformation of all two-dimensional image pixel coordinates to real world three dimensions coordinates  $x$ ,  $y$ , and  $z$  (Holland et al., 1997).

Another product is the pixel timestack which is a time series of optical intensity from an array of pixels at any desired locations in the image. Pixel time series or pixel timestacks, as they are also called, can be used to measure waves periods and currents. Instead of recording full video frames for 17 minutes, this product is designed to register the time variation of pixel intensity at certain locations with an acquisition rate of 2 Hz (Holman and Stanley, 2007). Such an array was developed to match in-situ instrumentation arrays and can be thought of as pixel instruments arrays.

For the present work a cross-shore pixel array (Fig. 3.2) was used to calculate frequency-space plots which can be used to identify areas where the wave signal is best observed. The frequency-space plot spectra were calculated using 42 degrees of freedom and a bandwidth of  $0.0205 \text{ s}^{-1}$  at each cross-shore position.

At Cassino, the pixel array was designed to cover the full extent of the surf zone and a part of the dry beach. Prior to the collection, a cross-shore array was planned to be perpendicular to the shoreline in accordance with the local coordinate system in which  $x$ ,  $y$  and  $z$  represents the cross-shore, the longshore and vertical location, respectively. Using the known geometry of the image, the list of sampling locations ( $x_i$ ,  $y_i$  and  $z_i$ ) was converted to corresponding list of pixel coordinates ( $U_i$ ,  $V_i$ ) (Holland et al., 1997).

In addition to the Argus station, another set of video cameras, this time just two cameras, was installed on the roof of Villa Moura Hotel three kilometers north of the Argus cameras (Fig.

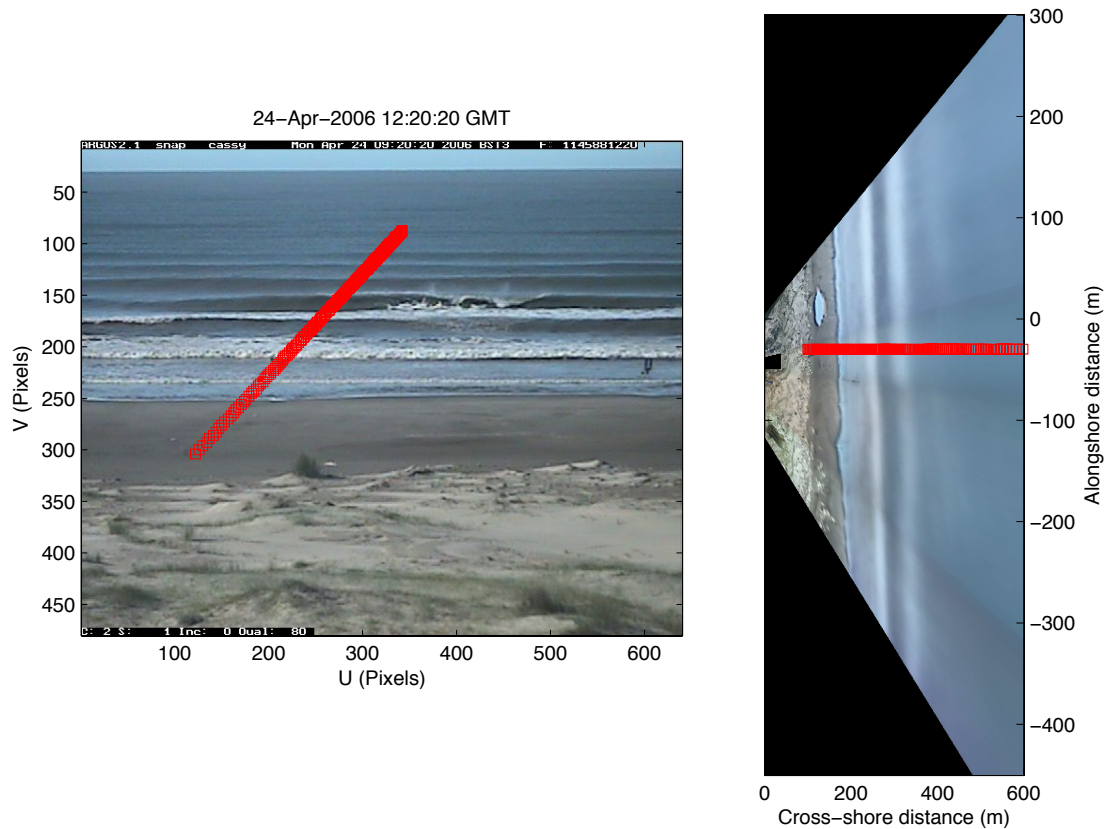


Figure 3.2: Example of a single snapshot from camera two with the U and V positions of the cross-shore pixel array marked as squares (left image). Merged time exposure with rectified image of the four cameras with real world location ( $y = -30$ ) of the cross-shore pixel array on camera two (right image).

3.1). Similar to the Argus, the cameras at Villa Moura Hotel collected a 10 minute video every hour which are then post processed to produce snapshot, time exposure and variance images.

### 3.3.2 Beach profiles

Nearshore beach profiles and bathymetry were measured within three days of mud deposition (February 13, 14 and 20 of 2008) using a total station and an optical prism. Since the beginning of the 2007/2008 summer, a series of beach profiles were done near the Villa Moura Hotel as part of a beach safety program implemented by the Laboratory of Geological Oceanography (LOG) of the Federal University of Rio Grande (FURG). The profiles had a mean sampling interval of

two days and one of these profiles will be here used to describe the mud deposition on February 13. Both profiles, at Villa Moura and at Argus, the elevation is relative to the Brazilian geodesic vertical datum (BGVD).

All transects followed the same orientation, transverse to the shoreline. They extended until a maximum depth of 2.2 m, limited by the rod height. 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, in front of the Argus video cameras. This bench mark is also the local coordinate system origin (0,0) which is the same used as Argus coordinate system. The profile line was located just 30m north from the cross-shore stack line described on previous section. During the survey of the last profile, on February 20, a bathymetric profile was sampled using a boat equipped with an 200Khz echosounder. However, due to technical problems, it was not possible to use the boat GPS data, but since one of the navigation lines was known to be at  $y = 0\text{m}$  it was possible to match and rescale some morphologic features allowing the use of at least a part of the echosounder data to measure the bathymetry.

### 3.3.3 Wave and wind data

Due to the absence of sufficiently long sampled data sets, we had to rely on numerical models to infer the wave climate offshore of Cassino beach. The results used herein were extracted from a comprehensive study carried out by Melo and his collaborators (see Melo et al., 2008 for further information). In the on-going study, the wave generation model Wave Watch III (WW3) is forced with NCEPs<sup>9</sup> reanalysis winds to reconstruct sea state conditions off the southern Brazilian coast from 1979 to 2008. In addition to the wave model data, the local wind is measured hourly at the Pilot Station (Fig. 3.1) at the top of a tower 20m above the ground.

### 3.3.4 Suspended matter samples

In order to characterize the presence of mud in the surf zone, suspended matter was collected alongshore using one liter plastic bottles. The samples were taken 300m apart from each other along the beach on February 13, 14, 15 and 20 in the inner surf zone. All the samples were

---

<sup>9</sup>NCEP/NOAA National Centers for Environmental Prediction



collected over the first trough that separates the first bar from the beach and 0.30m ( $\pm 0.15$ m) below the water surface on a location where the mean depth is 1.1m ( $\pm 0.25$ m). The samples were first dried to determine the dry weight and then had its organic/inorganic content determined based on the dry weight before and after the exposition to a temperature of 500°C which burns all the organic (carbon) content.

### 3.4 Description of 2008 mud deposition event

On February an extra-tropical cyclone formed in front of Rio Grande city, where Cassino beach is located. The wind reached speeds up to 22 m/s (Fig. 3.3 d) and were mainly from south/southeast. The cyclone generated strong winds in the deep ocean which in turn, combined with a long fetch area, generated waves that reached heights up to 5.5 meters offshore of Cassino, as seen from the Wave Watch III model data shown in Fig. 3.3 a. On the coast, the wave height was near 2.5 meters, as estimated by visual observations. As the cyclone moved away from the coast, the wind speed decreased on February 13<sup>th</sup> but the waves kept coming as swell.

As with other similar meteorological events that reach this area every year, this one resulted in the resuspension and transportation of mud deposits found offshore of Cassino (Calliari et al., 2007). The strong winds generated local sea waves which combined with a high swell can drive the fluid mud towards the coast. Calliari et al. (2009) suggests few mechanisms to explain the occurrence of fluidized mud in the area. In the first mechanisms, waves can liquefy the mud, upon which the waves are then damped by viscous dissipation within the fluid mud. The waves can also carry the fluid mud further onshore, even to the beach. An alternative explanation is that the historical mud deposits can be eroded during extreme storms to bring large volumes of mud into suspension. Conversely, high sediments concentrations generated by flushing of the Lagoon could also result in fluid mud being deposited on the shoreface perhaps over moderately long periods of time, which can be eventually moved into the shore. On the first deposition day, 13<sup>th</sup>, surveys indicated that the deposited area extended 5 kilometers along the beach and had an average cross-shore extension of 100m, from the shoreline towards the surf zone. The average mud thicknesses was nearly 1m but at some locations reached 1.2m.

A key element to understanding the way fluid mud reaches the shore is the Stokes drift. Wells

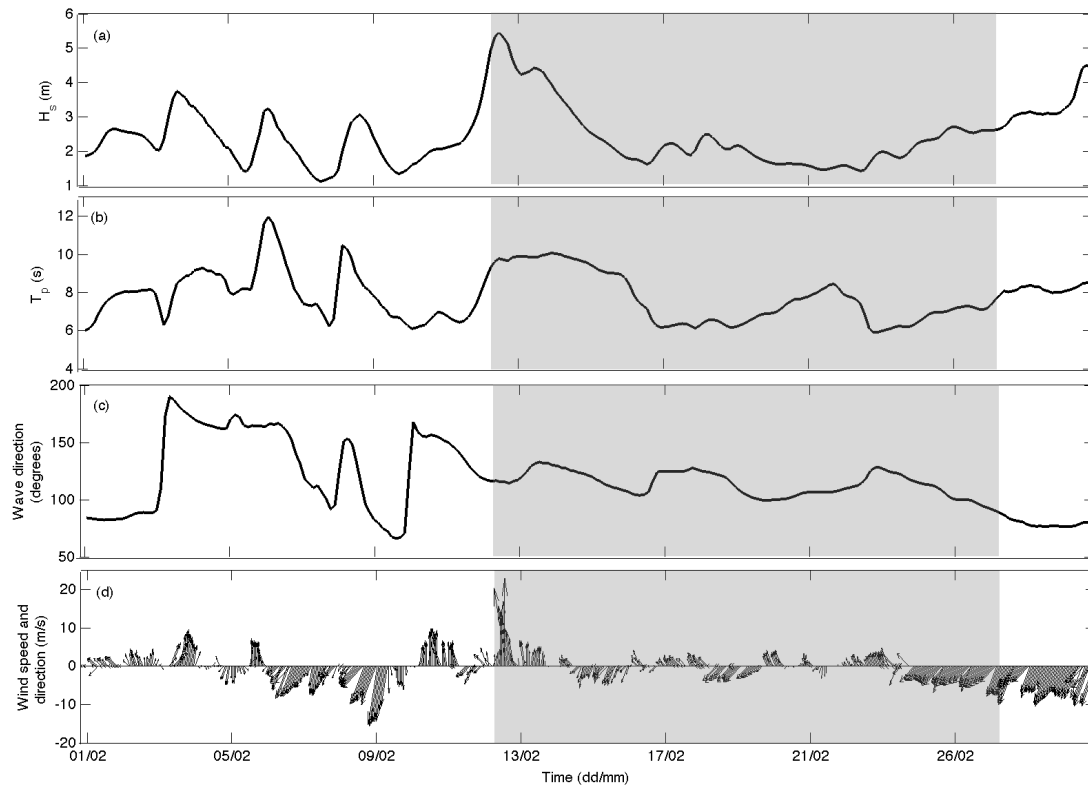


Figura 3.3: Significant wave height (a), peak period (b), peak direction (c) and wind speed and direction (d). The waves were estimated using the Wave Watch third generation model implemented by Melo et al. (2008). The wind data was collected at the Pilot station (see Fig. 3.1 for the station location), negative values indicates northern quadrants wind and positive values southern. The shaded area represents the period during which the surf zone was visually under influence of the mud deposit.

et al. (1979), Wells (1983) and Wells and Coleman (1977 and 1981) demonstrated that sinusoidal waves propagating over fluid mud bottoms could be transformed into solitary-like waves in water depths from 1 m to 5 m. The solitary-like wave formation causes a general mass transport of mud towards the beach. This mass transport would result in high water levels up on the beach face, the so called set-up (Bowen et al., 1968), however, in the present situation, fluid mud instead of water is being piled up on the beach face.

## 3.5 Data analysis and results

On the day before the mud deposition event (February 12) the surf zone looked normal as demonstrated by collection of pixel intensity time series known as timestack (Fig. 3.4a). The timestack shown at Fig. 3.4 a and b is collected at specified cross-shore locations by the Argus station. The cross-shore timestack illustrates the variations in wave amplitude (or, for the video technique, pixel intensity) at each cross-shore location through time.

The white patterns at cross-shore locations 225, 277 and 367m (Fig. 3.4 a) denote that waves are breaking at the shoreline and over the first and second bars respectively. Those patterns result in peaks in the variance intensity profiles (Fig. 3.4 a bottom). Another pattern evident in the stacks is the presence of surface waves propagating across the surf zone, the dark oblique lines with low intensity values indicate the waves' face. Both patterns were visible in all stack images during this day.

On the following day (February 13) this scenario started to change (Fig. 3.4b) as this was the first day that the mud appeared on the beach. During all timestacks on this day, the fluid mud signal could be seen at the water surface through darker values of pixel intensity throughout the surf zone (Fig. 3.4b). The mud pattern on the surface is marked by a light gray pattern close to the shoreline, between 210 and 300 m, with intensity values close to 150. The mud signal made a strong contrast between what is the "dirty" surf zone filled with fluid mud (between  $x= 210$  and 300 m) and the "clean" or "less dirty" surf zone with some fine sediment in suspension (beyond  $x= 300$  m).

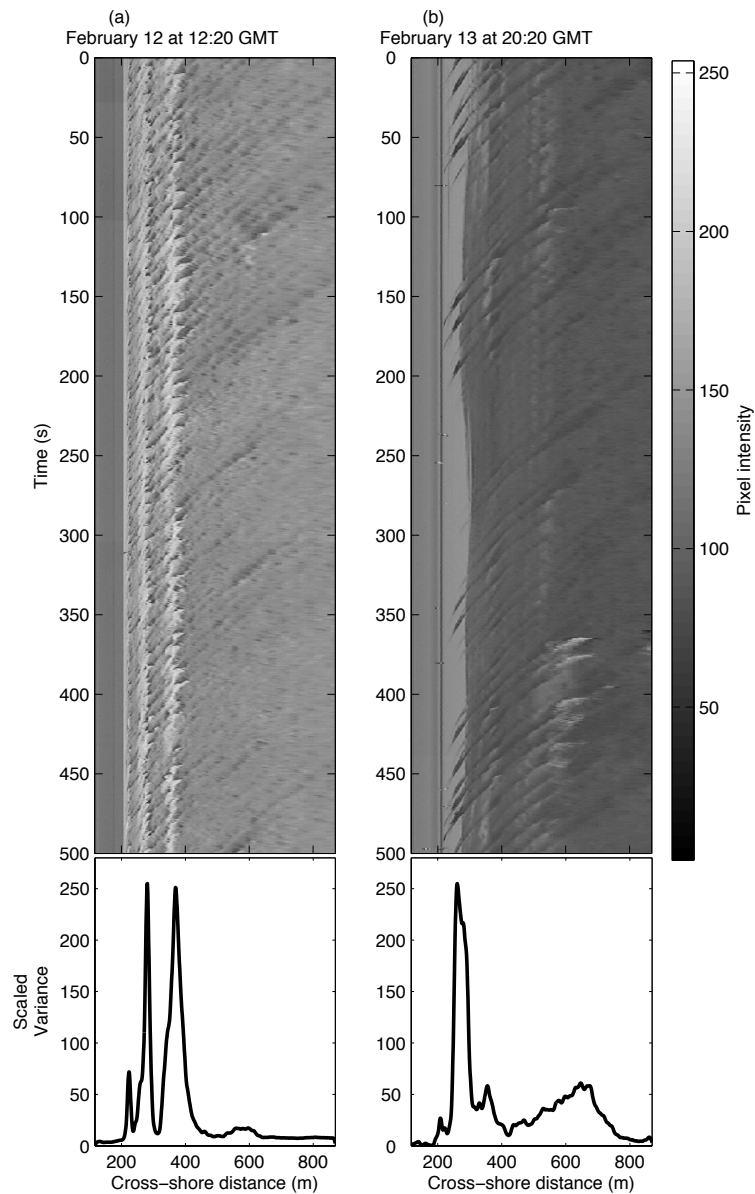


Figure 3.4: Argus cross-shore intensity timestack from February 12 at 12:20 GMT (a) and February 13 at 20:20 GMT (b). The timestack is a collection of pixel intensity time series sampled at selected locations. The slightly curved patterns are individual waves propagating onshore. Insets give the variance structure of pixel intensity for the cross-shore transect.

In addition to the mud signal, this image shows that wave breaking intensity (approximated by pixel brightness) is greatly reduced. The well-defined pattern of breaking waves at the shoreline and over the first and second nearshore sand bars shown by an intensity maxima in the day

before variance plot is largely destroyed. In Fig. 3.4b there is some white foam at the cross-shore location 600 m which barely indicates the presence of a third sand bar. It needs to be highlighted here that the absence of white pattern is due to the amount of suspended matter on the surf-zone and this does not mean that breakers are absent. Even without a clear white foam pattern over the first bar, a variance peak continues to be perceived probably due to the shoaling process over it.

Another way to look into the mud transgression effects on the surf zone is through frequency-space plots. A frequency-space plot showing the variability of the wave spectral density at each cross-shore location can be used to observe the wave signal across the surf zone. The spectral analysis of the stack gives the peak period of the incoming waves. As the waves are propagating from outside the surf zone toward the shoreline, the peak period is not expected to change. An exception occurs on occasions where harmonics are created due to non-linear interactions.

Fig. 3.5 shows a sequence of frequency-space plots during the first three days of the mud deposition event. On the day before the deposition (February 12) the spectral peak is constrained between  $x=200$  and  $400\text{m}$  and is most clearly defined at  $0.11\text{Hz}$ , approximately 9 seconds (Fig. 3.5a). According to the WWIII wave model data (Fig. 3.3b) it was expected wave periods lower than 10 seconds for this day. On the following day, the spectral peak has changed to  $0.08\text{ Hz}$  which results in an increase in the peak period to approximately 12.5 seconds, higher than the 10 seconds estimated by the WWIII (Fig 3b), been most visible over the first bar. As mentioned in section 3.3, this day was characterized by a swell which can be seen in the frequency-space plots (Fig. 3.5b) and the time-stacks (Fig. 3.4). In Fig. 3.4 this difference can be observed by comparing the dark sloping lines representing individual waves approaching the shoreline from offshore in both images, a and b. In Fig. 3.4b the distance among the traces are greater than at Fig. 3.4a, this information combined with the peak period estimated from Fig. 3.5c characterizes a swell.

Besides changes in wave period, the frequency-space plot shows the signal loss of surface waves along the sequence shown at Fig. 3.5. If the frequency of incoming waves is selected outside the surf zone (between  $x = 600$  and  $800\text{m}$ ) and tracked along the frequency-space plots, it is possible to see some modification of it. On the first deposition day when the waves were high and the mud was resuspended, transported and kept close to the shoreline, the incident peak

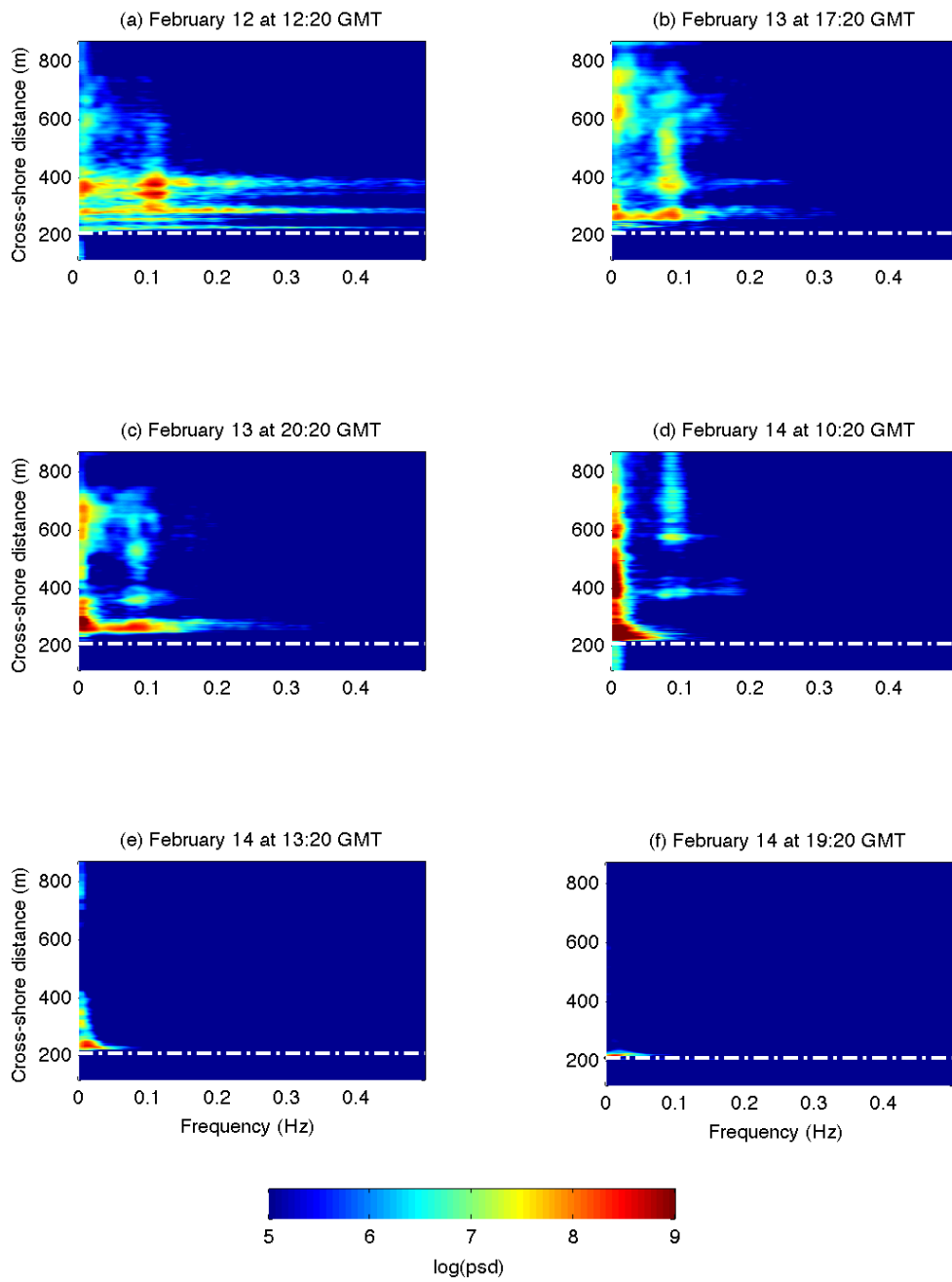


Figure 3.5: Frequency-space plots of Argus intensity data at the day before the mud deposition and during the the first two days of the deposition event. The dot dashed line corresponds to the shoreline location.

period did not suffer any major changes: the spectral peak was still at the same frequency and could be found either at  $x=600$  or between  $x=400$  and  $300\text{m}$  (Fig. 3.5b and 3.5c). However, on February 14 this pattern started to change, from 10:20 until 19:20 GMT there is a loss of the spectral energy across the surf zone (Fig. 3.5d, 5e and 5f). On Fig. 3.5d and 5e, a spectral peak still can be seen at the offshore limit of the frequency-space plot but disappears in Fig. 3.5f.

Fig. 3.6a shows the profile measured near the Villa Moura Hotel at the first deposition day when the mud was kept close to shoreline. Due to limitations on the methodology it was just possible to survey the profile until the depth of 1.6m and the distance of 410m which corresponded to the edge between the dense fluid mud and the normal surf zone. The fluid mud during this day was deposited on the inner surf zone, covering the first bar-trough system. Fig. 3.7 shows the fluid mud thickness, which reached a maximum of 1.2m on the second deposition day (Fig. 3.7b) and was just possible to be measured due to its high density. From Fig. 3.6a and 3.7b it can be observed that the fluid mud occupied the entire water column giving a thickness/depth ratio of 1. It is important to note that although it was not possible to survey the profile right in front of the Argus video cameras on the first day, the situation there regarding mud thickness was the same (Fig. 3.6a): the mud thickness/depth ratio was estimated to be closer to 1 with its offshore limit at 100m from the shoreline.

Short elevations of the sea level, probably caused by surge and wave set up, caused the mud to be deposited upon the beach face (Fig. 3.6a and 3.6b). The material deposited upon the beach face had just few centimeters of thickness and few meters of width. Fig. 3.6a and Fig. 3.6b show that the mud profile changed its thickness and extension across the surf zone. On the February 14, again, due to limitations in methodology, the profile was surveyed until a depth of 2.2 m which almost reached the second bar crest. The maximum cross-shore distance reached on this day was 350m, 140m from the shoreline.

Eight days after the deposition (on February 20) the mud remained on the profile (Fig. 3.6c). The profile on this day was surveyed further than the other and reached a distance of 395m from the bench mark. The echosounder data represented by dashed lines is also shown at Fig. 3.6c. The figure analysis shows that the mud covered the entire surf zone profile from the inner trough towards what seems to be the beginning of the third bar. Although only a little stretch of the profile was surveyed by an echosounder the offshore limit of the mud was not found. It is

believed that this limit is beyond the surf zone and might be located in the inner shoreface.

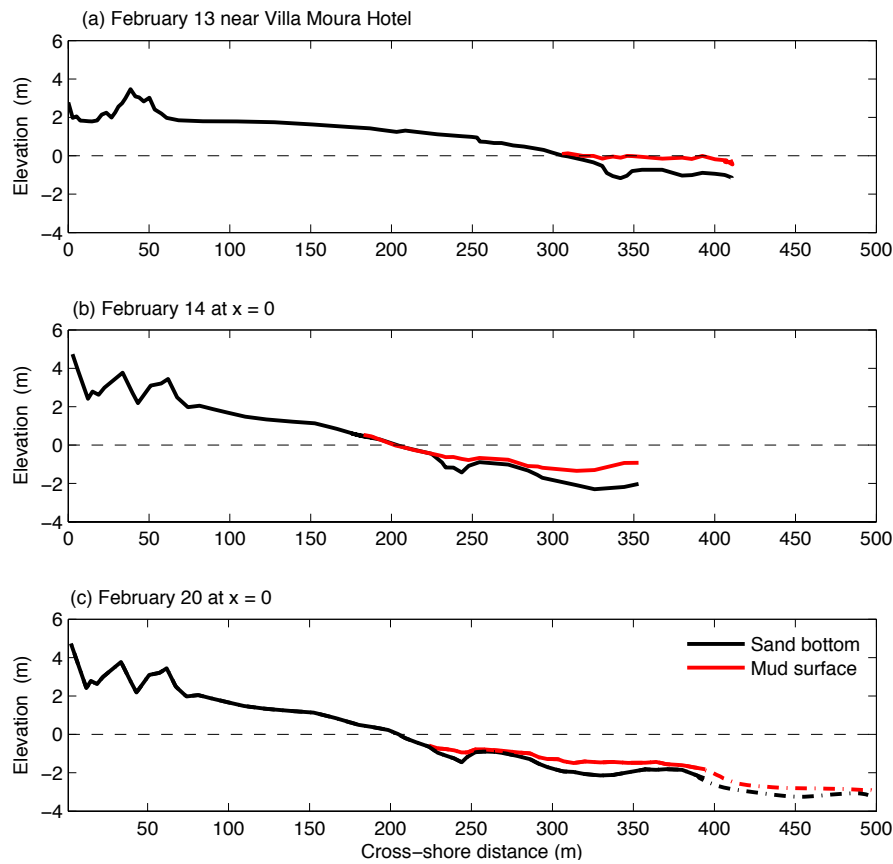


Figura 3.6: Beach profiles measured on (a) February 13 near Villa Moura Hotel (see Fig. 3.1 for its location) and February 14 (b) and 20 (c) at  $x=0$  of the Argus coordinate system. Cross-Shore distance are relative to a bench marks placed on the fore dunes. The elevation is relative to the Brazilian geodesic vertical datum (BGVD). The dashed line represents the mean see level relative to the datum. The dashed dot lines at (c) represents the sand bottom and the mud surface measured with the echosounder.

Using the profiles presented at Fig. 3.6a it was possible to calculate the overall volume of fluid mud deposited on the profile as  $68 \text{ m}^3/\text{m}$ . Combining the information about the mud deposition event presented at section 3.3 and the calculated volume it is possible to infer the total volume deposited upon the beach and surf zone along the 5 kilometers is  $340.000 \text{ m}^3$ . It needs to be highlighted that this number is an extrapolation that considers the same beach profile along shore and uniform slope and shape as well as an offshore mud limit of nearly 100m, which may be not true due to limitations in the methodology used to survey the profile but clearly this is a



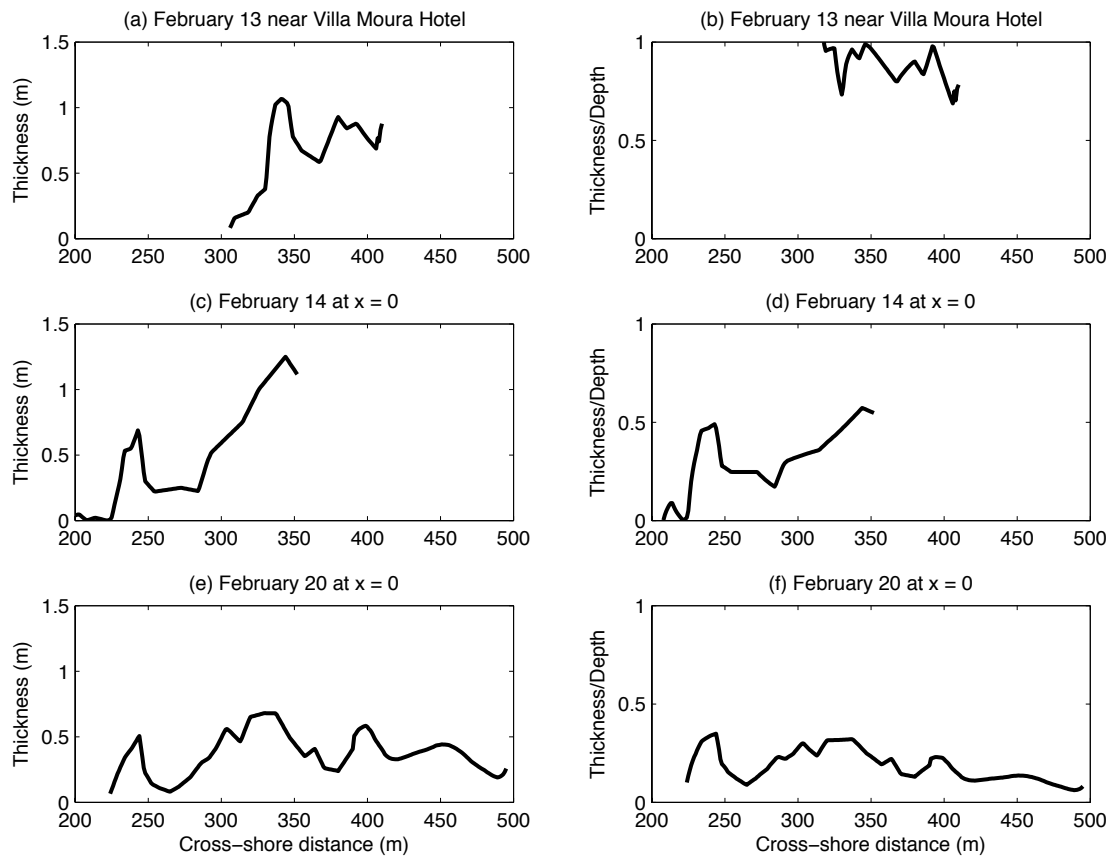


Figure 3.7: Column on the left: fluid mud thickness for each one of the profiles presented at Fig. 3.6. Column on the right: thickness/ depth ratio.

significant deposition that should impact surf zone wave processes.

Fig. 3.8 shows the suspended matter weight collected at the inner surf zone stations along the beach during the first eight days of the deposition, where station 3 is near the Villa Moura Hotel and station 10 is in front of the Argus station. From Fig. 3.8a it can be seen that the first day was the day with the highest concentration (Station 8, 12g/l). On this day, the fluid mud was detected in the surf zone over 5 kilometers alongshore. The general pattern of distribution of suspended matter collected on the first day resembles a Gaussian distribution, this leads to the conclusion that the material gets concentrated over the central deposition area. Stations 1, 2 and 13 represent the edge of the deposit during the first day and display high suspended matter concentrations. Beyond these points, there were no mud deposits in the surf zone or

on the beach. This scenario changed on the next day when the mud started to migrate. The migration pattern was marked by the increase and decrease of suspended matter concentrations respectively at the southern and northern edge of the deposit as displayed in Fig. 3.8a. and 3.8c which indicates a migration of 1.5 Km to the south. The lowest suspended matter concentration was found on the eighth day after the mud had settled, as will be discussed in the next section.

The suspended matter collected during the deposition had its content of organic and inorganic material determined as well as its density. The organic content ranged from 21 to almost 89 percent and the inorganic ranged from 11 to 79 percent, the highest value of organic matter was found at station number 5 resulting in the lowest inorganic content. The material density ranged from 1.03 to 1.45 ( $\text{Kg}/\text{m}^3$ ), from approximately salt water to what it is being considered here as fluid mud.

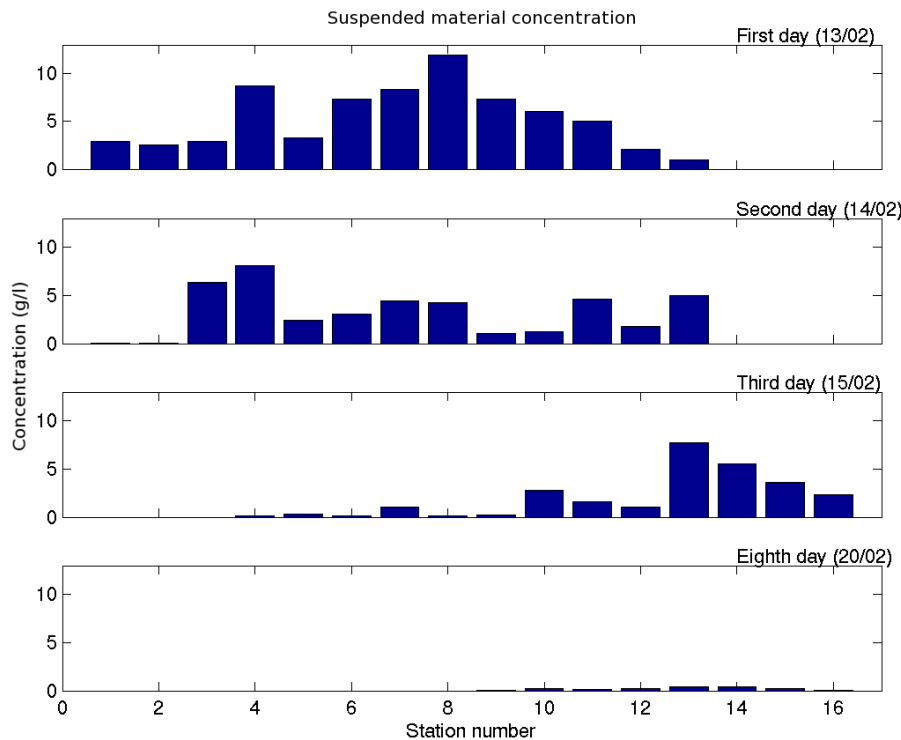


Figura 3.8: Suspended matter weight collected at the inner surf zone along the beach at the first (a), second (b), third (c) and eighth day (d) of the mud deposition. Stations numbers are ordered from the most northern one (station 1) to the most southern one (station 16).

## 3.6 Discussion

The mud deposition process changed the normal surf zone behavior as demonstrated in the time stack plots (Fig. 3.4) and in the frequency-space plots of intensity data (Fig. 3.5). In Fig. 3.5 it is possible to observe the peak period of the surface waves that propagate across the surf-zone. Although the spectra peaks do not change its frequency, the spectral energy is attenuated across the surf-zone. This behavior detected on February 14 is believed to be caused by a fluid mud layer on top of the natural sandy bottom as demonstrated on Fig. 3.6b and 3.6c. It is important to notice that the attenuation detected is estimated by intensity data collected with a video camera, whose value oscillates according to the wave passage across a single pixel.

The described situation represents a two layer system consisting of a water layer covering fluid mud in a sharp contact with a sandy bottom. A number of physical mechanisms of wave dissipation over muddy bottoms based on different models of sediment rheology have been proposed. However a common point among them is the requirement for the waves to be in intermediate to shallow water so that the wave-induced pressure extends from the water surface to the bottom (Dean and Dalrymple, 1991; Dalrymple et al., 2008). Gade (1958) was the first to study the effects of a nonrigid bottom on the surface waves in shallow water. The refereed author employed a two-layer model, in which the water layer was assumed to be inviscid and the mud layer to be viscous. Gade's experiment showed that 80 % of wave energy can be dissipated within a few wavelengths. The two-layers approach have also been the subject of others studies such as the work of Darymple and Liu (1978) and Ng (2000).

Despite the fact that wave attenuation is based on observed intensity data and on spectra instead of wave height, some indicators provide evidence that the attenuation process is close to 100%. It needs to be highlighted here that even though the model wave height data decrease from 5.5 on February 13 to 4.5 on February 14 (Fig. 3.3) significative energy still get to the beach. A close look at Fig. 3.9 (stacks that originated Fig. 3.5) it is possible to notice that, as the time pass, fewer waves (actually traces of wave crests) are detected. The absence of a spectral peak within the spectra range attributed to surface water waves in Fig. 3.5f indicates that no wave is propagating across the stack. Additionally Fig. 3.9 denotes the total absence of swash motions. In normal conditions, as the waves approach the shore most of its energy is

dissipated across the surf zone by wave breaking. However, a portion of the energy still gets to the shoreline causing swash movements and its dissipation and reflection upon the beach face. This would lead to the occurrence of white foam up and down the beach face resulting in an undulated behavior as can be seen at Fig. 3.4a. Such behavior is not displayed on Fig. 3.9 during the mud deposition event indicating that almost 100% of the energy has been attenuated before reaching the shoreline.

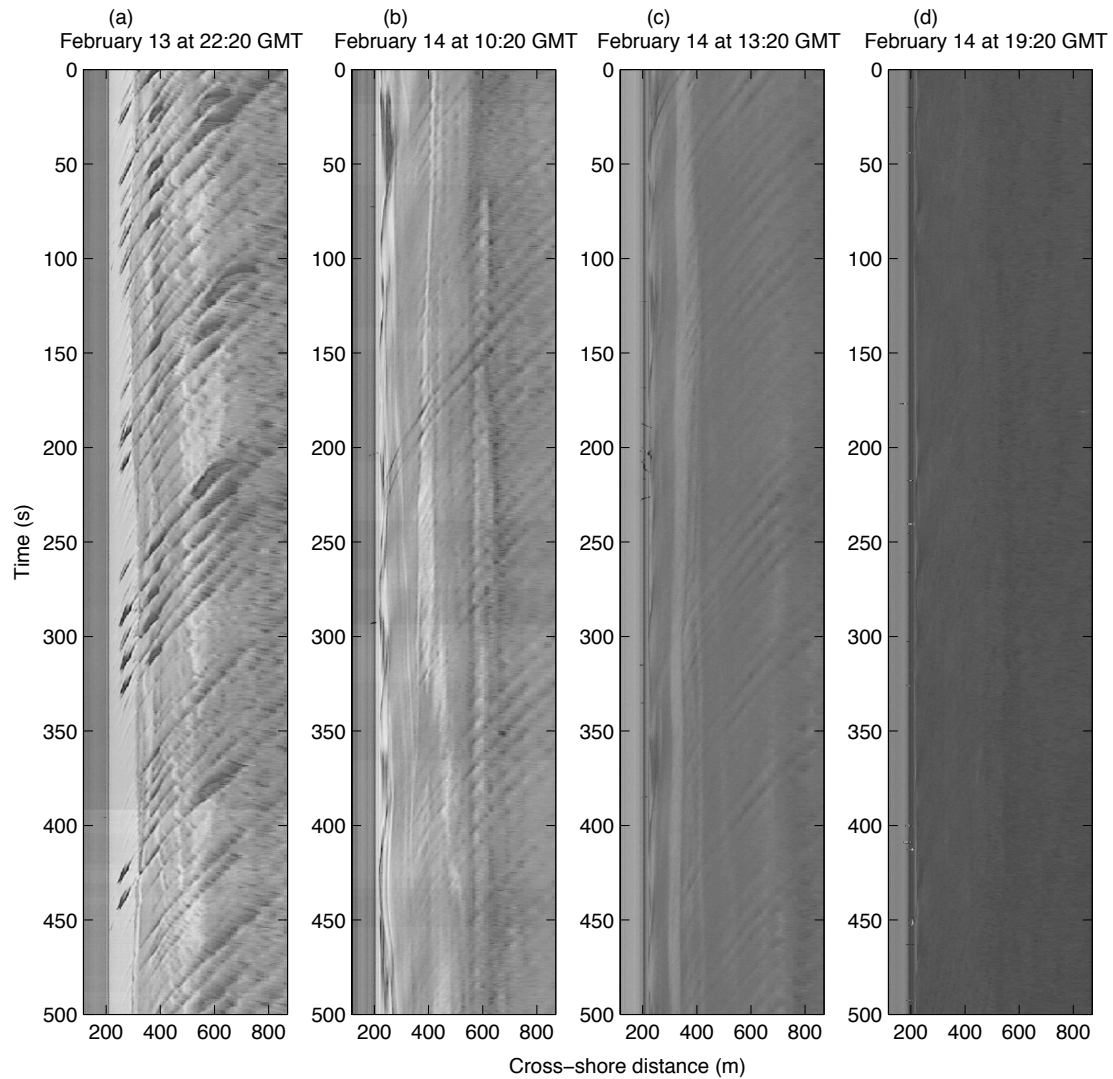


Figura 3.9: Argus intensity timestack from (a) February 13 at 22:20 GMT and February 14 at (b) 10:20, (c) 13:20 and (d) 19:20 GMT.

Although real wave data was not available for Cassino beach during this period of time, the WWIII model data indicated that the swell did not end on February 14 (Fig. 3.3a), the predicted offshore wave height for this day was around 4m. The peak direction presented at Fig. 3.3c also indicates that the waves were from southeast ( $130^\circ$ ), almost shore normal. Visual time exposures (Fig. 3.10 right side) indicated that there was at least four active breaking lines in front of Villa Moura Hotel on February 14, meaning that there were waves that could be seen in the surf zone in areas without mud which in turn corroborates the mentioned wave attenuation at the Argus station.

A few months after the deposition discussed here, in April of 2008, Vinzon and collaborators (2008) measured density profiles and deployed wave measurements along a transect at the shoreface right in front the Argus station, from the 18m to 4.5m depth contour. Their results indicated that mud still present over the shoreface could cause damping on the order of 40% of the wave height, being the first authors to get field data of wave height reduction by fluid mud attenuation in the area.

In addition to the decrease of wave traces in the intensity stacks, the optical signal of mud on the surface has been lost. As mentioned before, it was possible to detect the mud by video using its surface signal. This is corroborated by the integrated analysis of figures 3.6, 3.7, 3.8 and 3.9. The light gray tone on Fig. 3.9a located between  $x=200$  and  $300\text{m}$  is the fluid mud showed in Fig. 3.8a with suspended matter concentrations close to  $6\text{ g/l}$  (station 10). This fluid mud occupies the entire water column as seen in Fig. 3.7b. This same pattern found over the stack in Fig. 3.9a is lost as time passes (Fig. 3.9b through d) indicating the signal loss of mud on the surface, which in turn reduces the suspended matter concentration to  $1.25\text{ g/l}$  (Fig. 3.8b). This signal loss is better illustrated by the profile at Fig. 3.6b where the mud is lying over the sandy bottom forming a double layer system.

These results are corroborated by similar observations by Kineke et al. (2006) when studying resuspension and deposition patterns of cohesive sediments during cold front passages in the Gulf of Mexico. These authors described that during pre-frontal conditions when wave energy increases, sediment is resuspended, mixed and transported onshore. Post-front conditions also result in onshore transport and formation of a high concentration bottom layer increasing wave attenuation, which coincides with the formation of near-bottom suspensions. The sequence

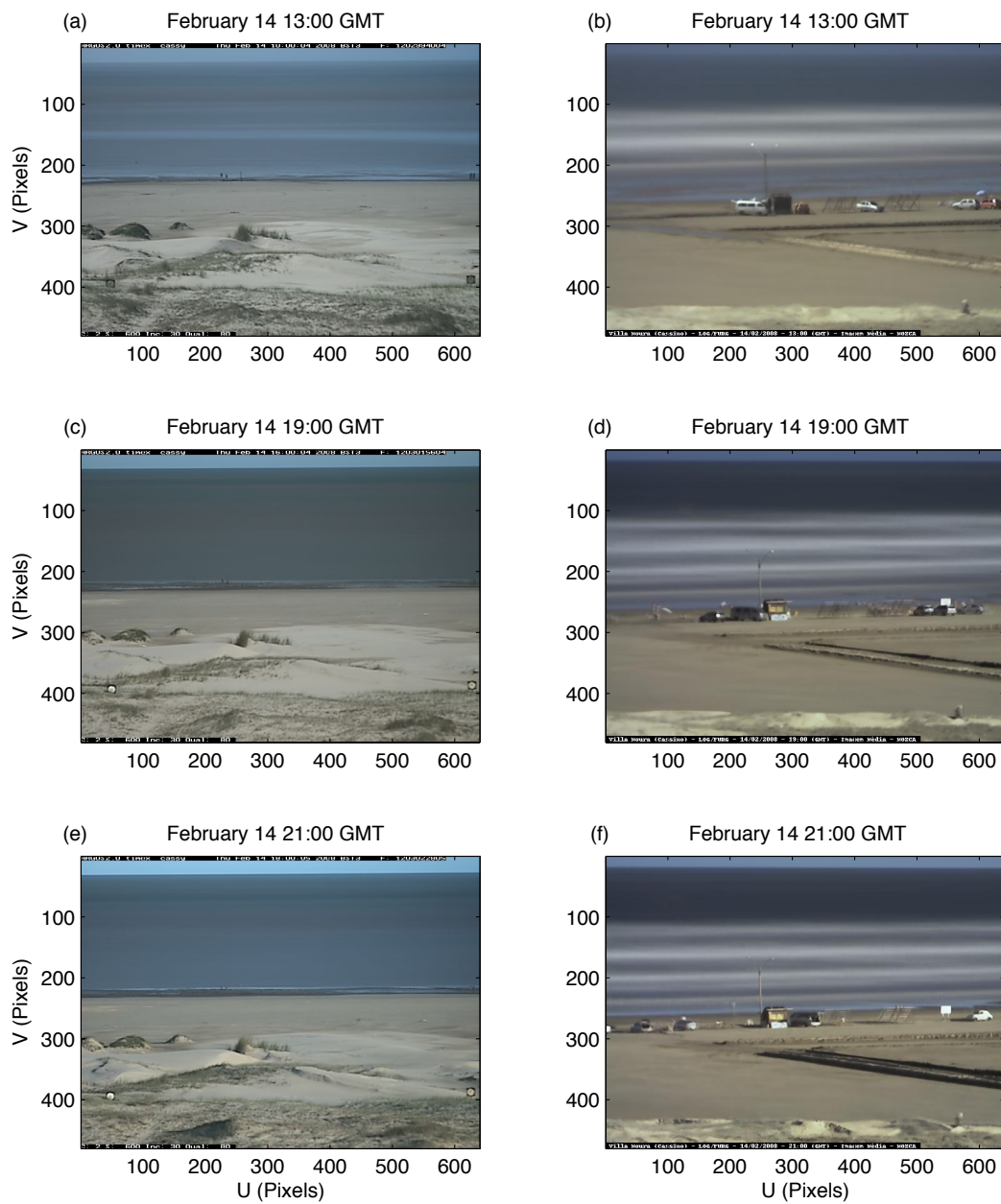


Figure 3.10: Time exposure images of Cassino beach from the Argus station (left column) and from an equivalent system installed at the roof of Villa Moura Hotel (right column). The two stations are three kilometers apart from each other. The images were captured simultaneously at 13:00 (a and b), 19:00 (c and d) and 21:00 GMT (e and f).

described by Kineke et al. (2006) is similar to the processes occurring respectively at the days before and after the deposition at Cassino beach. These authors state that the cold-front passages create a positive feedback mechanism where sediment is transported onshore by the waves (pre-front and pos-front) which in turn are attenuated through the interaction with the high suspended concentration and the unconsolidated bed.

Analysis of Fig. 3.5 and Fig. 3.6 indicates that this mechanism also occurs at Cassino beach and leads to the creation of a conceptual scheme (Fig. 3.11). During the beginning of the process (first day), the mud signal on the surface indicates the presence of fluid mud causing high wave attenuation only at inner surf zone (first step). High waves in the outer surf-zone keep the mud close to the shoreline due to wave mass transport. As the wave height decreases (second day) the energy to maintain the mud at the inner surf zone also decreases and the deposit starts to settle and migrate offshore as a gravity driven flow creating a double layer system (second step). At this stage, as show on Fig. 3.5 (from d trough f ) the attenuation process occurs in a scale of hundred meters (third step).

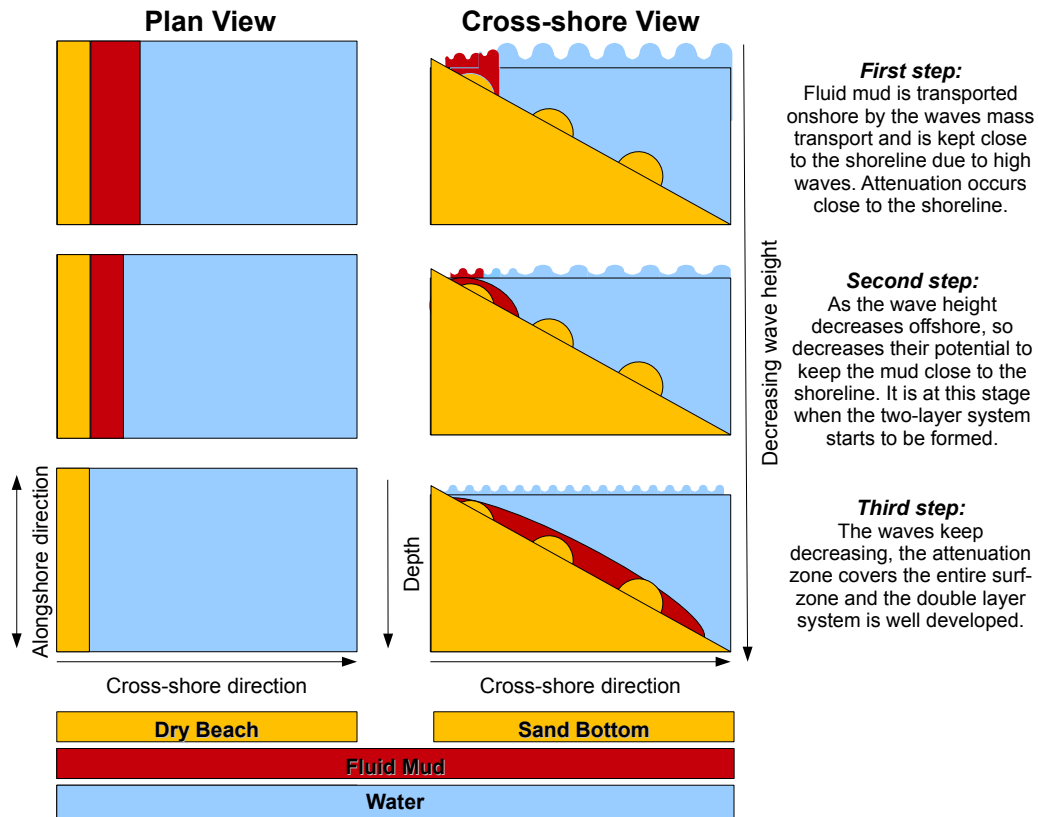


Figura 3.11: Conceptual scheme of the mud evolution after it has been transported toward the shoreline. As the wave height decreases the attenuation zone on the surf-zone increases. The left side of the figure brings a plan view and the right side a cross-shore view.

An issue that still remains is if the mud migrates as a “massive block” or as “patches” of fluid mud. Some peculiar low frequency oscillations in the most landward intensity patterns (Fig. 3.9a and b) suggest that mud is migrating as patches on time intervals as short as few minutes. However in order to clarify this aspect, a continuous collection of suspended matter across the surf zone or the deployment of an array of optical backscatter sensors is needed.



### 3.7 Summary and conclusion

The Argus video-based system at Cassino demonstrated that remote detection of fluid mud is possible as well as quantify its effect on the nearshore dynamics. The combination of beach profiles, measurements of suspended matter concentration and intensity timestacks allowed the analysis of the short time evolution of the mud depositional processes and its effect on the surf-zone. In short, after resuspension, mud undergoes onshore transport and is kept in the entire water column by wave energy from the outer surf-zone. As the wave energy decreases, the mud settles and migrates offshore as a density driven flow originating a two layer system, in which a viscous mud layer is underneath the water column and overlies a sandy bottom. This system enhances wave attenuation through a strong positive feedback mechanism which dumps nearly 100% of the initial wave energy. This two-layer system coincides with the loss of the surface wave signal which in turn results in the attenuation of the incident peak period band measured from frequency-space plots.

While not accurately comparable to conventional field survey techniques, video based methods are less expensive, can be sampled more frequently, for longer periods of time and require simple logistics. Due to the unpredictable occurrence of the mud deposition process on Cassino beach, such characteristics are essential as demonstrated during the field study of coastal dynamics on a muddy beach in 2005 (Holland et al., 2009). This unpredictability makes the deployment of fixed equipment on the surf-zone very exhaustive and expensive thus encouraging the use of remote sensing video-techniques.

### 3.8 Acknowledgements

Special thanks goes to Timothy Kooney, John Stanley and Steven Spansel who helped the Argus station *Cassy* to become “alive” and “see” a mud deposition event. We would like also to thank Neusa Pacheco and Glória Canteiro for their help with the suspended matter analysis as well as to Susana Vinzon to her collaboration over all the phases of the present work. The first author would like to express his gratitude to CAPES for the scholarship and to the Rio Grande Pilots Station to make wind data available through a collaborative effort with the LocFis/FURG.

This work was made possible through grants by the Office of Naval Research (N00173-05-1-G26, N00173-04-1-G901 and N00014-04-1-0274) administered through the ONR International Field Office.



# Capítulo 4

## Alterações das ondas de gravidade causadas pela presença de lama fluida na zona de surfe

A ser submetido para o *Journal of Geophysical Research* ou para *Coastal Engineering*

P. S. Pereira<sup>1,2</sup>; R. A. Holman<sup>3</sup>; L. J. Calliari<sup>4</sup>; N. G. Plant<sup>5</sup>; K. T. Holland<sup>6</sup>; J. C.  
Winterwerp<sup>7</sup>; R. M. C. Guedes<sup>8</sup>

---

<sup>1</sup>Autor correspondente: praia@log.furg.br;

<sup>2</sup>Laboratório de Oceanografia Geológica. Instituto de Oceanografia. Universidade Federal do Rio Grande

<sup>3</sup>College of Oceanic and Atmospheric Sciences. Oregon State University

<sup>4</sup>Laboratório de Oceanografia Geológica. Instituto de Oceanografia. Universidade Federal do Rio Grande

<sup>5</sup>United State Geological Survey

<sup>6</sup>Naval Research Laboratory

<sup>7</sup>Deltares

<sup>8</sup>University of Waikato. Department of Earth and Ocean Sciences

## 4.1 Introdução

As ondas de superfície, cuja a aceleração da gravidade é a força restauradora, podem ser geradas localmente formando as vagas ou longinquamente, a milhares de quilômetros da costa, originando as ondulações, chamadas na lingua inglesa de *swell*. Devido ao efeito dispersivo das ondas próximo ao centro de geração, as mesmas se propagam em diversas direções podendo haver propagação rumo a costa.

Ao entrarem em águas intermediárias, onde a razão entre a profundidade e o comprimento de onda encontra-se entre  $1/2$  e  $1/20$ , ou em águas rasas, onde a referida razão encontra-se abaixo de  $1/20$ , as ondas começam a sentir o fundo passando a interagir com o mesmo. É durante essa interação que processos físicos como refração, difração, empolamento e dissipação começam a tornar-se importantes.

O aumento da importância dos referidos processos em águas rasas traz inúmeros reflexos às características dos movimentos ondulatórios, sobretudo na amplitude, trajetória das partículas de água, direção, comprimento, velocidade e conseqüentemente sobre sua energia. A magnitude dessas alterações varia principalmente devido a dois fatores: a batimetria e tipo de fundo.

A diversidade das cotas batimétricas da antepraia, onde ocorre o predomínio das águas intermediárias, está comumente relacionada ao passado geológico. É nesse passado que feições morfológicas como cânios submarinos e altos topográficos submersos, indicativos de antigas linhas de costa, foram formados. Além das diferentes cotas relacionadas a herança geológica, a profundidade da antepraia pode também ser influenciada pela presença de estruturas recifais que podem apresentar um sentido de crescimento tanto vertical quanto horizontal. De maneira geral, a batimetria apresenta forte influência sobre a altura e direção das ondas atuando principalmente na concentração e dispersão de energia.

Já o tipo de fundo, sobretudo o seu estado, pode causar alterações nas características das ondas que ocasione a redução da energia das mesmas. Na maioria dos casos, em ambientes de fundos arenosos, os efeitos da fricção entre as ondas e o fundo são considerados secundários (Kaihatu et al., 2007). Em uma escala espacial típica da zona de surfe a dissipação por meio da quebra tende a prevalecer sobre as taxas de dissipação por meio da fricção com o fundo. Em grande escala, da ordem de 100km, a perda de energia das ondulações através do atrito com o

fundo pode alcançar valores bem significativos como 50 a 75%, em situações onde as ondas de superfície interagem com micro-ondulações presentes no fundo (Ardhuin et al., 2003).

Por sua vez, a eficiência dos fundos coesivos sobre dissipação das ondas de gravidade já é bastante conhecida, podendo ultrapassar 95% de atenuação da energia das ondas. Experimentos de laboratório ilustraram que a dissipação das ondas pela presença de lama fluida sobre o fundo rígido pode chegar a 80% (Gade, 1958) em uma distância equivalente a apenas alguns comprimentos de onda. Através de medições de ondas realizadas em campo, estudos já reportaram atenuação de ondas em torno de 90% (Wells e Coleman, 1981) e 95% (Mathew et al., 1995) na costa do Suriname e da Índia, respectivamente.

Em circunstâncias peculiares, a lama fluida pode ser transportada em direção a costa seja em suspensão ou na forma de uma camada fluida de fundo. Em situações de elevada dinâmica, esse material pode preencher toda a zona de surfe e até mesmo ser lançado sobre o pós-praia. É durante esse processo que determinados trechos da zona de surfe podem vir a ser totalmente ocupados pela lama fluida, criando um ambiente cujo fluido passa a apresentar elevada densidade e viscosidade.

Assim, o presente estudo visa quantificar as alterações sofridas pelas propriedades físicas das ondas ao se propagarem por uma zona de surfe interna que apresenta lama fluida ocupando toda a coluna de água. O interesse particular será sobre as alterações sofridas pelo número de onda e celeridade quando da propagação das ondas em um fluido altamente viscoso. Primeiramente, será apresentado na sessão 4.2 a teoria linear de propagação de ondas que leva em conta um fundo rígido, além da propagação de ondas sobre fundos lamosos. Ainda nessa sessão, será introduzido um modelo inédito na literatura que retrata a propagação de ondas em um fluido viscoso. Seguindo essa sessão teórica, será apresentada a técnica de vídeo a ser utilizada para alcançar o objetivo (sessão 4.3). Na sessão 4.4 será apresentado o estudo de caso para a praia do Cassino bem como os resultados da técnica de vídeo. Seguindo, a sessão 4.5 trará a discussão das observações. Por fim a sessão 4.6 resumirá as principais descobertas.

## 4.2 Teoria

### 4.2.1 Teoria linear de ondas

A teoria linear de propagação de ondas, também conhecida como teoria de Airy, por ter sido primeiramente publicada por Airy em 1841, fornece uma descrição linear da propagação de ondas de gravidade na superfície de um fluido homogêneo. A teoria assume uma profundidade média uniforme e considera o fundo rígido e o fluido inviscido, incompressível e irrotacional.

A elevação da superfície livre, segundo a teoria linear, tem forma senoidal e pode ser expressa como

$$\eta = A \sin(kx - \omega t), \quad (4.1)$$

onde  $A$  é a amplitude,  $k = 2\pi/L$  (ou  $1/L$ ) é o número de onda e  $\omega = 2\pi/T$  representa a frequência angular. Os parâmetros  $L$  e  $T$  representam características básicas do movimento ondulatório que são o comprimento de onda e o período, respectivamente. Essa equação permite afirmar que a superfície livre é periódica tanto no tempo quanto no espaço ( $\omega$  e  $k$ ).

Uma relação importante oriunda da teoria linear é a chamada relação de dispersão para ondas (Lamb, 1932). Essa relação estabelece que existe apenas uma relação entre  $\omega$ ,  $k$  e  $h$ , onde  $h$  é a profundidade. Uma vez que duas dessas variáveis são conhecidas a terceira pode ser encontrada por meio da seguinte expressão matemática que representa a equação de dispersão:

$$\omega^2 = gk \tanh(kh); \quad (4.2)$$

sendo  $g$  é a aceleração da gravidade. A partir dessa equação, uma série de outras relações podem ser originadas, dentre elas a relação de que a velocidade de fase da onda, expressa por  $c$  (celeridade), pode ser representada como sendo a razão entre a distância viajada pela onda ( $L$ ) e o tempo levado para percorrer tal distância ( $T$ ):

$$c^2 = \frac{L^2}{T^2} = \frac{\omega^2}{k^2} = \frac{g}{k} \tanh(kh). \quad (4.3)$$

De acordo com a profundidade,  $h$ , a Eq. (4.3) pode ser reduzida a Eq. (4.4) quando da

propagação das ondas em água rasa:

$$c^2 = gh, \quad (4.4)$$

considerando-se águas rasas regiões onde  $h/L < 1/20$  levando a  $\tanh(kh) \approx kh$  (Dean e Dalrymple, 1991).

### 4.2.2 Propagação de ondas sobre fundos lamosos

Fundo lamosos estão presentes em diversas regiões ao redor do globo (Holland e Elmore, 2008) causando acentuada atenuação das ondas de gravidade. Com a finalidade de compreender os processos envolvidos na atenuação das ondas, diversas teorias e modelos de dissipação foram criadas (e.g. Gade, 1958; Dalrymple e Liu, 1978; Foda et al. 1993; e Ng., 2000). A principal diferença entre os modelos desenvolvidos está nas propriedades *reológicas* dos sedimentos (seu estado) podendo estes serem tratados como elásticos, plásticos, viscosos e poro-elásticos (Elgar e Raubenheimer, 2008). Já a principal semelhança está no fato de que o movimento ondulatório das ondas interage diretamente com o fundo.

A abordagem típica desses modelos foca em um processo físico específico dominante, definido pelo estado e composição do fundo. Gade (1958) foi um dos primeiros a estudar os efeitos de fundos viscosos sobre as ondas de gravidade. Para chegar a conclusão de que cerca de 80% da energia da onda decaía de forma exponencial em uma distância inferior a três comprimentos de onda, Gade realizou um experimento onde uma camada de fluido viscoso de alta densidade estava depositada sob de uma camada inviscida e sobre um fundo rígido. No seu estudo, Gade encontrou que o decaimento da altura das ondas apresenta um valor máximo quando  $d(\sqrt{\omega/2\nu_2}) = 1.2$ , onde  $d$  e  $\nu_2$  equivalem a espessura e a viscosidade da camada viscosa, respectivamente,  $\sqrt{\omega/2\nu_2}$  representa a espessura da camada limite entre os dois fluidos.

Ainda de acordo com Gade (1958) a energia média total transportada por onda por unidade de área pode ser expressa por:

$$E = \frac{1}{2} \rho g (a_o e^{-k_i x})^2, \quad (4.5)$$

onde  $\rho$  é a densidade da água do mar,  $a_o$  é a amplitude da onda na origem,  $k_i$  é o número de onda imaginário. Como pode ser observado pela equação acima, a atenuação da energia de



onda ocorre devido a parte imaginária do número de onda,  $k_i$ . De acordo com Dalrymple e Liu (1978), o processo sugerido de atenuação para esse caso é composto de duas partes, uma onde a pressão exercida pelas ondas da superfície atua sobre a velocidade vertical da interface e outra onde devido ao atrito entre as duas camadas. Em casos onde a espessura do fluido viscoso é razoavelmente maior que a camada limite entre os dois fluidos ( $d(\sqrt{\omega/2\nu_2}) > 1$ ) o primeiro desses dois mecanismos é mais importante (Dalrymple e Liu, 1978) .

Ampliando o modelo de duas camadas desenvolvido por Gade (1958), Dalrymple e Liu (1978) expandiram os resultados para águas mais profundas. De acordo com os pesquisadores, o máximo da atenuação ocorre quando a espessura da camada viscosa é 30% maior do que a espessura da camada limite.

### 4.2.3 Propagação de ondas em fluidos viscosos

A seção anterior ilustrou a propagação de ondas sobre fundos lamosos em sistemas denominados de duas camadas. Diferente da referida sessão, a presente tem como finalidade explicar a propagação de ondas em casos onde toda a “coluna de água” está preenchida por lama fluida. Tal caso é considerado bastante raro na natureza mas conforme mostrado por Pereira et al. (2010) existem situações onde uma combinação de fatores gera uma situação onde dois fluidos de densidades e viscosidades diferentes possam ficar lado a lado. Isso ocorre na praia do Cassino, RS, Brazil (Latitude: 32° 11' 30" S, Longitude: 52° 9' 30" W) onde, em certas circunstâncias, depósitos de lama fluida, que são comumente encontrados na antepraia, são resuspendidos e transportados em direção a zona de surfe. Devido a assimetria das ondas e a tensão de radiação, o material tende a se depositar próximo a linha de praia, ocupando toda zona de surfe interna. É nesta região onde as ondas são completamente atenuadas em menos de 100m.

Neste caso, por se tratar de um fluido viscoso, a teoria linear de ondas não é mais valida para a região da zona de surfe da praia do Cassino, a qual apresenta lama fluida como meio de propagação de ondas, em raras circunstâncias, fazendo-se necessário o uso de teorias que levem em consideração os efeitos da viscosidade nas características das ondas. Esse problema trata de um problema físico clássico e já bastante explorado.

Com o intuito de melhor lidar com o problema encontrado na praia do Cassino, será aqui

utilizada uma equação de dispersão para ondas em um meio viscoso ainda inédita na literatura científica desenvolvida por *Joahn C. Winterwerp (inédito)* e cuja a derivação encontra-se em anexo (Apêndice B). Para chegar na equação de dispersão de ondas em fluido viscoso é considerado que as ondas longas se propaguem em um fluido cuja a viscosidade seja constante, a profundidade ( $h$ ) considerada rasa e o fundo plano horizontal.

A partir da solução da equação de momento assumindo soluções harmônicas e aplicação das condições de contorno, bem como resolvendo a integral da equação da continuidade, chega-se a equação de dispersão de ondas em águas rasas para um fluido viscoso sobre um fundo plano:

$$\frac{k}{\omega} = \frac{(k_r + ik_i)}{\omega} = \frac{1}{c} + i \frac{k_i}{\omega} = \sqrt{\frac{m}{gmh + g \tanh(mh)}}, \quad (4.6)$$

onde  $c$ , é a celeridade, relacionada a parte real do número de onda,  $k_r$ ;  $h$  a profundidade; e por fim  $m = (1 - i)\sqrt{\omega/2\nu}$  onde  $\sqrt{2\nu/\omega} = \delta_s$  é a camada limite de Stokes, com  $i$  sendo igual a  $\sqrt{-1}$ ,  $\omega$  a frequência angular e  $\nu$  a viscosidade do fluido viscoso. Nota-se que em caso de fluidos não viscosos onde  $\nu = 0$  a expressão acima é reduzida a relação de dispersão comum apresentada na seção 4.2.1 (Eq. (4.3)), de forma que para a zona de surfe a equação é reduzida a Eq. (4.4).

Como a parte imaginária do número de onda descreve a atenuação das ondas, a altura da onda em um determinado local  $x$  pode ser expressa de acordo com a sua altura original em água profunda ( $x=0$ ) pela seguinte expressão:

$$H_s(x) = H_{s(x=0)} e^{(-k_i x)}, \quad (4.7)$$

sendo  $H_s$  é a altura significativa da onda.

A Fig. 4.1 ilustra a aplicação da teoria de propagação de ondas em um fluido viscoso aqui apresentada para um caso sintético de uma onda cujo período é de 13 segundos. Nela é possível observar o comportamento do  $k$  estimado a partir da Eq. (4.6) para diferentes valores de  $\nu$  bem como o resultado obtido pelo uso da Eq. (4.2). Pela figura é possível observar o comportamento semelhante entre ambas teorias onde a medida que a onda atinge águas muito rasas ( $h < 2m$ ) o número de onda aumenta de forma exponencial.

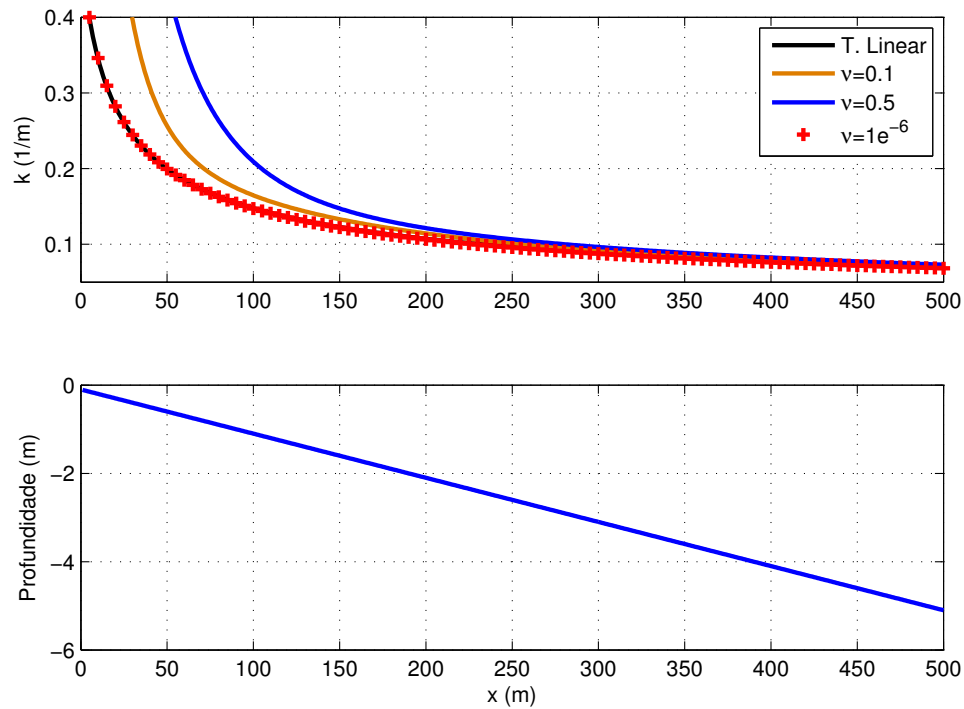


Figura 4.1: Exemplo sintético da estimativa do número de onda (painel do topo) estimado através da equação da dispersão provinda da teoria linear (Eq. 4.2) e da equação de dispersão para fluidos viscosos (Eq. 4.6) a diferentes viscosidades ( $\nu = 0.1, 0.5$  e  $1e^{-6}m^2/s$ ). O painel de baixo representa a batimetria plana inclinada utilizada para estimativa do  $k$ .

Ainda em relação a Fig. 4.1, o fato que chama mais a atenção é o aumento de  $k$  de acordo com o aumento da viscosidade. De acordo com a figura, os maiores números de onda simulados são encontrados para a simulação utilizando  $\nu = 0.5$ , seguido de  $\nu = 0.1m^2/s$ . Conforme mencionado anteriormente, quando  $\nu$  se aproxima de 0, a tendência da Eq. (4.6) é ser reduzida a Eq. (4.4), como pode ser observado pela a perfeita aproximação entre o número de onda da teoria linear (linha preta) e o número de onda para um fluido viscoso (cruzes vermelhas).

### 4.3 Técnicas de vídeo

Com o avanço cada vez mais acelerado da tecnologia, inúmeras têm sido as técnicas de monitoramento encontradas hoje em dia para medir parâmetros restritos não só as ondas mas

também aos ambientes costeiros. Uma das técnicas que tem ganhado destaque pela sociedade, especialmente a científica, tem sido o vídeo monitoramento.

Devido ao seu caráter simples, em termos de logística e custo (Holman e Stanley, 2007), o vídeo tem sido amplamente utilizado ao redor do mundo para medir não só parâmetros referentes a morfologia praias (Lippmann e Holman, 1989; Lippmann e Holman, 1990) mas também para medir propriedades físicas das ondas como período, direção e velocidade de fase (Lippmann e Holman, 1991; Stokdon e Holman, 2000), *run-up* (Holland e Holman, 1991) e correntes longitudinais (Chickadel et al., 2003).

Dentre os diversos sinais ópticos que existem na zona costeira as ondas de gravidade sem dúvida são um dos mais evidentes sendo passível de ser exploradas por meio do sensoriamento remoto. Ao se propagarem em direção a zona de surfe, as ondas vão adentrando águas cada vez mais rasas, de forma que para conservar a energia por unidade de área constante ocorre um aumento em sua altura. Esse fenômeno é bastante conhecido sendo chamado de empinamento ou empolamento (Komar, 1998). A medida que as ondas vão empolando, a declividade de sua face é alterada causando alterações na maneira como a luz é refletida, resultando em uma face mais escura do que água ao redor.

Stokdon e Holman (2000) exploraram a mudança nos padrões de reflexão da luz nas ondas durante o processo de empolamento para estimar a velocidade de propagação das mesmas. Através da fase da onda propagada ao longo da zona de surfe é possível estimar o número de onda, esse por sua vez dará origem a uma estimativa indireta da batimetria cujo o método é conhecido como batimetria invertida. A técnica utilizada pelos pesquisadores só é possível quando da existência de séries temporais de intensidade luminosa que permitem o uso de funções modulares que governam a relação entre fases.

#### 4.3.1 Séries de intensidade luminosa

O grande valor da técnica de vídeo vem da habilidade de registrar informações de intensidade luminosa no domínio do tempo que por sua vez podem ser analisadas no domínio da frequência. Esse registro pode ser feito armazenando-se todo o quadro do vídeo a uma taxa de aquisição desejada. No entanto, esse tipo de procedimento gera um grande volume de dados o que invia-

bilizaria a coleta durante longos períodos de tempo. Ao invés de armazenar todo o vídeo, uma maneira mais barata, em termos do esforço computacional, e eficiente é o armazenamento de píxeis previamente selecionados.

De acordo com o objetivo da pesquisa, diversos desenhos amostrais podem ser utilizados. No presente estudo, como será mostrado mais adiante, o desenho a ser utilizado corresponde a uma linha de píxeis perpendicular a linha de costa. Além de linhas transversais à costa, estudos prévios têm utilizado linhas paralelas umas as outras, e paralelas a linha de água, para estimar a direção e intensidade das correntes litorâneas bem como direção de incidência das ondas (Lippmann e Holman, 1991; Chickadel et al., 2003), além de píxeis isolados para estimativa do período (Lippmann e Holman, 1991).

### 4.3.2 Estimativa do número de onda

#### 4.3.2.1 Apresentação do problema

Como já mencionado ao longo do texto, a medida que as ondas se propagam para regiões mais rasas suas propriedades físicas são alteradas devido a sua interação com o fundo, dentre essas propriedades estão o comprimento e o número de onda, além da celeridade e a altura. Devido a dependência entre a batimetria e a velocidade de fase da onda, ou equivalentemente, comprimento de onda e frequência ( $f$ ), uma vez que  $c = f/k$ , a batimetria de água rasas pode ser explorada através dessa dependência por meio do sensoriamento remoto (Plant et al., 2008). No entanto, para obter sucesso por meio dessa linha de raciocínio é necessário imagens sequenciais ou séries de intensidade luminosa a uma frequência de aquisição suficiente para resolver o movimento das ondas.

De acordo com Plant et al. (2008), diversas técnicas e teorias já foram utilizadas para estimar a relação entre a batimetria e as propriedades das ondas. Dentre elas encontra-se, por exemplo, uma que visa encontrar a celeridade através da diferença de fase entre pares de observações ou através da transladação espacial de feições em pares de imagens. Uma vez da estimativa da velocidade, por exemplo, pode-se inferir a batimetria por meio da equação de dispersão (Eq. 2).

Em meio as teorias existentes, Plant et al. (2008) desenvolveram um nova técnica baseada em uma análise tomográfica que utiliza um método de inversão não linear e pode ser aplicada

tanto para a análise de domínios espaciais quanto temporais. A abordagem dos referidos autores estima de forma robusta o número de onda sendo tolerante a ruídos e outras formas de deficiência quando comparada as demais e por isso será aqui utilizada.

O método da tomografia<sup>9</sup> traz uma abordagem que correlaciona o espectro cruzado e identifica o número de onda onde a coerência<sup>10</sup> espectral da intensidade é maximizada. Para tal, se assume que sequências de imagens georreferenciadas que exibem oscilações de intensidade atribuídas as ondas de gravidade estão disponíveis e são registradas, desde que a taxa de aquisição das sequências seja suficiente para resolver o espectro das ondas de gravidade. Assim, as imagens, ou seleção de píxeis, podem ser expressas como  $I(x_i, y_i, t)$ , onde  $x_i$  e  $y_i$  são as coordenadas espaciais de um pixel  $i$  e  $t$  representa os distintos tempos de amostragem.

Conforme visto acima, a intensidade de píxeis selecionados pode ser representada em função da sua posição no espaço e variação no tempo. Nesse contexto, se tratando de ondas de gravidade de um mesmo período, a variação da intensidade luminosa em um certo local  $(x_i, y_i)$  pode ser prevista a partir da observações em outras localidades de acordo com a seguinte expressão:

$$I(x_i, y_i, t) = g_{i,j,n} I(x_j, y_j, t + \Delta t_{i,j,n}) + e_{i,j,n}(t), \quad (4.8)$$

onde  $\Delta t_{i,j,n}$  é o intervalo de tempo que maximiza a correlação, ou minimiza o erro ( $e_{i,j,n}$ ), entre observações em diferentes localidades amostradas  $(x_i, y_i$  e  $x_j, y_j)$ ; o parâmetro  $g_{i,j,n}$  é um coeficiente de correlação ajustável. O intervalo de tempo,  $\Delta t_{i,j,n}$ , apresenta relação com propriedades das ondas em uma dimensão (perpendicular a linha de praia) conforme

$$\Delta t_{i,j,n} = \int_{x_i}^{x_j} \frac{\cos(\alpha_n[x])}{c_n[x]} dx = \int_{x_i}^{x_j} \frac{\cos(\alpha_n[x]) k_n[x]}{f_n} dx, \quad (4.9)$$

onde  $\alpha_n$  é a direção de propagação da *enésima* componente de onda que apresenta uma frequência  $f_n$ , um número de onda  $k_n$  e celeridade  $c_n$ .

<sup>9</sup>A tomografia é o estudo da reconstrução ou estimativa de um objeto dentro de volume quando as medições da energia, ou outras propriedades das ondas, são feitas através do volume. Como tal, é conhecida pela reconstrução de imagem, referindo-se ao problema bidimensional de formar uma imagem a partir de medições através do objeto. Esse problema inverso surge em variadas aplicações científicas e de engenharia como por exemplo: usar raios X ou raios  $\gamma$  para a construção da imagem da estrutura interna do corpo humano, usando a energia eletromagnética medida por um telescópio de rádio para reconstruir o mapa de luminosidade da esfera celeste e usando retornos de radar para estimar a forma de um objeto refletindo (Rockmore, 1982).

<sup>10</sup>Duas ondas são ditas coerentes se elas têm uma relação de fase constante, sendo o mesmo válido para o espectro de energia.

A equação apresentada acima é a base de qualquer análise tomográfica. No que se refere ao domínio espacial, ela pode ser reescrita da seguinte forma:

$$\Delta t_{i,j,n} = \Delta x \sum_{m=1}^M D_{i,j,m} \frac{\cos(\alpha_n[x_m])}{c_n[x_m]} = \Delta x \sum_{m=1}^M D_{i,j,m} \frac{\cos(\alpha_n[x_m])}{f_n} k_n[x_m]. \quad (4.10)$$

Na equação apresentada acima  $D$  é uma matriz planejada no domínio da amostragem  $(x_i, x_j)$  e no domínio da estimativa, representado pela posição de  $x_m$ , ou seja, as coordenadas do mundo real  $(x)$  nas quais a aquisição dos dados é planejada e adquirida. Essa matriz, descreve como cada observação contribui com informações sobre os parâmetros desconhecidos,  $\alpha_{n,m}$  e  $k_{n,m}$ .

Visto que é natural trabalhar com processos relacionados as ondas no domínio da frequência, uma abordagem que pode ser utilizada é utilizar a transformada discreta de Fourier aos dados e reescrever a equação do intervalo de tempo em função do atraso da fase através do cálculo da correlação espectral cruzada entre duas localidades (sensores ou píxeis) conforme:

$$C_{i,j,f}^{OBS} = \langle \tilde{I}(x_i, f) \tilde{I}^*(x_j, f) \rangle = \gamma_{i,j,f} \exp(\sqrt{-1} \Phi_{i,j,f}), \quad (4.11)$$

de forma que o til expressa a transformada de Fourier, o asterisco o conjugado complexo, os colchetes indicam a média da banda,  $\gamma$  a coerência espectral e  $\Phi$  o atraso ou intervalo de fase entre dois pontos de amostragens,  $x_i$  e  $x_j$ , para uma frequência particular.

Como esperado, o intervalo de fase pode ser expresso pelo intervalo do tempo ( $\Delta t$ ) conforme  $\Phi_{i,j,f} = f \Delta t_{i,j,f}$ . Substituindo  $\Delta t$ , encontrado no lado direito da equação que define a fase, pelo lado direito da Eq. (4.10) a Eq. (4.11) pode ser representada em função do atraso de tempo de acordo com:

$$C_{i,j,f}^{Modelo} = \exp\{2\pi \Delta x \sqrt{-1} \sum_{m=1}^M D_{i,j,m} k_{m,f} \cos(\alpha_{m,f})\}. \quad (4.12)$$

Ao contrário da Eq. (4.9) a expressão acima é uma função não linear do número de onda.

#### 4.3.2.2 Solução do problema

Uma vez que o número de onda apresenta uma relação não linear com a correlação espectral é necessário um método não linear para resolve-lo (Plant et al., 2008). Assim, o objetivo do método passa a ser o de minimizar a diferença quadrática entre sucessivas estimativas do modelo

de correlação espectral observada:

$$\Delta C_{i,j,f}^\tau = \{\gamma_{i,j,f} C_{i,j,f}^{Modelo,\tau} - C_{i,j,f}^{OBS}\} \quad (4.13)$$

onde, a cada iteração ( $\tau$ ) do modelo, a diferença entre o modelo e a observação é balanceada pela coerência espectral ( $\gamma$ ). De maneira iterativa, o número de onda, no domínio da tomografia, é resolvido pela seguinte expressão:

$$\begin{aligned} k_{f,m}^{\tau+1} &= k_{f,m}^\tau + \Delta k_{f,m}^\tau \\ \Delta k_{f,m}^\tau &= ([R^\tau]^T R^\tau)^{-1} [R^\tau]^T \Delta C_{i,j,f}^\tau \\ R^\tau &= R_{i,j,m,f}^\tau \\ &= \gamma_{i,j,f} \sqrt{-1} D_{i,j,m} C_{i,j,f}^{Modelo,\tau} \Delta x. \end{aligned} \quad (4.14)$$

A diferença entre modelo e a observação é ordenada em um vetor com cada elemento correspondendo a um par particular de observações,  $i$  e  $j$ . A matriz  $R$  descreve a sensibilidade da correlação espectral cruzada à variação do número de onda no domínio tomográfico, onde cada coluna de  $R$  corresponde a um elemento no domínio tomográfico,  $x_m$ , e cada linha corresponde a um par  $x_i - x_j$ . Como observado, é possível estimar  $R$  de forma eficiente através de  $C^{Modelo}$  nos locais onde se realizam as observações.

Um dos grandes atrativos desse tipo de abordagem, talvez o maior, é o fato de que o erro computado pode ajudar no controle da qualidade dos dados de forma mais quantitativa. De acordo com os pesquisadores que desenvolveram a presente técnica, a estimativa do erro pode ser realizada através da seguinte expressão:

$$(\varepsilon_f)^2 = \text{diag}([R^\tau]^T [R^\tau])^{-1} ([\Delta C_f^\tau]^T [\Delta C_f^\tau]) / v, \quad (4.15)$$

aqui  $v$  representa os graus de liberdade que é igual a soma das coerências. O erro calculado pela Eq. (4.15) assume que a atualização do número de onda apresenta uma distribuição normal.

O método de estimativa não linear do número de onda aqui apresentado satisfaz critérios importantes na estimativa de um número de onda robusto. Primeiramente, o método permite



uma solução variável no espaço que pode ser aplicado a todas as frequências disponíveis, e segundo, o erro estimado reflete a malha amostral, a coerência do sinal e a resolução da solução desejada são facilmente computados para determinação da qualidade dos dados (Plant et al., 2008).

## 4.4 Estudo de caso

Com o intuito de investigar os efeitos provocados pela presença de lama fluida sobre as ondas, o presente estudo analisará em detalhe as alterações sofridas pelas mesmas dentro da zona de surfe da Praia do Cassino, RS, Brasil, através de técnicas de vídeo imageamento.

Conforme previamente antecipado no item 4.2.3, a praia do Cassino, encontra-se na porção mais meridional do sul do Brasil. Essa praia que é composta por areia fina, tipicamente plana e com a presença de bancos múltiplos, é marcada por eventos de deposição esporádica de material lamítico provindo da antepraia. Durante eventos de alta energia de ondas, esse material é ressuspensionado e transportado em direção à costa pelas ondas, depositando-se prontamente na praia e zona de surfe. Em 2008, ocorreu um grande evento de deposição monitorado por Pereira e colaboradores (2010). De acordo com os referidos autores, a deposição de lama fluida na praia demorou cerca de 20 dias, no entanto, foi justamente nos dois primeiros dias onde os maiores efeitos da lama sobre as ondas foram sentidos.

Pereira et al. (2010) trazem um modelo conceitual da evolução da lama durante a fase inicial de sua deposição. Assim que o material chega a zona de surfe, as ondas altas existentes tendem a manter esse material depositado juntamente a linha de praia, criando uma situação pouco comum na natureza onde um fluido de alta densidade encontra-se ao lado de um fluido de menor densidade. A medida que as ondas diminuem a sua altura, esse material tende a se deslocar no sentido costa afora, depositando-se sobre o fundo, alterando o cenário que passa a ser composto por um sistema do tipo duas camadas, onde a lama fluida está depositada sobre o fundo, não mais ocupando toda a coluna de água.

É no cenário de deposição onde o fluido de maior densidade encontra-se ao lado do de menor que as técnicas de vídeo apresentadas no item anterior serão implementadas. Através do método tomográfico espera-se quantificar os efeitos da lama sobre as ondas incidentes na praia, sobretudo

no número de onda. Devido as peculiaridades do evento de 2008, serão utilizados apenas os dados coletados no primeiro dia da deposição, 13 de Fevereiro de 2008. Para a aplicação da técnica de tomografia, serão utilizadas séries de intensidade luminosas coletadas a cada hora de luz do dia. Além dessas series, será também utilizado um perfil batimétrico praiial coletado no dia 14 para o cálculo do número de onda. A finalidade de calcular o número de onda é de compara-lo com as teorias apresentadas na sessão 2 a fim de averiguar qualquer tipo de alteração encontrada.

#### 4.4.1 Desenho amostral

As séries de intensidade luminosa a serem utilizadas foram coletadas por um conjunto de píxeis perpendicular a linha de costa. Esse desenho amostral foi implementado em apenas uma das quatro câmeras existentes na praia do Cassino, a C2. O desenho amostral dos píxeis, foi criado de forma que se pudesse coletar informações referentes a intensidade luminosa ao longo de toda a zona de surfe (Fig. 4.2). A linha transversal implementada consiste em uma seleção de 168 píxeis que cobrem parte da porção sub-aerea do perfil praiial e se estendem até cerca de 600m na zona de surfe. O espaçamento médio entre os píxeis da linha é de 2.5m, sendo que a resolução espacial varia de acordo com a proximidade da câmera, onde os píxeis mais próximos apresentam uma resolução transversal inferior 1m e os mais distais até 8m.

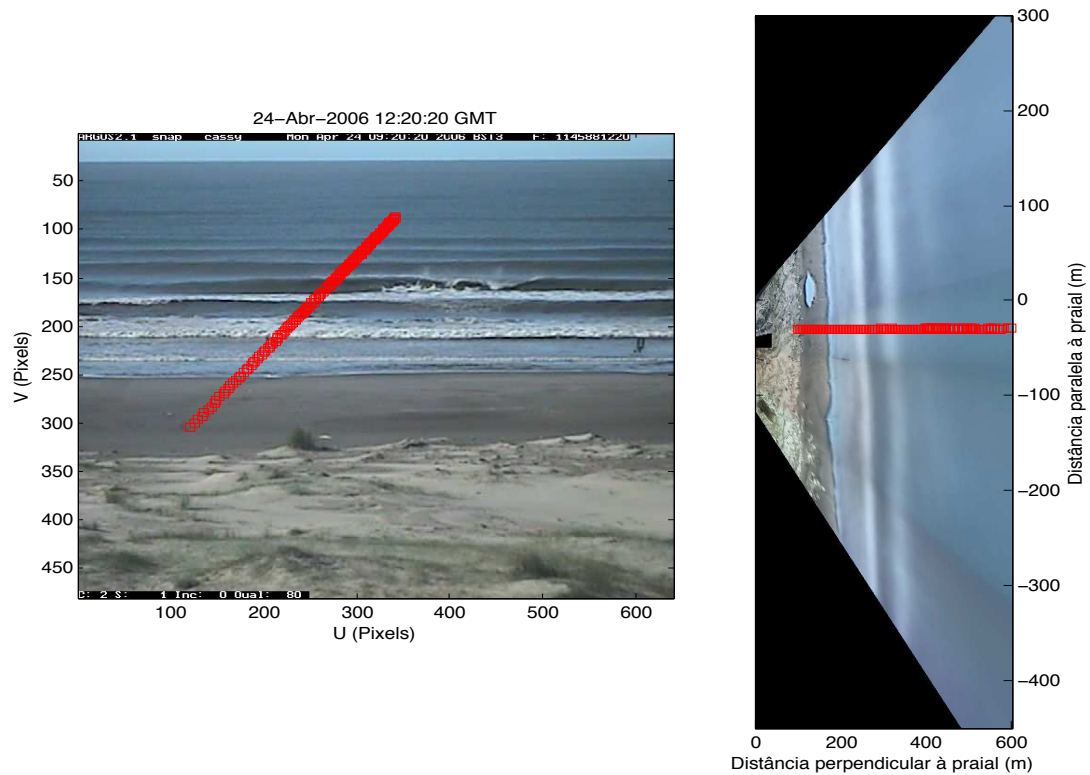


Figura 4.2: Desenho amostral da linha de píxeis perpendicular a linha de costa. O painel da esquerda ilustra os píxeis selecionados sobre uma imagem oblíqua instantânea (quadrados vermelhos) e o da direita o mesmo conjunto de píxeis sobre um mosaico composto pelas imagens retificadas das quatro câmeras; a imagem de fundo corresponde a uma média de 600 imagens instantâneas .

Inicialmente a malha amostral dos píxeis é desenhada em função de suas coordenadas no mundo real  $(x_i, y_i, z_i)$  sendo posteriormente convertidas em  $U_i$  e  $V_i$  a partir de uma geometria previamente conhecida (Holland et al., 1997). É justamente nas coordenadas  $U_i$  e  $V_i$  selecionadas (Fig. 4.2, painel esquerdo) que as informações de intensidade são armazenadas dando origem ao *timestack* que nada mais é do que uma coleção de séries de intensidade luminosa coletada a um intervalo de tempo de 0.5s ( $2Hz$ ) durante 17 min.

## 4.4.2 Resultados da técnica de vídeo

### 4.4.2.1 Coerência e fase espectral

A partir das séries de intensidade coletadas durante o evento de deposição de lama de 2008, a correlação do espectro cruzado utilizando a Eq. (4.11) foi computada para séries de frequência entre 0.067 e 0.167  $Hz$ , equivalendo a ondas com 15 e 6 segundos de período, respectivamente. A Fig. 4. 3 traz os dados estimados de coerência e da fase ordenados de acordo com a coerência total a partir do *timestack* do dia 13 de Fevereiro de 2008 coletado às 21:00 hrs GMT.

Como pode ser observado na Fig. 4.3 a maior coerência total foi encontrada para 0.1  $Hz$ , seguida por 0.067, 0.167 e 0.133 $Hz$ . De acordo com as análises espectrais pretéritas realizadas por Pereira et al. (2010) a partir dos *stacks*, o período de pico estimado para esse dia foi de aproximadamente 13 segundos (0,077 $Hz$ ). Como pode ser observado, as frequências ilustradas na Fig. 4.3 não necessariamente correspondem a frequência de pico das ondas incidentes. Esse fato é uma característica importante da metodologia aqui empregada, que não necessita utilizar banda de energia predominante e sim as bandas onde a energia seja permanente (coerente) ao longo da propagação.

Ainda em relação a Fig. 4.3, observa-se que a coerência espectral é maior entre os píxeis mais próximos. A medida que o espectro cruzado é calculado entre píxeis mais distantes, menor é a coerência espectral entre esses píxeis. Seguindo essa linha de raciocínio, a fase entre os sinais correspondente a cada uma das frequências só pode ser encontrada para aquelas onde a correlação espectral seja elevada e significativa, assim píxeis mais próximos estão em fase do que píxeis mais distantes.

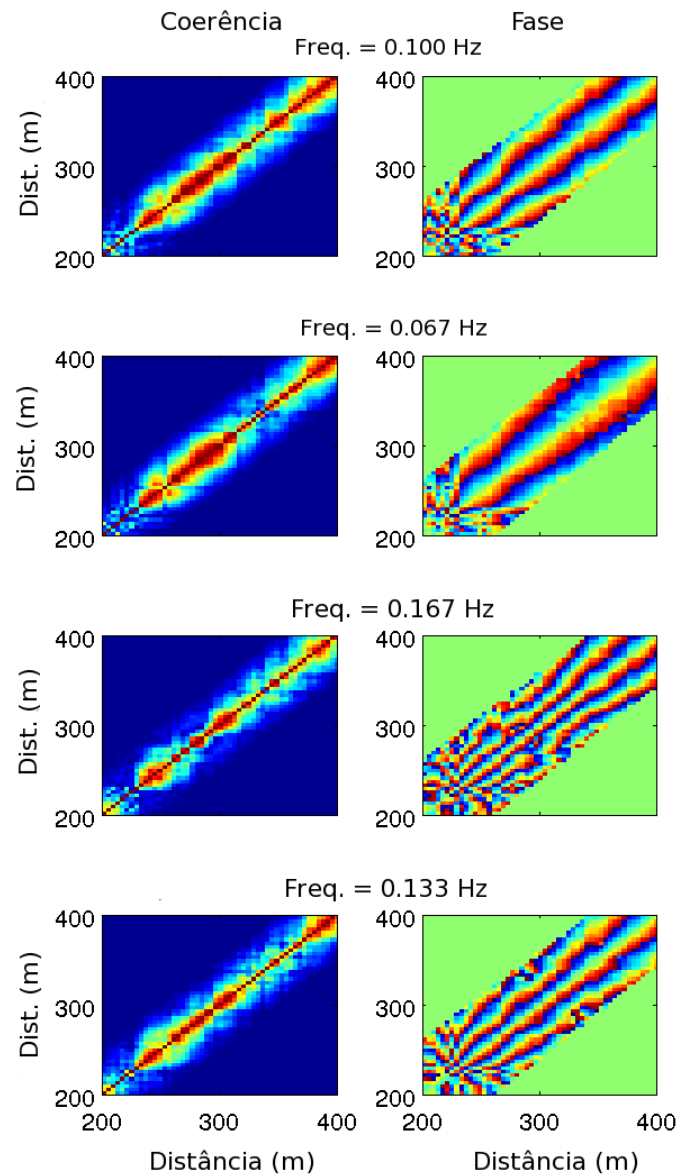


Figura 4.3: Coluna da esquerda representa a coerência espectral, onde o vermelho escuro representa alta coerência (1) e o azul escuro baixa coerência (0); a coluna da direita representa a fase (azul =  $-\pi$  e vermelho =  $\pi$ ), ambos calculados entre os diferentes píxeis para cada uma das frequências individuais selecionadas. As séries de intensidade aqui utilizadas foram coletadas no dia 13 de Fevereiro de 2008 às 21:00 hrs GMT.

#### 4.4.2.2 Análise do número de ondas

Seguindo a metodologia apresentada na sessão 4.3.2.2, o número de onda pode ser calculado remotamente através do vídeo em função da correlação espectral. A Fig. 4.4 traz o número de onda estimado utilizando a técnica previamente apresentada ( $k_{vid}$ ). Para fins comparativos, o número de onda obtido através da teoria linear (sessão 4.2.1) foi calculado e aqui utilizado como o número de onda “real” ( $k_{Lin}$ ). Pela análise da figura é possível observar a boa concordância entre o número de onda observado indiretamente e aquele estimado pela teoria linear de ondas.

Através de uma análise mais minuciosa da Fig. 4.4, pode-se observar que a medida que as ondas se propagam sobre a cava mais interna, primeira cava, que separa a praia emersa do primeiro banco arenoso ( $x=260$ ), ocorre uma anomalia. Essa anomalia é caracterizada por um aumento do número de onda observado através da técnica de vídeo. Tal fato, é observado em todas as frequências utilizadas para estimativa do  $k_{vid}$ . A melhor maneira de observar a referida anomalia é através da razão entre  $k_{vid}$  e  $k_{Lin}$ : quando a razão entre os dois números de onda tende a ser aproximadamente um ( $k_{vid}/k_{Lin} \approx 1$ ) indica uma boa relação entre o  $k$  observado e o estimado.

Com base na razão entre  $k_{vid}/k_{Lin}$  ilustrada na Fig. 4.4 é possível observar que assim que as ondas propagam-se do primeiro banco em direção a cava ocorre uma anomalia que de acordo com a razão estimada pode resultar em um incremento de quase 50% do número de onda estimado indiretamente.

Além da anomalia mencionada, observa-se ainda que o método aqui empregado apresenta uma boa correlação com a topografia amostrada, resultando em um aumento do número de onda sobre os bancos, pela conseqüente diminuição do comprimento de onda, e diminuição de  $k$  sobre a cava mais externa, segunda cava, pelo aumento do comprimento de onda.

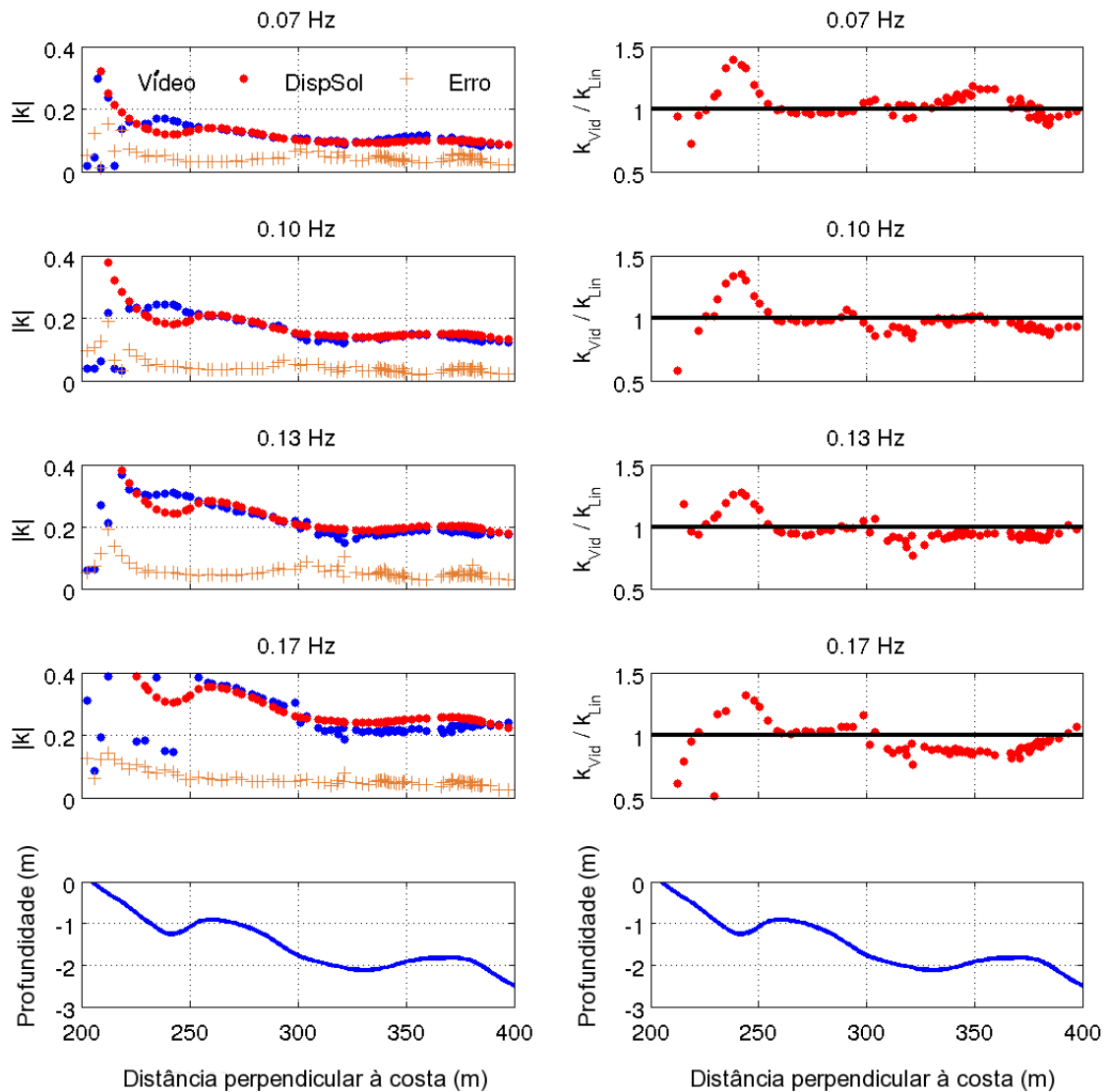


Figura 4.4: A coluna da esquerda traz o número de onda estimado através do vídeo e a sua estimativa através da teoria linear; a coluna da direita traz a razão entre o observado remotamente ( $k_{vid}$ ) e o previsto pela teoria linear ( $k_{Lin}$ ). O painel inferior em ambas as colunas traz a batimetria amostrada. As séries de intensidade aqui utilizadas foram coletadas no dia 13 de Fevereiro de 2008 às 21:20 horas GMT.

A anomalia encontrada nas séries de intensidade coletadas às 21:20 horas GMT não se trata de uma feição exclusiva desse *stack*. Como pode ser observado na Fig. 4.5, a anomalia também pode ser encontrada para as séries de intensidade coletadas às 17, 18, 19 e 20:20 horas GMT. Novamente, o incremento do número de onda estimado na anomalia apresentou um máximo de

quase 50% em alguns dos casos, 40% em média. Apesar da Fig. 4.5 ilustrar a anomalia apenas para a frequência de  $0.10Hz$ , a anomalia continuou sendo observada para as demais frequências, as mesmas ilustradas na Fig. 4.4.



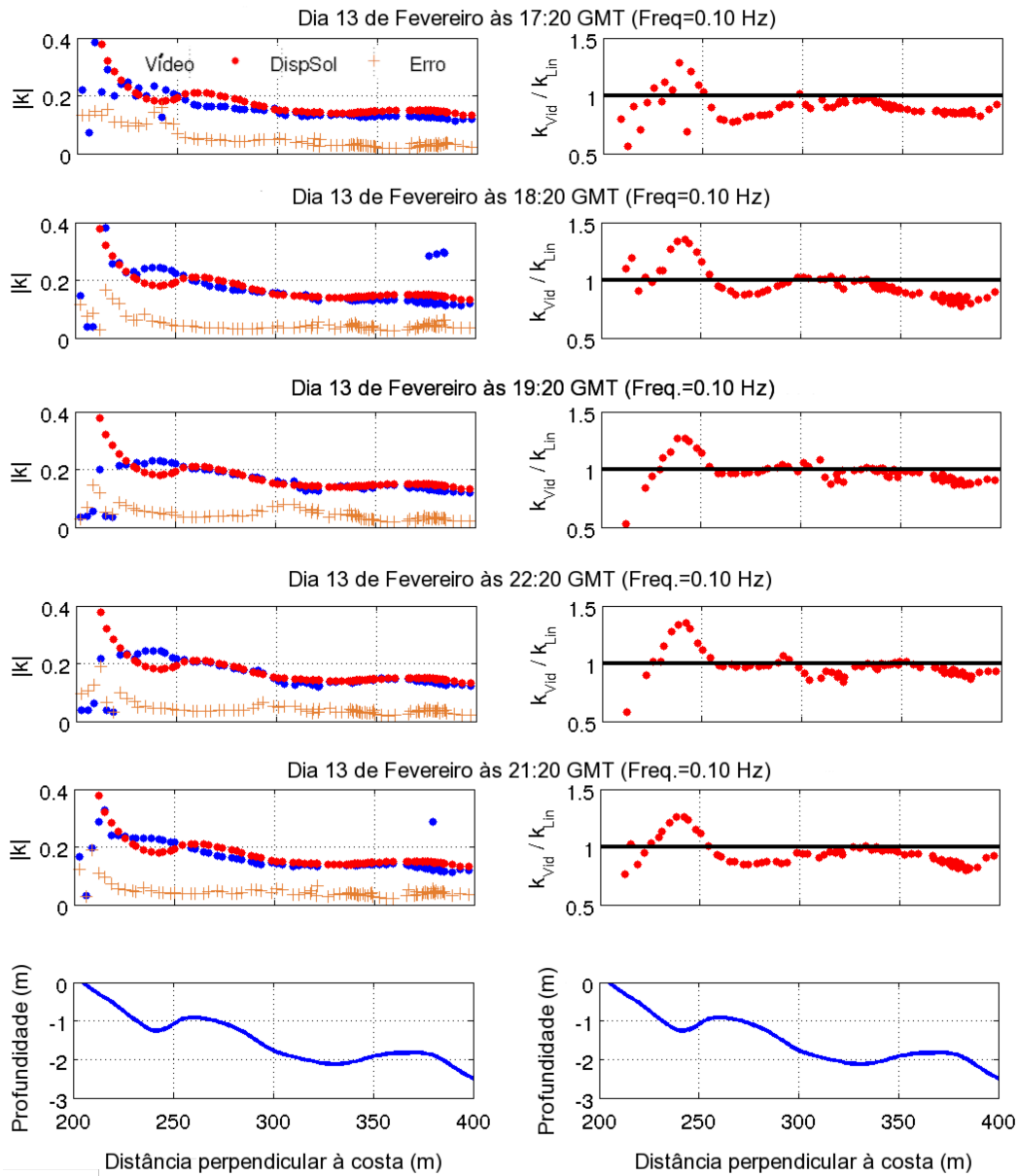


Figura 4.5: A coluna da esquerda traz o número de onda estimado através do vídeo e a sua estimativa através da teoria linear; a coluna da direita traz a razão entre o observado remotamente ( $k_{vid}$ ) e o previsto pela teoria linear ( $k_{Lin}$ ). Número de onda estimado pela técnica de vídeo e pela teoria linear para as séries de intensidade coletadas às 17, 18, 19, 20 e 21:20 horas GMT (coluna da esquerda); a coluna da direita traz a razão entre o observado ( $k_{vid}$ ) e o previsto pela teoria linear ( $k_{Lin}$ ). O painel inferior em ambas as colunas traz a batimetria amostrada. Todos os números de onda aqui computados são referentes a  $0.10Hz$ .

## 4.5 Discussão

### 4.5.1 Alterações do número de onda

Conforme mencionado na sessão 4.3, o número de onda pode ser utilizado na estimativa da profundidade através de uma relação inversa comumente sendo referido na literatura como método de inversão (Stockdon e Holman, 2000; Plant et al. 2008). Tal fato tem como premissa a dependência entre a batimetria e a velocidade de fase da onda (celeridade), uma vez que a celeridade pode ser expressa em função da frequência e do número de onda ( $c = f/k$ ).

Através do uso da equação de dispersão e da celeridade obtida através de técnicas de vídeo Stockdon e Holman (2000) estimavam a profundidade por meio da celeridade uma vez que, utilizando a teoria linear de ondas, a referida equação acaba reduzida a  $c = \sqrt{gh}$ . Plant et al. (2008) mostraram que a abordagem utilizada por Stockdon e Holman (2000) apresenta inúmeras peculiaridades como a estimativa da profundidade para uma única frequência, caracterizada pelo modo principal de oscilação obtido através de uma análise de funções ortogonais empíricas (EOF), além de ser instável em locais de baixa coerência espectral.

Com intuito de desenvolver uma técnica mais eficaz na determinação da batimetria, Plant e colaboradores (2008) desenvolveram a técnica aqui implementada e assim, como na presente pesquisa, compararam os resultados obtidos com aqueles que seriam esperados através do uso da teoria linear. De acordo com os autores, a comparação entre o número de onda provindos da teoria linear e o número de onda estimado remotamente apresentaram uma excelente correlação, atingindo um coeficiente de correlação de 0.96 ( $r^2 = 0.96$ ).

Conforme apresentado na sessão anterior, através das séries temporais de intensidade luminosa se chegou a estimativa do número de onda utilizando o método tomográfico desenvolvido por Plant et al. (2008). Como pôde ser visto nas Fig. 4.4 e 4.5, foi encontrado uma região de anomalia do número de onda dentro da zona de surfe interna, especificamente sobre a cava que separa o primeiro banco da linha de praia. Nesta região, o número de onda encontrado apresenta valores até 50% maiores do que aqueles previstos pela teoria linear. De acordo com Pereira et al. (2010), a região onde foi encontrada a anomalia encontra-se totalmente preenchida por lama fluida, cuja a densidade medida foi de até  $1500 \text{ kg/m}^3$ .

Devido a aspectos relacionados a reflexão da luz na superfície do fluido lamoso, a observação

da presença do depósito na zona de surfe torna-se possível através da técnica de vídeo, conforme mostra a Fig. 4.6 (Pereira et al. 2010). Nesta imagem é possível observar que as ondas, marcadas por linhas de tonalidade escura oblíquas no *stack*, se propagam dentro da lama. Segundo observações dos autores referidos anteriormente, a medida que as ondas se propagam dentro da lama elas vão sendo atenuadas, diminuindo até 100% de sua altura, comprovando o efeito do fluido lamoso de alta densidade e viscosidade sobre as mesmas. Nesse contexto, nota-se que as anomalias apresentadas pelo número de onda ocorrem dentro da região delimitada como sendo lama fluida.

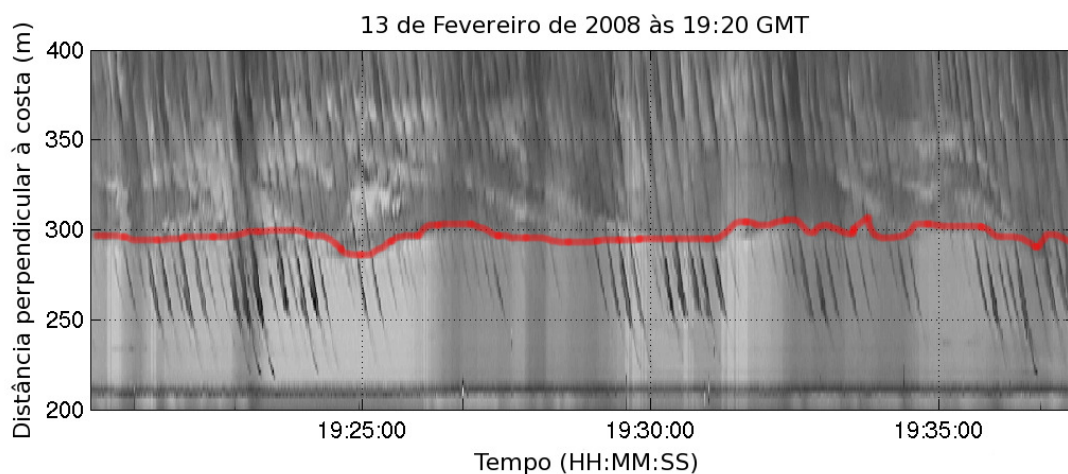


Figura 4.6: *Timestack* registrado no dia 13 de Fevereiro de 2008 às 19:20 horas GMT. A região marcada por uma tonalidade cinza claro próxima a linha de praia, entre 210 e 300m, representa a lama fluida depositada na zona de surfe. A linha em vermelho representa a borda do depósito lamítico identificada visualmente. As linhas oblíquas ao *stack* que apresentam tonalidade escura, correspondem a face das ondas que se propagam na zona de surfe.

Como já mencionado na sessão 4.2.3, é esperado que a viscosidade de um fluido apresente efeitos sobre os movimentos oscilatórios nele presentes, como no caso da propagação das ondas de gravidade que apresentam redução em sua altura e alterações no seu número de onda. Na tentativa de compreender se as anomalias aqui observadas são realmente frutos da alta viscosidade da lama buscou-se o uso da teoria desenvolvida por J. C. Wintwerp apresentada na sessão 4.2.3. A Fig. 4.7, ilustra o número de onda obtido por meio da Eq. (4.6) para a batimetria ilustrada nas figuras 4 e 5.

De acordo com a Fig. 4.7 observa-se um aumento no número de onda concomitante ao aumento da viscosidade. Como pode ser observado na figura, nenhum dos valores utilizados representa de forma ideal a anomalia observada pelo número de onda obtido através da técnica de vídeo. No entanto, os resultados obtidos com as diferentes viscosidades utilizadas indicam que os valores utilizados podem representar, se não toda a anomalia, ao menos parte dela, como, por exemplo, a proximidade entre o máximo da anomalia e os valores obtidos utilizando-se uma viscosidade de  $\nu_m = 0.5 \text{ m}^2/\text{s}$  no ponto  $x=240 \text{ m}$  e nos pontos  $x=230$  e  $x=255 \text{ m}$  com  $\nu_m = 0.1 \text{ m}^2/\text{s}$ .

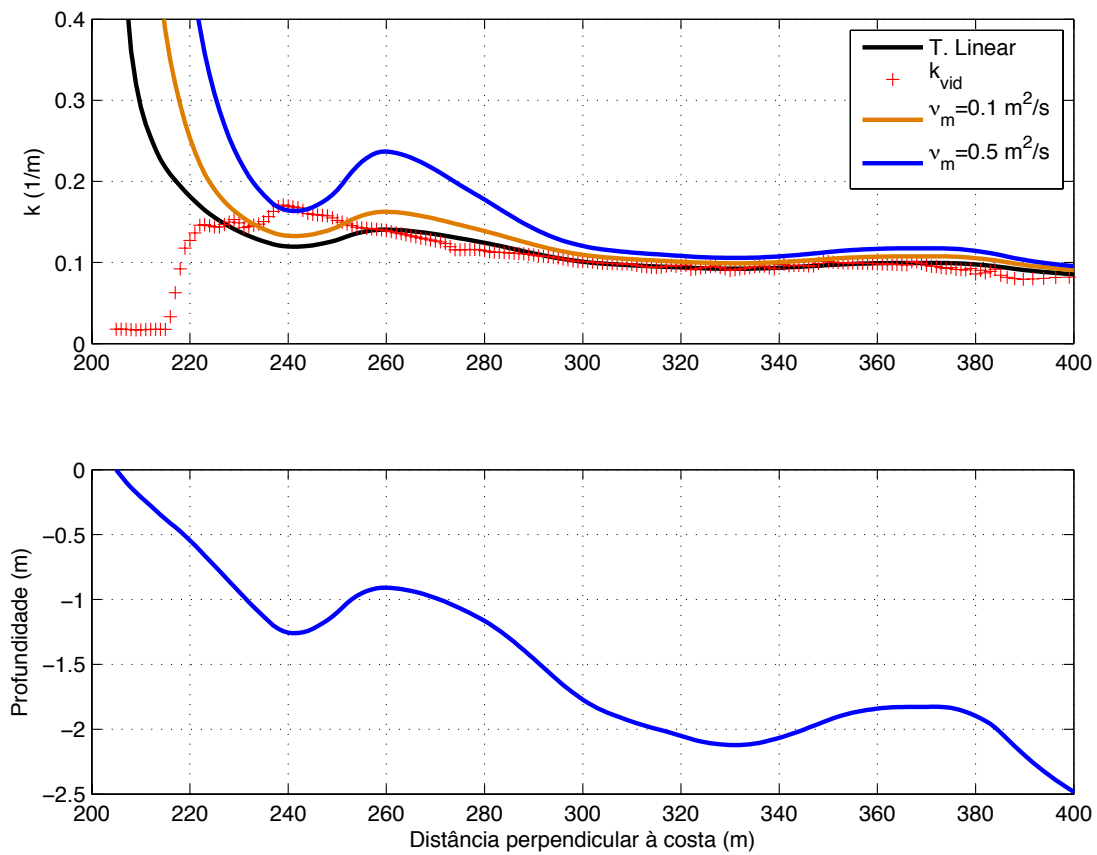


Figura 4.7: Número de onda (painel do topo) estimado através da equação da dispersão provinda da teoria linear (Eq. 4.2) e da equação de dispersão para fluidos viscosos (Eq. 4.6) a diferentes viscosidades ( $\nu_m = 0.1$  e  $0.5 \text{ m}^2/\text{s}$ ). O painel de baixo representa a batimetria real utilizada para estimativa do  $k$ .

Na tentativa de melhor representar a anomalia encontrada através do vídeo, um gradiente de viscosidade foi forçado dentro da região de anomalia. Conforme mencionado anteriormente, em certos pontos do eixo perpendicular à costa os valores da anomalia observados coincidiram com aqueles obtidos utilizando a Eq. (4.6), sendo assim foi simulado um gradiente de viscosidade utilizando  $\nu_m = 0.1$  e  $0.5 \text{ m}^2/\text{s}$  na região onde se inicia a anomalia (Fig. 4.8).

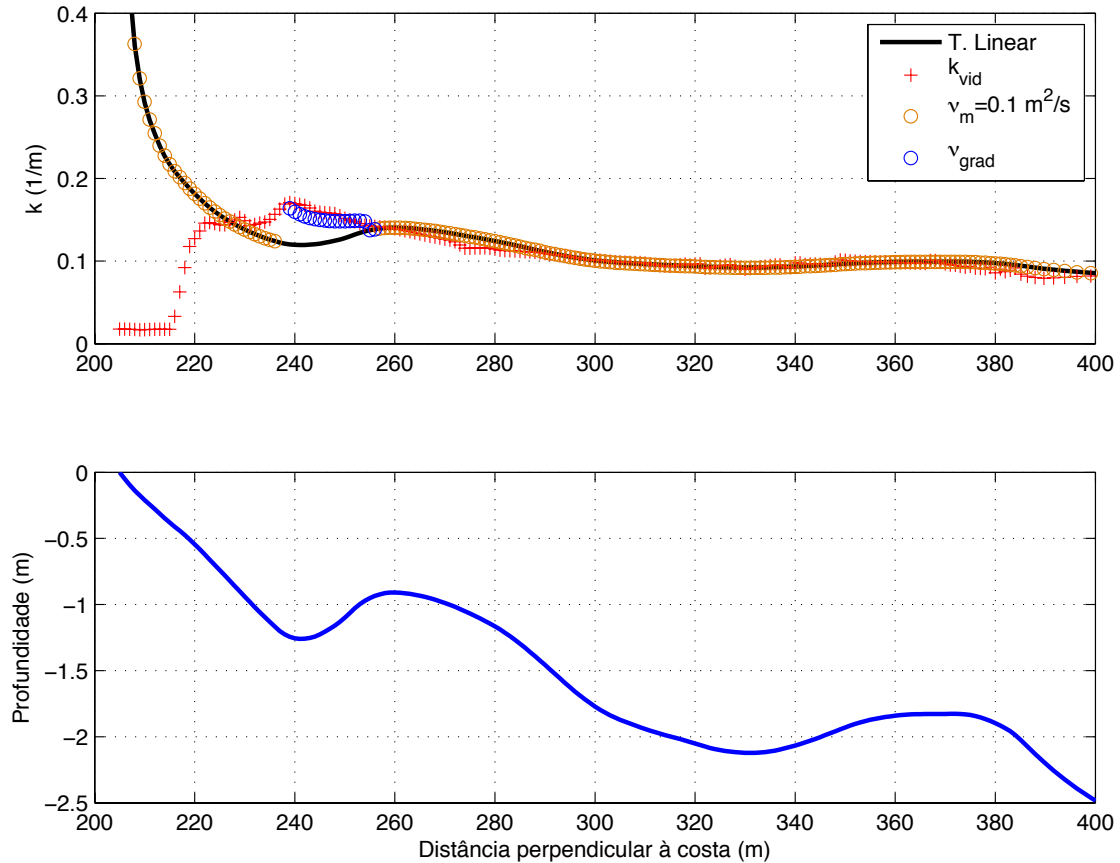


Figura 4.8: Número de onda (painel do topo) estimado através da teoria linear e da equação de dispersão para fluidos viscosos utilizando uma viscosidade de  $\nu_m = 1e^{-6}$  entre  $x > 255\text{m}$  e  $x < 238\text{m}$  (círculos em laranja) e um gradiente de viscosidade que vai de  $\nu_m = 0.1$  a  $\nu_m = 0.5 \text{ m}^2/\text{s}$  (círculos em azul), entre  $x < 255\text{m}$  e  $x > 238\text{m}$ . O painel de baixo representa a batimetria real utilizada para estimativa dos diferentes  $k$ .

A análise da Fig. 4.8 induz a conclusão de que a anomalia de  $k$  observada pela técnica de vídeo pode ser explicada pela provável existência de um gradiente de viscosidade na região da

cava, precisamente entre  $x=238$  e  $x= 255$ m. No entanto, a explicação da anomalia através do gradiente só é válida para a região descrita. A partir de  $x=238$  até a linha de praia é observado um declínio do  $k_{vid}$ , cujo valor não condiz com aquele esperado utilizando-se a teoria linear.

A falta de concordância entre o  $k_{vid}$  e o  $k$  da teoria linear pode ter como principal explicação o fato de que dentro da região da lama fluida as ondas sofrem atenuação e vão de forma gradativa diminuindo sua altura dentro desta zona. Dessa forma, é esperado que em algum ponto as ondas não mais sejam observadas dentro da zona de surfe assim como observado por Pereira et al. (2010).

As alterações sofridas pelas ondas e aqui representadas através do número de onda já foram descritas dentro de trabalhos de cunho experimentais e teóricos tais como Gade (1958), Mallard e Dalrymple (1977) Dalrymple e Liu (1978) e Kaihatu et al. (2007). Os referidos autores, no entanto, estudaram as alterações sofridas pelas ondas em sistemas do tipo duas camadas com o fluido viscoso logo abaixo de uma camada de água e acima de fundo rígido. Nesses sistemas de duas camadas, as alterações do  $k$  dependem da forma como a lama é adicionada ao sistema. Em situações onde o modelo de duas camadas é criado pelo preenchimento de uma depressão por material lamoso, as ondas, ao se propagarem, sentem um aumento de profundidade o que faz o  $k$  reduzir. No entanto, em situações onde uma camada de lama é adicionada sobre o fundo, o inverso da situação anterior ocorre, o  $k$  aumenta sentindo uma diminuição da profundidade. Em ambas situações, o grau em que o número de onda irá aumentar ou diminuir dependerá das propriedades reológicas da lama (Kaihatu et al., 2007).

Dentre os dois cenários ilustrados acima, o que mais se assemelha ao caso da praia do Cassino é aquele onde a lama é adicionada ao fundo, uma vez que isso irá resultar em um aumento do  $k$ . De acordo com Dalrymple e Liu (1978), esse processo de aumento do número de onda com a presença de lama sobre o fundo pode ser comparado com o processo de empinamento da onda, que ao se propagarem em águas rasas tendem a diminuir o comprimento aumentando o número de onda e ganhando altura, de forma que a energia seja mantida constante. Apesar do processo descrito acima se assemelhar ao caso do Cassino, pela alteração do número de onda, esse caso só pode ser aplicado para a referida praia quando da formação de um sistema de duas camadas, que de acordo com Pereira et al. (2010), é formado quando da diminuição da altura de ondas incidentes na praia, que normalmente tendem a manter a lama depositada próxima a linha de

praia.

A situação encontrada na praia do Cassino durante a chegada do depósito lamítico à zona de surfe, onde um fluido de maior viscosidade permanece ao lado de um de menor, até o momento encontra-se única na natureza não permitindo a sua comparação com outras localidades. No entanto, a manutenção do depósito próximo a linha de praia, mantendo assim essa espécie de sistemas de duas camadas “verticais”, pode ser explicada por meio do transporte de massa associado a ação das ondas e já explorado por pesquisas como as desenvolvidas por Wells et al. (1979), Rodriguez e Mehta (1998) e Qi e Hou (2006).

### 4.5.2 Implicações da lama na refração de ondas

As alterações discutidas em termos do número de onda na sessão anterior podem ser representada e discutidas também em termos da celeridade visto que  $c = f/k$ , conforme já mencionado. Dessa maneira, o aumento do número de onda observado resulta na diminuição da velocidade de propagação das ondas dentro da lama fluida.

De acordo com a lei de *Snell*, a refração das ondas, sejam elas de gravidade, sonoras ou de luz, relaciona mudanças na direção de propagação das ondas com a celeridade das mesmas. Em águas rasas, a medida que as ondas vão sentindo o fundo, a sua celeridade vai sendo alterada, esse fato combinado com o ângulo de incidência resulta na variação longitudinal da celeridade causando assim a refração das mesmas. Nesse contexto, a lei de *Snell* pode ser representada por  $\sin(\theta_{x_1})/c_{x_1} = \sin(\theta_{x_2})/c_{x_2}$ , onde subscrito  $x_1$  representa o ângulo de incidência ( $\theta$ ) e a celeridade ( $c$ ) em um ponto próximo a costa e  $x_2$  representa esses mesmos parâmetros em um ponto mais afastado (Dean e Dalrymple, 1991).

Nesse contexto, o fato anteriormente discutido de que o fluido lamoso reduz a celeridade das ondas combinado à lei de *Snell* leva a conclusão que a presença de lama na zona de surfe induz a refração das ondas pelo fluido viscoso. Devido as características da ocorrência do depósito na praia do Cassino, como por exemplo a sua extensão, a refração esperada deve ocorrer nas bordas do depósito, que representam a transição entre a zona de surfe “suja” pela lama e a zona de surfe “limpa”, sem a presença de lama.

Além da refração, os depósitos lamíticos podem causar ainda difração das ondas, seja durante

a fase em que o depósito encontra-se homogêneo na coluna de água ou quando encontra-se na forma de um sistema de duas camadas. Estudos de cunho teórico tais como Dalrymple et al. (1984) e Kaihatu et al. (2007) tem modelado situações onde a presença de um bolsão de lama dissiparia as ondas e provocaria o espalhamento lateral da energia, processo que caracteriza a difração. Assim, em situações como as demonstradas por Pereira et al. (2010) para a praia do Cassino, onde a atenuação pode chegar a 100%, existindo um gradiente lateral de altura, a difração pode estar presente.

De fato, os processos de refração e difração associados a presença da lama existem na praia do Cassino e podem ser corroborados através de um mosaico contendo fotografias aéreas obtidas durante o evento de deposição de lama que ocorreu em Maio de 2003, evento esse com características bem semelhantes ao de 2008 aqui analisado (Fig. 4.9). Nessa figura, observa-se a mudança no ângulo de incidência das cristas das ondas na região onde as ondas são atenuadas, região esta caracterizada pela ausência da dissipação de ondas pelo processo de arrebentação que produz espuma de coloração branca. Essa mudança se torna mais nítida quando as cristas das ondas na região da lama são comparadas com as cristas presentes nas regiões que apresentam arrebentação, canto superior direito da imagem.

Apesar de não ser aqui demonstrado, a região da antepraia da praia do Cassino apresenta contornos batimétricos bastante planos e paralelos. Pelo ponto de vista da refração, essa batimetria resultaria na incidência de ondas com pequeno ângulo, muito menor do que, por exemplo, aqueles encontrados na região onde se encontra a lama na Fig. 4.9.

Uma análise mais minuciosa das cristas das ondas presentes na Fig. 4.9 indica uma direção de incidência equivalente a NE/E na região da lama. Tal direção de propagação provém de um quadrante totalmente diferente daquele previsto pelo modelo de previsão de ondas do Centro de Hidrografia da Marinha (CHM) e utilizado por Calliari e Garcez-Faria (2003) para descrição e discussão desse evento. Segundo os autores, os dados do modelo indicavam uma propagação de ondas predominante de S/SE. De fato, as ondas apresentaram tal direção no momento de aquisição das imagens como pode ser observado ao norte e ao sul do depósito em regiões não afetadas pela lama.

Ainda de acordo com a digitalização das cristas das ondas observadas na Fig. 4.9, é possível calcular o ângulo de incidência das ondas em relação a orientação da linha de costa. Assim,



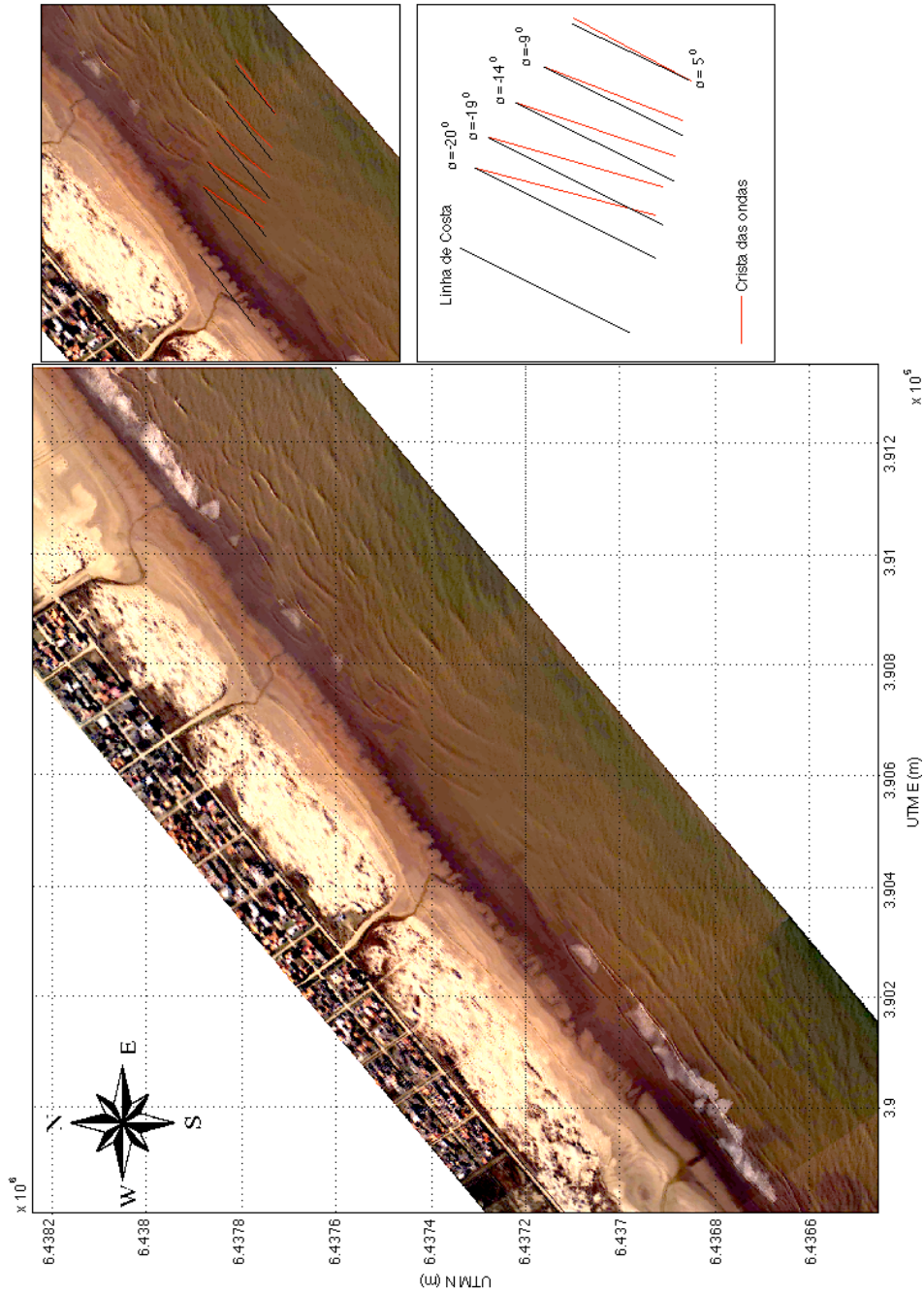


Figura 4.9: Mosaico composto por fotografias aéreas capturadas utilizando o sistema *ADAR – 1000 – LOG/IO/FURG*. As imagens foram capturadas em Maio de 2003 durante um evento de deposição de lama. Os painéis laterais trazem um *zoom* das ondas na zona de surfe (painel superior) e as cristas das ondas digitalizadas (linhas em vermelho) e o seu ângulo em relação a orientação da linha de costa (linhas em preto) no painel inferior. Coordenadas em UTM.

de acordo com os ângulos calculados, a crista mais afastada da praia apresentava um ângulo de  $5^\circ$ , caracterizando uma onda provinda de S/SE corroborando as observações de Calliari e Garcez-Faria (2003). A medida que as ondas propagaram-se através da zona de surfe houve uma inversão do quadrante de incidência para E/NE. Ao invés do que normalmente ocorre, ao se propagarem dentro da zona de surfe o ângulo de incidência das ondas utilizadas na estimativa da direção aumentou, variando de  $-9^\circ$  a  $-20^\circ$ . Esse aumento do ângulo de incidência corrobora as afirmações realizadas anteriormente de que refração e difração ocorrem na zona de surfe do Cassino quando da presença da lama fluida.

## 4.6 Conclusões

O método de tomografia desenvolvido por Plant et al. (2008) para estimativa da batimetria da zona de surfe foi implementado para a praia do Cassino com o intuito de estimar o número de onda utilizando séries temporais de intensidade luminosa coletadas através de técnicas de vídeo. A comparação entre o número de onda estimado e aquele obtido através da teoria linear mostrou que a técnica utilizada para estimativa remota desse parâmetro pode ser considerada robusta. No entanto, foi encontrada uma região de anomalia na zona de surfe interna que encontrava-se completamente preenchida por lama fluida no caso estudado.

Na tentativa de compreender a anomalia encontrada, foi utilizado um modelo que descreve a propagação de ondas em um fluido viscoso, como é o caso do Cassino. Através da implementação desse modelo foi observado que, a medida que se aumenta a viscosidade, ocorre um aumento do número de onda. Aplicando esse modelo a diferentes valores de viscosidade, observou-se que a anomalia observada apresentou alguns valores semelhantes aos resultados das simulações. A partir dessa semelhança, um gradiente de viscosidade foi simulado para a região da anomalia de forma que o número de onda observado apresentou uma boa representatividade pelos valores obtidos utilizando o gradiente de viscosidade.

O aumento do número de onda encontrado dentro da região de anomalia pode ser traduzido em termos de celeridade, uma vez que essa pode ser representada pela razão entre a frequência e o número de onda. Dessa forma, um incremento do número de onda quando da propagação das mesmas em um meio viscoso pode induzir uma redução na velocidade de propagação das ondas.

Dada a relação existente entre a celeridade e o ângulo de incidência das ondas, representada através da lei de *Snell*, a redução da velocidade das ondas observada pode induzir a alterações do ângulo de incidência por meio da refração.

A refração induzida pela redução da celeridade das ondas ocorre simultaneamente ao processo de difração, uma vez que a presença da lama fluida na zona de surfe causa atenuação da altura das ondas, gerando gradientes laterais de altura de onda que podem induzir a um espalhamento lateral de energia. Conforme observado através de um conjunto de fotografia aérea, o efeito combinado da refração e difração associado a depósitos lamíticos pode alterar o ângulo de incidência em cerca de  $25^\circ$  dentro da zona de surfe.

## 4.7 Agradecimentos

PSP e RMCG gostariam demonstrar a sua gratidão a CAPES e CNPq pelo financeiro dos mesmos através de bolsas de doutorado e mestrado, respectivamente. Gostaríamos também de agradecer a John Stanley, Tim Kooney, Steven Spansel e Eduardo Albergone pelo apoio constante dado na manutenção do sistema Argus bem como no manejo e tratamento dos dados. Além destes gostaríamos de agradecer a Allan de Oliveira pela confecção do mosaico contendo as imagens aéreas do evento de deposição de 2003 bem como ao aluno da oceanologia Pedro V. Guimarães e a Oc. Camila Amorin pela aquisição dos pontos de controle. A instalação do sistema Argus da praia do Cassino só se tornou possível frente ao apoio do Office of Naval Research (ONR-Award Number: N00014-04-1-0274).

Capítulo **5**

Conclusões e considerações finais

O presente estudo fez valer-se do uso de técnicas sofisticadas de sensoriamento remoto para testar três diferentes hipóteses.

A hipótese testada no primeiro capítulo foi a de que os bancos arenosos da praia do Cassino apresentavam variabilidades temporais semelhantes aquelas encontradas em outras praias ao redor do globo. Por meio da análise de séries temporais da posição média dos bancos obtidas a partir de imagens de longa exposição observou-se que os bancos apresentam variações temporais que podem ser representados por componentes temporais sazonais, subsazonais, mensais e semanais, componentes estas também encontradas em praias da Holanda e Estados Unidos, comprovando assim a hipótese de trabalho.

Através dos valores da variância calculados para cada uma das componentes acima mencionadas foi possível constatar que a componente semanal foi a que mais explicou a variabilidade temporal da posição dos bancos. O percentual da variância explicada por essa componente por sua vez variou entre os bancos. O banco que apresentou maior variabilidade de sua posição na escala de tempo atribuída a essa componente foi o primeiro banco, seguido pelo terceiro e segundo banco.

A partir das imagens de vídeo aqui analisadas foi possível registrar o início de um novo ciclo dos bancos arenosos na zona de arrebentação caracterizado pelo surgimento de um novo banco dentro da zona de surfe. Durante esse período, a zona de surfe do Cassino foi caracterizada como um sistema de múltiplos bancos, apresentando quatro bancos. Ao contrário do encontrado em outras praias, o novo banco surgiu da divisão do banco intermediário, segundo banco, em dois. Normalmente, o processo de formação de um novo banco dentro do ciclo morfodiâmico dos bancos, ocorre próximo a linha de praia quando o novo banco se desprende dessa porção do ambiente praial. Dessa forma, o processo aqui retratado de surgimento de um novo banco a partir da divisão de um outro é um fato sem precedentes na literatura científica internacional.

O surgimento do banco faz parte de um ciclo morfológico interanual que é ainda composto pela migração e degeneração do banco mais afastado durante a ocorrência deste ciclo. Assim, o novo banco que surge próximo a costa tende a migrar costa afora para ocupar o lugar do banco que desaparece do sistema através do decaimento de sua amplitude e consequente redistribuição de sedimentos.

A série de dados de dois anos aqui analisada não apresentou nenhum claro indício da influência

dos depósitos lamíticos existentes na antepraia da praia do Cassino sobre o comportamento dos bancos. Para melhor compreensão da contribuição desses depósitos sobre a dinâmica dos bancos, se faz necessário a existência de séries temporais não só das características reológicas do depósito mas também de dados de onda. Dada a inexistência de tais dados para a região, espera-se discutir o efeito da lama sobre os bancos quando da ocorrência da mesma na zona de surfe sob o campo de visão das câmeras. Dado os recentes eventos de deposição que ocorreram em Fevereiro de 2008 e Abril de 2009 já é possível a realização de estudos que tenham como intuito discutir os efeitos dos depósitos de lama sobre os bancos arenosos simplesmente duplicando a dimensão da série de dados aqui utilizada.

A duplicação da série de dados acima mencionada não só se torna importante para a discussão dos efeitos da lama sobre os bancos mas também na melhor compreensão dos ciclos dos bancos nessa praia. Por se tratar de um ciclo interanual, os ciclos dos bancos têm apresentado períodos recorrentes que variam de 4 a 11 anos, como observado em praias dos Estados Unidos e da Holanda, respectivamente. Assim, a contínua aquisição de imagens por meio do sistema de vídeo faz-se necessária para a melhor compreensão desse fenômeno na praia do Cassino.

A segunda hipótese testada no âmbito da presente pesquisa foi a de que a atenuação de ondas existente no Cassino quando na presença de lama fluida na zona de surfe pode ser identificada remotamente. Esta hipótese foi comprovada no capítulo três. Para tanto, se fez uso de séries temporais de intensidade luminosa, perfis de praia e material em suspensão durante o evento de deposição ocorrido em 13 de Fevereiro de 2008. A combinação dessas técnicas permitiu a análise de curto termo da evolução do depósito lamítico na zona de surfe e seus efeitos sobre as ondas.

Os dados coletados durante o evento mostraram o desenvolvimento de um sistema de duas camadas. Assim que a altura de onda diminui e não mais consegue manter a lama próxima a linha de praia, permitindo que a lama, que antes estava concentrada na zona de surfe interna, dê origem a um sistema de duas camadas cuja a formação coincide com o máximo de atenuação de ondas. Conforme observado pela distribuição espacial do espectro da intensidade luminosa ao longo da zona de surfe.

A terceira e última hipótese trabalhada na tese foi a de que a lama fluida quando distribuída de forma uniforme na coluna de água pode causar alterações em parâmetros físicos tais como o número de onda e a celeridade. Através do método da tomografia desenvolvido para estimativa

do número de onda, observou-se alterações do mesmo dentro da zona de surfe interna quando na presença da lama. Essas alterações foram observadas na forma de anomalias positivas do número de onda quando compara-se os mesmos com aqueles previstos através do uso da teoria linear de ondas.

Na tentativa de compreender a anomalia encontrada, foi utilizado um modelo que descreve a propagação de ondas em um fluido viscoso como é o caso do Cassino. Através da implementação desse modelo, foi observado que a medida que se aumenta a viscosidade, ocorre um aumento do número de onda. Aplicando esse modelo a diferentes valores de viscosidade, observou-se que a anomalia observada apresentou alguns valores semelhantes aos resultados das simulações. A partir dessa semelhança, um gradiente de viscosidade foi simulado para a região da anomalia de forma que o número de onda observado apresentou uma boa representatividade pelos valores obtidos utilizando o gradiente de viscosidade.

O aumento do número de onda mencionado pode trazer implicações diretas na celeridade das ondas, uma vez que esta pode ser representada pela razão entre a frequência e o número de onda. Assim, um aumento do número de onda resulta em uma diminuição da celeridade. Esta diminuição da celeridade retrata um retardo da onda pela alta viscosidade do fluido. Através da lei de *Snell* a propagação de ondas dentro de um fluido viscoso causaria alterações na direção de incidência das mesmas em regiões que apresentassem um gradiente lateral de lama fluida, abruptos ou não, como pode ser visto na praia do Cassino durante a ocorrência dos eventos de deposição. Mosaicos compostos de fotografias aéreas corroboram essa afirmação e indicam que o processo de refração associado ao depósito de lama, juntamente com a difração associada a atenuação, pode resultar em uma alteração de até 25° do ângulo de incidência das ondas.

O fato de que existe refração associada a gradientes laterais de viscosidade proporcionados pela concentração de lama na forma de um bolsão indica a necessidade e importância de um detalhamento mais aprofundado em relação a dinâmica das ondas nessa região, bem como em termos dos parâmetros reológicos da lama, sendo esta uma das sugestões para trabalhos futuros em casos de eventos de deposição de lama.

# Referências Bibliográficas

- Aagaard, T., Nielsen, J., and Greenwood, B. (1998). Suspended sediment transport and nearshore bar formation on a shallow intermediate-state beach. *Marine Geology*, 148:203–225.
- Aarninkhof, S. (2003). *Nearshore bathymetry derived from video imagery*. Phd., Delft University.
- Airy, G. (1841). Tides and waves. *Encyclopaedia Metropolitana*, 3:1817–1845.
- Ardhuin, F., O'Reilly, W., Herbers, T., and Jessen, P. (2003). Swell Transformation across the Continental Shelf. Part I: Attenuation and Directional Broadening. *Journal of Physical Oceanography*, 33:1921–1939.
- Birkemeier, W. (1985). Time Scales Of Nearshore Profile Change. In *Proceedings Of The 19th International Conference On Coastal Engineering*, pages 1507–1521, New York, NY, US. Am. Soc. Of Civ. Eng.,.
- Bowen, A. J., Inman, D. L., and Simmons, V. P. (1968). Wave 'Set-Down' and Set-Up. *Journal of Geophysical Research*, 73(8):2569–2577.
- Calliari, L. and Garcez Faria, A. (2003). Bancos de lama na praia do Cassino: formação, implicações geomorfológicas, ambientais e riscos costeiros. Estudo de caso: maio de 2003. In *Anais em CD-Rom do IX Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário (IX Congresso da ABEQUA)*, Recife, PE, BRA.



- Calliari, L. and Klein, A. (1993). Características morfodinâmicas e sedimentológicas das praias ocênicas entre Rio Grande e Chuí, RS. *Pesquisas em Geociências*, 20(1):48–56.
- Calliari, L., Tozzi, H., and Klein, A. (1998). Beach Morphology and Coastline Erosion Associated with Storm Surges in Southern Brazil - Rio Grande to Chuí. RS. In *Land and Ocean Interaction in Coastal Zone (LOICZ) Meeting*, pages 231–247, São Paulo, SP, Brazil.
- Calliari, L., Winterwerp, J., Fernandes, E., Vinzon, S., Cuchiara, D., Holland, K., and Sperle, M. (2009). Fine grain sediment transport and deposition in the Patos Lagoon - Cassino beach sedimentary system. *Continental Shelf Research*, 29(3):515–529.
- Calliari, L. J., Holland, K. T., Pereira, P. S., Guedes, R. M. C., and Santo, R. (2007). The influence of mud on the inner shelf, shoreface, beach and surf zone morphodynamics - Cassino, Southern Brazil. In *Coastal Sediments '07*, pages 1–11, New Orleans, MS.
- Calliari, L. J., Speranski, N. S., Torronteguy, M., and Oliveira, M. B. (2001). The mud banks of Cassino Beach, Southern Brazil: Characteristics, Processes and Effects. *Journal of Coastal Research*, 34(ICS Proceedings):318–325.
- Carter, R. (1988). *Coastal Environments*. Academic Press, London, UK.
- Chickadel, C., Holman, R., and Freilich, M. (2003). An optical technique for the measurement of longshore currents. *Journal of Geophysical Research*, 108(C11):3364.
- Coco, G. and Murray, A. (2007). Patterns in the sand: From forcing templates to self-organization. *Geomorphology*, 91(3-4):271–290.
- Costa, R. and Möller, O. (2009). Estudo sobre a variabilidade sazonal das correntes costeiras da plataforma interna ao largo de Rio Grande -RS. In *VIII Simposio sobre Ondas, Mares, Engenharia Oceanica e Oceanografia por Satelite OMAR-SAT*, Arraial do Cabo, RJ. Brasil.
- Dalrymple, R., Kirby, J., and Hwang, P. (1984). Wave diffraction due to areas of energy dissipation. *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, 110(1):67–79.
- Dalrymple, R. and Liu, P. (1978). Waves over soft muds: A two-layer fluid model. *Journal of Physical Oceanography*, 8:1121–1131.

- Dalrymple, R., Nouri, Y., and Sabouri-Shargh, Z. (2008). Water waves propagating over mud. In *International Conference on Coastal Engineering*, pages 314–323, Hamburg, Germany.
- Dean, R. and Dalrymple, R. (1991). *Water wave mechanics for engineers and scientists*. WorldScientific, Singapore.
- Elgar, S., Gallagher, E., and Guza, R. (2001). Nearshore sandbar migration. *Journal of Geophysical Research*, 106:11623–11627.
- Elgar, S. and Raubenheimer, B. (2008). Wave dissipation by muddy seafloors. *Geophysical Research Letters*, 35(7):1–5.
- Figueiredo, S. and Calliari, L. (2006). Sedimentologia e suas Implicações na Morfodinâmica das Praias Adjacentes às Desembocaduras da Linha de Costa do Rio Grande do Sul. *Gravel*, 4:73–87.
- Foda, M., Hunt, J., and Chou, H. (1993). A nonlinear model for the fluidization of marine mud by waves. *Journal of Geophysical Research*, 58(C4):7039–7047.
- Gade, H. (1958). Effects of a nonrigid, impermeable bottom on plane surface waves in shallow water. *Journal of Marine Research*, 16(2):1–61–82.
- Gallagher, E., Elgar, S., and Guza, R. (1998). Observations of sand bar evolution on a natural beach. *Journal of Geophysical Research*, 103:3203–3215.
- Grunnet, N. and Hoekstra, P. (2004). Alongshore variability of the multiple barred coast of Terschelling, The Netherlands. *Marine Geology*, 203(1-2):23–41.
- Guedes, R. (2008). *Utilização de Métodos Diretos e Vídeo-Imagens ARGUS na Caracterização Morfodinâmica da Zona de Arrebentação da Praia do Cassino, RS*. Dissertação de mestrado em oceanografia física, química e geológica, Universidade Federal do Rio Grande.
- Guedes, R., Calliari, L., and Pereira, P. (2009). Morfodinâmica da praia e zona de arrebentação do Cassino através de técnicas de vídeo imageamento e perfis de praia. *Pesquisas em Geociências*, 36(2):165–180.

- Holland, K. and Elmore, P. (2008). A review of heterogeneous sediments in coastal environments. *Earth-Science Reviews*, 89(3-4):116–134.
- Holland, K. and Holman, R. (1991). Measuring run-up on a natural beach. In *EOS Transactions, American Geophysical Union*, page 254.
- Holland, K., Holman, R., Lippmann, T., Stanley, J., and Plant, N. (1997). Practical use of video imagery in nearshore oceanographic field studies. *IEEE Journal of Oceanic Engineering*, 22(1):81–92.
- Holland, K., Vinzon, S., and Calliari, L. J. (2009). A field study of coastal dynamics on a muddy coast offshore of Cassino beach, Brazil. *Continental Shelf Research*, 29(3):503–514.
- Holman, R. (1995). Nearshore processes. *Review of Geophysics*, pages 1237–1247.
- Holman, R. and Sallenger, A. (1993). Sand bar generation: a discussion of the Duck experiment series. *Journal of Coastal Research*, SI(15):76–92.
- Holman, R. and Stanley, J. (2007). The history and technical capabilities of Argus. *Coastal Engineering*, 54(6-7):477–491.
- Hough, S. S. (1896). On the Influence of Viscosity on Waves and Currents. *Proceedings of the London Mathematical Society*, s1-28(1):264–288.
- Johnson, J. (1949). Scale effects in hydraulic models involving wave motion. *Transactions of Geophysical Union*, 30:517–525.
- Kaihatu, J., Sheremet, A., and Holland, K. (2007). A model for the propagation of nonlinear surface waves over viscous muds. *Coastal Engineering*, 54(10):752–764.
- Kineke, G., Higgins, E., Hart, K., and Velasco, D. (2006). Fine-sediment transport associated with cold-front passages on the shallow shelf, Gulf of Mexico. *Continental Shelf Research*, 26(17-18):2073–2091.
- Komar, P. (1998). *Beach processes and sedimentation*. Prentice Hall, Upper Saddle River, NJ, US, 2nd edition.

- Lamb, H. (1932). *Hydrodynamics*. Dover Publications, New York, NY, US, 6th edition.
- Larson, M. and Kraus, N. (1989). SBEACH: Numerical Model For Simulating Storm Induced Beach Change.
- Lippmann, T. and Holman, R. (1989). Quantification of sand bar morphology: a video technique based on wave dissipation. *Journal of Geophysical Research*, 94(C1):995–1011.
- Lippmann, T. and Holman, R. (1990). The spatial and temporal variability of sand bar morphology. *Journal of Geophysical Research*, 95(C7):11,575–11,590.
- Lippmann, T. and Holman, R. (1991). Phase speed and angle of breaking waves measured with video techniques. In Kraus, N., editor, *Coastal Sediments*, pages 542–556, New York. ASCE.
- Lippmann, T., Holman, R., and Hathaway, K. (1993). Episodic, Non- Stationary Behavior Of A Two Sand Bar System At Duck, NC, USA. *Journal of Coastal Research*, SI(15):49–75.
- Madsen, A. and Plant, N. (2001). Intertidal beach slope predictions compared to field data. *Marine Geology*, 173:121–139.
- Mallard, W. and Dalrymple, R. (1977). Water waves propagating over a deformable bottom. In *Proceedings of the ninth Offshore Technology Conference*, pages 141–146, Houston, Texas, US.
- Marques, W. (2009). *Estudo da dinâmica da pluma costeira da Lagoa dos Patos*. Phd., Federal University of Rio Grande.
- Marques, W., Fernandes, E., Monteiro, I., and Mo, O. (2009). Numerical modeling of the Patos Lagoon coastal plume, Brazil. *Continental Shelf Research*, 29(3):556–571.
- Marques, W., Fernandes, E., Moraes, B., Möller, O., and Malcherek, A. (2010). The dynamics of Patos Lagoon coastal plume and their contribution for the deposition pattern of suspended sediments in the Southern Brazilian inner Shelf. *Journal of Geophysical Research*, in press.
- Mathew, J., Baba, M., and Kurian, N. (1995). Mudbanks Of The Southwest Coast Of India 1. Wave Characteristics. *Journal of Coastal Research*, (11):168–178.

- Melo, E., Hammes, G., Franco, D., and Romeu, M. (2008). Aferição de desempenho do modelo WW3 em Santa Catarina. In *Anais do III Seminario e Workshop em Engenharia Oceanica (SEMENGO)*, page 20, Rio Grande, RS, Brazil.
- Moller, O., Castaing, P., Salomon, J., and Lazure, P. (2001). The influence of local and non-local forcing effects on the subtidal circulation of Patos Lagoon. *Estuaries*, 24(2):297–311.
- NCEP/NOAA (2008). National Centers for Environmental Prediction. <ftp://polar.ncep.noaa.gov/pub/history/waves>. Accessed on 20 of November of 2008.
- Ng, C. (2000). Water waves over a muddy bed: a two-layer Stokes boundary layer model. *Coastal Engineering*, 40:221–242.
- Ojeda, E., Ruessink, B., and Guillen, J. (2008). Morphodynamic response of a two-barred beach to a shoreface nourishment. *Coastal Engineering*, 55:1185–1196.
- Pereira, P. and Calliari, L. (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 and Technology*, 9:7–11.
- Pereira, P., Calliari, L., Holman, R., Holland, K., Guedes, R., Amorin, C., and Cavalcanti, P. (2010). Video and field observations of wave attenuation in a muddy surf zone. *Marine Geology*, Submitted.
- Pinet, P. (1998). *Invitation to oceanography*. Jones and Bartlett, London, UK.
- Plant, N. and Holman, R. (1997). Intertidal beach profile estimation using video images. *Marine Geology*, 140:1–24.
- Plant, N., Holman, R., Freilich, M., and Birkemeier, W. (1999). A simple model for interannual sandbar behavior. *Journal of Geophysical Research*, 104:15755–15776.
- Plant, N. G., Holland, K. T., and Haller, M. C. (2008). Ocean Wavenumber Estimation From Wave-Resolving Time Series Imagery. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 46(9):2644–2658.

- Pruszek, Z., Róznicki, G., and Zeidler, R. (1997). Statistical properties of multiple bars. *Coastal Engineering*, 31(1-4):263–280.
- Qi, P. and Hou, Y. (2006). Mud mass transport due to waves based on an empirical rheology model featured by hysteresis loop. *Ocean Engineering*, 33:2195–2208.
- Quartel, S., Ruessink, B., and Kroon, A. (2007). Daily to seasonal cross-shore behaviour of quasi-persistent intertidal beach morphology. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32(I):1293–1307.
- Reboita, M., Krusche, N., and Piccoli, H. (2006). Climate variability in Rio Grande, RS, Brazil: a quantitative analysis of contributions due to atmospheric systems. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 21(2):256–270.
- Rockmore, A. (1982). A Tomographic Approach to Multiarray Ocean Surveillance. *IEEE Journal of Oceanic Engineering*, OE-7(2):83–89.
- Rodriguez, H. N. and Mehta, A. J. (1998). Considerations on wave-induced fluid mud streaming at open coasts. *Geological Society, London, Special Publications*, 139(1):177–186.
- Ruessink, B. and Kroon, A. (1994). The Behavior Of A Multiple Bar System In The Nearshore Zone Of Terschelling, The Netherlands - 1965-1993. *Marine Geology*, 121(3-4):187–197.
- Ruessink, B., Pape, L., and Turner, I. (2009). Daily to interannual cross-shore sandbar migration: Observations from a multiple sandbar system. *Continental Shelf Research*, 29(14):1663–1677.
- Ruessink, B. and Terwindt, J. (2000). The behaviour of nearshore bars on the time scale of years: a conceptual model. *Marine Geology*, 163:289–302.
- Ruessink, B., Wijnberg, K., Holman, R., Kuriyama, Y., and Van Enckevort, I. (2003). Intersite comparison of interannual nearshore bar behavior. *Journal of Geophysical Research*, 108(C8):3249.
- Shand, R. and Bailey, D. (1999). A review of net offshore bar migration with photographic illustrations from Wanganui, New Zealand. *Journal of Coastal Research*, 15:365–378.
- Shepard, F. (1950). Longshore bars and longshore troughs.

- Short, A. (1975). Multiple offshore bars and standing waves. *Journal of Geophysical Research*, 80(27):3838–3840.
- Stockdon, H. and Holman, R. (2000). Estimation of wave phase speed and nearshore bathymetry from video imagery. *Journal of Geophysical Research*, 105(C9):22015–22033.
- Strauch, J. (1998). Um ano de monitoramento de ondas em Rio Grande. In *Final Proceedings of the XI National Week of Oceanography, Oceanography and their interfaces.*, Rio Grande, Rio Grande do Sul, Brazil. Federal University of Rio Grande FURG.
- Terra, S. (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. Rio Grande*. Dissertação de mestrado em engenharia oceânica, , Universidade Federal do Rio Grande.
- Thompson, R. O. (1983). Low-Pass Filters to Suppress Inertial and Tidal Frequencies. *Journal of Physical Oceanography*, 13:1077–1083.
- Thornton, E., Dalrymple, T., Drake, T., Elgar, S., Gallagher, E., Guza, R., Hay, A., Holman, R., Kaihatu, J., Lippmann, T., and Ozkan-Haller, T. (2000). State of Nearshore Processes Research: II. In *Report based on the Nearshore Research Workshop, St. Petersburg, Florida. September 14/16, 1998. Technical report NPS-OC-00-001.*, Monterey, California: Naval Post-graduate School.
- Tomazelli, L. (1993). O regime dos ventos e a taxa de migração das dunas eólicas costeiras do Rio Grande do Sul, Brasil. *Pesquisas em Geociências*, 20:18–26.
- Tozzi, H. and Calliari, L. (2000). Morfodinâmica da praia do Cassino, RS. *Pesquisas em Geociências*, 27:29–42.
- Van Enckevort, I. and Ruessink, B. (2003). Video observations of nearshore bar behaviour. Part 1: alongshore uniform variability. *Continental Shelf Research*, 23(5):501–512.
- Vinzon, S., de Boer, G., Winterwerp, J., and Nogueira, R. (2009). Mud deposit formation on the open coast of the larger Patos Lagoon/Cassino Beach system. *Continental Shelf Research*, 29(3):572–588.

- Vinzon, S., Meirelles, S., and Leão, T. (2008). Wave generated lutoclines offshore of Cassino Beach, Brazil. In *Physics of Estuaries and Coastal Seas*, pages 369–372, Liverpool, UK.
- Wells, J. (1983). Dynamics of coastal fluid muds in low, moderate and high tide range environments. *Canadian Journal Fisheries and Aquatic Sciences*, 40(1):130–142.
- Wells, J. and Coleman, J. (1977). Nearshore suspended sediment variations, central Surinam coast. *Marine Geology*, 24:47–54.
- Wells, J. and Coleman, J. (1981). Physical processes and fine-grained sediment dynamics coast of Surinam, South America. *Journal of Sedimentary Petrology*, 51(4):1053–1068.
- Wells, J., Coleman, J., and Wiseman, W. J. (1979). Suspension and transportation of fluid mud by solitary-like waves. In *Proceedings Of The 16th Coastal. Engineering Conference ASCE*, pages 1932–1951, Hamburg, Germany.
- Wijnberg, K. and Kroon, A. (2002). Barred beaches. *Geomorphology*, 48:103–120.
- Wright, L. and Short, A. (1984). Morphodynamic variability of surf zones and beaches: A synthesis. *Marine Geology*, 56:93–118.



## Processamento das imagens

*Texto adaptado de Aarninkhof (2003)*

### A.1 Retificação das imagens

A quantificação adequada das feições morfológicas presentes nas imagens necessita de um georreferenciamento das imagens oblíquas além da compreensão da variação na resolução dos píxeis. Esses aspectos são descritos através da relação entre as coordenadas da imagem ( $U, V$ ) e as coordenadas correspondentes no mundo real ( $x, y, z$ ). Tal relação já é bem conhecida e foi estabelecida dentro do grupo Argus por Holland et al. (1997).

A relação entre as imagens e as coordenadas do mundo real é definida por meio das coordenadas das câmeras ( $x_c, y_c, z_c$ ), da distância focal efetiva ( $f$ ) e da orientação da câmera. De acordo com Lippmann e Holman (1989) a distância focal  $f$  é relacionada diretamente ao campo de visão horizontal da câmera, aqui chamado de FOV e representado por  $\delta$ , já a orientação da câmera é definida por meio de três ângulos: o tilt ( $\tau$ ), o azimute ( $\phi$ ) e o rolamento ( $\sigma$ ), conhecidos como ângulos de Euler, Fig. A.1.

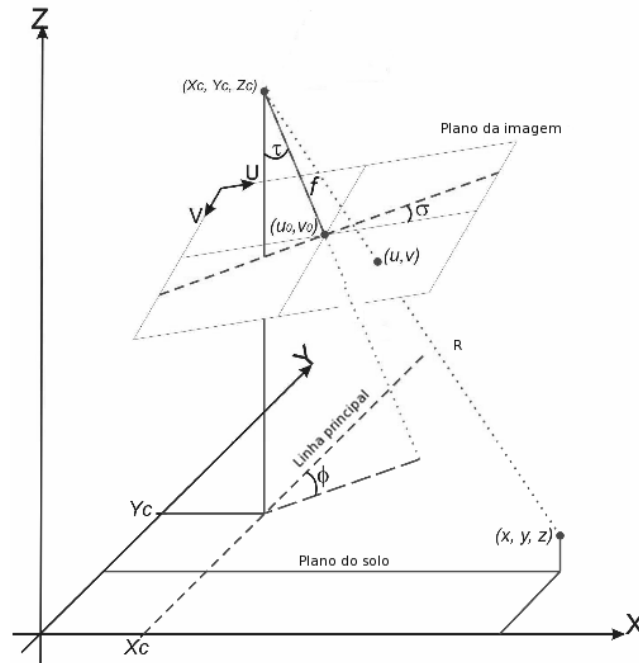


Figura A.1: Georreferenciamento das imagens oblíquas: relação entre as coordenadas da imagem  $(U, V)$  e as coordenadas do mundo real  $(x, y, z)$

Os ângulos  $\tau$ ,  $\phi$  e  $\sigma$  representam a rotação da câmera em relação ao eixo vertical  $z$ , a orientação em relação ao plano  $x - y$  e a rotação do plano focal em relação ao horizonte, respectivamente. Procedimentos padrões de fotogrametria permite que a transformação de  $(x, y, z)$  em  $(U, V)$  possa ser expressa em termos das equações colineares:

$$U = \frac{L_1x + L_2y + L_3z + L_4}{L_9x + L_{10}y + L_{11}z + 1}$$

$$V = \frac{L_5x + L_6y + L_7z + L_8}{L_9x + L_{10}y + L_{11}z + 1} \quad (\text{A.1})$$

onde os coeficientes  $L_1-L_{11}$  são funções lineares de sete variáveis desconhecidas ( $\tau$ ,  $\phi$ ,  $\sigma$ ,  $x_c$ ,  $y_c$ ,  $z_c$  e  $f$ ). Estas sete variáveis podem ser resolvidas com ajuda de um conjunto de pontos de referência conhecidos como pontos de controle no solo (*Ground Control Points-GCP's*), os quais

devem possuir coordenadas conhecidas tanto no mundo real quanto na imagem. Embora esse procedimento permita a determinação da posição da câmera ( $x_c, y_c, z_c$ ), Holland e colaboradores (1997) verificaram que a transformação mais precisa das coordenadas é encontrada restringindo a posição da câmera aos valores obtidos por levantamentos prévios. Dessa forma, apenas dois pontos de controles no solo são necessários para resolver as quatro variáveis desconhecidas restantes ( $\tau, \phi, \sigma$  e  $\delta$ ). O uso de mais de dois pontos de controle permite encontrar intervalo de confiança para os ângulos estimados, bem como uma solução mais robusta.

Os coeficientes  $L_1$ - $L_{11}$  são calculados como:

$$\begin{aligned}
L &= -(x_c m_{31} + y_c m_{32} + z_c m_{33}) \\
L_1 &= \frac{U_0 m_{31} + f m_{11}}{\lambda_U L} \\
L_2 &= \frac{U_0 m_{32} + f m_{12}}{\lambda_U L} \\
L_3 &= \frac{U_0 m_{33} + f m_{13}}{\lambda_U L} \\
L_4 &= -(L_1 x_c + L_2 y_c + L_3 z_c) \\
L_5 &= \frac{V_0 m_{31} + f m_{21}}{\lambda_V L} \\
L_6 &= \frac{V_0 m_{32} + f m_{22}}{\lambda_V L} \\
L_7 &= \frac{V_0 m_{33} + f m_{23}}{\lambda_V L} \\
L_8 &= -(L_5 x_c + L_6 y_c + L_7 z_c) \\
L_9 &= \frac{m_{31}}{L} \\
L_{10} &= \frac{m_{32}}{L} \\
L_{11} &= \frac{m_{33}}{L}.
\end{aligned} \tag{A.2}$$

Nessas equações,  $\lambda_U$  e  $\lambda_V$  são os fatores de escalonamento horizontal e vertical, respectivamente, e  $U_0$  e  $V_0$  representam as coordenadas do centro da imagem. Estes parâmetros são chamados de parâmetros intrínsecos e pertencem a cada câmera e lente e serão discutidos na sessão subsequente. Os coeficientes representados por  $m$  descrevem rotações sucessivas em torno dos ângulos

$\tau$ ,  $\phi$ ,  $\sigma$  sendo representados da seguinte forma:

$$\begin{aligned}
m_{11} &= (\cos\phi \cos\sigma) + (\sin\phi \cos\tau \sin\sigma) \\
m_{12} &= (-\sin\phi \cos\sigma) + (\cos\phi \cos\tau \sin\sigma) \\
m_{13} &= \sin\tau \sin\sigma \\
m_{21} &= (-\cos\phi \sin\sigma) + (\sin\phi \cos\tau \cos\sigma) \\
m_{22} &= (\sin\phi \sin\sigma) + (\cos\phi \cos\tau \cos\sigma) \\
m_{23} &= \sin\tau \cos\sigma \\
m_{31} &= \sin\phi \sin\tau \\
m_{32} &= \cos\phi \sin\tau \\
m_{33} &= -\cos\tau.
\end{aligned} \tag{A.3}$$

A formulação teórica apresentada aqui é válida para lentes livres de distorção. Permitindo a incorporação de  $\lambda_V$  e  $\lambda_U$ , a formulação inclui uma correção para os píxeis que não são um quadrado perfeito.

O georreferenciamento para todas as imagens das câmeras instaladas em uma estação Argus permite a solução da geometria para cada câmera ( $\tau$ ,  $\phi$ ,  $\sigma$ ,  $\delta$ ) que permanece constante desde que não ocorram movimentos que resultem na orientação da câmera. A partir dessa geometria, as imagens oblíquas podem ser retificadas através da inversão da Eq. (A.1) de acordo com:

$$\begin{bmatrix} L_1 - L_9U & L_2 - L_{10}U & L_3 - L_{11}U \\ L_5 - L_9V & L_6 - L_{10}V & L_7 - L_{11}V \end{bmatrix} \begin{bmatrix} x \\ y \\ z \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} U - L_4 \\ V - L_8 \end{bmatrix}. \tag{A.4}$$

Esta equação essencialmente envolve a transformação das coordenadas oblíquas dos píxeis ( $U_0$  e  $V_0$ ) nas coordenadas do mundo real ( $x$ ,  $y$ ,  $z$ ), assumindo um  $z$  constante. Exemplos de imagens retificadas através dessa metodologia podem ser visto ao longo de todo o corpo da tese, especialmente no Capítulo 2.

## A.2 Calibração dos parâmetros intrínsecos

As lentes das câmeras geralmente apresentam distorção do tipo radial, que aumenta com o decréscimo da distância focal  $f$  e com a qualidade da lente. Essa distorção aparece por desvios radiais ( $\Delta r$ ) entre a posição de píxeis observados e a posição real ou teórica desses pontos em um grid retangular que depende da posição do centro da imagem ( $U_0$  e  $V_0$ ), Fig. A.2a. Holland et al. (1997) parametrizaram os desvios radiais através da seguinte equação polinomial de terceira ordem:

$$\Delta r = k_1 r^3 + k_2 r \quad (\text{A.5})$$

onde

$$r = \sqrt{(U - U_0)^2 + (V - V_0)^2}. \quad (\text{A.6})$$

Os parâmetros  $k_1$  e  $k_2$  são coeficientes obtidos através do ajuste da Eq. A.5 aos desvios radiais, Fig. A.2b, medidos em laboratório com ajuda de pontos de controle teóricos. Através de uma abordagem iterativa, o procedimento de calibração também permite encontrar uma melhor configuração para os fatores de escalonamento horizontal e vertical ( $\lambda_U$  e  $\lambda_V$ ), bem como as coordenadas referentes ao centro da imagem.

Dessa forma, a calibração da câmera é feita em laboratório, previamente a sua instalação no campo. Esse procedimento permite o cálculo dos parâmetros intrínsecos a câmera ( $\lambda_U$ ,  $\lambda_V$ ,  $k_1$ ,  $k_2$ ,  $U_0$  e  $V_0$ ), ao passo que a solução da geometria, definida por meio dos quatro ângulos previamente descritos ( $\tau$ ,  $\phi$ ,  $\sigma$ ,  $\delta$ ), é encontrada pelo processo de georreferenciamento envolvendo pontos de controle no solo, bem como os parâmetros intrínsecos a câmera.

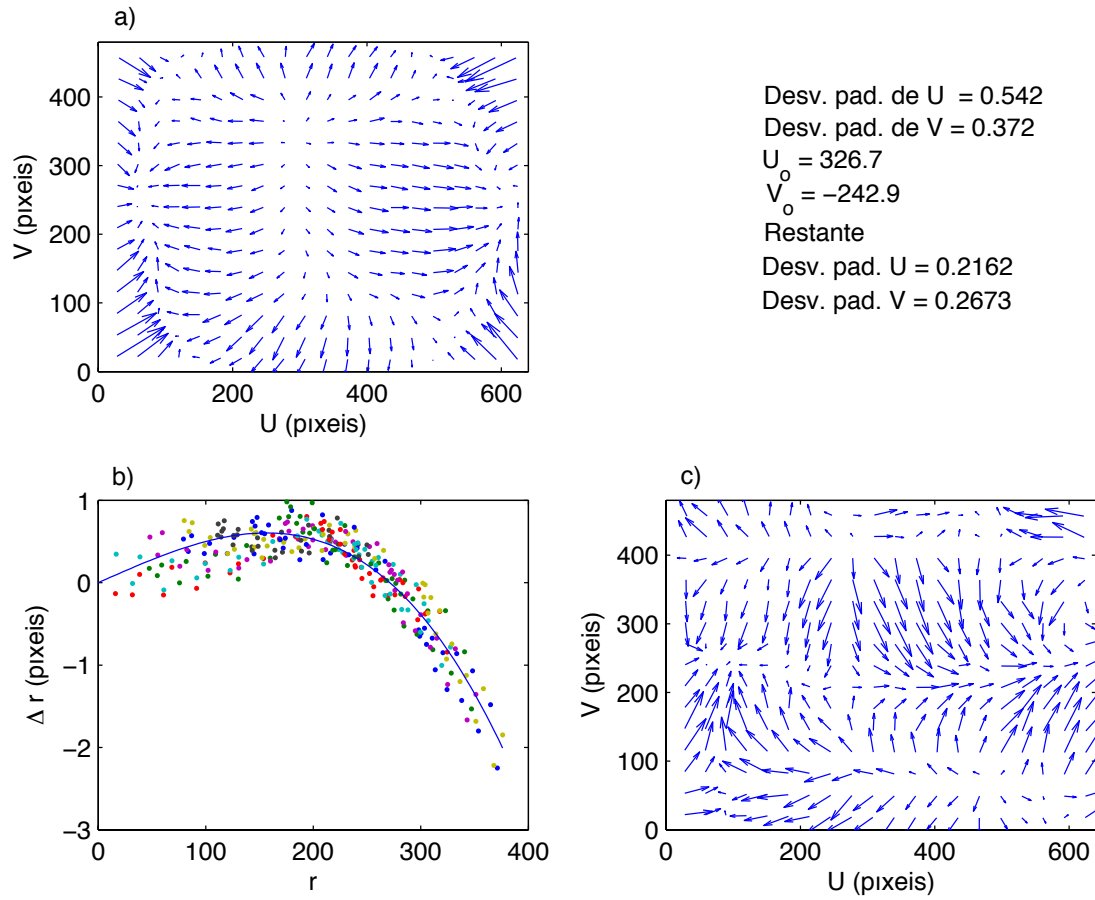


Figura A.2: Exemplo da distorção radial calculada para uma lente de 16mm. a) distorção radial calculada em laboratório para uma imagem padrão; b) polinômio de terceira ordem ajustado aos desvios radiais; c) distorção restante após a remoção da distorção radial ilustrada em a.

### A.3 Resolução das imagens

A precisão teórica das câmeras de vídeo é controlada pela área de cobertura, aproximadamente retangular, de um pixel como aproximado por Lippmann e Holman (1989):

$$L_c(x, y) = R(x, y) \left( \frac{\delta}{N_U} \right)$$

$$L_a(x, y) = \frac{R(x, y)}{\cos(\tau(x, y))} \left( \frac{\delta}{N_U} \right), \quad (\text{A.7})$$

onde  $L_c$  ( $L_a$ ) é o *cross-bore* (*boresight*) de um único píxel,  $N_U$  o número de píxeis horizontais que compõem a imagem,  $R$  a distância entre a câmera e o ponto de interesse ( $x, y$  - Fig. A.1) e o ângulo  $\delta$  dado em radianos, lembrando que  $\delta$  é o campo de visão da câmera, também conhecido como FOV (*Field of View*).

As dimensões espaciais de  $L_c$  e  $L_a$  assim que obtidas são projetadas tanto transversal quanto longitudinalmente à costa, permitindo a construção de mapas que mostram a distribuição da resolução de cada píxel (Aarninkhof, 2003) em ambas referidas direções (Fig. A.3). Conforme pode-se observar na Fig. A.3, a resolução espacial dos píxeis é inversamente proporcional ao campo de visão das câmeras: quanto menor o ângulo maior será a resolução espacial.

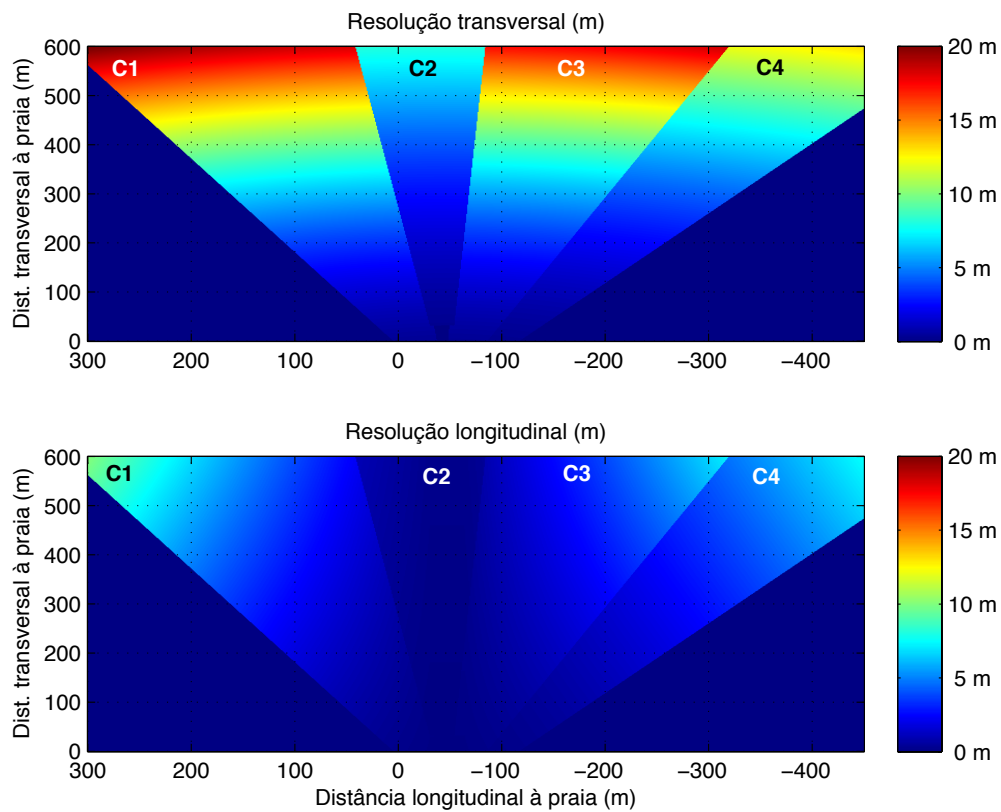


Figura A.3: Exemplo de resolução transversal e longitudinal à praia para as quatro câmeras que compõem a estação Argus da praia do Cassino, C1, C2, C3 e C4 que apresentam lentes de 10, 25, 15 e 20mm respectivamente.

# Apêndice **B**

## Propagação de ondas em um fluido

### VISCOSO

*Derivação realizada por J.C. Winterwerp <sup>1</sup> e adaptada para o português*

O presente apêndice tem como intuito mostrar a derivação do que seria a equação de dispersão para um fluido viscoso. Para tal, assume-se que a viscosidade seria constante  $\nu_m$  em água rasas com profundidade  $h$  sobre um fundo horizontal. A altura de onda é denotada como  $H_s$ .

Após a integração ao longo da profundidade e substituição da aproximação para águas rasas (pressão hidrostática), as equações da continuidade e do momento na direção de propagação da onda  $x$  são escritas, respectivamente, como:

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \int_0^h \frac{\partial u}{\partial x} dz = 0 \quad (\text{B.1})$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + g \frac{\partial h}{\partial x} = \nu_m \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \quad (\text{B.2})$$

onde  $u$  corresponde a velocidade no fluido viscoso e  $z$  a coordenada vertical, sendo  $z = 0$  o fundo.

---

<sup>1</sup>Marine and Coastal Systems, Deltares, The Netherlands.



As condições de contorno para Eq.B1 e Eq.B2 são:

$$\begin{aligned} z = 0 : u &= 0 \\ z = h : \partial u / \partial z &= 0 \end{aligned} \quad (\text{B.3})$$

Assumindo-se as seguintes soluções harmônicas:

$$h = h_0 + H_s \exp\{i(kx - \omega t)\} \quad (\text{B.4})$$

$$u = \hat{u}(z) \exp\{i(kx - \omega t)\} \quad (\text{B.5})$$

onde  $h_0$  representa o nível médio da água;  $k$  o número complexo de onda ( $k = k_r + ik_i$ ) sendo  $i = \sqrt{-1}$ ;  $\omega$  a frequência radial ( $\omega = 2\pi/T$ ), sendo  $T$  o período das ondas; e  $\hat{u}(z)$  o movimento orbital na coluna de água. Assim, assume-se:

$$m = (1 - i)\sqrt{\omega/2\nu_m}, \quad (\text{B.6})$$

consequentemente:

$$m^2 = -i\omega/\nu_m \quad (\text{B.7})$$

onde  $\sqrt{2\nu_m/\omega} = \delta_s$  representa a espessura da camada limite de Stokes. Em dinâmica de fluidos, a camada limite de Stokes, ou camada limite oscilatória, refere-se à camada limite próxima ao fundo ou parede sólida em um fluxo oscilatório de um fluido viscoso. Dessa forma resolve-se a Eq. B2 substituindo as soluções harmônicas (Eq. B4 e Eq. B5) e aplicando-se as condições de contorno:

$$-i\omega\hat{u} + giH_s k - \nu_m \frac{\partial^2 \hat{u}}{\partial z^2} = 0. \quad (\text{B.8})$$

Assumindo-se a solução acima para a Eq. B6 obtêm-se :

$$\begin{aligned} \hat{u} &= A \sinh\{mz\} + B \cosh\{mz\} + C \\ \frac{\partial \hat{u}}{\partial z} &= Am \cosh\{mz\} + Bm \sinh\{mz\} \\ \frac{\partial^2 \hat{u}}{\partial z^2} &= Am^2 \sinh\{mz\} + Bm^2 \cosh\{mz\} \end{aligned} \quad (\text{B.9})$$

Substituindo a Eq. B9 na Eq. B8 permite:

$$Am^2 \sinh\{mz\} + Bm^2 \cosh\{mz\} + A \frac{i\omega}{\nu_m} \sinh\{mz\} + B \frac{i\omega}{\nu_m} \cosh\{mz\} + C \frac{i\omega}{\nu_m} - giH_s \frac{k}{\nu_m} = 0 \quad (\text{B.10})$$

Isto resulta em:

$$C = gH_s \frac{k}{\omega}. \quad (\text{B.11})$$

Substituindo Eq. B11 e as condições de contorno na Eq. B4 em Eq. B10 se obtêm:

$$\begin{aligned} z = h : \frac{\partial u}{\partial z} = 0 &= Am \cosh\{mh\} + Bm \sinh\{mh\} \\ z = 0 : u = 0 &= B + gH_s \frac{k}{\omega} = 0, \end{aligned} \quad (\text{B.12})$$

onde:

$$\begin{aligned} B &= -gH_s \frac{k}{\omega} \\ A &= -B \tanh\{mh\} = +gH_s \frac{k}{\omega} \tanh\{mh\} \end{aligned} \quad (\text{B.13})$$

chegando a:

$$\hat{u} = g \frac{H_s k}{\omega} \tanh\{mh\} \sinh\{mz\} - g \frac{H_s k}{\omega} \cosh\{mz\} + g \frac{H_s k}{\omega} \quad (\text{B.14})$$

Equiparando a integral na equação da continuidade (Eq. B1) obtêm-se:

$$\int_0^h \frac{\partial u}{\partial x} dz = ik \exp\{i(kx - \omega t)\} \int_0^h \frac{\partial \hat{u}}{\partial x} dz = -\frac{\partial h}{\partial t} = -iH_s \omega \exp\{i(kx - \omega t)\} \quad (\text{B.15})$$

assim:

$$\frac{1}{m} gH_s \frac{k}{\omega} \tanh\{mh\} \cosh\{mh\} - \frac{1}{m} gH_s \frac{k}{\omega} \tanh\{mh\} - \frac{1}{m} gH_s \frac{k}{\omega} \sinh\{mh\} + gH_s \frac{k}{\omega} - H_s \frac{\omega}{k} = 0 \quad (\text{B.16})$$

Rearranjando a equação acima obtêm-se :

$$-\frac{1}{m}gH_s\frac{k}{\omega}\tanh\{mh\} + gH_s\frac{k}{\omega} - H_s\frac{\omega}{k} = 0, \text{ ou}$$

$$k^2 \left( \frac{1}{m}g\frac{H_s}{\omega}\tanh\{mh\} - g\frac{H_s}{\omega} \right) = H_s\omega \quad (\text{B.17})$$

ou, após alguns rearranjos:

$$\frac{k}{\omega} = \frac{k_r + ik_i}{\omega} = \frac{1}{c} + i\frac{k_i}{\omega} = \sqrt{\frac{m}{gmh - g \tanh\{mh\}}} \quad (\text{B.18})$$

Aqui,  $c$  é a celeridade da onda, relacionada ao número de onda real. O número de onda imaginário  $k_i$  descreve o decaimento da altura da onda devido a viscosidade sendo expresso da seguinte forma:

$$H_s(x) = H_{s(x=0)}\exp\{-k_i x\} \quad (\text{B.19})$$

Nota-se que para fluidos inviscidos, onde  $\nu_m$  tende a zero, a equação B17 é reduzida a equação de dispersão para águas rasas, onde  $c = \sqrt{gh}$ .