Universidade Federal do Rio Grande do Sul
Instituto de Geociências
Programa de Pós Graduação em Geociências

O padrão de ondas no Lago Guaíba e sua influência nos processos de sedimentação.

Tese apresentada ao Programa de Pós-graduação em Geociências da UFRGS, como requisito à obtenção do grau de Doutor em Ciências – Área de concentração: **Geologia Marinha.**

João Luiz Nicolodi

Porto Alegre, maio de 2007.

Livros Grátis

http://www.livrosgratis.com.br

Milhares de livros grátis para download.

Orientador:

Dr. Elírio E. Toldo Jr.

Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica – CECO. UFRGS

Co-orientador:

Dr. Leandro Farina

Instituto de Matemática – UFRGS.

Banca Examinadora:

- Dr. Antonio Henrique da Fontoura Klein

  Centro de Ciências Tecnológicas da Terra e do Mar - CTTMar / Universidade do Vale do Itajaí - UNIVALI

- Dr. Luiz Emílio Sá Brito de Almeida

  Instituto de Pesquisas Hidráulicas – Universidade Federal do Rio Grande do Sul - UFRGS

- Dr. Moacyr Cunha de Araujo Filho

  Departamento de Oceanografia – Universidade Federal de Pernambuco - UFPE

Não haveria então uma ciência exata? Talvez não. Ponto e número – sobre os quais se apóiam toda a aritmética e a geometria – são conceitos indefiníveis e, no entanto, compreendidos por todos... O número é um conceito. Essa tendência de matematizar fenômenos naturais é apenas uma possibilidade de expressão da ordem cósmica. O que dizer da música, das artes plásticas, da dança? São linguagens e não devem ser tão pretensiosas a ponto de acreditar que encerram respostas para todas as questões... A matemática é o reino do simbólico e é, no mínimo, intrigante constatar que o Universo pode ser apreendido por simples equações. Por que o código da natureza está ao alcance de qualquer estudante secundário?... Ora, a ciência conhece apenas fragmentos da realidade. A realidade se mostra, o real se demonstra. Todavia, o que é o real? Sabemos apenas que, como o Universo, ele é sutil.

Frei Betto

SUMÁRIO **Página**

I	**Agradecimentos**	vi
II	**Resumo**	vii
III	**Abstract**	ix
IV	**Lista de Figuras**	xi
V	**Lista de Tabelas**	xvii
1.	**Introdução**	1
1.1	Área de Estudo	3
1.1.1	A sedimentação do Guaíba	6
1.1.2	A dinâmica do lago	8
1.1.3	A importância das ondas no lago Guaíba	10
1.1.4	Problemas para o Estudo	15
1.1.5	Objetivos	16
2.	**Metodologia empregada e análise dos resultados**	
2.1	Introdução	17
2.2	Batimetria	18
2.3	Ventos	22
2.4	Ondas – O método	35
2.4.1	Os modelos de predição de ondas	35
2.4.2	Os modelos empíricos	38
2.4.2.1	JONSWAP (Joint North Sea Wave Project)	38
2.4.2.2	Donelan	39
2.4.2.3	Predição de ondas em águas rasas	41
2.4.3	Os modelos numéricos	43
2.4.3.1	Introdução	43
2.4.3.2	A evolução dos modelos de predição de ondas	44
2.5	O SWAN	47
2.5.1	A Teoria do SWAN	48

2.5.2 A validação do SWAN 50

2.5.3 As aplicações dos modelos de predição de ondas em ambientes abrigados 54

2.6 A aplicação do SWAN no Lago Guaíba 58

2.6.1 A interface computacional automática entre a saída de dados do modelo matemático SWAN e a entrada de dados no software IDRISI. 61

2.6.2 A validação do SWAN no Lago Guaíba 63

2.7 O Padrão de Ondas no Lago Guaíba 71

2.7.1 Março, 23 e 24 73

2.7.2 Julho, 10 e 11 81

2.7.3 Setembro, 26 e 27 86

2.7.4 Dezembro, 12 91

2.7.5 Julho de 2005. Data do fundeio do medidor de ondas e correntes 93

2.7.6 Simulação com base em dados históricos 97

2.7.7 Análise 120

2.7.8 Análise da simulação com base em dados históricos 121

2.8 Ressuspensão de Sedimentos 126

2.8.1 Introdução 126

2.8.2 Mobilidade de sedimentos sob ação das ondas 129

2.8.3 A relação da velocidade orbital das ondas do Guaíba com a ressuspensão de sedimentos de fundo 136

2.9 Os ambientes de sedimentação no Lago Guaíba 150

2.10 Ressuspensão de sedimentos X Qualidade da água 156

3 Conclusões 163

4 Referencias Bibliográficas 174

I. Agradecimentos

Constitui-se tarefa impossível para mim, listar todos aqueles que merecem meus mais sinceros agradecimentos pela elaboração deste trabalho, mas sem dúvida não posso deixar de citar alguns; minha família (pais, irmãos e cunhadas), Leda (pelo incansável carinho, apoio e parceria nas horas em que a casa se transformava em escritório), amigos (se reconhecerão aqui), pessoal do CECO (que desde 1997 me apoiou), ao Elírio (grande orientador!), a Heloisa Velloso (pelo help no abstract), ao pessoal do Gerenciamento Costeiro e Marinho do Ministério do Meio Ambiente (que passou a engrossar a torcida pelo final dessa tese desde 2004), ao Leandro (co-orientador que foi fundamental para decifrar o SWAN), ao Professor Livi do Departamento de Geografia da UFRGS (pelos arquivos de ventos que formaram a base do trabalho), ao CNPq pelos dois anos de bolsa e a todos aqueles que de alguma maneira tiveram qualquer influencia positiva nessa árdua construção.

II Resumo

O Lago Guaíba configura-se como o grande depositário das águas de uma bacia hidrográfica que engloba boa parte do centro e nordeste do estado, estendendo-se por uma área aproximada de 84.700 km^2 que abrange mais de 250 municípios, entre eles a capital do Estado. São 496 km^2 de superfície onde diversos usos e atividades têm seu palco, como por exemplo; navegação, recreação, extração de areia e, a mais importante delas, o abastecimento de água de boa parte da região metropolitana de Porto Alegre.

Mesmo com essa relevância, poucos são os estudos referentes à dinâmica sedimentar do lago, sendo que a maioria trata da distribuição e textura dos sedimentos, e raros são aqueles que fazem menção ao padrão de ondas e suas relações com a ressuspensão destes sedimentos e suas conseqüências. A presente pesquisa analisa as características das ondas incidentes no Lago Guaíba quanto a seus principais parâmetros; altura significativa (Hs), período (T), direção de propagação e suas relações com a ressuspensão de sedimentos junto ao fundo. Para tanto, o SWAN (Simulating Waves Nearshore), software que utiliza técnicas de modelagem matemática, foi validado e aplicado, tendo como principais parâmetros de entrada a batimetria do lago, a direção, velocidade e freqüência de incidência de ventos na região (entre os anos 1996 e 1997), além de correntes, nível d'água, densidade, freqüências máximas e mínimas, entre outros.

Já os parâmetros de saída (altura significativa da onda, período, direção de propagação e velocidade orbital) foram inseridos no Sistema de Informações Geográficas IDRISI e trabalhados de forma a inferir o padrão de ondas incidentes no lago e suas interações com a ressuspensão de sedimentos de fundo, caracterizando a profundidade de início do regime de fluxo turbulento e delimitando a área de atuação da turbulência vinculada ao transporte de sedimentos.

As maiores ondas modeladas atingiram 0,55 m em alguns pontos do lago, principalmente quando de ventos soprando dos quadrantes S e SE e em intensidades superiores a 7 m/s. Em linhas gerais as ondas acompanham os padrões de intensidade e direção do vento, atingindo os valores máximos aproximadamente entre 1 e 2 horas após os picos de velocidade dos ventos. Em situações de maior intensidade de ventos as ondas levaram aproximadamente 2 horas para atingirem 0,10 m, já com ventos fracos a moderados este tempo é de aproximadamente 3 horas. Além de velocidade e direção, a regularidade dos ventos mostrou-se relevante na geração e propagação de ondas no Guaíba.

Características geomorfológicas referentes à geometria, batimetria e o *fetch* do lago também são importantes, fato evidenciado quando da análise de cinco estações de controle sob um mesmo regime de ventos; a diferença entre a altura das ondas chegou a mais de 0,40 m entre porções

distintas do lago. Além disso, há o processo de refração das ondas que causa um rápido alinhamento da zona de rebentação de tal maneira que ela tende a ser paralela a linha de praia.

Os parâmetros que estabelecem as condições deposicionais no Guaíba são controlados pelo nível de energia das ondas incidentes e pelas correntes. Pode-se afirmar que em função das pequenas profundidades e baixas velocidades médias das correntes de fundo, o transporte de sedimentos finos é particularmente governado pelas ondas, uma vez que as mesmas são responsáveis pela inserção dos sedimentos na coluna d'água. As ondas incidentes no Guaíba têm potencial para gerar turbulência junto ao fundo em diferentes situações. Entretanto, a profundidade máxima não excede a 1,9 m para ventos do quadrante S e velocidades da ordem de 11 m/s. Já a espessura da camada limite onde se verifica inicio do fluxo turbulento apresenta valores bastante reduzidos, entre 0,02 a 1 cm.

Os ambientes de sedimentação do lago foram mapeados e assim classificados: 1) Fundo Deposicional (51% da área do lago); 2) Fundo Transicional (41%) e 3) Fundo Erosional ou de não Deposição (8%). Estas condições foram espacializadas em um modelo temporal que relacionou as informações sobre velocidade orbital e a freqüência de incidência de ondas quanto à sua direção, derivadas dos resultados modelados pelo SWAN ao longo do período estudado.

Pode-se afirmar que o Guaíba é um grande importador de sedimentos, uma vez que a superfície de fundo com deposição é mais significativa que a superfície de fundo com erosão, condição esta que ocorre a profundidades inferiores a 1,5 m. A situação de deposição do material transportado na coluna d'água ocorre quando da inexistência de fluxo turbulento, ou quando o mesmo é insignificante junto ao fundo (com potencial de ressuspensão de sedimentos em até 7 dias por ano, ou 2% do tempo analisado).

Como forma de contribuir à gestão ambiental da região, foram gerados subsídios referentes ao potencial de concentração de material particulado em suspensão. Este potencial foi definido em função do percentual de tempo, ao longo do ano, em que a ressuspensão de sedimentos de fundo gerada por ondas pode incrementar os níveis de poluição nos locais onde a água é atualmente captada para o abastecimento público no município de Porto Alegre.

III Abstract

Guaíba Lake is the main destination of the water coming from a river basin which encompasses a major part of the center and northeast of Rio Grande do Sul state, extending over some 84,700 square km and reaching more than 250 municipalities, including the state capital. This adds up to a 496 sq. km area, where several functions and activities occur, such as navigation, recreation, sand extraction, and, most important of all, water supply to a large part of the metropolitan Porto Alegre area.

Despite this relevance, few studies have been conducted on the lake's sedimentary dynamics, with most of them addressing sediment distribution and textures, and even fewer mentioning wave pattern and its connection with the ressuspension of these sediments and its consequences. This research examines the characteristics of Lake Guaíba's waves with regard to their main parameters; significant wave height (Hs), period (T), direction of wave propagation and its connections with the ressuspension of sediments at the bottom. To this end, SWAN (Simulating Waves Nearshore) a type of software using mathematical modeling techniques, has been validated and applied, with its main inputs being the lake's bathymetry, direction, wind speed and frequency in the region (between 1996 and 1997) in addition to currents, water level, density, and maximum and minimum frequencies, among others.

Output parameters (significant wave height, period, direction of wave propagation, and orbital motion) were inserted in the IDRISI Geographic Information System and studied so as to infer the lake's wave pattern and its interactions with the ressuspension of bottom sediments, characterizing depth at the beginning of the turbulent flow and encircling the area of turbulence linked to transport of sediments.

The highest waves modeled reached 0.55 m in a few points of the lake, particularly when winds were blowing from the S and SE quadrants with an intensity of over 7 m/sec. Generally speaking, waves follow wind intensity and direction patterns, and reach maximum values in about 1 to 2 hours after wind speed peaks. Whenever winds were stronger, waves took some 2 hours to reach 0.10 m, but with weak to moderate winds, they took around 3 hours. In addition to speed and direction, wind regularity proved relevant in generating and propagating waves on Lake Guaíba.

Geomorphologic characteristics as regards the lake's geometry, bathymetry and fetch are likewise important, as was verified when five control stations were analyzed under a same wind pattern; the difference between wave height exceeded 0.40 m among distinctive parts of the lake. In addition, there is a wave refraction process, which causes a fast alignment to the breaker zone, so that it tends to be parallel to the shoreline.

The parameters establishing Lake Guaíba's depositional environment are controlled by the energy level of the existing waves and currents. It can be stated that, as a result of small depths and low average speeds of the bottom currents, the transport of fine sediments is particularly governed by the waves, since it is the waves that add sediments to the water column. The Guaíba waves can potentially generate bottom turbulence in different situations. However, the maximum depth does not exceed 1.9 m with S quadrant winds and speeds of about 11 m/s. On the other hand, the thickness of the bordering layer where the turbulent flow begins has very low values, between 0.02 to 1 cm.

The lake's sediment environments were mapped and rated as follows: 1) Depositional Environment (51% of the lake); 2) Transitional Environment (41%); and 3) Erosional or Non-Depositional Environment (8%). Such conditions were spatialized in a time model which linked information on orbital motion and frequency of wave occurrence as to direction, obtained from the SWAN-modeled results throughout the period under study.

It can be stated that Lake Guaíba is a major importer of sediments, since its depositional environment area is more significant than its erosional environment area, and this situation occurs at depths of less than 1.5 m. Deposition of matter carried in the water column occurs when there is no turbulent flow, or when it is insignificant to the environment (with a sediments ressuspension potential of up to 7 days a year, or 2% of the time analyzed).

As a contribution to the region's environmental management, subsidies have been created with relation to the concentration of particulate suspended matter. This potential has been defined as a percentage of time, throughout the year, in which the wave-created ressuspension of environment sediments can increase the pollution levels at places where water is currently captured for public supply in the Porto Alegre area.

	Lista de Figuras	Página
1	Área de abrangência da Bacia Hidrográfica do Guaíba em relação ao estado do Rio Grande do Sul.	3
2	Mapa hipsobatimétrico do Lago Guaíba e entorno.	5
3	Mapa de teor de areia (0,062 – 2 mm) do Lago Guaíba.	7
4	Campo de elevação (m) da superfície da Lagoa dos Patos e Lago Guaíba após 5 dias para o caso forçado pelo vento nordeste.	9
5	Vista aérea do porto da cidade de Porto Alegre. Em primeiro plano encontra-se o Cais Mauá, desativado em abril de 2005. No plano de fundo está o Cais Navegantes.	11
6	Fotos da incidência de ondas na praia da Pedreira, localizada ao Sul do Lago Guaíba, no Parque Estadual de Itapuã.	13
7	Fotos da Praia das Pombas, Parque Estadual de Itapuã.	14
8	Mapa batimétrico do Lago Guaíba interpolado a partir de uma coletânea de dados pretéritos.	19
9	Grade amostral da batimetria interpolada do Lago Guaíba.	20
10	Perfis batimétricos transversais medidos em azul (DENAEE, 1983) e estimados em preto.	21
11	Freqüência anual dos ventos incidentes na região de Porto Alegre, segundo Livi (1998).	24
12	Velocidade média do vento em Porto Alegre, com e sem a inclusão das calmarias.	25
13	Mapa das freqüências anuais de direção dos ventos no Estado. Elaborado a partir de modelos matemáticos quando da publicação do Atlas Eólico do Rio Grande do Sul (Camargo *et al.,* 2002). Em destaque a região do Lago Guaíba.	26
14	Histogramas referentes à direção e velocidade dos ventos para o período analisado (março de 1996 a fevereiro de 1997).	28
15	Diagrama de freqüência e velocidade dos ventos atuantes na região de Porto Alegre no período entre março de 1996 e fevereiro de 1997.	30
16	Histogramas referentes à direção e velocidade dos ventos para o período analisado (março de 1996 a fevereiro de 1997).	31
17	Gráfico da variação diurna da velocidade do vento em Porto Alegre. Coussirat de Araújo (1930)	33
18	Gráfico da variação diurna da velocidade do vento em Porto	33

	Alegre. Extraído de Livi (1998).	
19	Tipos de ondas classificados pela freqüência. (Munk, *op cit*).	35
20	Relação entre a direção dominante das ondas e a direção do vento em um lago com formato elíptico.	40
21	O crescimento exponencial da computação de 1972 até uma estimativa conservadora para 2007 por um fabricante de CPU's. O número após o tipo de chip indica a quantidade de cálculos por segundo.	45
22	Correlação entre os resultados obtidos pelo SWAN e os observados nos casos de Friesche Zeegat (A) e Haringvliet (B), ambos na Holanda.	51
23	Comparação dos valores de Hs medidos em um tanque de ondas (cruzes) com dados modelados no SWAN considerando ou não as interações triplas (linha pontilhada e sólida, respectivamente).	52
24	O gráfico demonstra as distorções entre os valores obtidos pelo SWAN para H_s e aqueles medidos por sensores durante a passagem do tufão Zeb pela costa de Taiwan.	53
25	O gráfico demonstra as distorções entre os valores obtidos pelo SWAN para T_s e aqueles medidos por sensores durante a passagem do tufão Zeb pela costa de Taiwan.	53
26	Comparação do espectro de ondas medido (linha) e estimado (pontos) pelos modelos GLERL, WALLOPS e TMA no Lago Erie.	55
27	Séries comparativas entre alturas de ondas simuladas e observadas em duas estações localizadas no Lago Okeechobee.	56
28	Comparação entre os dados obtidos pelo SWAN (linha sólida com círculos), GLERL (linha sólida) e dados pré – existentes (triângulos) para altura significativa e período na Baia de Chesapeake.	58
28b	Exemplos de produtos obtidos a partir da interface automatizada de entrada de dados do SWAN no SIG IDRISI.	62
29	Posição do fundeio do medidor de ondas e correntes próximo ao clube Jangadeiros. No detalhe, a ilha sede do mesmo, que serviu como base para a operação.	63
30	Análise do conjunto de dados processados pelo medidor de ondas e correntes fundeado no Guaíba, durante os meses de inverno de 2005.	64
31	Recorte temporal (03 a 05/07/2005) nos dados processados do medidor de ondas e correntes fundeado no Guaíba.	65
32	Gráficos de velocidade e direção de proveniência dos ventos monitorados no Aeroporto Salgado Filho entre os dias 3 e 5 de julho de 2005. Elaborado a partir de dados da Rede de Meteorologia do Comando da Aeronáutica.	66
33	Gráficos comparativos entre os dados referentes à Hs, direção e período das ondas medidas (azul) e modeladas (vermelho) no Lago Guaíba.	68

34	Localização das estações de controle.	72
35	Localização dos quatro intervalos analisados quanto a direção e velocidade dos ventos no ano de 1996.	73
36	Resultados obtidos para ventos e ondas nos dias 23 e 24 de março de 1996. As cores representam as estações de controle.	74
37	Evolução da ondulação, nos dias 23 e 24 de março, quanto a sua altura significativa (Hs) no tempo e espaço. As imagens representam os momentos de significativas variações, uma vez que a análise foi feita em intervalos de uma hora totalizando 48 imagens.	77
38	Evolução da direção de propagação da ondulação no tempo e espaço nos dias 23 e 24 de março	78
39	Imagem extraída do *Google Earth* para as proximidades da Ponta da Cuíca, no Bairro Belém Novo. As linhas brancas marcam o alinhamento das cristas das ondas.	79
40	Chegada de ondas na praia da Pedreira, Parque Estadual de Itapuã. Pode-se observar o fenômeno de refração que altera a direção das mesmas, tornando-as paralelas a linha de praia.	80
41	Evolução da freqüência da ondulação (T) no tempo e espaço. As imagens representam os momentos de principais variações, uma vez uma vez que a análise foi feita em intervalos de uma hora totalizando 48 imagens.	80
42	Resultados obtidos para ventos e ondas nos dias 10 e 11 de julho de 1996.	81
43	Evolução da ondulação, nos dias 10 e 11, de junho quanto a sua altura significativa (Hs) no tempo e espaço. As imagens representam os momentos de significativas variações, uma vez que a análise foi feita em intervalos de uma hora totalizando 48 imagens.	83
44	Evolução da direção de propagação da ondulação no tempo e espaço para os dias 10 e 11 de julho. As imagens representam os momentos de significativa variação.	84
45	Evolução da freqüência da ondulação (T) no tempo e espaço entre os dias 10 e 11 de julho. As imagens representam os momentos de principais variações, uma vez uma vez que a análise foi feita em intervalos de uma hora totalizando 48 imagens.	85
46	Resultados obtidos para ventos e ondas nos dias 26 e 27 de setembro de 1996.	86
47	Evolução da ondulação, nos dias 26 e 27, de setembro quanto a sua altura significativa (Hs) no tempo e espaço. As imagens representam os momentos de significativas variações, uma vez que a análise foi feita em intervalos de uma hora totalizando 48 imagens.	89
48	Evolução da direção de propagação da ondulação no tempo e espaço para os dias 26 e 27 de setembro. As imagens representam os momentos de alguma variação, principalmente entre as 6 e 8 horas do	90

	dia 27.90	
49	Evolução da freqüência da ondulação (T) no tempo e espaço entre os dias 26 e 27 de setembro. As imagens representam os momentos de principais variações, uma vez uma vez que a análise foi feita em intervalos de uma hora totalizando 48 imagens.	90
50	Resultados obtidos para ventos e ondas no dia 12 de dezembro de 1996.	91
51	Evolução da ondulação, no dia 12 de dezembro quanto a sua altura significativa (Hs) no tempo e espaço.	92
52	Evolução da direção de propagação da ondulação no tempo e espaço para o dia 12 de dezembro.	93
53	Resultados obtidos para ventos e ondas entre as 13h do dia 3/07 e 13h do dia 5/07 de 2005, quando do fundeio do equipamento utilizado para a validação do modelo SWAN no Lago Guaíba.	94
54	Evolução da ondulação entre os dias 3 e 5 de julho de 2005 (quando do fundeio do medidor FSI) referente à altura significativa (Hs) no tempo e espaço.	95
55	Evolução da direção de propagação da ondulação no tempo e espaço entre os dias 03 e 05 de julho de 2005.	96
56	Evolução da freqüência da ondulação (T) no tempo e espaço entre os dias 03 e 05 de julho de 2005.	97
57	Resultados obtidos para ventos e ondas em uma simulação de situação extrema com direção de proveniência dos ventos variável entre S e SW.	98
58	Evolução de Hs da ondulação em uma simulação de situação extrema com direção de proveniência dos ventos variável entre S e SW.	99
59	Evolução da direção de propagação da ondulação em uma simulação de situação extrema com direção de proveniência dos ventos variável entre S e SW.	100
60	Evolução do período da ondulação em uma simulação de situação extrema com direção de proveniência dos ventos variável entre S e SW.	101
61	Ponta de Itapuã vista do Morro da Formiga.	102
62	Resultados obtidos para ventos e ondas em uma simulação de situação extrema com direção de proveniência dos ventos constante em SW.	103
63	Evolução da Hs da ondulação em uma simulação de situação extrema com direção de proveniência dos ventos constante de SW.	105
64	Evolução da direção de propagação da ondulação em uma simulação de situação extrema com direção de proveniência dos ventos constante de SW.	106
65	Evolução do período da ondulação em uma simulação de situação extrema com direção de proveniência dos ventos constante de SW.	107

66	Resultados obtidos para ventos e ondas em uma simulação de situação extrema com direção de proveniência dos ventos constante em S.	108
67	Evolução da Hs das ondas em uma simulação de situação extrema com direção de proveniência dos ventos constante de S.	109
68	Evolução da direção de propagação da ondulação em uma simulação de situação extrema com direção de proveniência dos ventos constante de S.	110
69	Evolução do período da ondulação em uma simulação de situação extrema com direção de proveniência dos ventos constante de S.	111
70	Resultados obtidos para ventos e ondas em uma simulação de situação extrema com direção de proveniência dos ventos constante em SE.	113
71	Evolução da Hs das ondas em uma simulação de situação extrema com direção de proveniência dos ventos constante de SE.	114
72	Evolução da direção de propagação da ondulação em uma simulação de situação extrema com direção de proveniência dos ventos constante de SE.	115
73	Evolução do período da ondulação em uma simulação de situação extrema com direção de proveniência dos ventos constante de SE.	115
74	Resultados obtidos para ventos e ondas em uma simulação de situação extrema com direção de proveniência dos ventos constante em NW.	117
75	Evolução da Hs das ondas em uma simulação de situação extrema com direção de proveniência dos ventos constante de NW.	118
76	Evolução da direção de propagação da ondulação em uma simulação de situação extrema com direção de proveniência dos ventos constante de NW.	119
77	Evolução do período da ondulação em uma simulação de situação extrema com direção de proveniência dos ventos constante de NW.	119
78	Comparação dos dados de Hs, direção e Ts nas estações Jangadeiros e Arado quando da modelagem de situações hipotéticas para as situações A (ventos variando entre S e SW), B (ventos constantes de SW), C (ventos constantes de S), D (ventos constantes de SE) e E (ventos constantes de NW).	122
79	Comparação dos dados de Hs, direção e Ts nas estações Salgado e Itapuã quando da modelagem de situações hipotéticas para as situações A (ventos variando entre S e SW), B (ventos constantes de SW), C (ventos constantes de S), D (ventos constantes de SE) e E (ventos constantes de NW).	123
80	Comparação dos dados de Hs, direção e Ts na estação Formiga quando da modelagem de situações hipotéticas para as situações A (ventos variando entre S e SW), B (ventos constantes de SW), C (ventos constantes de S), D (ventos constantes de SE) e E (ventos constantes de NW).	124

81	Sobreposição dos dados de velocidade de correntes obtidos pelo medidor de ondas e correntes FSI e de dados de ventos quando do trabalho de campo para validação do SWAN no Lago Guaíba.	128
82	Localização das amostras de sedimentos que foram utilizadas para a determinação do início do fluxo turbulento e espessura da camada limite.	131
83	Diagrama sobre a competência de fluxos oscilatórios em mover sedimentos e as formas de fundo associadas.	134
84	Inicio do movimento de sedimentos junto ao fundo por ação de ondas para grãos de quartzo com densidade de 2,65 g/cm^3	135
85	Velocidades de órbita da partícula d'água sobre o fundo para ventos com velocidade de 2,5 m/s. A seta indica a direção de incidência dos ventos.	137
86	Velocidades de órbita da partícula d'água sobre o fundo para ventos com velocidade de 5 m/s. A seta indica a direção de incidência dos ventos.	139
87	Velocidades de órbita da partícula d'água sobre o fundo para ventos com velocidade de 7 m/s. A seta indica a direção de incidência dos ventos	141
88	Velocidades de órbita da partícula d'água sobre o fundo para ventos com velocidade de 9 m/s. A seta indica a direção de incidência dos ventos.	143
89	Velocidades de órbita da partícula d'água sobre o fundo para ventos com velocidade de 11 m/s. A seta indica a direção de incidência dos ventos.	145
90	Velocidades de órbita da partícula d'água sobre o fundo para ventos com velocidade de 13 m/s. A seta indica a direção de incidência dos ventos.	147
91	Mapa do percentual de tempo com potencial de ressuspensão de siltes e areias finas por ação de ondas em que a velocidade orbital das ondas (U_m) foi igual ou superior a 15 cm/s entre março de 1996 e fevereiro de 1997.	149
92	Mapa com as características texturais dos sedimentos de fundo do Lago Guaíba.	151
93	Mapa dos ambientes de sedimentação do Lago Guaíba.	153
94	Localização dos pontos de captação de água que abastecem as ETA Menino Deus e Tristeza no mapa de Percentual de tempo com potencial de ressuspensão de siltes e areias muito finas por ação de ondas e no mapa de ambientes de sedimentação.	158
95	Localização dos pontos de captação de água (A: antigo e B:atual) que abastecem a ETA Belém Novo no mapa de Percentual de tempo com potencial de ressuspensão de siltes e areias muito finas por ação de ondas e no mapa de ambientes de sedimentação.	159
96	Localização dos pontos de captação de água que abastecem a ETA Lami no mapa de Percentual de tempo com potencial de ressuspensão de siltes e areias muito finas por ação de ondas e no mapa de ambientes de sedimentação.	160

Lista de Tabelas

		Página
1	Exemplos das condicionantes que determinam a dinâmica do Guaíba, suas variáveis, usos e atividades.	10
2	Valores máximos das velocidades do vento entre os anos de 1914 e 1928 em Porto Alegre.	23
3	Direções de proveniência de ventos predominantes na região de Porto Alegre entre os anos de 1910 e 1948.	24
4	Alguns exemplos de aplicação da modelagem de ondas em diversos setores da sociedade.	36
5	Resumo das principais potencialidades e limitações do SWAN.	47
6	Análise de erros e correlações entre os valores obtidos pelo SWAN e observados no campo para as cinco estações do Lago Okeechobee.	57
7	Localização e profundidade das estações de controle.	71
8	Relação das ações positivas e negativas da presença de sedimentos na massa d'água.	127
9	Profundidade de início do fluxo turbulento para 29 locais, analisadas para ventos com 11 m/s, provenientes de SE, E e NW.	132
10	Valores de freqüência (%) de ocorrência de ventos em função de intervalos de velocidade e direção.	136
11	Relação entre os pontos de captação de água e os ambientes de sedimentação no Lago Guaíba.	157

1. Introdução

A região de Porto Alegre caracteriza-se pelo caráter transicional de sua localização. Situada entre as regiões continental e costeira e entre a zona temperada e tropical, ela ainda pode ser definida como um ecótono, dada à variedade de ecorregiões da porção meridional da América do Sul que são limítrofes a esta região. Este caráter trasnsicional aplica-se igualmente as questões geopolíticas, uma vez que a capital é considerada estratégica para a efetivação do Mercosul, tanto quanto bloco de integração econômica, quanto sócio – cultural.

Encaixado nas terras mais baixas desta região encontra-se o Lago Guaíba (em tupi – guarani *baía de todas as águas*), com 496 km^2 de superfície e muita discórdia quanto a sua real conceituação. Diversas têm sido as discussões acerca dessa temática, com distintas correntes de especialistas que o chamam de lago, estuário ou rio. Isso vem ocorrendo desde que August de Saint Hilaire registrou o Guaíba como um lago em seu livro "Viagem ao Rio Grande do Sul" e continuou com Eudoro Berlink (autor do primeiro compêndio de geografia do Rio Grande do Sul, em 1963), J. Tupy Caldas, Pe. Balduino Rambo, e outros tantos (Oliveira, 1979) até a publicação do Atlas Ambiental de Porto Alegre em 1998, que tentou reafirmar definitivamente a classificação de lago para o Guaíba. Este conceito será aplicado ao presente trabalho, embora admitindo o mérito de argumentos controversos oriundos de análises realizadas por diversos pesquisadores acerca de questões morfológicas do lago e do seu padrão de circulação e transporte de sedimentos.

A convivência do ser humano com o Guaíba nem sempre foi harmoniosa e ainda hoje é possível observar tendências a um comportamento meramente utilitário em relação ao lago, quando não depredador. A resultante deste tipo de visão não pode ser outra que não a perda, lenta, mas constante, de qualidade ambiental e a conseqüente queda de qualidade de vida da população.

Na áspera tarefa de gerenciar este tipo de ambiente, alguns instrumentos são previstos pela legislação brasileira de Recursos Hídricos, como por exemplo, os Comitês de Bacias Hidrográficas - colegiados onde diversos setores da sociedade atuam com objetivo de auxiliar na tomada de decisão dos poderes públicos quanto à gestão integrada de recursos hídricos e meio ambiente. Cabe aqui salientar que embora sejam indissociáveis enquanto objetos, as políticas que tratam de ambas temáticas foram geradas em diferentes momentos da história brasileira e motivadas por atores distintos, o que acabou causando discrepâncias na gestão de meio ambiente e recursos hídricos.

Em termos práticos só é possível tratar da qualidade de um corpo d'água em consonância com a utilização que se dá ao solo no âmbito da bacia hidrográfica. Neste contexto, vários programas de despoluição foram levados a cabo em países com realidades distintas. Em 1989, foi concebido o Programa *Pró - Guaíba*, com duração prevista de 20 anos e que tem como objetivo

principal, a despoluição da Bacia Hidrográfica do Guaíba, por meio de ações de saneamento ambiental, conservação do solo, educação ambiental, entre outras. O módulo I do Programa iniciou em 1995 e foi concluído em junho de 2005, com um investimento total de US$ 220,5 milhões, 60 % financiados pelo BID e 40% de contrapartida local.

Ainda em 2005, foi lançado o Módulo II do Programa Pró-Guaíba, com a priorização do apoio aos Comitês de bacias na elaboração de seus Planos de Controle e Fiscalização Ambiental. A primeira ação deste módulo diz respeito à realização de trabalhos de modelagem hidrodinâmica e de qualidade da água do lago, visando proporcionar a simulação do comportamento hidrodinâmico do Guaíba, relacionado ao fluxo das cargas poluidoras, assim como a quantidade e qualidade de água disponível para os diferentes tipos de usos. Além disso, estão previstos treinamentos para técnicos na utilização do modelo assim como para identificação de cianobactérias, cuja ocorrência no Lago Guaíba (principalmente no verão) tem causado sérios problemas ambientais.

A realização de um programa deste porte exige, entre outras coisas, um apurado conhecimento da dinâmica do corpo hídrico, tanto quanto às questões relativas à hidrodinâmica (correntes, ondas, níveis, etc.) quanto às questões sedimentares (ressuspensão e transporte de sedimentos, distribuição sedimentar, etc.). Tal modelo não pode ser levado a cabo sem um completo conhecimento do padrão de ondas do lago.

Foram de fundamental importância para este estudo, a existência de bancos de dados referentes a ventos, dados sedimentológicos e cartas batimétricas, os quais acabaram por se constituir no ponto de partida para o desenvolvimento do plano de tese.

O presente trabalho pretende gerar os subsídios necessários para o conhecimento das ondas no Lago Guaíba e suas interações com a ressuspensão dos sedimentos depositados em seu leito, obtendo resultados que podem ser inseridos em aplicações práticas, auxiliando gestores e todos os que utilizam o lago.

Para tanto, foram utilizadas as mais avançadas técnicas de modelagem matemática em predição de ondas (reunidas no *software* SWAN), aliadas às ferramentas disponíveis nos sistemas de informações geográficas (SIG). O objetivo é descrever os padrões da ondulação no Guaíba, tanto no tempo quanto no espaço, relativos à altura, direção e freqüência das mesmas, identificando os locais mais sujeitos a ação das ondas e/ou com maior predisposição à ressuspensão dos sedimentos do fundo.

1.1 Área de Estudo

Localizado na bacia hidrográfica de mesmo nome, o Lago Guaíba recebe o deságüe dos rios de oito sub - bacias que se estendem pelo centro e nordeste do Rio Grande do Sul, em uma área de aproximadamente 84.763,5 km^2 que abrange mais de 250 municípios. Esta região é a mais densamente habitada do estado, com aproximadamente 6,5 milhões de habitantes que respondem por quase 70% do PIB do Estado. Inclui-se aí, a capital Porto Alegre, que utiliza as águas do lago para abastecimento público. A dimensão da bacia hidrográfica do Guaíba pode ser observada na figura 1.

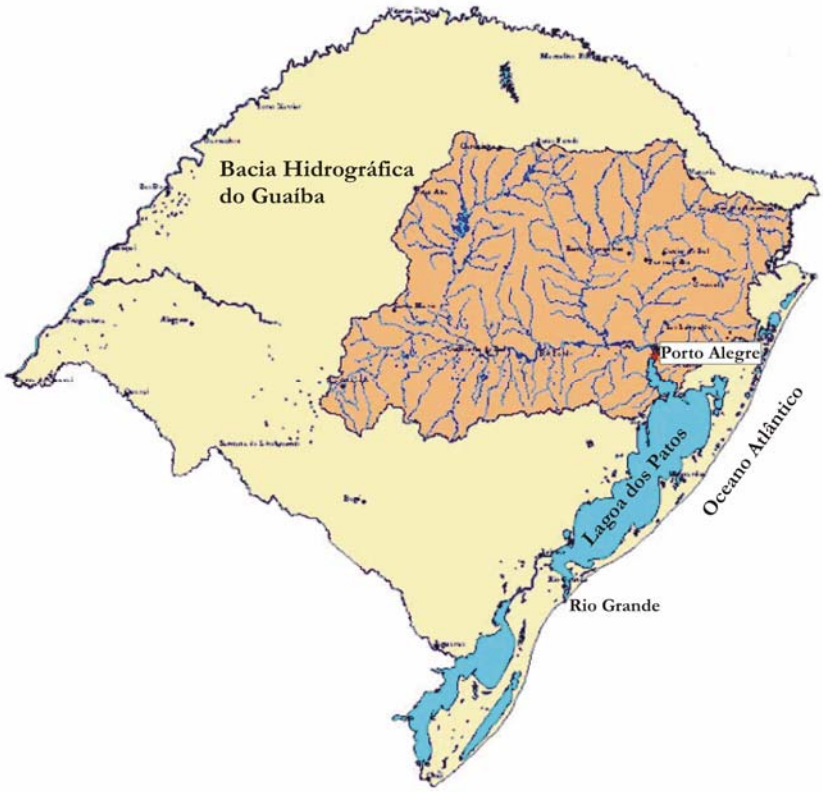


Figura 1. Área de abrangência da Bacia Hidrográfica do Guaíba em relação ao estado do Rio Grande do Sul.

Desde o Delta do Jacuí ao norte, até a Ponta de Itapuã ao sul, o Lago Guaíba (figura 2) apresenta 496 km^2 de superfície espalhados por 50 km de extensão, 19 km de largura máxima e 4 m acima do nível do mar. A profundidade média é de 2 m, atingindo o máximo próximo a Ilha do Junco, em Itapuã com 48 m. Outra característica da morfologia do Lago Guaíba é a existência de um estreito canal de navegação com profundidades entre 4 e 8m (DNAEE, 1983).

O clima da região caracteriza-se, segundo a classificação de Koppen (1948), como subtropical úmido (tipo Cfa), com temperaturas médias do mês mais quente superiores a 22°C e

chuvas bem distribuídas ao longo do ano. A temperatura média do ar é de 19,4°C e a precipitação anual média de longo prazo (1912 a 1997) é de 1324 mm (Livi, 1998).

No escoamento atmosférico sobre o Rio Grande do Sul prevalecem os efeitos ditados pela dinâmica entre o anticiclone subtropical Atlântico, os intermitentes deslocamentos de massas polares e a depressão barométrica do nordeste da Argentina. O anticiclone subtropical Atlântico é um centro de altas pressões sobre o Oceano Atlântico que se localiza em torno de 30°S; sendo fonte de massas de ar quente e úmido, transportadas pelo vento nordeste. Os anticiclones de origem polar geralmente se deslocam para o norte transportando massas de ar frio e seco. A passagem desses sistemas frontais é mais freqüente durante o inverno, possuindo período médio de 6 dias. Já a depressão barométrica do nordeste da Argentina é uma área quase permanente de baixas pressões, geralmente estacionária a leste dos Andes, cuja posição anual média é de aproximadamente 29°S, 66°W. Esta depressão é causada pelo bloqueio da circulação geral atmosférica imposto pela parede montanhosa dos Andes e acentuada pelo intenso aquecimento das planícies de baixa altitude da região (Atlas Eólico do RS, 2002).

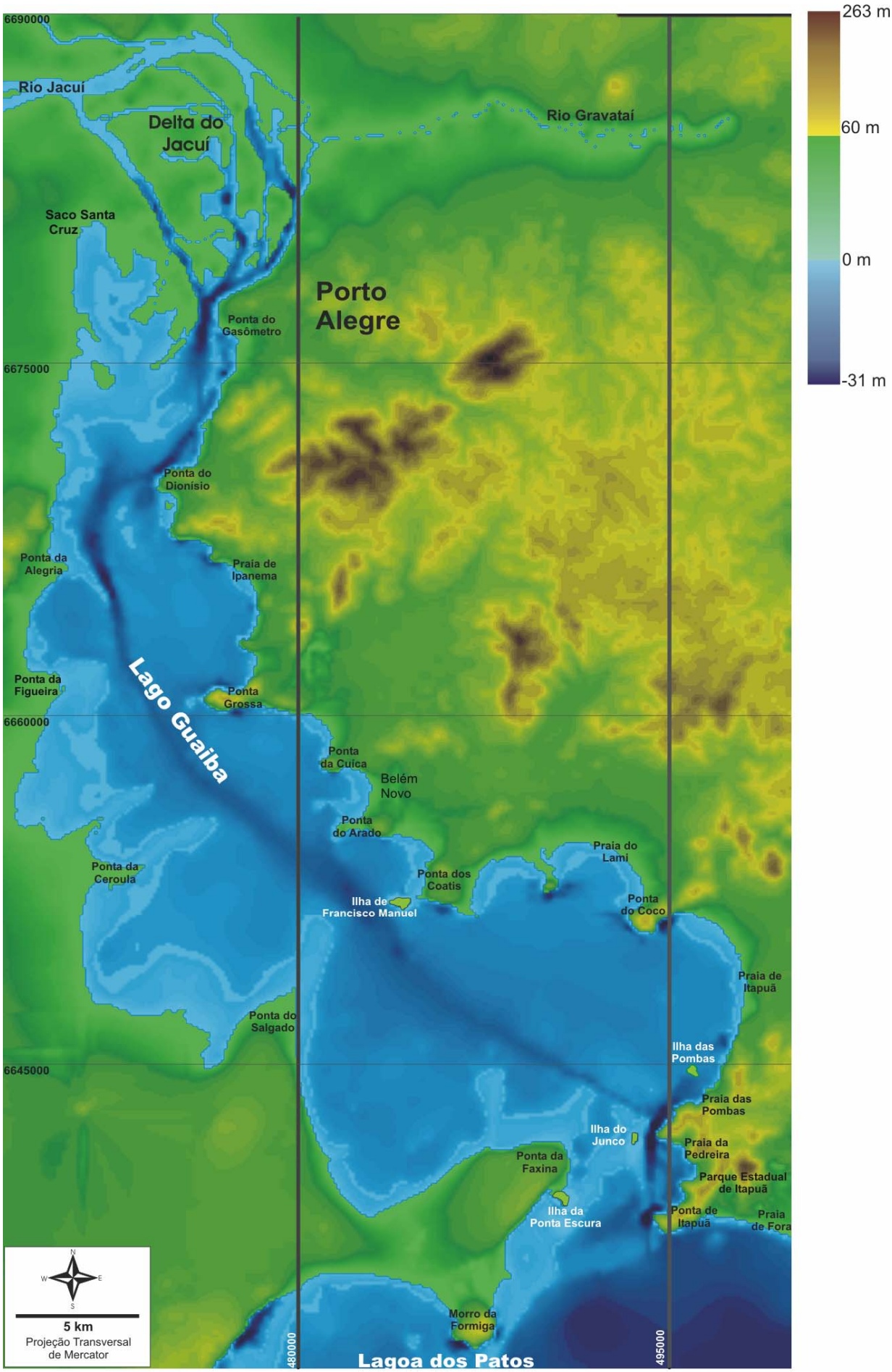


Figura 2. Mapa hipsobatimétrico do Lago Guaíba e entorno. Adaptado de Irgang & Nicolodi (1997).

1.1.1 A sedimentação do Guaíba

Os primeiros estudos sobre a sedimentação do Lago Guaíba foram realizados por Cunha (1971) quando foi realizada uma caracterização morfológica, mineralógica e textural do lago.

Em linhas gerais, pode-se dizer que os terrenos drenados pela Bacia do Sudeste do Rio Grande do Sul, formados por rochas plutônicas, vulcânicas e sedimentares, constituem-se nas terras altas, responsáveis pela produção de expressivos volumes de sedimentos que são transportados para o Guaíba, principalmente através dos rios Jacuí, Sinos, Taquari e Gravataí (Toldo, 1994).

O regime fluvial dos tributários perde competência como agente transportador ao ingressar na ampla bacia deposicional do Guaíba, sendo que os sedimentos mais grosseiros são ali retidos, dando origem ao Delta do Jacuí. Os sedimentos finos ingressam no lago como plumas de material em suspensão.

A intensidade da sedimentação do Guaíba pode ser mensurada pelas taxas de sedimentação de longo período registradas por (Toldo *et al.,* 2000) para a bacia lagunar, com valores médios de 0,52mm/ano. Entretanto, taxas de sedimentação de curto período, obtidas pelo método 210Pb, indicam valores entre 3,5 e 8,3 mm/ano para os últimos 150 anos (Martins *et al*, 1989), refletindo o resultado da ação antrópica, relacionada principalmente a agricultura, em áreas de influência da bacia de drenagem de sudeste.

A deposição dos sedimentos finos ocorre, prioritariamente, a partir da isóbata de 3 m. Entre a linha de praia e a isóbata de 3 m, o fundo caracteriza-se pela presença de sedimentos arenosos sem cobertura de sedimentos finos (Bachi *et al,* 2000). Esta ausência é explicada pela ação das ondas, que por meio da turbulência causada na coluna d'água, re-suspende o sedimento, fazendo com que o destino da partícula dependa da ação de correntes e do tempo de duração do fluxo de turbulento.

O mapa da figura 3 indica o teor de areia elaborado a partir do percentual de base seca de 187 amostras de sedimentos do leito do lago, quando da execução do projeto "Sedimentação do Complexo do Guaíba", uma parceria entre o Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica – CECO e o Departamento Municipal de Águas e Esgotos – DMAE. Os resultados apresentados caracterizam-se um bom indicativo da gradação de energia envolvida no sistema.

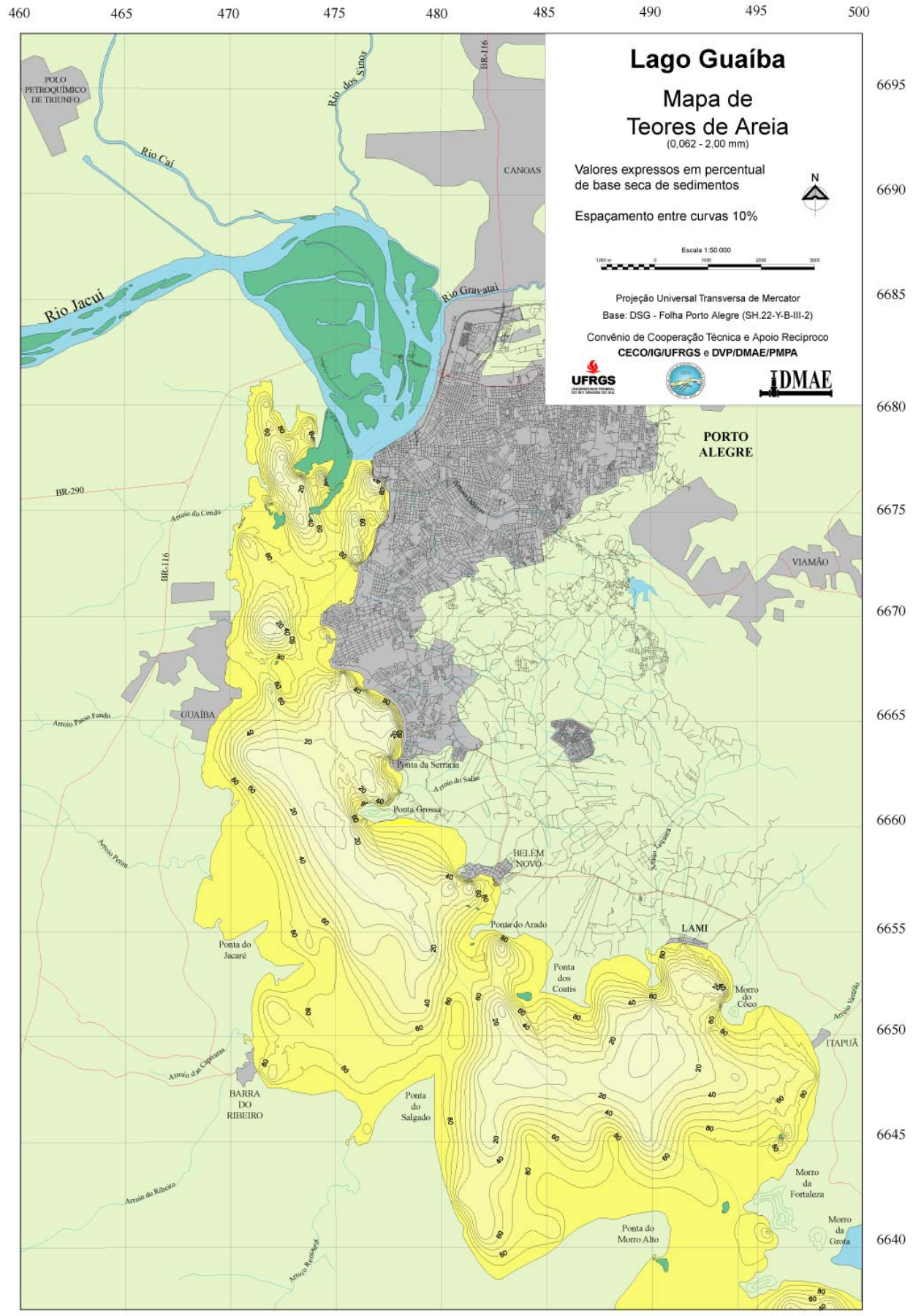


Figura 3. Mapa de teor de areia (0,062 – 2 mm) do Lago Guaíba. Os pontos indicam os locais de amostragem de sedimentos. Extraído de CECO, 1999.

1.1.2 A dinâmica do lago

O regime hidrodinâmico do sistema lagunar, no qual se insere o Lago Guaíba, é complexo, tanto na época das cheias, como na época de estiagem. As relações de causa e efeito dos diversos fatores que intervêm no escoamento do Guaíba, em especial, a forte influência da ação dos ventos, mostram que o lago não é só um canal de extensão dos seus tributários, mas um tipo de reservatório, intimamente ligado à Laguna dos Patos.

As conclusões do relatório final do antigo Departamento Nacional de Águas e Energia Elétrica – DNAEE (1983) consideram que o Lago Guaíba tem um funcionamento similar a um reservatório, cuja seção de Itapuã funciona como um controle dirigido por condições de níveis de montante e jusante. Apesar de predominar o sentido natural de escoamento (Guaíba – Lagoa dos Patos) as águas do lago sofrem forte influência eólica, o que causa represamento e inversão dos fluxos, no caso de ventos do quadrante Sul (Casalas & Cybis, 1985).

A variação de níveis é a principal força para a geração de correntes no Guaíba, sendo que sua complexa dinâmica é pouco conhecida, resumindo-se a alguns estudos realizados por pesquisadores da UFRGS, como Almeida *et al.* (1990) e de órgãos públicos como o DNAEE e o Departamento Municipal de Águas e Esgotos – DMAE.

As oscilações diárias no nível do Guaíba são causadas pelas variações na velocidade do vento e apresentam características relativamente regulares, sendo que a direção do vento, a força de Coriolis e maré em Rio Grande, agem como fatores secundários de acréscimo ou decréscimo destas oscilações. No período de cheias, as variações de nível são menos sensíveis à velocidade eólica. Já em períodos normais ou de seca, ventos de aproximadamente 7 m/s podem produzir oscilações superiores a 50 cm.

Em recente trabalho sobre a circulação tridimensional forçada por ventos na Lagoa dos Patos, Castelão & Moller Jr. (2003) aplicaram o modelo numérico Princeton Ocean Model (POM), desenvolvido por Blumberg & Mellor (1977), para estimar a variação do nível do complexo lagunar ocasionada pela ação eólica. Os resultados indicaram valores que variaram de 8 à 14 centímetros para ventos entre 4 e 5 m/s. Estes resultados podem ser observados na figura 4, onde foi simulada uma situação de cinco dias com ventos sudoeste.

As discrepâncias entre os valores obtidos nos trabalhos citados anteriormente podem ser creditadas ao fato de que a modelagem realizada com o POM levou em consideração apenas o potencial do vento para influenciar o nível do corpo d'água. Outros elementos como variações da descarga fluvial dos tributários, força de Coriolis e efeitos da maré em Rio Grande foram desconsiderados.

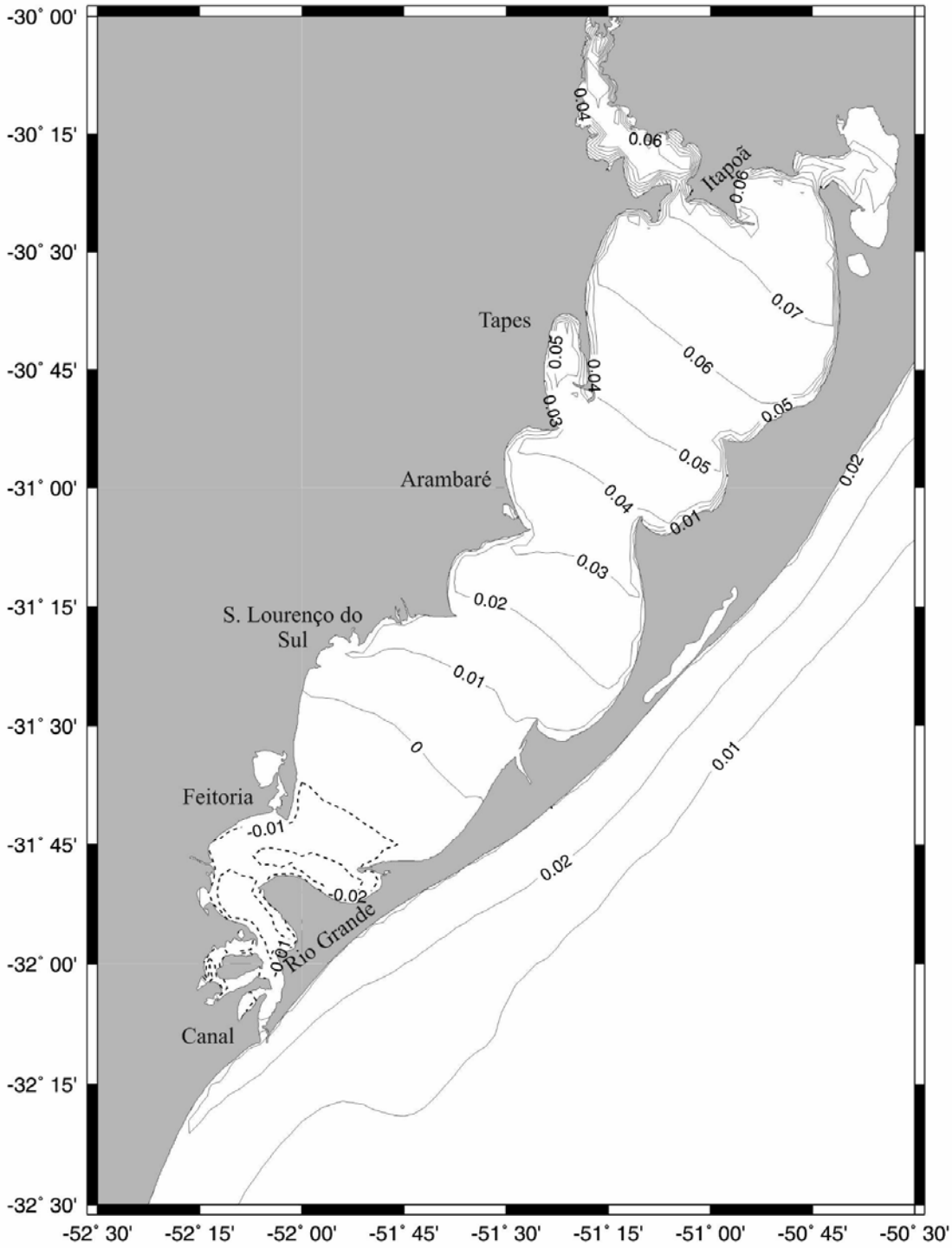


Figura 4. Campo de elevação (m) da superfície da Lagoa dos Patos e Lago Guaíba após 5 dias para o caso forçado pelo vento nordeste. Extraído de Castelão & Moller Jr, 2003).

Os desníveis da superfície livre de uma massa d'água geram movimentos identificados por meio das correntes. Portanto, devido à grande extensão superficial do Guaíba e as diversas situações de variação do nível d'água, a ação do represamento imposto pela Lagoa dos Patos resulta em um complexo campo de correntes com predominância no sentido natural do escoamento para o sul.

As medições realizadas pelo DNAEE (1983) indicaram velocidades médias de correntes em torno de 10 cm/s, com mínimas de 6 cm/s para ventos do quadrante norte e máximas de 15 cm/s para ventos do quadrante sul. Durante o período das medições, a ocorrência de velocidades consideradas muito pequenas teve significativa freqüência, sendo que em muitos casos, a intensidade da corrente não era suficiente para movimentar o sensor de velocidade.

Uma das causas das baixas velocidades das correntes reside no baixo gradiente do lago, que não favorece o desenvolvimento de correntes significativas. As exceções são os valores medidos na seção de saída do Guaíba, onde há um estrangulamento do fluxo d'água causado pela presença da ilha do Junco e na seção da Ilha da Pintada, onde o aporte do Delta do Jacuí ainda é relativamente intenso.

1.1.3 A importância das ondas no lago Guaíba

A completa compreensão dos fatores que regem a dinâmica do Guaíba passa, sem dúvida alguma, pela integração do conhecimento entre vários ramos da ciência. Em se tratando do comportamento hidrodinâmico e suas conseqüências nos processos sedimentares, alguns elementos devem ser analisados. A tabela 1 relaciona as principais condicionantes da dinâmica do Guaíba e suas variáveis às aplicações práticas que dependem direta ou indiretamente do conhecimento deste sistema.

Tabela 1. Exemplos das condicionantes que determinam a dinâmica do Guaíba, suas variáveis, usos e atividades.

Dinâmica do Lago Guaíba			
Condicionantes	**Variáveis**	**Atividades**	**Usos**
Geometria do lago	Batimetria Comprimento Largura	- Monitoramento da qualidade da água - Análise de dispersão de poluentes - Dragagens - Construções de piers e atracadouros	- Extração de areia - Navegação - Lazer - Abastecimento
Correntes	Velocidade Direção		
Ondas	Altura Direção Freqüência		
Sedimentos	Granulometria Distribuição Ressuspensão		
Nível d'água	Variações		

Em uma análise dos componentes deste sistema, chega-se à conclusão de que o elemento menos estudado é o padrão de ondas incidentes no lago, uma vez que as outras condicionantes já possuem um relativo conhecimento do seu comportamento. A necessidade da aplicação de um modelo de predição de ondas para o Lago Guaíba e a sua conseqüente relação com a dinâmica

sedimentar, encontra rebatimento em vários setores da sociedade, já que as ondas têm significativa importância na geração e distribuição de energia no sistema.

O conhecimento dos padrões de ondas do lago terá importância direta ou indireta nas diversas atividades citadas na tabela 1, como navegação, abastecimento, lazer, extração de areia para construção civil, entre outros.

A navegação, seja ela comercial ou de lazer, tem o Lago Guaíba como um dos seus principais cenários no Estado, principalmente em função das atividades do porto (figura 5) e da navegação esportiva, que deixa o lago tomado de pequenas embarcações nos finais de semana.

Figura 5. Vista aérea do porto da cidade de Porto Alegre. Em primeiro plano encontra-se o Cais Mauá, que foi desativado em abril de 2005. No plano de fundo está o Cais Navegantes, que passou a operar com mais que o dobro da capacidade de carga e descarga, que era de 2 mil t/dia e passou para 4,5 mil t/dia. Este terminal é considerado um elo de ligação entre a região metropolitana e o porto de Rio Grande, considerado o terceiro maior do país em termos de movimentação de cargas.

O consumo de água, uma das atividades primordiais para os habitantes da região metropolitana de Porto Alegre, é diretamente dependente da qualidade das águas do Guaíba, assim como o é a balneabilidade das praias do lago. O monitoramento de parâmetros de qualidade da água é efetuado pelo Departamento Municipal de Águas e Esgotos – DMAE e seus resultados podem ser acessados pelo site da instituição *http://www.portoalegre.rs.gov.br/dmae/*.

Diagnósticos ambientais de qualidade da água devem levar em consideração a importância da caracterização textural dos sedimentos de fundo, uma vez que a relação entre o tamanho e composição do sedimento e a análise de parâmetros ambientais (contaminação por compostos orgânicos e inorgânicos), pode trazer subsídios para a tomada de decisão quanto ao planejamento da utilização racional das águas do lago.

A ressuspensão destes sedimentos de fundo pode incrementar os níveis de poluição em corpos d'água, visto que substâncias tóxicas agregadas aos sedimentos, principalmente finos, são

lançadas na coluna d'água pelos fluxos de turbulência. Innocentini (2001) reporta à ocasião em que a passagem de um intenso ciclone - extra tropical pelo Rio de Janeiro gerou ondas nos lagos da Barra da Tijuca que revolveram os leitos, ocasionando a ressuspensão de poluentes químicos, esgoto e demais matérias orgânicas. Com isto, grandes quantidades de gás sulfídrico foram liberadas para reagirem com o oxigênio, matando toneladas de peixes por asfixia, além de ocasionar mal-cheiro, ardor nos olhos e acelerada corrosão nos metais.

Outra importante atividade que se desenrola no Lago Guaíba é a extração de areia do seu leito para fins econômicos. A exploração de sedimentos junto ao fundo de corpos d'água caracteriza-se como um relevante fator econômico na sociedade atual, visto sua importância na indústria da construção civil. Esta exploração, quando realizada sem critérios, ocasiona sérios danos aos ambientes em questão, pois a modificação das cotas batimétricas causadas pela atividade mineradora pode refletir na dinâmica do corpo d'água, afetando o balanço sedimentar que controla o equilíbrio de praias e canais de navegação.

No caso da extração de areia do fundo do Lago Guaíba, as avaliações morfológicas e hidrodinâmicas tornam-se fundamental para a elaboração de critérios técnicos de mineração junto ao lago. Soma-se a isto o fato de que na porção SE do lago localiza-se o Parque Estadual de Itapuã, uma unidade de conservação que representa a última amostra significativa de ecossistemas originais da região metropolitana de Porto Alegre.

Atualmente o conceito de qualidade de vida nos grandes aglomerados urbanos busca aliar o desenvolvimento econômico e a qualidade ambiental, sendo por isto fundamental ampliar os conhecimentos morfológicos e hidrodinâmicos do lago como forma de fornecer subsídios que possam garantir a preservação do mesmo sem inviabilizar atividades econômicas que venham a ser importantes para a região.

Trabalhos que analisem o padrão de ondas do Lago Guaíba e suas relações com a ressuspensão das partículas e a inserção das mesmas no transporte sedimentar são inexistentes, mesmo sendo reconhecida a sua importância na compreensão deste complexo sistema.

Exemplos de incidência de ondas em praias do Guaíba podem ser visualizados nas figuras 6 e 7.

Figura 6. Fotos da incidência de ondas na praia da Pedreira, localizada ao Sul do Lago Guaíba, no Parque Estadual de Itapuã (figura 2). As duas primeiras ilustram a ação das ondas no pós praia totalmente inundado pelas águas e a terceira ilustra o trapiche quase coberto pelas ondas (fotos do autor).

Figura 7. Fotos da Praia das Pombas, Parque Estadual de Itapuã (figura 2). A primeira (Backes, 2005) retrata uma condição de calmaria, sem incidência de ventos. Já a segunda (foto do autor) ilustra a chegada de ondas na praia. As visadas são opostas.

1.1.4 Problemas para o Estudo

A intrínseca relação entre a ondulação incidente em um corpo d'água e a sua geomorfologia perpassam por diversas situações de causa e efeito, uma vez que a ação das ondas ajuda a moldar a forma do lago ao mesmo tempo em que é afetada por essa forma. Assim, um estudo que venha propor analisar o papel da ação das ondas na dinâmica sedimentar por meio da interação entre velocidade orbital e ressuspensão dos sedimentos, deve partir de alguns problemas que servirão como base de discussão:

- Existem diferenças significativas entre as ondas incidentes ao longo do lago, quando sob um mesmo regime de ventos? É possível quantificar essas diferenças?
- Quais seriam os fatores controladores dos parâmetros da ondulação no lago? Há algum fator restritivo ao crescimento das ondas, considerando a incidência de ventos de alta intensidade e constância?
- As ondas incidentes no Guaíba podem ser consideradas relevantes nos processos geomorfológicos atuantes no lago?
- Os resultados obtidos com a aplicação do SWAN referentes ao padrão de ondas no Guaíba permitem identificar quais as áreas preferenciais de deposição de sedimentos finos?
- Estas áreas preferenciais correspondem às áreas mapeadas pelo projeto CECO-DMAE?
- O Guaíba é um ambiente importador de sedimentos?
- As ondulações incidentes no lago geram ressuspensão de sedimentos finos? Em que profundidade?

1.1.5 Objetivos

O presente estudo se propõe analisar, no tempo e no espaço, o papel da ação das ondas na dinâmica sedimentar do Lago Guaíba, por meio da interação entre a velocidade orbital e a ressuspensão dos sedimentos. Para tanto, os seguintes objetivos específicos devem ser alcançados:

- Elaborar e validar um modelo batimétrico para o Lago Guaíba a partir de dados pré - existentes;
- Analisar estatisticamente a série de dados de ventos referente a doze meses, nos anos de 1996/1997, obtida junto ao aeroporto Salgado Filho;
- Correlacionar a análise do item anterior com os padrões climáticos conhecidos por meio de comparações com séries de dados mais longas;
- Definir o padrão de ondas do Lago Guaíba com a validação e aplicação do modelo SWAN, correlacionando altura, período e direção de ondas e o tempo de resposta das mesmas ao vento incidente;
- Elaborar metodologia de interface computacional automática entre a saída de dados do modelo matemático SWAN e a entrada de dados no Sistema de Informações Geográficas IDRISI.
- Analisar as interações entre a velocidade orbital das ondas incidentes no lago com a ressuspensão de sedimentos de fundo;
- Caracterizar a profundidade de início do regime de fluxo turbulento e delimitar a área de atuação da turbulência vinculada ao transporte de sedimentos.
- Mapear os Ambientes de Sedimentação do lago.
- Analisar a qualidade da água quanto a concentração de material particulado em suspensão, utilizada para o abastecimento público no município de Porto Alegre.

2. Metodologia empregada e análise dos resultados

2.1 Introdução

Fundamentalmente, o método aplicado à pesquisa científica de fenômenos naturais se refere às hipóteses teóricas que devem ser confrontadas com dados de observação ou de experimentação.

Um dos paradigmas que fundamenta este tipo de conhecimento é aquele que diz respeito aos sistemas, com sua forte ênfase em variáveis de entrada e saída. A inserção do conceito de sistema nas investigações científicas não apenas provê respostas específicas para problemas particulares com razoável precisão, como também contribui para a compreensão de fenômenos como um todo, incluindo seus componentes, subsistemas e suas inter-relações (St. Germain, 1981, Mattessich, 1984).

Os ambientes costeiros e lagunares enquadram-se perfeitamente na concepção de sistemas. A interação multidimensional e interdependente de processos e variáveis atuantes nestes ambientes torna necessário considerá-los um sistema a ser estudado como um todo, por meio de análises quantitativas e qualitativas que integrem as inter-relações envolvidas.

Neste contexto, o presente capítulo fará a descrição da metodologia utilizada nesta pesquisa, assim como fará a análise dos resultados, apresentados na seguinte ordem; batimetria, ventos, ondas, interação da velocidade orbital com os sedimentos de fundo e ambientes de sedimentação no Lago Guaíba.

2.2 Batimetria

A obtenção de resultados confiáveis na aplicação de modelos de predição de ondas depende, fundamentalmente, de um conjunto de dados batimétricos coerentes e concisos. Neste trabalho, a elaboração de um modelo batimétrico partiu da compilação de dados pré - existentes oriundos das seguintes fontes: a) Mapa físico do Atlas Ambiental de Porto Alegre, elaborado por Irgang & Nicolodi (1997); b) Base de dados do Projeto "Sedimentação do Complexo do Guaíba" (CECO, 1999 e Bachi, *et al*, 2000), e c) Dados obtidos em doze perfis praiais e dois perfis transversais com 900 m de extensão cada, elaborados por Nicolodi (2002) em praias ao sul do lago.

No caso da elaboração do mapa físico de Porto Alegre (item A), Irgang & Nicolodi (*op. cit*) utilizaram como fonte, as cartas da Diretoria de Hidrografia e Navegação do Ministério da Marinha (DHN) em escala aproximada de 1:25.000; folhas: Rio Guaíba - da Ponta Grossa a Porto Alegre (nº2109), Itapuã a Ponta do Arado (n°2108) e Barra do Rio Guaíba (n°2107).

Já os dados do projeto "Sedimentação do Complexo do Guaíba" (CECO, *op. cit.*) foram obtidos pontualmente (187 pontos) quando da coleta de amostras de sedimentos junto ao leito do Guaíba e por meio da geração de uma série de perfis transversais utilizados para a determinação de padrões sedimentares do lago.

Foram também incorporadas informações referentes à batimetria de doze perfis praiais levantados por Nicolodi (2002) quando da execução de estudos sobre a morfodinâmica praial das praias do Parque Estadual de Itapuã, localizado ao sul do Lago Guaíba e outros dois perfis transversais medidos na Praia de Fora, Lagoa dos Patos, com 900 m de extensão, contados a partir da linha d'água.

A interpolação da base de dados sistematizada foi realizada com resolução espacial de 2 m, no software SURFER 8.0, utilizando o método de Kriging, que consiste de um interpolador estatístico de ajuste local. Ele subdivide a área em pequenos setores com algumas características em comum, dentro dos quais a interpolação é realizada (Weber, 1995). As interpolações foram realizadas com varredura por quadrante na direção preferencial NW-SE, em função da orientação e das características de contorno do lago. O resultado pode ser observado na figura 8.

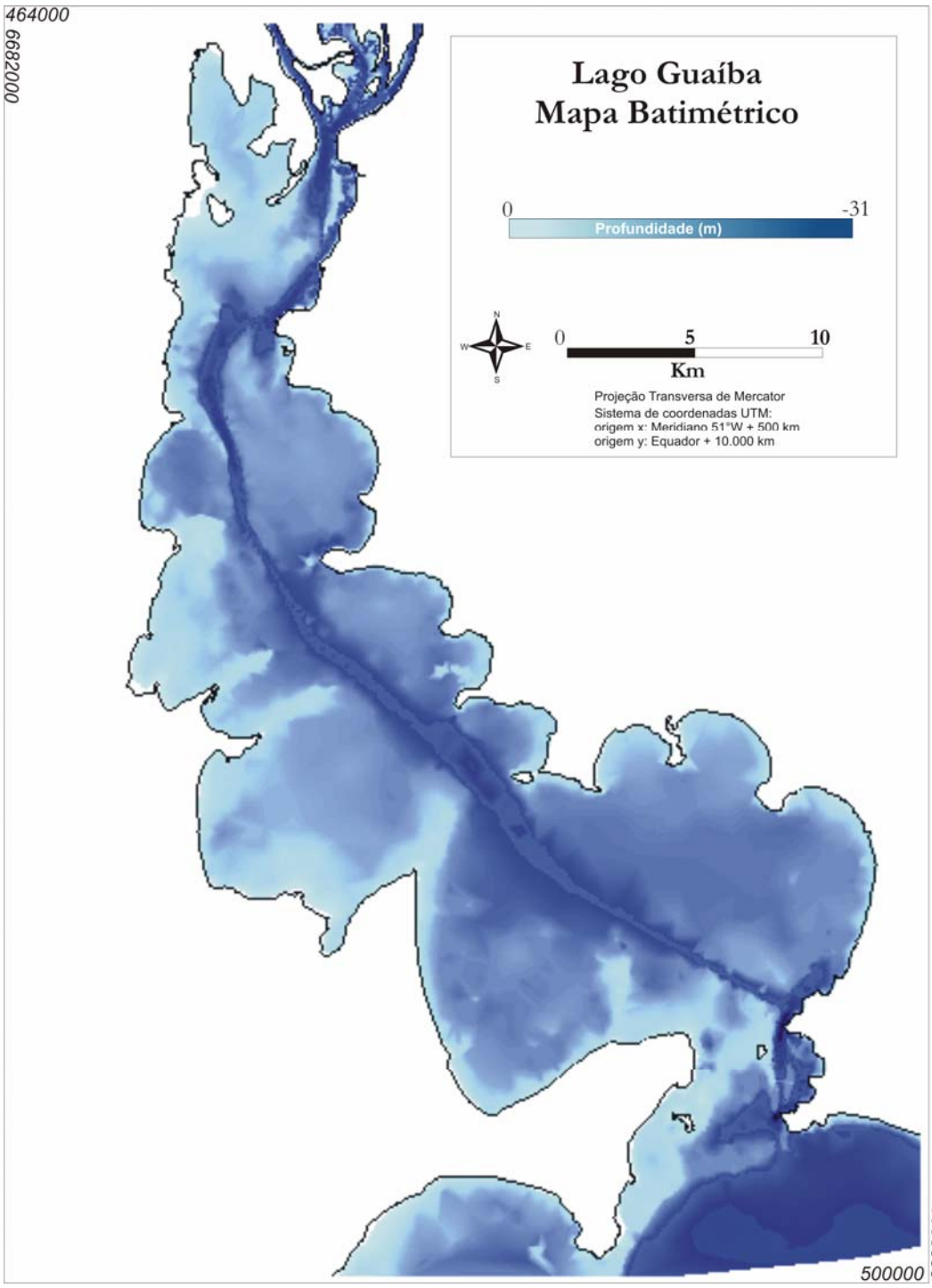


Figura 8. Mapa batimétrico do Lago Guaíba interpolado a partir de uma coletânea de dados pretéritos.

A qualidade de uma imagem deste tipo depende de dados que sejam, além de confiáveis, distribuídos de maneira compacta ao longo de toda área a ser interpolada. Este requisito foi atendido quando da elaboração da modelagem batimétrica em questão. A figura 9 ilustra essa distribuição dos pontos cotados utilizados.

Figura 9. Grade amostral da batimetria do Lago Guaíba interpolada.

A média dos dados batimétricos interpolados neste modelo foi de 2,8m. Esta média é levemente superior àquela obtida quando da elaboração do Mapa Físico inserido no Atlas Ambiental de Porto Alegre, que foi de 2 m. Tal variação é deve-se à inserção de dados medidos em campo (CECO, 1999 e Nicolodi 2002), o que torna os resultados mais realísticos.

A validação de modelos batimétricos pode ser dada de duas formas. Plan *et al.* 2002, sugerem a aplicação de métodos estatísticos como erro de amostragem normalizado, erro residual e erro estimado de interpolação. Outra opção, menos complexa, é a comparação entre dois perfis batimétricos com coordenadas geográficas iguais. Evidentemente, nesta segunda opção, o perfil medido em campo não pode estar inserido no modelo interpolado, sob pena de inviabilizar a validação.

Neste trabalho optou-se pela validação por meio de comparação simples entre perfis medidos em campo e interpolados. A possibilidade da utilização de técnicas como correlação entre os dois conjuntos de dados foi descartada, uma vez que os dados do monitoramento do DENAEE não estavam disponíveis, sendo que a informação teve que ser digitalizada para fins de comparação.

Esta metodologia já havia sido aplicada com êxito, em trabalhos sobre a delimitação da antepraia na plataforma continental de Tramandaí – RS com base na batimetria e distribuição sedimentar, realizados por Nicolodi *et al.* (1998) e Gruber & Nicolodi (1998).

Os dados interpolados foram comparados com 9 perfis batimétricos publicados no relatório síntese do projeto "Mecânica de Correntes do Guaíba" (DNAEE, 1983), obtidos por meio da

utilização de ecobatímetro registrador. A localização dos perfis e os gráficos dos perfis medidos e modelados podem ser visualizados na figura 10.

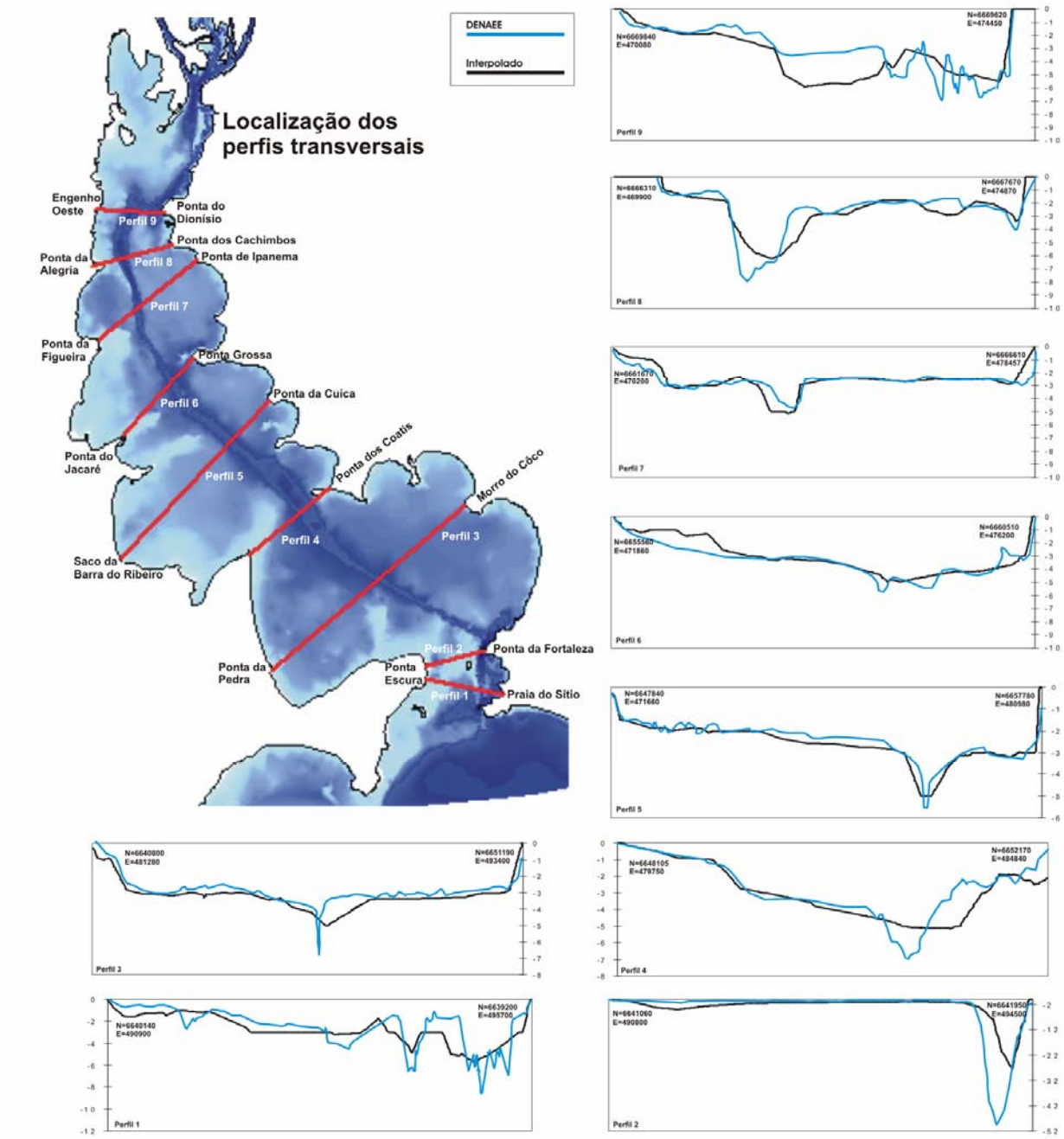


Figura 10. Perfis batimétricos transversais medidos em azul (DENAEE, 1983) e estimados em preto.

Todos os perfis iniciam na margem oeste do Guaíba e finalizam na margem leste representando uma boa amostragem do leito do lago. Em linhas gerais, os resultados podem ser considerados bastante satisfatórios, uma vez que há uma concordância entre a forma dos perfis medidos e interpolados em oito dos nove casos monitorados. As variações se deram basicamente entre os valores de profundidade, maiores entre os perfis medidos. Algumas discrepâncias quanto às feições encontradas também foram observadas, principalmente no perfil 1.

Algumas situações destacaram-se, como por exemplo, as significativas variações entre os estoques sedimentares no perfil 9, ou a diferença entre os valores para o perfil 2, que abrange a região mais profunda do lago. Neste caso o modelo apontou uma profundidade de 31 m, enquanto os dados do ecobatímetro do DENAEE indicavam aproximadamente 48 m.

Estas discrepâncias podem ser explicadas de duas formas: a) O algoritmo utilizado tende a suavizar a superfície interpolada, uma vez que os valores são estimados em função das células mais próximas. No caso dos perfis medidos, os valores são pontuais, dando uma configuração mais detalhada no formato dos perfis, representado pelas formas mais angulosas das linhas dos gráficos. b) A grande parte dos dados utilizados na modelagem foi extraída de cartas da DHN, as quais foram elaboradas com levantamentos realizados na década de 1960. Já os perfis do DENAEE foram medidos na década de 1980. Esta diferença de aproximadamente 20 anos pode ter resultado em variações pontuais na morfologia de fundo do lago, em função do transporte sedimentar e até mesmo da extração de areia para fins comerciais.

Outro argumento que poderia vir a ser utilizado para explicar as discrepâncias encontradas entre os perfis medidos e estimados diz respeito a menor densidade de pontos cotados em algumas regiões específicas. Mas esta hipótese não pode ser considerada, uma vez que a análise dos perfis indica que nos casos onde o resultado foi menos satisfatório, perfis 1 e 9, a malha amostral é mais significativa.

Este modelo batimétrico gerado e devidamente validado foi a base para a utilização de modelos de predição de ondas neste trabalho. Estes modelos são alimentados pelas variáveis de velocidade e direção dos ventos atuantes na região, as quais serão temas do próximo capítulo.

2.3 Ventos

A qualidade dos dados de ventos é, juntamente com a batimetria, fator determinante para o êxito da aplicação de modelos matemáticos de predição de ondas em corpos d'água. Informações como velocidade, direção e freqüência dos ventos determinam o padrão do campo de ondas ao longo do tempo. Dados eólicos podem ser inseridos no sistema de duas formas: a) ventos uniformes, que são constantes para toda a região a ser modelada ou, b) por meio de um campo de ventos variáveis tanto no espaço quanto no tempo. O local de medição dos parâmetros não deve ultrapassar a distância de 100 km do corpo d'água, evitando assim maiores distorções nos resultados.

A relevância destes dados nos resultados do modelo condiciona o grau de representatividade das informações desta pesquisa quanto a situações pretéritas ou previsões futuras, sendo que as

correlações existentes entre os dados trabalhados e as referencias bibliográficas utilizadas são fundamentais na definição desta representatividade.

Em um dos primeiros trabalhos de sistematização de dados climatológicos, Coussirat de Araújo (1930) analisou um conjunto de oito anos de dados eólicos (1918 a 1925) oriundos da rede de estações meteorológicas então existente no Rio Grande do Sul. Os resultados indicaram a direção predominante de SE para a região de Porto Alegre, tanto quando da análise do conjunto de dados como um todo, quanto da análise sazonal. A direção de proveniência SE foi predominante no verão, outono e primavera, sendo que apenas no inverno a direção de proveniência dos ventos foi de S.

Em relação à velocidade, a média anual para a série analisada foi de 1,8 m/s. Já as médias sazonais foram de 2 m/s na primavera e verão e 1,5 m/s no outono e inverno, com os maiores valores medidos para os meses de setembro e outubro e os menores em abril e maio.

Os valores máximos de intensidade do vento entre os anos entre 1914 e 1928 encontram-se na tabela 2.

Tabela 2. Valores máximos das velocidades do vento entre os anos de 1914 e 1928 em Porto Alegre. Adaptado de Coussirat de Araújo (*Op. Cit.)*.

Ano	**Velocidade máxima**	**Direção**		**Ano**	**Velocidade máxima**	**Direção**
1914	18,3	S		1922	24,2	N
1915	16,7	S		1923	26,9	S
1916	19,3	S		1924	22,5	W
1917	15,5	S		1925	26,4	SSW
1918	15,0	E		1926	19,7	SSE
1919	21,1	E		1927	18,1	S
1920	16,4	S		1928	25,0	SW
1921	20,5	WSW				

Um segundo trabalho de sistematização de dados climatológicos do Rio Grande do Sul foi elaborado por Moreno (1961), tendo como objetivo reunir toda a informação existente na época, revisando os resultados de Coussirat de Araújo (*Op. Cit.*) sob a luz dos novos conceitos então vigentes.

Foram analisados os dados eólicos de uma série de 48 anos (1910 a 1948) obtidos nas estações meteorológicas oficiais do Estado. Os resultados, neste caso, apenas referentes à direção

dos ventos, indicaram a proveniência predominante de ESE para o período (Tabela 3). Neste trabalho, as direções predominantes foram analisadas a cada mês e não de maneira sazonal. Os resultados indicaram as seguintes direções principais:

Tabela 3. Direções de proveniência de ventos predominantes na região de Porto Alegre entre os anos de 1910 e 1948. Adaptado de Moreno (1961).

Estação	Mês	Direção de Proveniência
Outono	Março	ESSE
	Abril	E
	Maio	ESSE
Inverno	Junho	W
	Julho	W
	Agosto	E
Primavera	Setembro	ESE
	Outubro	ESE
	Novembro	ESE
Verão	Dezembro	ESE
	Janeiro	E
	Fevereiro	ESE

Já em 1998, Livi analisou uma série de dados de 86 anos (1912 a 1997) coletados no 8° distrito de Meteorologia quando da elaboração de trabalho sobre o clima da região de Porto Alegre. Entre as diversas variáveis analisadas, o autor discutiu os padrões de ventos incidentes, resultando nos gráficos da figura 11, referente à direção e figura 12 referente à velocidade, onde pode ser observada uma queda na intensidade dos ventos nos meses de outono e inverno, quando comparado aos meses de primavera e verão, coincidindo com as conclusões de Coussirat de Araújo (1930).

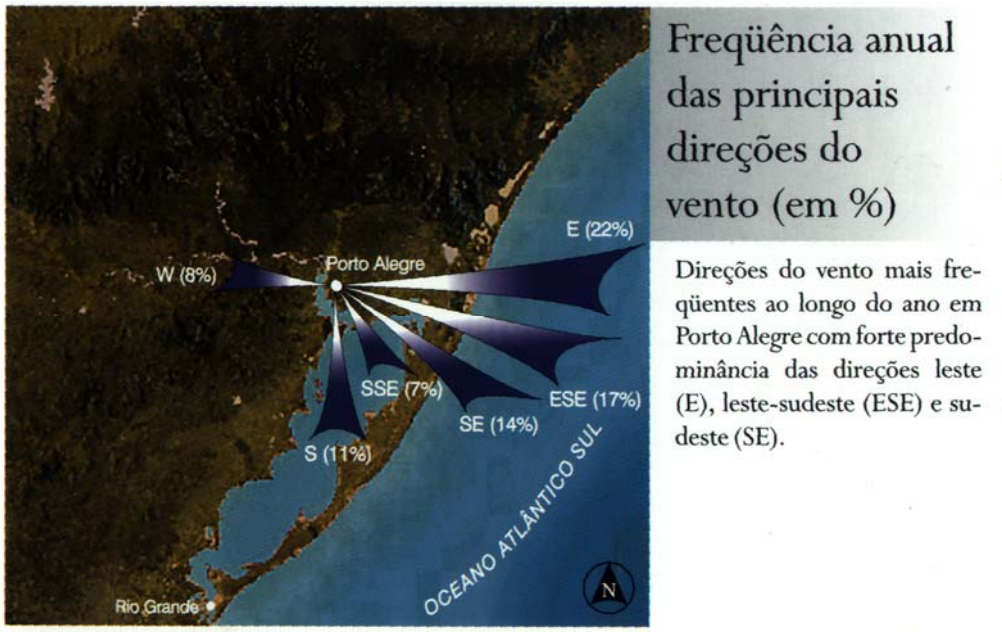


Figura 11. Freqüência anual dos ventos incidentes na região de Porto Alegre, segundo Livi (1998).

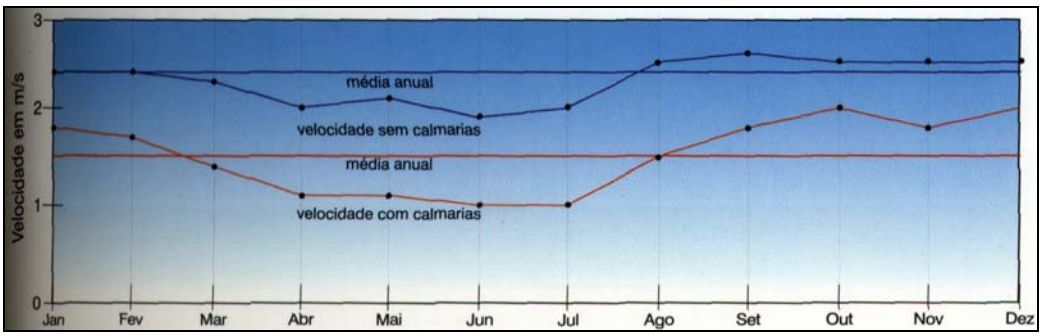


Figura 12. Velocidade média do vento em Porto Alegre, com e sem a inclusão das calmarias.

Em 2002 foi publicado o Atlas Eólico do Rio Grande do Sul (Camargo *et al.,* 2002) com objetivo de fomentar a discussão acerca da instalação de parques geradores de energia eólica no Estado. Para tanto foram aplicados modelos matemáticos com objetivo de simular o regime de ventos em diversas altitudes com base em dados coletados em órgãos de meteorologia e aeroportos. O mapa da figura 13 foi extraído deste Atlas e corrobora os resultados discutidos aqui para a região do Lago Guaíba, além de ilustrar as distintas direções de proveniência dos ventos nas regiões do Estado.

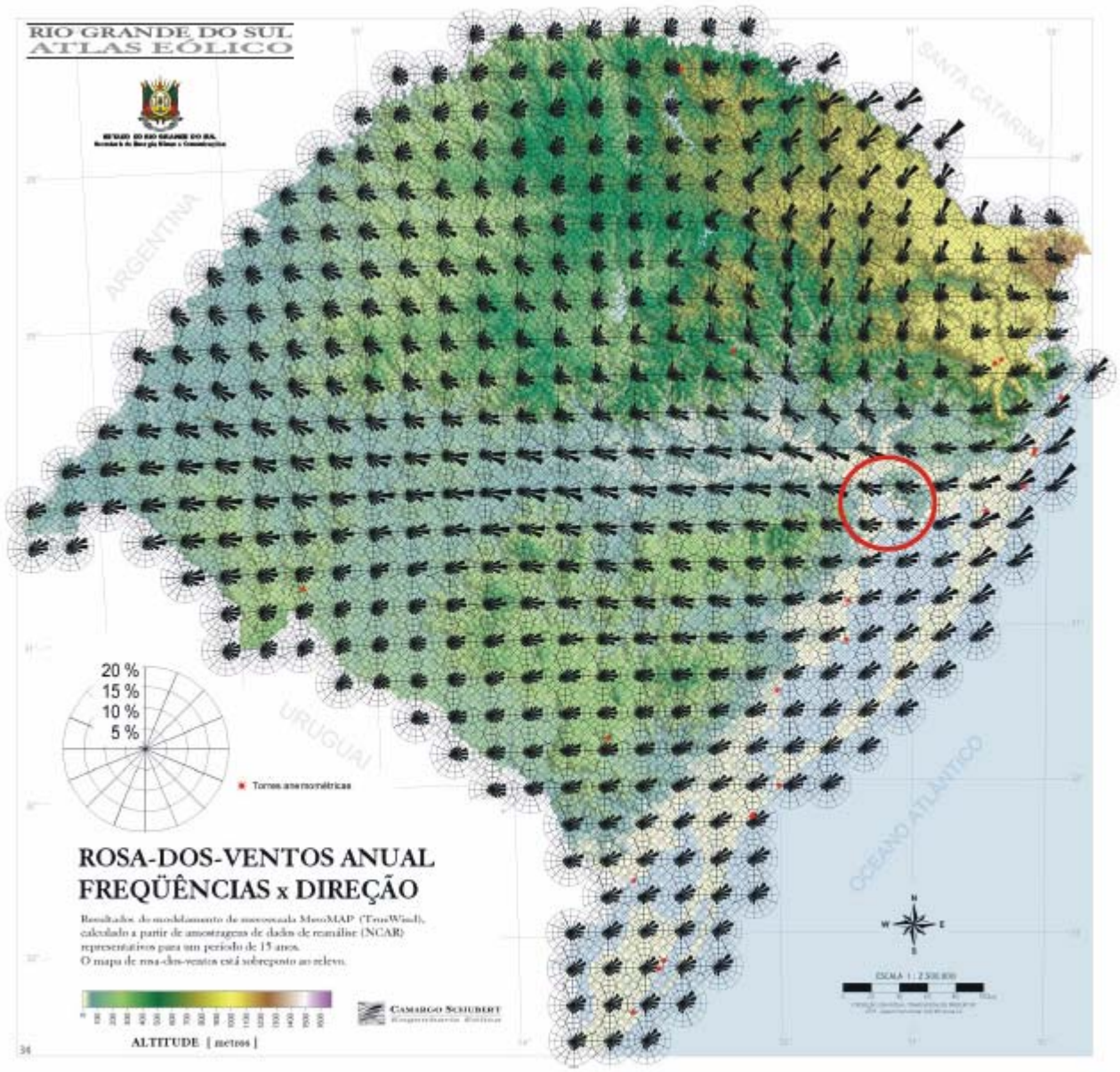


Figura 13. Mapa das freqüências anuais de direção dos ventos no Estado. Elaborado a partir de modelos matemáticos quando da publicação do Atlas Eólico do Rio Grande do Sul (Camargo *et al.,* 2002). Em destaque a região do Lago Guaíba.

Já na presente pesquisa, os dados de velocidade e direção de ventos utilizados são oriundos do Aeroporto Salgado Filho (29° 59' 6 S e 51° 10' 3 W) e referem-se ao período de março de 1996 à fevereiro de 1997. Estas medições foram realizadas diariamente, de hora em hora, sendo as mesmas obtidas na altura padrão de 10 m.

Estes dados foram agrupados em classes de velocidade com intervalo de 1 m/s, onde são relacionados com as freqüências de incidência. Já o dado de direção de proveniência é dividido em oito setores direcionais (N, NE, E, SE, S, SW, W e NW). Com objetivo de realizar uma análise sazonal destes dados, foram determinadas as freqüências dos ventos nas estações do ano, aqui caracterizadas da seguinte forma:

- Outono: Março, Abril e Maio;
- Inverno: Junho, Julho e Agosto;
- Primavera: Setembro, Outubro e Novembro.
- Verão: Dezembro, Janeiro e Fevereiro;

Os resultados podem ser observados na figura 14, que apresenta o histograma dos dados de direção e velocidade dos ventos para a série em questão. As imagens possuem 365 linhas e 24 colunas que representam os dias do ano e as horas do dia. A adoção desta configuração foi levada a cabo, pois assim é possível analisar os dados com ferramentas de geoprocessamento, como a análise de contexto, que permite derivar os valores de uma célula a partir de suas vizinhas.

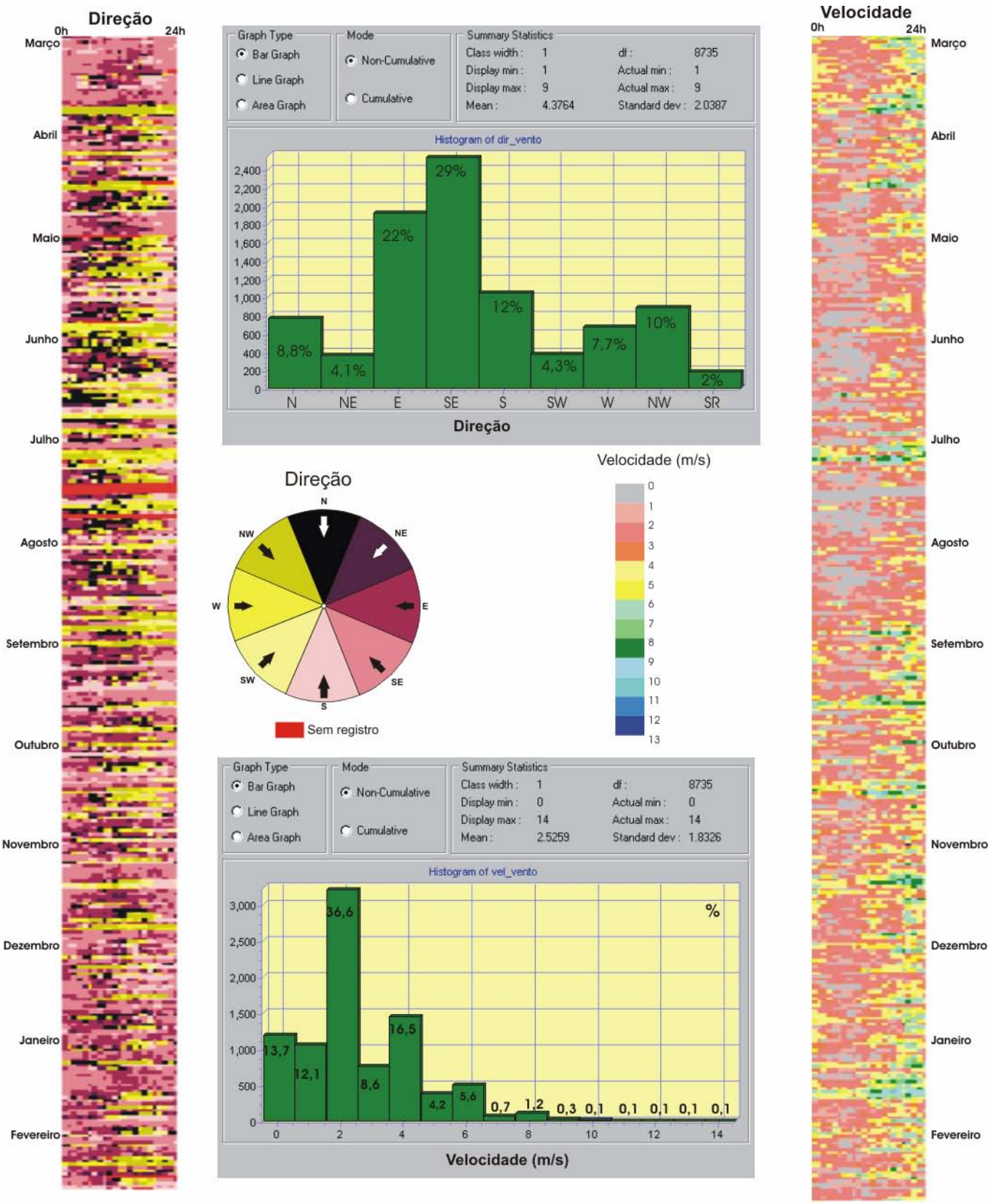


Figura 14. Histogramas referentes à direção e velocidade dos ventos para o período analisado (março de 1996 a fevereiro de 1997).

Os dados foram transformados em imagens com 365 linhas e 24 colunas, sendo que cada pixel equivale ao registro de uma hora. Este tipo de tratamento das informações permite a aplicação de ferramentas estatísticas, assim como as já citadas ferramentas de geoprocessamento. Além disso, a visualização de séries de dados longas (como a em questão) se torna muito mais prática, permitindo uma rápida análise de padrões e tendências. A partir das imagens foram construídos histogramas de freqüência, onde é possível estabelecer as relações de freqüência da direção e velocidade dos ventos.

Os ventos predominantes na região de Porto Alegre no período analisado sopraram dos quadrantes SE e E, em 29% e 22% dos registros, o que pode ser observado pela coloração em tons rosáceos dominante na figura 14. Além destes, os ventos de S, NW, N e W, são na seqüência, os mais freqüentes com 12%, 10%, 8.8% e 7% (tonalidades de amarelo e preto). Os ventos com menor incidência foram provenientes dos quadrantes NE e SW com 4,1% e 4,3% dos registros analisados. Em 2% das ocasiões não houveram registros nos dados trabalhados.

Em relação às velocidades, a média foi de 2,52 m/s e a máxima foi registrada no dia 11 de setembro com 13 m/s. A predominância é de ventos com velocidades entre 2 e 3 m/s (freqüência de 36,6% dos registros), seguido por ventos com velocidades entre 4 e 5 m/s (16,5%). As calmarias e dados sem registros foram agrupados na classe entre 0 e 1 m/s, que teve a freqüência de 13,7% de incidência.

Outra maneira de representação destes dados encontra-se na forma de diagramas de freqüências (rosa de ventos – figura 15), onde a freqüência das direções é representada pelo tamanho das retas e a freqüência da velocidade pela cor representada:

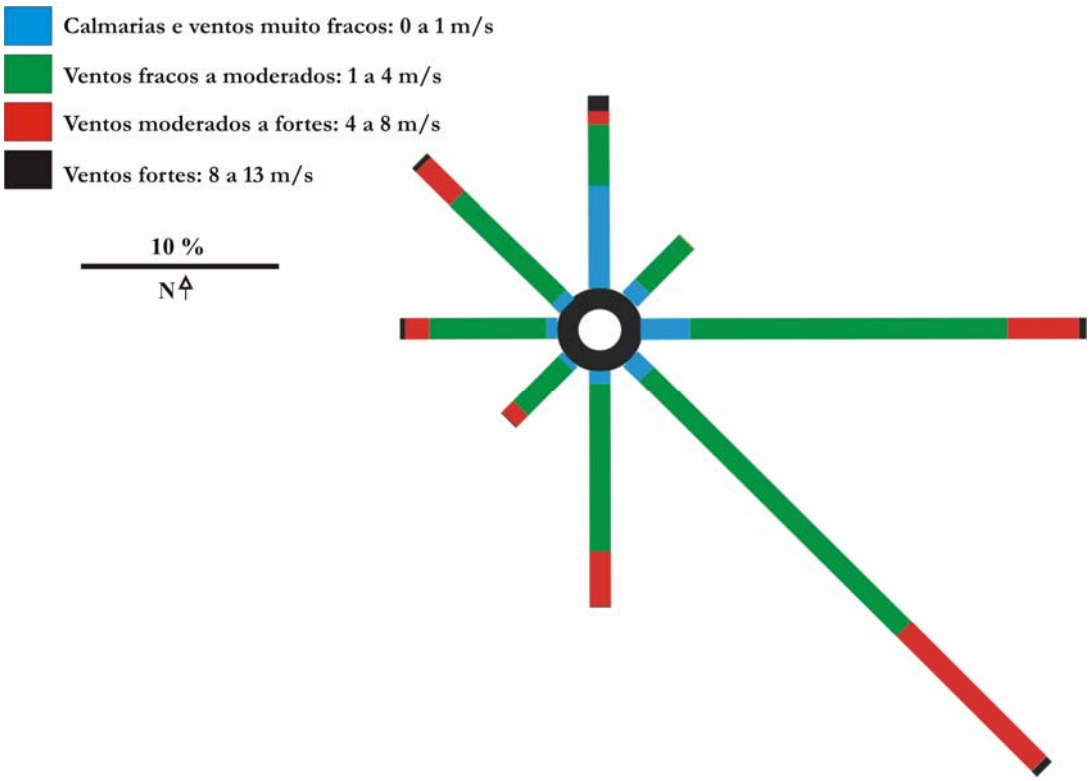


Figura 15. Diagrama de freqüência e velocidade dos ventos atuantes na região de Porto Alegre no período entre março de 1996 e fevereiro de 1997.

Com objetivo de analisar sazonalmente estes dados, as imagens da figura 14 foram recortadas em outras quatro, relativas às estações do ano, respectivamente outono, inverno, primavera e verão (figura 16).

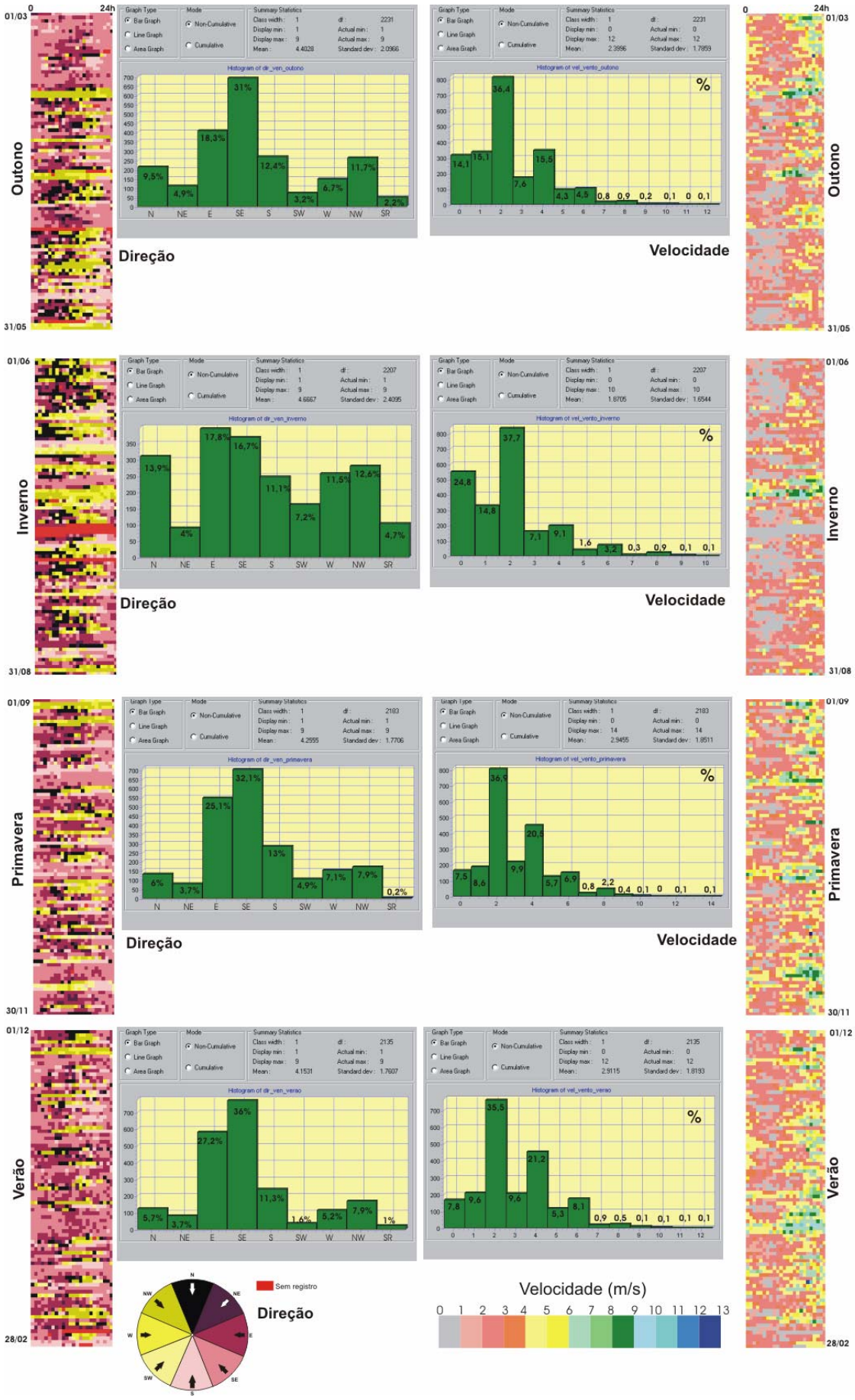


Figura 16. Histogramas referentes à direção e velocidade dos ventos para o período analisado (março de 1996 a fevereiro de 1997).

Nos meses de outono as direções predominantes seguiram os padrões observados quando da análise do conjunto de dados como um todo, com forte predominância de ventos de SE e E, seguidos pelos ventos de S, NW e N. A velocidade média foi de 2,39 m/s e a máxima de 12 m/s.

Os meses de inverno foram os que apresentaram o padrão mais distinto no ano. As direções de proveniência predominantes continuaram sendo de E e SE, mas com diferenças menores em relação às demais. Já os ventos de N, NW e W demonstraram uma freqüência maior, quando comparado às demais estações. A observação da imagem referente à direção dos ventos de inverno ilustra essas variações, sendo a que mais apresenta tonalidades de amarelo e preto. A média da velocidade foi a mais baixa entre as estações, com 1,87 m/s e velocidade máxima de 10 m/s. A imagem referente à velocidade dos ventos de inverno ilustra essa queda nos valores de intensidade, com a presença maior de tons de cinza e rosa, quando comparada às outras estações do ano, exceção feita a alguns dias do início do mês de julho (tons amarelos e verdes).

Já entre os meses de primavera e verão a direção de proveniência dos ventos foi similar, com predominância dos ventos de SE e E, seguidos de ventos de S, NW, W e N, assim como nos meses de outono. A diferença é que nos meses de primavera e verão, essa predominância é ainda mais acentuada com 36% e 27,2% de freqüência. As velocidades médias também são semelhantes; 2,94 m/s na primavera e 2,91 m/s no verão. A velocidade máxima foi de 13 m/s na primavera e 12 m/s no verão.

Estas variações sazonais podem ser explicadas, em parte, pela ação dos dois tipos de sistemas de alta pressão que atuam na região. No verão, quando o gradiente barométrico é mais acentuado, os ventos sopram com mais constância e regularidade. No outono, verifica-se um equilíbrio entre os valores barométricos no Atlântico e no território gaúcho, ocasionando uma diminuição da movimentação das massas de ar.

Já no inverno, a área de alta pressão desloca-se para norte e predomina no interior do continente outra área de altas pressões, aumentando a tendência a ventos de W e NW. Na primavera permanece o regime misto de ventos dos quadrantes W e E (quando considerados apenas os 4 principais quadrantes), com predomínio dos últimos. Esta é a estação mais ventosa do ano, especialmente nos meses de setembro e outubro.

Outra característica do regime de ventos incidentes na região é variação diurna da velocidade. Nas três pesquisas - consultadas Coussirat de Araújo (1930), Moreno (1961) e Livi (1998) - foram destacadas as relações entre a variação da intensidade do vento ao longo do dia e a temperatura do ar. As curvas elaboradas pelos autores indicam que as variações são mais pronunciadas no verão, com o máximo sendo atingido em torno das 17 horas, enquanto no inverno este ápice é atingido entre as 15 e 16 horas. Os gráficos das figuras 17 (Coussirat de Araújo, *Op. Cit.*)

e 18 (Livi, *Op. Cit.*) ilustram este fenômeno. Uma análise visual dos dados utilizados no presente trabalho (figuras 14 e 16) demonstra conformidade com estas conclusões, uma vez que as tonalidades de amarelo, verde e azul, estão em sua grande maioria localizadas após a metade da imagem, ou seja, à tarde, ao contrário das tonalidades de cinza e rosa que se encontram, preferencialmente, no início do dia.

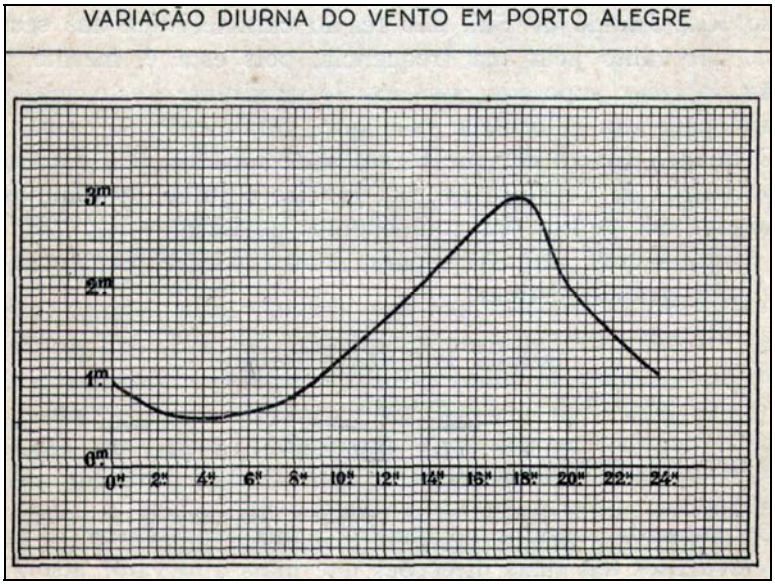


Figura 17. Gráfico da variação diurna da velocidade do vento em Porto Alegre. Extraído de Coussirat de Araújo (1930)

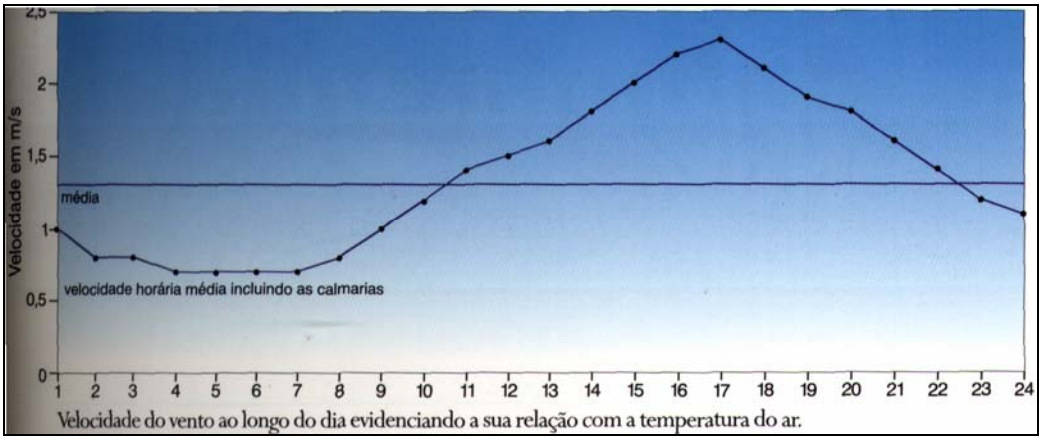


Figura 18. Gráfico da variação diurna da velocidade do vento em Porto Alegre. Extraído de Livi (1998).

Analisando os resultados sobre ventos no período estudado, pode-se dizer que há uma condição padrão quando da comparação às series mais representativas. As correlações existentes entre os dados aqui trabalhados e aqueles consultados de outros autores refletem uma boa representatividade do período em questão (março de 1996 a fevereiro de 1997) quanto aos padrões encontrados em séries climáticas mais longas. Isto equivale dizer que os resultados a serem obtidos quanto aos padrões de ondas para o Lago Guaíba poderão ser aplicados tanto a situações pretéritas

quanto a previsões futuras, uma vez que os anos de 1996 e 1997 são considerados "normais" em termos da ação dos ventos, já que não foram observadas anomalias quando da comparação dos dados. Esta é uma informação relevante, pois caso as análises efetuadas indicassem ser o período estudado anômalo dentro de uma série maior, os resultados obtidos nessa pesquisa não poderiam ser estendidos a outras datas, pretérita ou futura, e deveriam ser válidos apenas para os 12 meses em questão.

2.4 Ondas – o método.

2.4.1 Os Modelos de Predição de Ondas.

Um modelo de ondas, empírico ou numérico, parte de uma premissa geral: os principais fatores condicionantes à geração e propagação de ondas gravitacionais são; velocidade e duração do vento, *fetch* (entendido aqui como a extensão superficial onde atuam os mesmos), profundidade do corpo d'água e taxa de decaimento da energia das ondas, além das interações não lineares entre ondas.

As ondas gravitacionais, mais importantes para as ciências marinhas e costeiras, são aquelas geradas pela ação do vento sobre a água, sendo que as mesmas podem chegar, em condições extremas, aos 50 m de altura e 1.000 m de comprimento (Munk, 1951. *In* Carter, 1989). Suas freqüências variam entre os $10^{-1,5}$ e $10^{1,5}$. Ondas com períodos e alturas menores são classificadas como ondas capilares, conforme a figura 19.

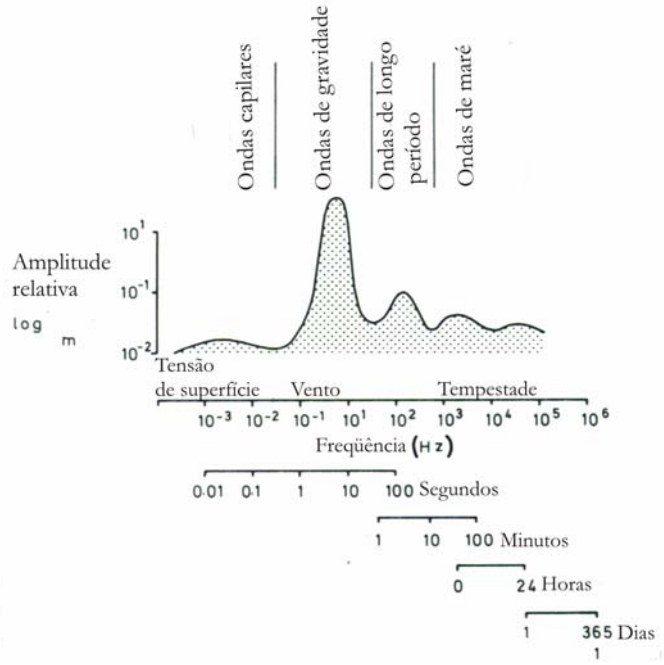


Figura 19. Tipos de ondas classificados pela freqüência. (Munk, *op cit*).

A evolução de um campo de ondas resulta da transferência de energia do campo de ventos para a superfície do corpo d`água, da perda de energia por arrebentação e da troca de energia entre ondas de diversos comprimentos através de um mecanismo de ressonância não-linear.

Até aproximadamente o início da década de 40, a única forma que os navegantes tinham para descrever o estado do mar era a escala *Beaufort*. Criada pelo almirante inglês Francis Beaufort em 1805 e adotada pela Marinha inglesa em 1834, a escala relaciona a intensidade de vento com a força do mar através da fórmula:

$$U = 1{,}87 * B^{3/2} \quad (1)$$

Onde *U* é a intensidade do vento em milhas marítimas por hora (nós) e *B* é o fator Beaufort que caracteriza o estado do mar. Tal escala é até hoje aceita internacionalmente.

Os primeiros modelos de predição de ondas foram originados a partir das bases teóricas deixadas durante a Segunda Grande Guerra, principalmente em resposta à necessidade das tropas aliadas de conhecer as condições do mar da Normandia, França, antes da decisiva invasão.

Sverdrup & Munk (1947) elaboraram um método empírico para prever a altura significativa e período de ondas geradas localmente, sendo que desde então, a modelagem de previsão de ondas vem evoluindo e, hoje, já é possível realizar previsões do espectro de ondas em escala global ou regional.

Vale ressaltar que os propósitos de simulação de ondas abarcam situações passadas (*hindcast*) ou futuras (*forecast*), sendo que sua importância, de fato ou potencial, para as diversas áreas do saber e da tomada de decisão, pode ser descrita na tabela 4.

Tabela 4: Alguns exemplos de aplicação da modelagem de ondas em diversos setores da sociedade.

Área de atuação	**Tema**
Pesquisa de base	- estudo de dinâmica de ambientes - transporte de sedimentos - hidrodinâmica de corpos d'água - morfodinâmica - erosão praial - interação onda – atmosfera
Setor portuário	- construção e ampliação de portos - dragagens - dispersão de material dragado
Engenharia Costeira	- planejamento para construção de piers, barras artificiais e outras obras em mares e lagoas. - manutenção e engordamento de praias
Petróleo	- atividades de exploração de petróleo em águas rasas e profundas - construções de plataformas de petróleo e dutos de transporte
Monitoramento de qualidade ambiental	– auxiliar na determinação de parâmetros físico químicos de sedimentos - dispersão de poluentes
Navegação	- orientação para navegação marítima e de águas interiores
Segurança	- emissão de avisos de alerta em caso de ressacas no litoral

Constrangimentos como o ocorrido em dezembro de 1989, quando do encontro dos presidentes Gorbachev (ex URSS) e Bush (E.U.A) que ocorreria em Malta, poderiam ter sido evitados. O evento foi cancelado devido a uma tempestade com intensas ondas no Mar Mediterrâneo, na qual as condições do mar não foram propriamente previstas causando constrangimento aos serviços de previsão e problemas aos organizadores do encontro (Innocentini, 1995).

Oficialmente, a necessidade da operacionalização de um modelo global oceânico integrado e de fácil acessibilidade para prover informações necessárias à previsão oceânica e atmosférica está representada na Agenda 21[1], criada durante a ECO-92. Seu texto destaca a importância da implementação de modelos oceânicos quanto à prevenção de catástrofes, manejo adequado de zonas costeiras e marinhas e geração de subsídios para pesquisas em mudanças climáticas.

Em 1991, em resposta às demandas analisadas em assembléia, a Comissão Oceanográfica Intergovernamental (IOC) e instituições como o *Wolrd Meteorological Organization* (WMO), entre outros, deram início ao projeto de elaboração e implementação do *Global Ocean Observing System* (GOOS). O GOOS é um sistema global permanente de observação, modelagem e análise de variáveis marinhas e oceânicas que provê descrições do estado atual dos oceanos, incluindo previsões de condições futuras. Dentro deste sistema global, insere-se o C-GOOS, um sistema operacional de monitoramento aplicado às regiões costeiras.

No Brasil a Comissão Interministerial para os Recursos do Mar – CIRM criou, por meio da Resolução N° 01/97, o Programa Piloto GOOS/Brasil que tem como finalidade implementar, ampliar e consolidar informações meteorológicas, oceanográficas e climatológicas que venham a subsidiar a tomada de decisão das esferas políticas. Em 2005 deu-se início a discussão acerca da revisão deste Programa, uma vez que já se haviam passado mais de sete anos desde sua implementação e o contexto em que ele estava baseado já havia se alterado.

Destaca-se a inserção da variável "eventos extremos" neste contexto, principalmente após a passagem do Tsunami que devastou vários países no Oceano Pacífico e reacendeu as discussões sobre a intensificação de eventos extremos em todo mundo, inclusive no Brasil com a incidência do furacão Catarina.

Diversos são os projetos que já existem no âmbito do GOOS/Brasil e passam por revisão atualmente. Outros novos projetos estão sendo discutidos para a inclusão no Programa, com destaque para a Rede de Monitoramento Costeiro de Ondas, que pretende criar um sistema de

[1] A agenda 21 é um plano de ação adotado global, nacional e localmente, por organizações do sistema das Nações Unidas, governos e pela sociedade civil, em todas as áreas em que a ação humana impacta o meio ambiente. Constitui-se na mais abrangente tentativa já realizada de orientação visando um novo padrão de desenvolvimento para o século XXI, cujo alicerce é a sinergia da sustentabilidade ambiental, social e econômica.

monitoramento contínuo da agitação marítima em águas rasa por meio de uma rede de ondógrafos direcionais, onde os dados seriam disponibilizados em tempo real aos usuários.

Outro projeto incluso no GOOS e que está sendo discutido para implementação no GOOS/Brasil é o GODAE (Global Ocean Data Assimilation) que tem como objetivo a assimilação do grande volume de dados produzidos em modelos acoplados oceano-atmosfera para a previsão do estado do mar, tempo e clima.

2.4.2 Os modelos empíricos

São mais comumente aplicados em corpos d'água abrigados, onde a ação do *swell* é insignificante. A principal premissa deste tipo de modelo é que o campo de ventos atuante na área de geração de ondas pode ser representado por valores de velocidade simples. Tais modelos estimam a altura e período de ondas como funções de *U*, *F*, *t* e *d*, onde *U* = velocidade do vento, *F*=*fetch*, *t* = variável tempo e *d* = profundidade.

As condições de ondas são consideradas a partir de um *fetch* limitado, com duração do vento também limitada, sendo que tais condições vão depender apenas da velocidade e direção do vento, pois as demais variáveis são de difícil mensuração, sendo assim, desconsideradas. Análises dimensionais efetuadas por Kitaigorodskii (1962) demonstraram que todas as variáveis das ondas, quando normalizadas em termos da aceleração da gravidade e velocidade do vento, podem ser consideradas em função do *fetch*.

Os modelos empíricos mais utilizados pela comunidade científica são os de JONSWAP, SMB e Donelan (1980), embora outros vários sejam encontrados na literatura, como os de Draper (1963; *In* Lakhan, V.C. & Trenhaile, A.S., 1989), Kruseman (1976) e Toba (1978).

2.4.2.1 JONSWAP (Joint North Sea Wave Project)

A formulação de JONSWAP pode ser descrita da seguinte forma:

A) *Fetch* limitado

$$\frac{gH_{m_0}}{U^2} = 0.0016\left(\frac{gF}{U^2}\right)^{1/2}$$

$$\frac{gT_p}{U} = 0.286\left(\frac{gF}{U^2}\right)^{1/3}$$

B) Duração limitada

$$\frac{gH_{m_0}}{U^2} = 8.29\times10^{-5}\left(\frac{gt}{U}\right)^{5/7}$$

$$\frac{gT_p}{U} = 0.0676\left(\frac{gt}{U}\right)^{3/7} \quad (2)$$

Onde Hm_0 corresponde à altura significativa da onda e Tp ao período de pico em um tempo t para um *fetch* F, que é dado por;

$$\frac{gt}{U} = 68.8\left(\frac{gF}{U^2}\right)^{2/3} \quad (3)$$

Sendo que U representa a velocidade do vento a uma elevação de 10m, U_{10}. Essa equação é válida em águas profundas para ondas geradas pelo vento local.

A altura das ondas (Hm_0) e o período de pico (Tp) podem ser expressos nas seguintes relações:

$$\frac{gH_{m_0}}{U^2} = 0.243 \quad (4)$$

$$\frac{gT_p}{U} = 8.13 \quad (5)$$

2.4.2.2 Donelan

Até a publicação das formulações de Donelan (1980), a maioria dos modelos empíricos em águas profundas assumia que as direções do vento e das ondas por ele geradas eram coincidentes. Este conceito começou a ser modificado a partir das observações feitas por Donelan no Lago Ontário. A relação entre a direção dominante das ondas (ψ) e a direção do vento (Φ) em águas profundas pode ser definida em qualquer ponto. Para condições de *fetch* limitado, Donelan *et al.* (1985) demonstrou que esta relação, para um ponto com *fetch* conhecido F(ψ), pode ser obtido pela maximização da expressão:

$$\cos\theta F_{\psi}^{0.426} \quad (6)$$

Para um lago de forma elíptica, esta relação pode ser visualizada na figura 20:

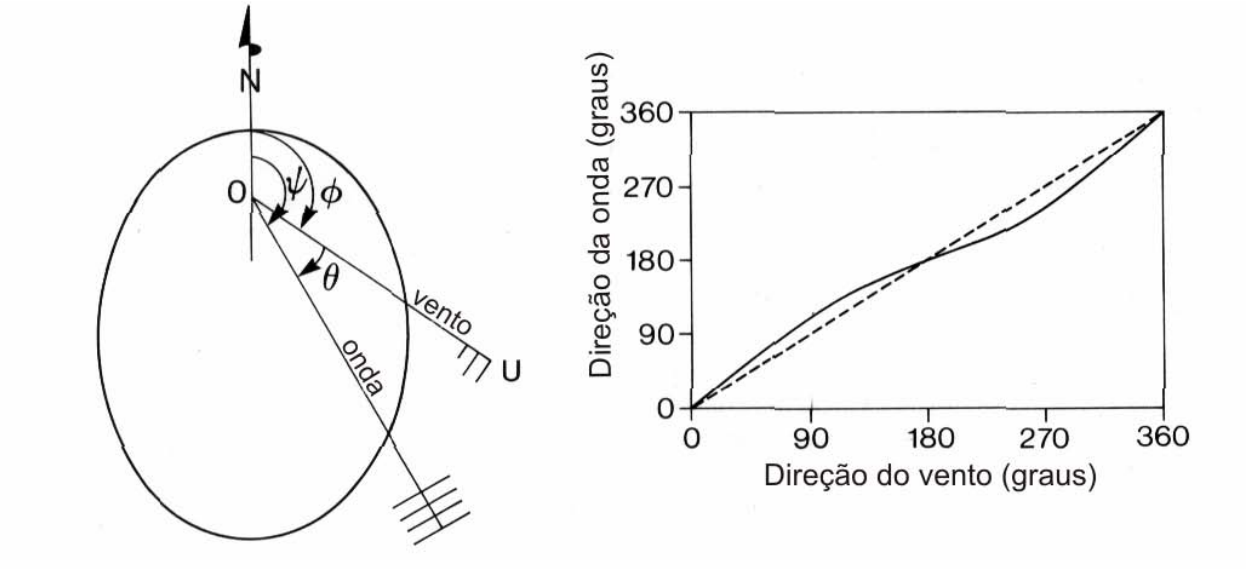


Figura 20: Relação entre a direção dominante das ondas e a direção do vento em um lago com formato elíptico. Adaptado de Donelan (1980).

A validação desta relação trouxe a possibilidade de acrescentar maior precisão na predição da altura e período das ondas em águas profundas. Tal avanço foi incorporado por grande parte dos modelos matemáticos de previsão de ondas utilizados atualmente e pode ser aplicado por meio das equações de *fetch* limitado de Donelan (*op. cit*), onde *F (ψ)* é o *fetch* da direção dominante das ondas, conforme o conjunto de equações 7.

$$\text{A)}\quad \frac{gH_{m_0}}{(U\cos\theta)^2} = 0.00366\left[\frac{gF_\psi}{(U\cos\theta)^2}\right]^{0.38}$$

$$\text{B)}\quad \frac{gT_p}{U\cos\theta} = 0.542\left[\frac{gF_\psi}{(U\cos\theta)^2}\right]^{0.23}$$

$$\text{C)}\quad \frac{gt}{U\cos\theta} = 30.1\left[\frac{gF_\psi}{(U\cos\theta)^2}\right]^{0.77} \qquad (7)$$

2.4.2.3 Predição de ondas em águas rasas

Durante a propagação de uma onda, ocorrem perdas de energia que são dissipadas por fricção interna e pelo contato do fluído com a superfície de fundo, principalmente em regiões de águas rasas, onde a pequena profundidade afeta consideravelmente tanto a geração quanto a propagação da onda. Para uma dada condição de velocidade e *fetch*, a altura e o período da onda serão menores em águas rasas e maiores em águas profundas (Toldo, 1994).

A transformação do campo de ondas em águas rasas ocorre, sobretudo, devido aos processos de refração, interações com o relevo submarino e/ou correntes costeiras, difração, reflexão, arrebentação e dissipação de energia por atrito com o fundo. Todos esses processos são quantificados através de um sistema acoplado de equações diferenciais e funções matemáticas.

Bretscheneider & Reid (1953, *apud*: SPM - Shore Protection Manual U.S.Army Engineer, *1984*), propuseram um modelo de predição de ondas, considerando o processo de fricção e percolação. Tal formulação fundamentou um dos métodos empíricos mais utilizados para águas rasas. Este modelo se baseia em sucessivas aproximações, de modo que a onda tenha energia adicionada constantemente pela tensão de vento, e subtraída em parte pelo efeito de fricção do fundo, considerando que as ondas são geradas pelo vento, que sopra com velocidade e direção constante, para uma dada duração. Este esquema pode ser considerado a base para a elaboração dos modelos matemáticos aplicados em águas rasas atualmente.

Pickrill (1983, *apud* Toldo, 1994) descreve que o padrão de ondas obtido com emprego de métodos de predição, a partir de dados sobre o *fetch* e das características físicas dos ventos, tem boa precisão. Este modelo é descrito no SPM (1984), sendo que a altura e período das ondas são obtidos com emprego das seguintes equações:

A)
$$\frac{gH_s}{U^2} = 0.283 \tanh\left[0.530\left(\frac{gd}{U^2}\right)^{0.75}\right] \tanh\left[\frac{0.0125\left(\frac{gF}{U^2}\right)^{0.42}}{\tanh\left[0.530\left(\frac{gd}{U^2}\right)^{0.75}\right]}\right]$$

B)
$$\frac{gT_s}{U} = 7.54 \tanh\left[0.833\left(\frac{gd}{U^2}\right)^{0.375}\right] \tanh\left[\frac{0.077\left(\frac{gF}{U^2}\right)^{0.25}}{\tanh\left[0.833\left(\frac{gd}{U^2}\right)^{0.375}\right]}\right]$$

C)
$$\frac{gH_s}{U^2} = 0.283 \tanh\left[0.530\left(\frac{gd}{U^2}\right)^{3/4}\right] \tanh\left[\frac{0.00565\left(\frac{gF}{U^2}\right)^{1/2}}{\tanh\left[0.530\left(\frac{gd}{U^2}\right)^{3/4}\right]}\right]$$

D)
$$\frac{gT_s}{U} = 7.54 \tanh\left[0.833\left(\frac{gd}{U^2}\right)^{3/8}\right] \tanh\left[\frac{0.0379\left(\frac{gF}{U^2}\right)^{1/3}}{\tanh\left[0.833\left(\frac{gd}{U^2}\right)^{3/8}\right]}\right] \quad (8)$$

Onde *F* corresponde ao *fetch* em (km), *tanh* corresponde a tangente hiperbólica, *d* corresponde à profundidade local (m), e *T* representa a duração dos ventos (horas).

Bishop *et al.* (1992, *apud* Toldo, 1994) compararam este modelo a outros métodos, como por exemplo, os de JONSWAP e Dolenan. Os autores concluíram que os procedimentos que tratam dos ajustes dos dados de ventos no método SPM, principalmente o emprego do coeficiente de fricção, tendem a superestimar o período (T) e a altura (H) da onda, o que torna, estatisticamente, este método menos eficaz, principalmente quando os valores de H e T são superiores a 2m e 6s respectivamente.

Conclui-se que a aplicação dos modelos empíricos de predição de ondas em águas rasas devem ser condicionadas a algumas situações como *fetch* inferior a 100 km e ação de ventos uniformes com velocidades constantes. Em aplicações que exijam estimativas mais precisas e completas de altura, período e direção de ondas, o procedimento mais adequado é a utilização de modelos numéricos.

2.4.3 Os modelos numéricos

2.4.3.1 Introdução

O desenvolvimento deste tipo de modelagem teve como marco os trabalhos de Gelci e seus colaboradores, que em 1957, foram os primeiros a desenvolver cenários de predição de ondas baseado no balanço de energia.

Para águas profundas que não apresentam correntes significantes, a equação do balanço de energia pode ser dada por;

$$\frac{\partial \mathcal{F}}{\partial \tau} + C_g \cdot \nabla \mathcal{F} = S \quad (9)$$

Onde $F(w, \psi, x,r)$ representa o espectro bi-dimensional de energia da onda, x é a posição horizontal do vetor (x,y), w é a freqüência angular $(2\pi/T)$, ψ é a direção de propagação da onda e C_g representa velocidade de grupo em águas profundas. S geralmente é separado em três partes aditivas:

$$\boldsymbol{S = S_I + S_W + S_D} \quad (10)$$

Onde S_I é a variável de entrada de energia proveniente do vento, S_W representa o fluxo de energia entre diferentes componentes de freqüência e direção e S_D é a taxa de perda de energia.

Ainda em meados da década de 1950, Miles (1957), aperfeiçoou uma teoria que era capaz de calcular o início do movimento de ondas a partir do repouso, por meio de um termo de crescimento linear dependente do espectro de flutuações na pressão atmosférica. Tal conceito tornava-se fundamental para o desenvolvimento das equações de entrada de dados de vento em modelos matemáticos, e mais precisamente, contemplava a variável S_I na equação do balanço de energia (equação 10)

Décadas depois, já em 1989, Lakhan & Trenhaile consideravam que a principal diferença entre os modelos numéricos de predição de ondas que vinham sendo desenvolvidos desde a década de 1960 estava na forma de tratamento das interações onda-onda, uma vez que estas interações são o meio no qual os efeitos não lineares entre os componentes da onda são transferidos.

A importância das interações não lineares no espectro de ondas geradas por ventos foi estabelecida por Hasselmann *et al* (1973) em uma análise detalhada de um conjunto de observações de ondas com *fetch* limitado na Ilha Sylt, Alemanha, durante o projeto JONSWAP. A formulação do

equacionamento das interações não lineares davam um passo determinante para a solução de S_W na equação 10.

Outro importante fator considerado em um modelo numérico de predição de ondas é a dissipação da energia, sendo que seu principal agente é a quebra tipo "carneirinhos" (*whitecapping*), embora não exista uma teoria ou medições adequadas que prescreva uma definição para S_D.

Em muitos modelos não há um termo de dissipação explícito, sendo que as taxas de perda de energia se dão a partir de uma função exponencial empírica de decaimento da energia da onda, freqüência e ângulo relativo ao vento. Já em outros, utiliza-se um termo de dissipação denominado de teoria *quasi-linear* de Hasselmann's (1976) que considera os *whitecapping's* como processos não lineares.

A aproximação mais direta para solução da equação 10 é a divisão do espectro contínuo $F(w, \psi)$ em segmentos de freqüência e direção $\Delta F(w_i, \psi_i)$. Tal técnica é denominada de discretização do espectro, sendo que a modelagem numérica deste tipo de espectro implica em maior demanda por recursos computacionais, tanto em tempo de execução, quanto em capacidade de armazenamento.

A natureza similar do espectro de ondas geradas pelo vento foi o preceito básico para aproximações dimensionais em previsões de ondas, levando a uma nova classe de modelos para limites e condições iniciais arbitrárias. Tais modelos são conhecidos como paramétricos, nos quais o espectro é descrito por poucos parâmetros, ao contrário dos modelos discretizados $\Delta F(w_i, \psi_i)$. Este fator foi a principal motivação para o desenvolvimento de vários modelos paramétricos (uma revisão pode ser encontrada em Lakhan & Trenhaile, 1989), pois o ganho em termos de eficiência computacional era enorme.

2.4.3.2 A evolução dos modelos de predição de ondas

Na primeira geração de modelos de predição de ondas, os mesmos eram chamados de "desacoplados", pois cada componente do espectro de energia se propaga com sua própria velocidade de grupo, desenvolvendo-se independente das demais, até um nível individual de saturação. Tal nível pode ser representado pela energia do espectro de mar plenamente desenvolvido, usualmente o espectro de Pierson-Moscowitz.

Já na segunda geração de modelos, a interação não linear é representada através de parametrizações, o que impede o crescimento independente dos diversos componentes do espectro. As principais deficiências dos modelos de segunda geração residem na dificuldade de representação

de mares complexos gerados por rápidas alterações na direção do vento (WMO, 1988 *apud* Candella, 1997).

Ultimamente, o rápido avanço da capacidade de processamento dos computadores tem acelerado a evolução das técnicas de predição de ondas. Segundo Hawking, (2002) o desenvolvimento dos computadores segue a Lei de Moore, a qual afirma que a velocidade e complexidade dos processadores tendem a dobrar a cada 18 meses. Embora tal afirmação faça parte do grupo de teorias exponenciais que não devem durar eternamente, os dados da figura 21 confirmam uma tendência incisiva de evolução de hardware, que acaba por se refletir em vários setores da ciência, inclusive nos modelos de predição de ondas.

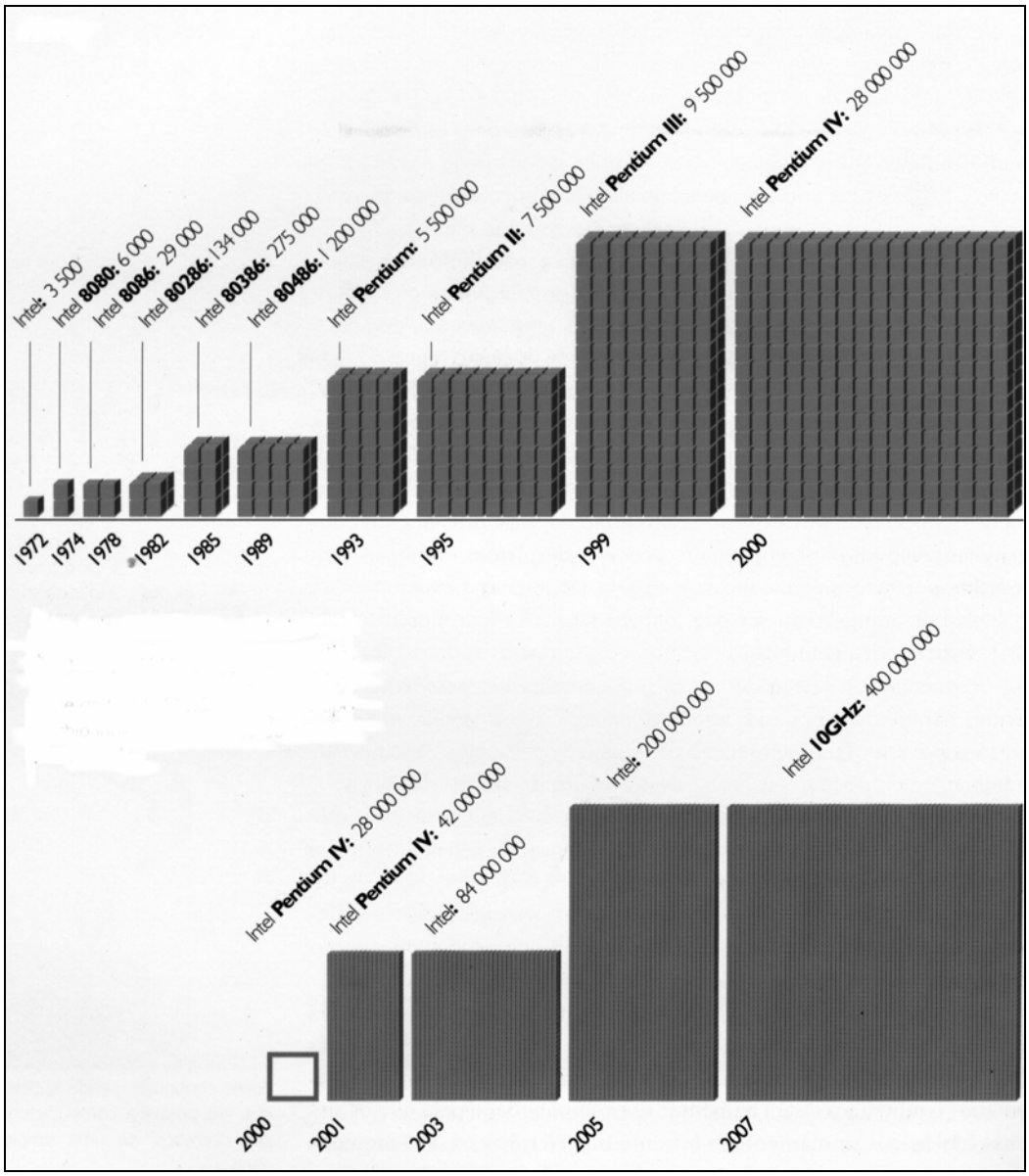


Figura 21. O crescimento exponencial da computação de 1972 até uma estimativa conservadora para 2007 por um fabricante de CPU's. O número após o tipo de chip indica a quantidade de cálculos por segundo. Modificado de Hawking, (2002).

Tal aumento de capacidade trouxe como conseqüência o surgimento, no início da década de 1990, de sofisticados modelos como o WAM (WAve Model), que foi o primeiro modelo de terceira geração. Sua principal característica foi a resolução da evolução do espectro bidimensional de ondas superficiais através da integração da equação do transporte de energia.

O WAM não impõe nenhuma restrição quanto à forma espectral. A evolução do espectro é calculada pela integração da equação do balanço de energia e inclui termos fontes que descrevem os processos físicos de interação com a atmosfera através da tensão superficial do vento, interações não lineares entre as ondas e dissipação de energia.

Este modelo foi desenvolvido pelo Max-Planck-Institut für Meterologie em Hamburgo (Alemanha) com auxílio do KNMI, Holanda (WAMDI, 1988; Komen *et al.*, 1994). Atualmente é utilizado em vários países do mundo e tem entre suas principais características:

- Pode ser usado em grade regional ou global, para águas rasas ou profundas, com a inclusão do efeito da refração ou sem ela, e permite a utilização de um conjunto de dados batimétricos previamente estabelecidos.

- Os termos fonte e a propagação são computados com diferentes métodos e intervalos de tempo. A resolução de grade pode ser arbitrada tanto no tempo quanto no espaço. Subgrades podem ser utilizadas em um modo aninhado, ou seja, as informações do espectro geradas pela rodada de uma grade principal são incorporadas como condições de contorno para a grade aninhada.

- Os resultados do modelo podem ser obtidos na forma de espectro bidimensional, ou ainda como parâmetros obtidos das propriedades integrais do espectro tais como altura significativa da onda, direção média da onda, freqüência, altura significativa e direção média do marulho.

Em 1989, a *Delft University of Technology* desenvolveu o WWATCH I, que foi posteriormente atualizado pelo *Goddard Space Flight da NASA*, com o WWATCH II e mais recentemente por meio do WWATCH III (Tolman 1997, 1999). Assim como o WAM, estes modelos representam uma evolução, pois a energia discretizada em componentes espectrais é a variável prognostica. Variáveis como altura significativa, período médio, direção, etc., são obtidas apenas na apresentação dos resultados, a partir do espectro de onda.

A equação utilizada (eq. 9) é conhecida como conservação da energia de ação espectral (*spectral action energy*). A física do modelo inclui geração de energia, dissipação devido à quebra de ondas e devido ao atrito com o fundo, refração, advecção, e interações não lineares quádruplas. Entretanto sua física não é apropriada para águas rasas (abaixo de 40 m de profundidade) e para

grades com espaçamento acima de um quilômetro. Este modelo, assim com o WAM, não inclui as interações não-lineares triplas.

Na verdade, a deficiência destes modelos (e de outros da mesma geração) para previsão de ondas em águas rasas era evidente. Tal fato tornava-se problemático, uma vez que a demanda por estudos referentes a padrões de ondas em águas pouco profundas tornava-se maior, principalmente em função da ampliação das atividades portuárias e de navegação.

Esta lacuna levou um grupo de pesquisadores da Faculdade de Engenharia e Geociências da Universidade de Delft, na Holanda, a desenvolver um modelo que fosse eficiente em águas rasas. Este modelo foi denominado Simulating Waves Nearshore – SWAN e será o objeto do capítulo seguinte.

2.5 O SWAN

O SWAN é um modelo numérico de ondas de superfície do mar utilizado para obter estimativas do espectro de ondas em áreas costeiras, lagos e estuários, utilizando campos de vento, batimetria e correntes. O modelo é baseado em uma equação de balanço de energia, e segue a mesma filosofia de modelos de ondas de terceira geração, como por exemplo, dos modelos WWATCH e WAM, mas com a física de ondas mais apropriada para águas rasas.

A tabela 5 representa os principais processos incluídos no conjunto de equações do modelo e suas limitações.

Tabela 5. Resumo das principais potencialidades e limitações do SWAN.

Processos de propagação de ondas	**Processos de geração e dissipação de energia**	**Limitações**
Propagação no espaço geográfico. Refração devido a variações espaciais no fundo e correntes. *Shoaling* devido a variações espaciais no fundo e correntes. Reflexão por correntes opostas. Difração. Incluído no modelo a partir da versão de 2006.	Geração de ondas pelo vento. Dissipação tipo *whitecapping*. Dissipação de quebra de ondas induzida pelo fundo raso. Dissipação devido ao fundo. Interações não lineares (triplas e quádruplas).	Correntes: SWAN não calcula correntes induzidas por ondas que ocorrem próximos a praias. Se necessárias, devem ser fornecidas por outro modelo. Difração: Versões anteriores a de 2006 não modelavam difração.

A base científica na qual foi desenvolvido o SWAN é idêntica ao WAM, sendo um modelo de terceira geração que utiliza a mesma formulação para os termos fonte, porém com técnicas numéricas distintas. Em relação ao WAVEWATCH III, os equacionamentos de entrada de ventos e *whitecapping's* também diferem daqueles utilizados pelo SWAN.

O SWAN pode ser aninhado a estes dois modelos, sendo esta uma técnica utilizada para medições de ondas que demandem resoluções espaciais menores, onde a grade mais grossa (WAM ou WAVEWATCH III) serve de condição limite para uma grade mais fina, gerada pelo SWAN. Nestes casos, a relação entre as resoluções espaciais e espectrais não podem diferir mais do que ao fator dois ou três, sendo que se uma resolução mais fina for necessária, um segundo ou terceiro aninhamento deve ser utilizado (Holthuijsen, *et al.* 1998).

2.5.1 A Teoria do SWAN

As ondas no SWAN são descritas através do espectro de densidade de ação $N(\sigma, \theta)$ ao invés do espectro de densidade de energia $E(\sigma, \theta)$, porque a densidade de ação é conservada na presença de correntes, ao contrário da densidade de energia (Whitham, 1974 *apud* Holthuijsen 2000), conforme a equação:

$$N(\sigma,\theta) = E(\sigma,\theta)/\sigma \tag{11}$$

Onde σ é a freqüência angular e θ é a velocidade de fase.

A evolução do espectro de ondas é descrita pela equação do balanço da ação espectral (Hasselmann *et al.*1973). Ressalta-se que esta equação consiste na equação 10, reescrita de outra forma.

$$\frac{\partial}{\partial t} N + \frac{\partial}{\partial x} c_x N + \frac{\partial}{\partial y} c_y N + \frac{\partial}{\partial \sigma} c_\sigma N + \frac{\partial}{\partial \theta} c_\theta N = \frac{S}{\sigma} \tag{12}$$

Onde;

$S(\sigma, \theta)$ é o termo fonte de energia, que representa os efeitos de geração, dissipação e interações não lineares entre as ondas.

$\frac{\partial}{\partial t} N$ representa a mudança local da densidade de ação no tempo,

$\frac{\partial}{\partial x} c_x N + \frac{\partial}{\partial y} c_y N$ representa a propagação da densidade de ação no espaço geográfico,

$\frac{\partial}{\partial \sigma} c_\sigma N$ representa a mudança das freqüências relativas devido às variações de profundidade e correntes,

$\frac{\partial}{\partial \theta} c_\theta N$ representa a refração induzida pelas variações de profundidade e correntes.

As flutuações de pressão, associadas às turbulências acima da água, induzem pequenas perturbações na superfície, que por si, suportam o crescimento linear quando se movimentam em ressonância com a pressão (Phillips, 1957 *apud* Nunes 2002).

O desenvolvimento continua até o ponto em que o aumento das perturbações começam a afetar o fluxo de ar que está sobre elas, quando então, o vento age intensamente sobre a superfície das ondas em um mecanismo de retorno que foi descrito por Miles (1957). O termo fonte para a transferência de energia eólica no modelo é a soma dos crescimentos linear e exponencial e se dá pela seguinte relação:

$$Sin\,(\sigma,\theta) = A + B * E\,(\sigma,\theta) \quad (13)$$

Onde *A* representa o crescimento linear e exponencial em função da freqüência e direção das ondas e *B* representa o crescimento em função da velocidade e direção do vento.

O termo *A* leva em consideração as expressões elaboradas por Cavaleri e Malanotte-Rizzoli (1981 *apud* Holthuijsen 2000). Já o termo *B* utiliza as formulações de Janssen (1989, 1991 *apud* Holthuijsen 2000), as quais são baseadas na teoria *quasi linear* vento – onda e consideram a turbulência na interface ar-mar.

O modelo é inicializado com um espectro de JONSWAP, computado através das velocidades de vento, a 10 m da interface ar – mar. A computação utiliza ainda a curva de crescimento de águas profundas de Kahma & Calkoen (1992 *apud* Holthuijsen 2000) e os valores de altura significativa e freqüência de pico do espectro de Pierson e Moskowits (1964 *apud* Holthuijsen 2000).

Já a dissipação de energia das ondas se dá por *whitecapping*, fricção e quebra induzida pelo fundo. O *whitecapping* depende da energia contida nas ondas e da esbeltez, que é dada pela relação entre a altura e o comprimento da onda (eq. 14). As ondas crescem até um ponto crítico e então quebram, sendo a energia dissipada na forma de correntes sub-superficiais, o que caracteriza um processo não linear (WMO, 1998 *apud* Nunes, 2002)

$$S_{ds,w}(\sigma, \theta) = -\Gamma\sigma(-k/k)E(\sigma, \theta) \quad (14)$$

Onde $S_{ds,w}(\sigma, \theta)$ = dissipação de energia por *whitecapping's*, $\boldsymbol{\Gamma}$ = coeficiente de esbeltez, $\boldsymbol{\sigma}$ *e* $\boldsymbol{k}$ = médias da freqüência e número de onda.

A dissipação de energia por interação com o fundo pode se dar por fricção, percolação, movimento de fundo ou retro-espalhamento causado por irregularidades no leito.

O modelo de fricção implementado no SWAN considera os princípios do modelo empírico de JONSWAP, sendo que a expressão de dissipação utilizada leva em consideração diversas observações empíricas com ondas unimodais. (Holthuijsen, 2000).

As ondas, ao propagarem-se, redistribuem a energia por meio de interações não lineares, que são responsáveis pela suavização do pico de freqüência com a evolução do espectro no tempo. Em águas profundas, as interações quádruplas dominam a evolução do espectro e transferem energia do pico espectral para as freqüências menores e para as maiores, onde a energia é dissipada por *whitecapping's*. Já em águas rasas, as interações triplas transferem energia das freqüências menores para as maiores. (WWO, 1998 *apud* Nunes, 2002).

O SWAN utiliza a aproximação de Hasselmann *et al.* (1985 *apud* Holthuijsen, 2000) para descrever as interações quádruplas e a aproximação de Eldeberky, (1996 *apud* Holthuijsen, 2000) para descrever as interações triplas.

2.5.2 A validação do SWAN

A literatura referente ao assunto afirma que ainda não existe um padrão de procedimentos pré definidos para aferir um modelo, sendo que o mesmo pode ser considerado validado quando um grande número de simulações apresentarem uma estreita correspondência com o comportamento já conhecido de um sistema.

Este é o caso do SWAN, que é utilizado por instituições de pesquisa de vários países em trabalhos que envolvem uma larga gama de objetivos. Oficialmente, o SWAN foi validado por Ris *et al.* (1999) em cinco estudos de caso na Alemanha e Holanda, os quais se configuraram pela complexidade das situações.

Os dois casos mais relevantes foram em Freiesche Zeegat e Haringvliet, ambos na costa da Holanda. Em Freiesche Zeegat, as ondas se propagam por uma fenda localizada entre duas ilhas barreiras, apresentando uma batimetria de canais e baixios com correntes de maré, onde as ondas

são regeneradas pelo vento local. Os dados obtidos foram comparados com 29 séries advindas de 17 bóias existentes na região.

Em Haringvliet, os dados do SWAN foram correlacionados com dados obtidos durante três campanhas realizadas em 1982, 1983 e 1989. O sítio de Haringvliet é uma ramificação do estuário Rhine separada do corpo principal por várias ramificações. A situação geográfica da área é caracterizada como uma baía rasa (4 a 6 m) que penetra alguns quilômetros pela costa, sem a influência significativa de correntes.

Os resultados das correlações em ambas as simulações indicam que o erro médio é de aproximadamente 10% para alturas significativas e períodos das ondas. O modelo reproduziu a maioria das modificações nestes parâmetros (H_s e T_s) observados, mais especificamente 86% das modificações na altura e 73% no período, com uma tendência a sobre-estimar os valores de H_s e sub-estimar os valores de T_s.

As correlações existentes nos dois casos citados podem ser observadas na figura 22.

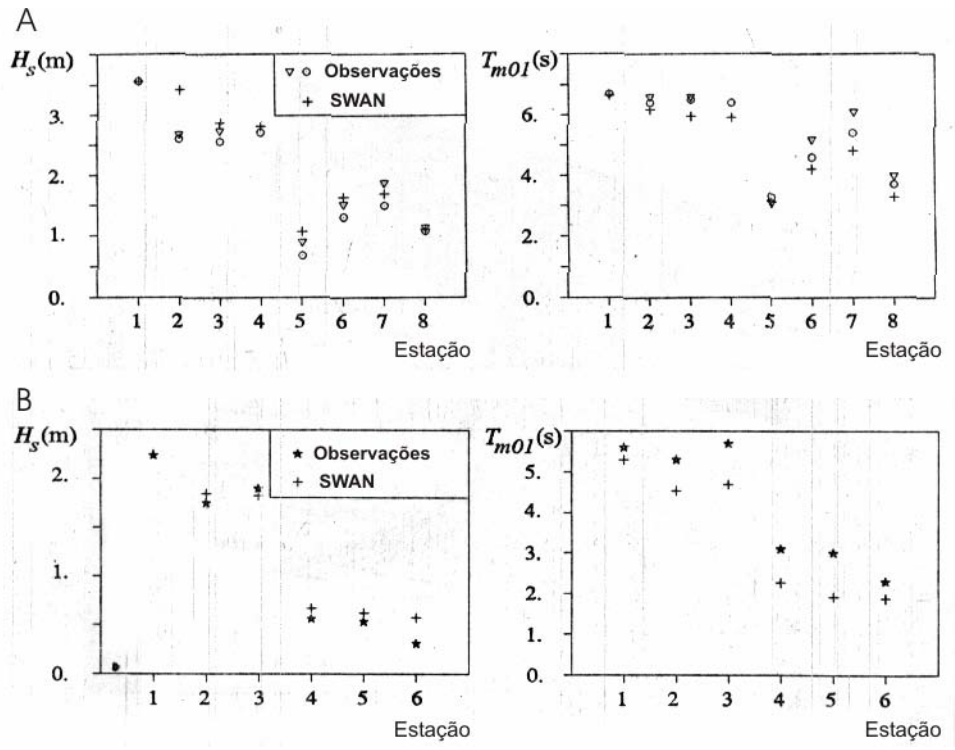


Figura 22. Correlação entre os resultados obtidos pelo SWAN e os observados nos casos de Friesche Zeegat (A) e Haringvliet (B), ambos na Holanda. Modificado de Ris *et al.* (1999)

Gorman & Nielson (1999) aplicaram o SWAN em um estuário da Nova Zelândia, visando descrever os processos relacionados ao termo de crescimento de ondas. Os dados de ondas e correntes foram obtidos por meio de seis sensores de pressão instalados ao longo do estuário. Os autores concluíram que o modelo tem grande potencial para representar processos individuais,

sendo capaz de prover uma boa representação das transformações das ondas em um complexo ambiente com fortes correntes, batimetria variável e presença de marés.

Wood *et al* (2001) utilizaram o SWAN para modelar a evolução do espectro de ondas em um tanque com fundo impermeável e irregular obtendo boa correlação entre os dados observados e os obtidos pelo modelo. A figura 23 ilustra a comparação de valores para Hs medidos no tanque de ondas (cruzes) e obtidos pelo SWAN considerando ou não as interações triplas (linha pontilhada e sólida, respectivamente).

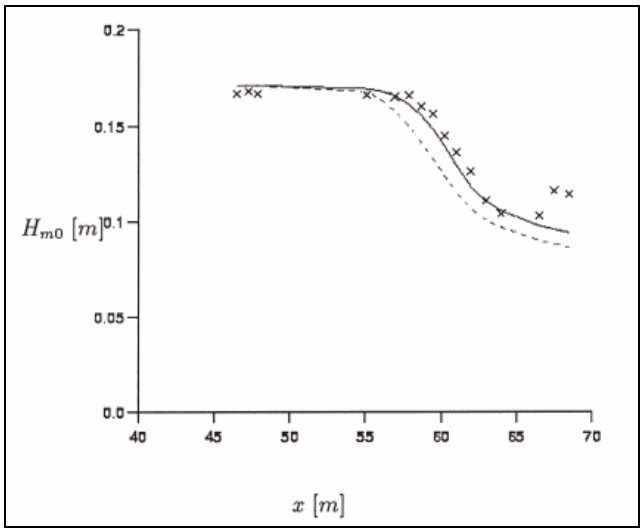


Figura 23. Comparação dos valores de Hs medidos em um tanque de ondas (cruzes) com dados modelados no SWAN considerando ou não as interações triplas (linha pontilhada e sólida, respectivamente). Wood *et al* (2001)

Já Shan-Hwei Ou *et al* (2002) não obtiveram resultados tão satisfatórios em suas pesquisas com o SWAN. Os autores compararam os valores de período e altura das ondas, obtidos por equipamentos durante a passagem de quatro tufões pela costa da ilha Taiwan. Os resultados para Hs podem ser visualizados na figura 24 e os referentes ao período (T) na figura 25:

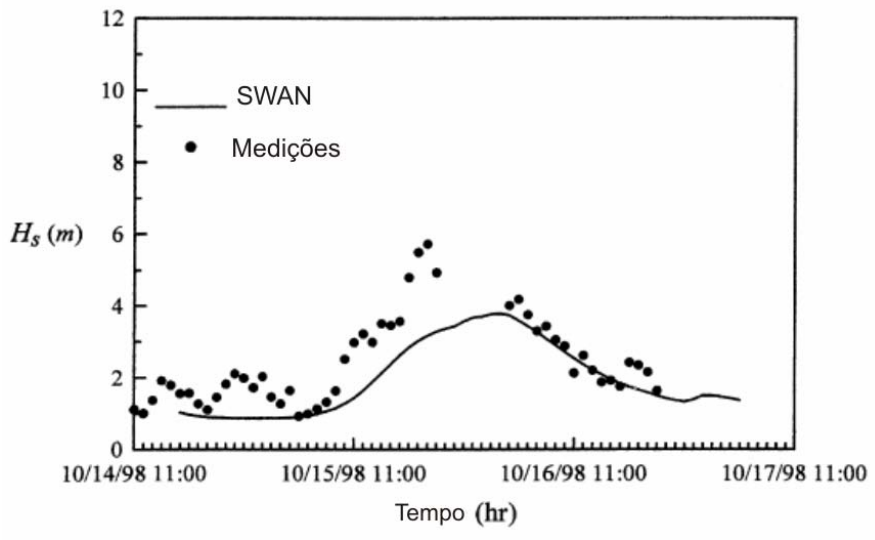


Figura 24. O gráfico demonstra as distorções entre os valores obtidos pelo SWAN para H_s e aqueles medidos por sensores durante a passagem do tufão Zeb pela costa de Taiwan. Adaptado de Shan-Hwei Ou *et al* (2002)

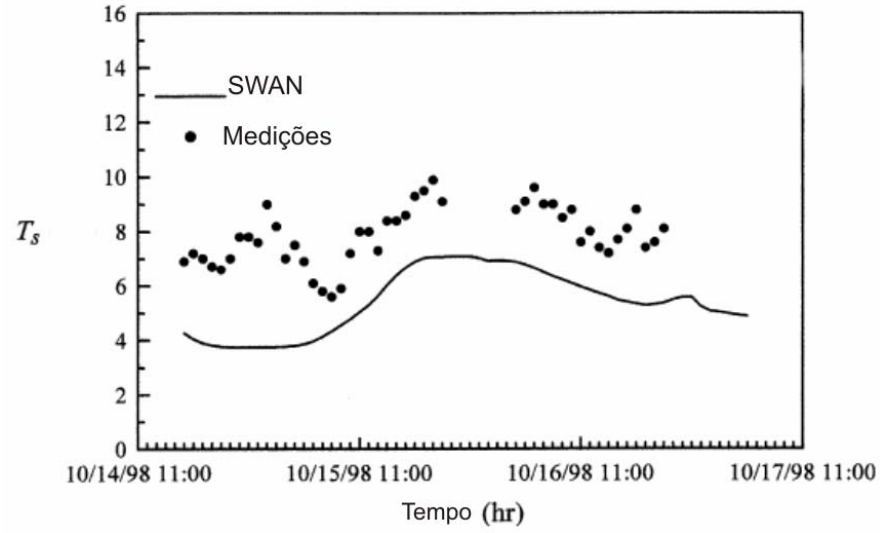


Figura 25. O gráfico demonstra as distorções entre os valores obtidos pelo SWAN para T_s e aqueles medidos por sensores durante a passagem do tufão Zeb pela costa de Taiwan. Adaptado de Shan-Hwei Ou *et al* (2002)

Outros exemplos de aplicações do SWAN em estudos de caso, tanto de laboratório quanto de campo, podem ser encontrados em Pires-Silva *et al* (2002), Rusu *et al.* (2002), Ou *et al.* (2002), Rogers *et al.* (2003), Hsu *et al.* (2005) e Zijlema & Westhuysen (2005), com a obtenção de resultados, em sua grande maioria, satisfatórios.

2.5.3 As aplicações dos modelos de predição de ondas em ambientes abrigados.

No final da década de 1960, Zeigler (1969) já atentava para a alta aplicabilidade de modelos em estudos de hidrodinâmica de corpos d'água. Neste trabalho, o autor faz uma revisão da utilização de tal técnica e aponta que, embora a maior parte destes modelos tenha sido desenvolvida para ambientes marinhos, eles enquadram-se perfeitamente em pesquisas realizadas em lagos e lagunas.

Como exemplos deste enquadramento, podem ser citados os trabalhos de Resio e Hiipakka (1976) e Scwab *et al.* (1984) nos Grandes Lagos, onde foram utilizados modelos numéricos para a predição do espectro de ondas para altura, direção e período.

O Lago Erie, localizado na Pensilvânia, já foi palco de alguns trabalhos que envolveram a aplicação de modelos de predição de ondas. Liu (1987) analisou três representações de espectro de ondas derivados de aplicações dos modelos GLERL (Liu, 1983), WALLOPS (Huang *et al.,* 1983) e TMA-JONSWAP (Bouws *et al.*, 1985) e comparou-as com dados medidos durante o ano de 1981.

Os resultados mostraram que nenhum dos modelos pôde ser considerado superior ou inferior, pois todos apresentaram qualidades e defeitos semelhantes na representação dos espectros de ondas. Gráficos comparativos da aplicação destes modelos no Lago Erie podem ser observados na figura 26:

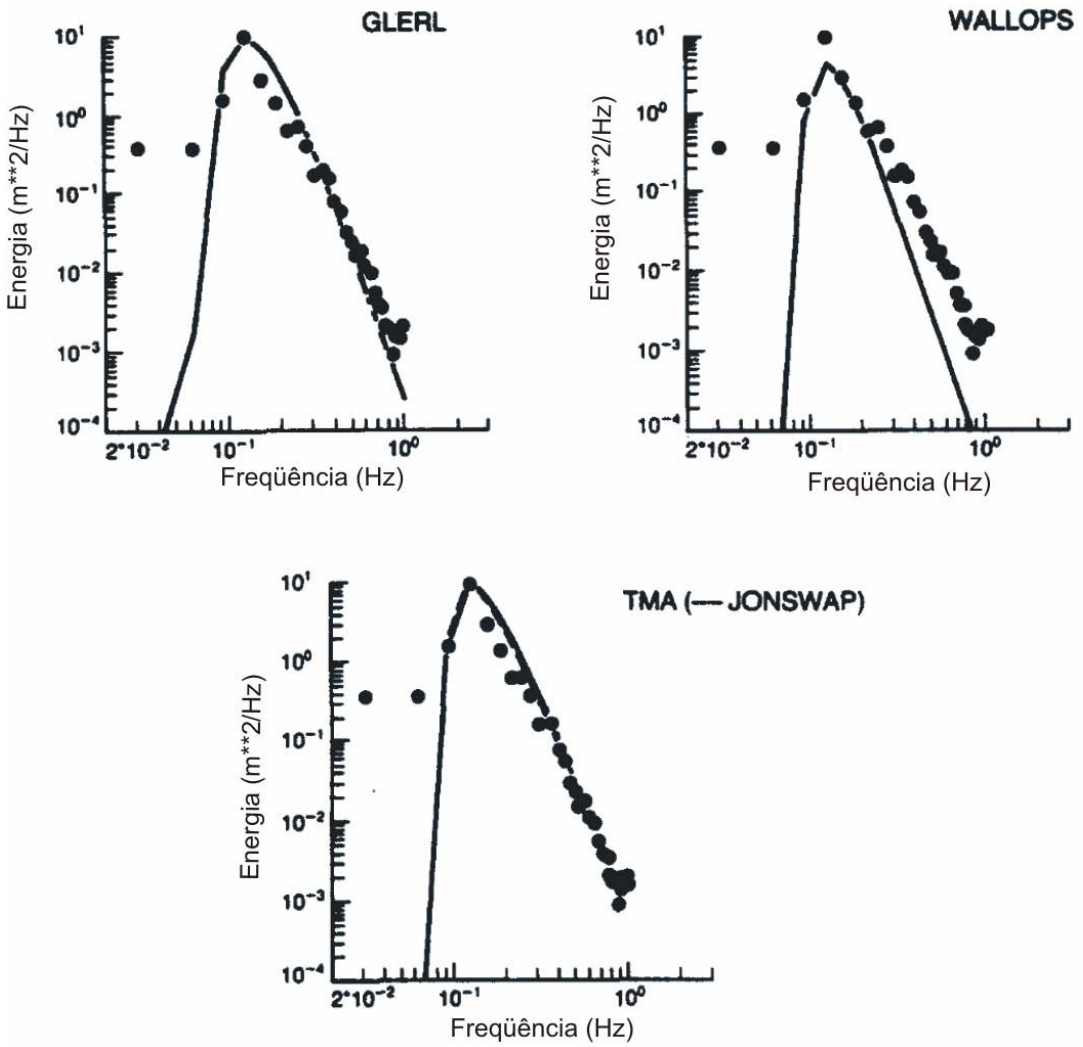


Figura 26. Comparação do espectro de ondas medido (linha) e estimado (pontos) pelos modelos GLERL, WALLOPS e TMA no Lago Erie. Modificado de Liu (1987).

Nummedal *et al* (1984) estudaram o transporte sedimentar e a morfologia da zona de surfe do Lago Erie, utilizando modelos morfodinâmicos desenvolvidos para praias australianas (Short, 1979 e Wright *et al*, 1979) e que podiam ser adaptados ao Lago. Para a análise do clima de ondas, fundamental neste tipo de estudo, os autores aplicaram o modelo SMB, o qual se ajustou positivamente ao ambiente, onde o *fetch* era limitado e variável. As comparações com dados obtidos por sensores indicaram que houve uma tendência do modelo a superestimar a altura das ondas em até 20%, fato que foi considerado não comprometedor dos resultados.

Jin & Ji (2001) aplicaram o SWAN para representar a geração, propagação e dissipação do espectro de ondas do Lago Okeechobee, na Flórida, buscando discutir a correlação entre o stress gerado pelo vento e a altura significativa das ondas. Questões referentes à ressuspensão de sedimentos geradas por turbulências na coluna d'água também foram abordadas neste estudo.

O Lago Okeechobee possui área de 1730 km^2, e embora sua capacidade de armazenamento de água seja de até 4.173 bilhões de m^3, ele é um lago raso, onde a profundidade média é de

aproximadamente 3 m, sendo que o seu nível apresenta variação sazonal. A presença de correntes (1 – 3 cm\s) não foi considerada significativa neste trabalho.

A calibração do modelo se deu pela análise da correlação entre dados pré-existentes advindos de cinco estações espalhadas pelo Lago e dados obtidos pelo SWAN. Os autores consideraram os resultados muito satisfatórios, uma vez que o modelo apenas subestimou levemente os valores de altura significativa das ondas no estágio inicial de computação e superestimou, também levemente, estes valores para os estágios finais da modelagem. Estes resultados podem ser visualizados na figura 27.

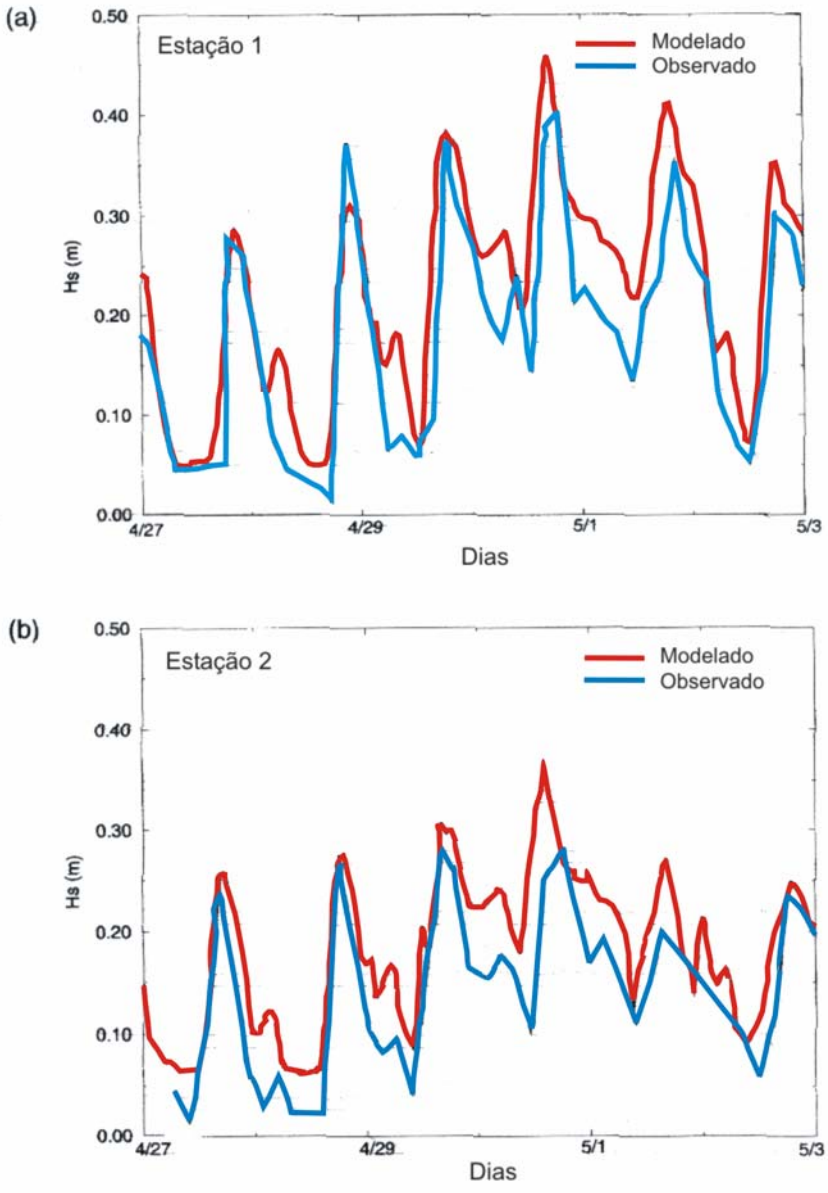


Figura 27. Séries comparativas entre alturas de ondas simuladas e observadas em duas estações localizadas no Lago Okeechobee. Adaptado de Jin & Ji, 2001.

A correlação apresentada nos gráficos pode ser observada na tabela 6, onde foram aplicados parâmetros estatísticos de análise de erro médio (RMS), absoluto e máxima variância.

Tabela 6. Análise de erros e correlações entre os valores obtidos pelo SWAN e observados no campo para as cinco estações do Lago Okeechobee. Adaptado de Jin & Ji, 2001.

Estação	Média observada	Média simulada (m)	Erro médio absoluto	Variância máxima	RMS	RMS sobre máx. variação (%)	Coeficiente de correlação
1	0.23	0.19	0.06	0.40	0.07	17	0.89
2	0.18	0.14	0.04	0.29	0.06	20	0.87
3	0.17	0.17	0.04	0.27	0.058	22	0.76
4	0.21	0.21	0.06	0.55	0.084	15	0.78
5	0.24	0.21	0.08	0.66	0.10	15	0.79

Em um trabalho realizado no início desta década, Lin *et al.* (2002) analisaram o padrão de ondas e sua correlação com a velocidade e direção dos ventos da Baia de Chesapeake, Estados Unidos, por meio de correlações entre três séries de dados pré-existentes datados de 1995 e 1998 com a aplicação dos modelos de predição de ondas SWAN e GLERL, obtendo, também, resultados que foram considerados muito bons.

A escolha destes modelos deu-se em função de um estudo realizado por Lin *et al.* (1998) que comparou a eficiência da aplicação de cinco modelos na baia de Chesapeake durante a passagem do furacão Danielle pela área em 1992. Os resultados apontaram que, embora nenhum modelo fosse capaz de analisar todas as variáveis envolvidas, o SWAN e o GLERL foram os que melhor se adaptaram a esta situação.

O GLERL é um modelo paramétrico, com física apropriada para águas profundas, que foi desenvolvido por Donelan (1977) e revisado por Schwab *et al* (1984), para trabalhos referentes à predição de ondas nos Grandes Lagos. Os efeitos da propagação em águas rasas não estão incluídos neste modelo.

A Baia de Chesapeake é um grande estuário relativamente abrigado com aproximadamente 320 km de comprimento e larguras que variam de 7 a 50 km. A profundidade média é de 8.5 m e pode ser alterada pela maré, de aproximadamente 1 metro, pelo aporte de água do mar ou, eventualmente pelos rios tributários. Tais fatores, aliados a presença de correntes significativas, constituem-se em um cenário complexo para a aplicação de modelos.

Os resultados indicaram que ambos os modelos apresentaram uma boa resposta para a previsão de altura, período e direção das ondas, embora os valores de altura significativa tenham sido levemente superestimados e os referentes ao período tenham sido, também levemente, subestimados. Em relação à predição de direção das ondas o SWAN mostrou-se mais eficiente.

Diferenças significativas entre os dois modelos foram encontradas quanto à distribuição do campo de ondas para um determinado vento. Tais diferenças foram relacionadas às incorreções da formulação da rugosidade de superfície do GLERL e, principalmente, pelo fato de o SWAN

representar a dissipação de energia por fricção do fundo em águas rasas, o que não ocorre com o GLERL.

Os resultados de 116 horas de comparação entre os dois modelos e os dados pré – existentes podem ser observados na figura 28.

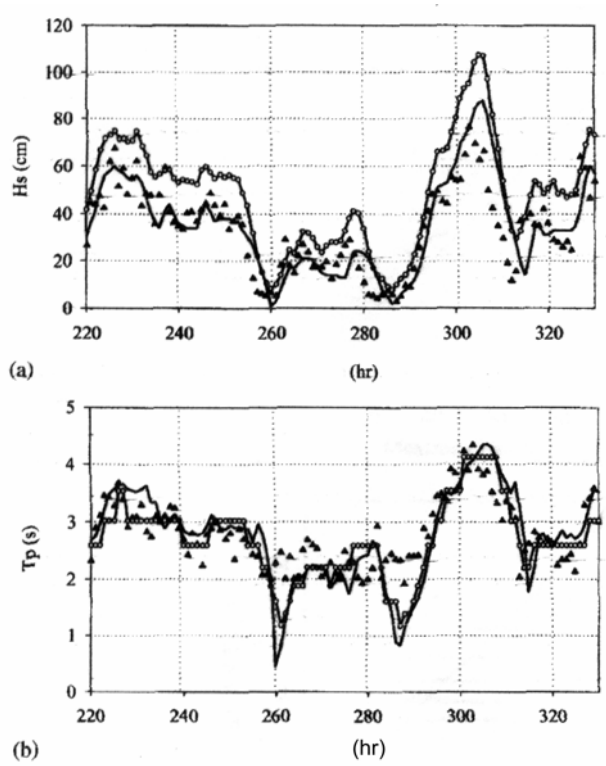


Figura 28. Comparação entre os dados obtidos pelo SWAN (linha sólida com círculos), GLERL (linha sólida) e dados pré – existentes (triângulos) para altura significativa e período na Baia de Chesapeake. Extraído de Lin *et al.,* 2002.

A análise dos trabalhos descritos neste capítulo comprovam a eficiência da utilização de modelos de predição de ondas em ambientes abrigados como lagos, lagunas, baias e estuários e, mais especificamente, atestam a viabilidade da aplicação do SWAN nestes ambientes.

2.6 A aplicação do SWAN no Lago Guaíba

A aplicação do SWAN no Lago Guaíba partiu de algumas premissas básicas, além da já discutida qualidade dos dados de vento e batimetria:

- **Correntes:**

Os resultados obtidos pelo DNAEE entre julho de 1982 a janeiro de 1983 indicam que, embora a dinâmica de correntes no Lago Guaíba seja complexa e de suma importância na

distribuição sedimentar, os seus valores de velocidade são baixos o suficiente para não interferirem significativamente no espectro de ondas.

Estas medições indicaram velocidades médias de correntes em torno de 10 cm/s, com mínimas de 6 cm/s para ventos do quadrante norte e máximas de 15 cm/s para ventos do quadrante sul. Durante o período das medições, a ocorrência de baixas velocidades teve significativa freqüência, sendo que em muitos casos, a intensidade da corrente não era suficiente para movimentar o sensor de velocidade. As exceções para as baixas velocidades encontradas foram os valores medidos na seção de saída do Guaíba, onde há um estrangulamento do fluxo d'água causado pela presença da ilha do Junco e na seção da Ilha da Pintada (figura 2), onde o aporte do Delta do Jacuí ainda é relativamente intenso.

Burrows & Hedges (1985) estudaram a influência de correntes no clima de ondas por meio da aplicação do espectro de Pierson-Moskowitz. As conclusões deste trabalho indicaram que na ausência de refração, uma corrente oposta à direção de propagação das ondas (discordante) tende a incrementar os valores de Hs e uma corrente no mesmo sentido de propagação (concordante) tende a reduzir estes valores.

Os autores estimaram que correntes discordantes de 1 m/s e 2 m/s aumentam em 11% e 17%, respectivamente, os valores de altura das ondas. Já correntes concordantes 1 m/s e 2 m/s diminuem em 14% e 18%, respectivamente, estes valores.

Comparando estes valores aos encontrados no Guaíba, percebe-se que as correntes medidas no lago são aproximadamente 90% mais lentas do que as utilizadas por Burrows & Hedges (*op cit.*), e, portanto, a sua influência no espectro de ondas do Guaíba será desconsiderada neste trabalho.

- **Níveis d'água**

Os resultados das medições realizadas pelo DNAEE (1983) indicaram alterações no nível de água do Guaíba de até 50 cm para incidências de ventos de 7 m/s. Já os resultados obtidos pela aplicação do modelo POM em estudos de circulação induzida pelo vento no sistema da Lagoa dos Patos por Castelão & Moller Jr. (2003) indicaram elevações entre 8 a 14 cm quando da ação de ventos de 4 a 5 m/s. Estas discrepâncias são explicadas pelo fato de o modelo POM não levar em consideração fatores secundários como variações da descarga fluvial dos tributários, força de Coriolis e efeitos da maré em Rio Grande.

Embora a variação do nível de água do Guaíba, em termos quantitativos e qualitativos, seja razoavelmente conhecida, este fator será descartado na modelagem com o SWAN, dado o caráter espacial e temporal do trabalho, que pretende analisar uma série de dados de vento referentes a um ano para predizer o clima de ondas. Além disso, as variações de nível tornam-se pouco significativas

em períodos de cheias, fato este que atrelaria a utilização deste parâmetro na modelagem a um banco de dados com informações pluviométricas do período analisado.

Autores como Toldo (1994 e 2000), em seu modelo de predição de ondas aplicado na Laguna dos Patos, Wood *et al* (2001), Jin & Ji (2001), Nunes (2002), entre outros, não consideraram as variações de nível d'água em seus trabalhos, por considerarem que sua influência no espectro de ondas não era significativa.

- **Outros parâmetros:**
  - ✓ Aceleração gravitacional = 9,81m/s^2.
  - ✓ Densidade da água = 1.000 kg/m3. Tal valor é utilizado porque além de não sofrer influência salina, a concentração de sedimentos em suspensão é relativamente baixa, em torno de 100 mg/l, ou seja, 100 gramas em 1.000 kg/m3.
  - ✓ Definição das freqüências mínimas e máximas. O domínio deve ser definido como forma de caracterizar o maior número de ondas possível, uma vez que a relação entre freqüência e período é inversa e a incidência de ondas tipo *swell* no Lago Guaíba não é considerável. No caso deste trabalho, o domínio utilizado foi entre 0.3 e 1 Hz.

O modelo foi aplicado no modo não estacionário, em função da variabilidade temporal dos dados de ventos e com intervalo de tempo de uma hora (coincidente com a disponibilidade dos dados eólicos). Aplicou-se o SWAN em um computador com processador *Intel Pentium* III, 866 Hz, 256 megabytes de memória disponível e ambiente Windows. O tempo de duração de cada rodada (1h) foi de aproximadamente 12 minutos.

Foram utilizadas coordenadas cartesianas, sistema de projeção de Mercator e convenção náutica para as direções de ventos e ondas. A grade espacial foi composta de uma malha retangular com resolução de 200 m, onde qualquer cota igual ou superior a zero foi considerada nula.

Como o SWAN parte de uma condição inicial estática, o mesmo é inicializado com um espectro de JONSWAP, computado através das velocidades de vento, a 10 m da interface ar – mar. A computação utiliza ainda a curva de crescimento de águas profundas de Kahma & Calkoen (1992 *apud* Holthuijsen 2000) e os valores de altura significativa e freqüência de pico do espectro de Pierson e Moskowits (1964 *apud* Holthuijsen 2000). Tal condição faz com que os valores obtidos nas primeiras rodadas de modelagem não sejam suficientemente realísticos, podendo ser descartados como resultados, embora sejam de fundamental importância como retro-alimentadores das rodadas seguintes. Para minimizar este efeito, em cada intervalo de tempo trabalhado, foram aplicados entre 2 e 4 pré processamentos, ou seja, foram modeladas situações prévias ao conjunto de dados analisados.

O Lago Guaíba foi considerado um corpo d'água fechado neste trabalho. A entrada da ondulação da Lagoa dos Patos no Guaíba foi descartada, optando-se por não utilizar uma condição de contorno na modelagem. Esta decisão foi tomada com base no fato de que não se dispunha de um conjunto de dados de ventos para a Lagoa dos Patos referente ao mesmo período utilizado para o Lago Guaíba. Por outro lado, a extrapolação dos dados do aeroporto Salgado Filho para a Lagoa dos Patos fica inviabilizada pela distancia entre ambos.

2.6.1 A interface computacional automática entre a saída de dados do modelo matemático SWAN e a entrada de dados no software IDRISI.

A versão do software SWAN utilizada neste trabalho (4.20) tem seu código fonte criado na linguagem FORTRAN, o que de um lado facilita a inserção da colaboração de pesquisadores no aprimoramento de suas equações, mas por outro o torna não muito "amigável" para usuários menos familiarizados com esse formato. Grande parte dos usuários do SWAN citados nesta pesquisa fez uso do MATLAB ou do GRADS para a visualização e tratamento dos dados obtidos com o modelo.

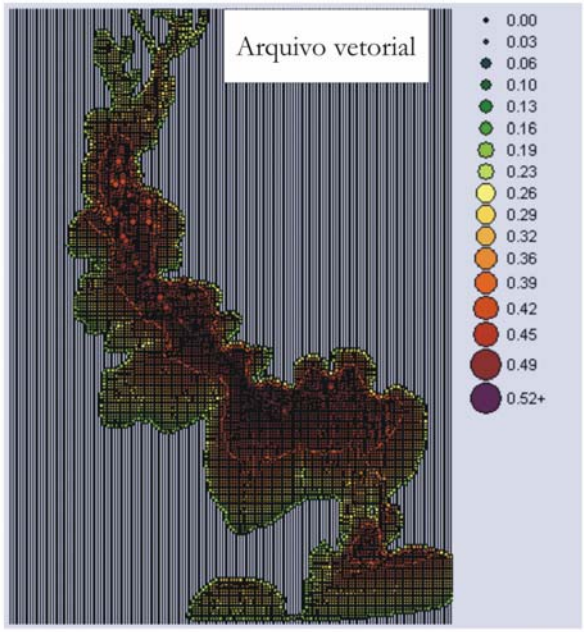
Tais softwares são indicados para análise dos dados do espectro de ondas, uma vez que permitem trabalhar em formato vetorial e em quatro dimensões (X, Y, Z + T), o que é de grande valor em análises de séries longas ou contínuas de dados, além de análises em tempo real.

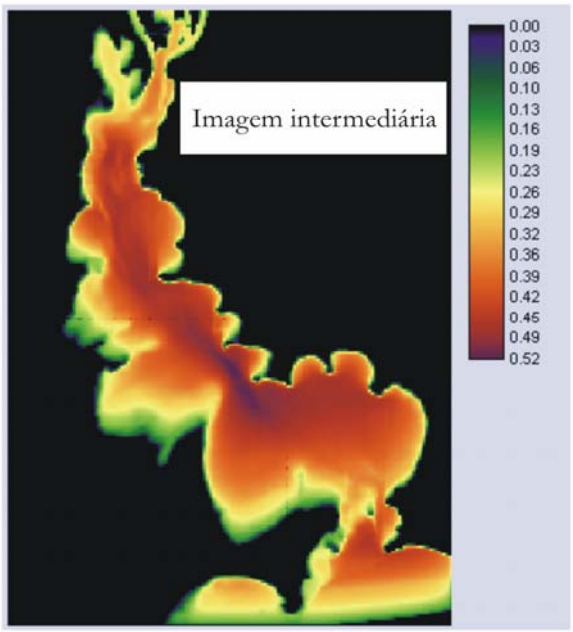
Esta pesquisa optou por não adotar estes softwares, uma vez que a mesma tem por objetivo utilizar os dados referentes ao padrão de ondas do lago Guaíba para analisar sua influência nos padrões de sedimentação. Desta forma, optou-se por desenvolver uma interface entre o Sistema de Informações Geográficas IDRISI (versões 3.2 e kilimanjaro) e o modelo SWAN, permitindo que as análises fossem realizadas em ambiente *raster*.

A saída dos dados do SWAN pode ser dada por blocos representativos de variáveis específicas (Hs, T, dir, etc.) ou por meio de tabelas com colunas referentes a cada variável. Neste caso, foi utilizada a segunda opção, permitindo assim a entrada automática no IDRISI. Para tanto foi criado um *script* com a sub-rotina "macro modeller" do IDRISI, que importa os dados oriundos do SWAN, os transforma em um primeiro momento em um arquivo de pontos e posteriormente em uma imagem *raster*, deixando-as prontas para futuros cruzamentos com quaisquer variáveis georreferenciadas. A figura 28b ilustra um exemplo deste *script* e alguns exemplos de imagens criadas neste ambiente computacional.

Modelo de script

```
xyzidris x 1*1*1927ahs.prn*1927ahs.vec*utm-22s*m*1.0
xyzidris x 1*1*1927bhs.prn*1927bhs.vec*utm-22s*m*1.0
xyzidris x 1*1*1927chs.prn*1927chs.vec*utm-22s*m*1.0
initial x 1927ahs4*2*1*0*1*2609bdir4*1*
initial x 1927bhs4*2*1*0*1*2609bdir4*1*
initial x 1927chs4*2*1*0*1*2609bdir4*1*
pointras x 1927ahs*1927ahs4*1
pointras x 1927bhs*1927bhs4*1
pointras x 1927chs*1927chs4*1
reclass x i*1927ahs4*1927ahs-rec*3*1927*
reclass x i*1927bhs4*1927bhs-rec*3*1927*
reclass x i*1927chs4*1927chs-rec*3*1927*
overlay x 1*1927ahs-rec*masc_linha*1927ahs-masc
overlay x 1*1927bhs-rec*masc_linha*1927bhs-masc
overlay x 1*1927chs-rec*masc_linha*1927chs-masc
convert x 1*1927bhs-masc*1927bhs-vid*3*2*2
convert x 1*1927chs-masc*1927chs-vid*3*2*2
convert x 1*1927dhs-masc*1927dhs-vid*3*2*2
window x 1927ahs4*win1927ahs*3*win
window x 1927bhs4*win1927bhs*3*win
window x 1927chs4*win1927chs*3*win
histo x 1*win1927ahs*masc_win*1*1*1*0*360*2*win1927hsa.txt
histo x 1*win1927bhs*masc_win*1*1*1*0*360*2*win1927hsb.txt
histo x 1*win1927chs*masc_win*1*1*1*0*360*2*win1927hsc.txt
```





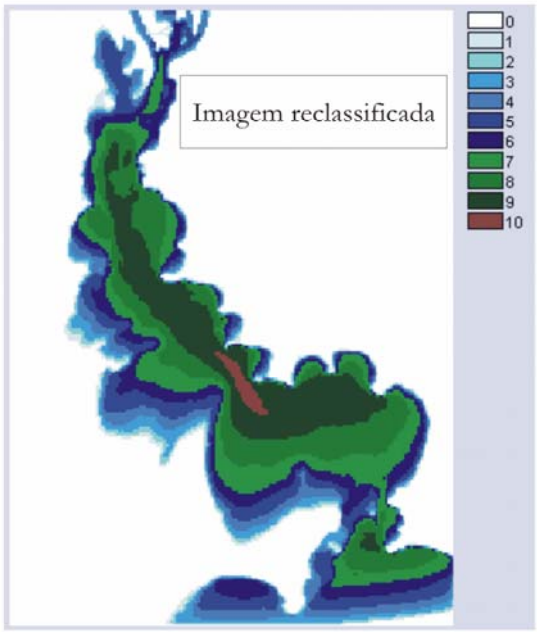


Figura 28b. Exemplos de produtos obtidos a partir da interface automatizada de entrada de dados do SWAN no SIG IDRISI.

O "casamento" entre modelos matemáticos complexos como SWAN e *softwares* de geoprocessamento traz possibilidades ímpares, já que a gama de ferramentas disponíveis nestes programas é imensa, permitindo o cruzamento dos dados obtidos no modelo com qualquer tipo de dado que tenha a variável espacial georreferenciada. Além disso, utilizando este método é possível controlar todos os passos intermediários até o resultado final, uma vez que o IDRISI armazena estes passos. Esta vantagem permite localizar possíveis erros de uma maneira segura e eficiente, além de propiciar uma análise mais pormenorizada dos parâmetros envolvidos.

Uma restrição a este método está na utilização dos modelos de predição de ondas para situações operacionais, como a disponibilização de informações em tempo real, uma vez que a etapa de processamento em um SIG é minuciosa e nem sempre a automatização completa é viável.

2.6.2 A validação do SWAN no Lago Guaíba

A validação dos resultados do SWAN se deu por meio da correlação dos dados derivados do modelo com os obtidos por meio da instalação de um medidor de ondas e correntes FSI3D da *Falmouth Scientific, Inc.*, dotado de sensores de pressão de silicone, que foi fundeado no ponto com coordenadas UTM 474233 e 6667179, próximo ao clube Jangadeiros (figura 29).

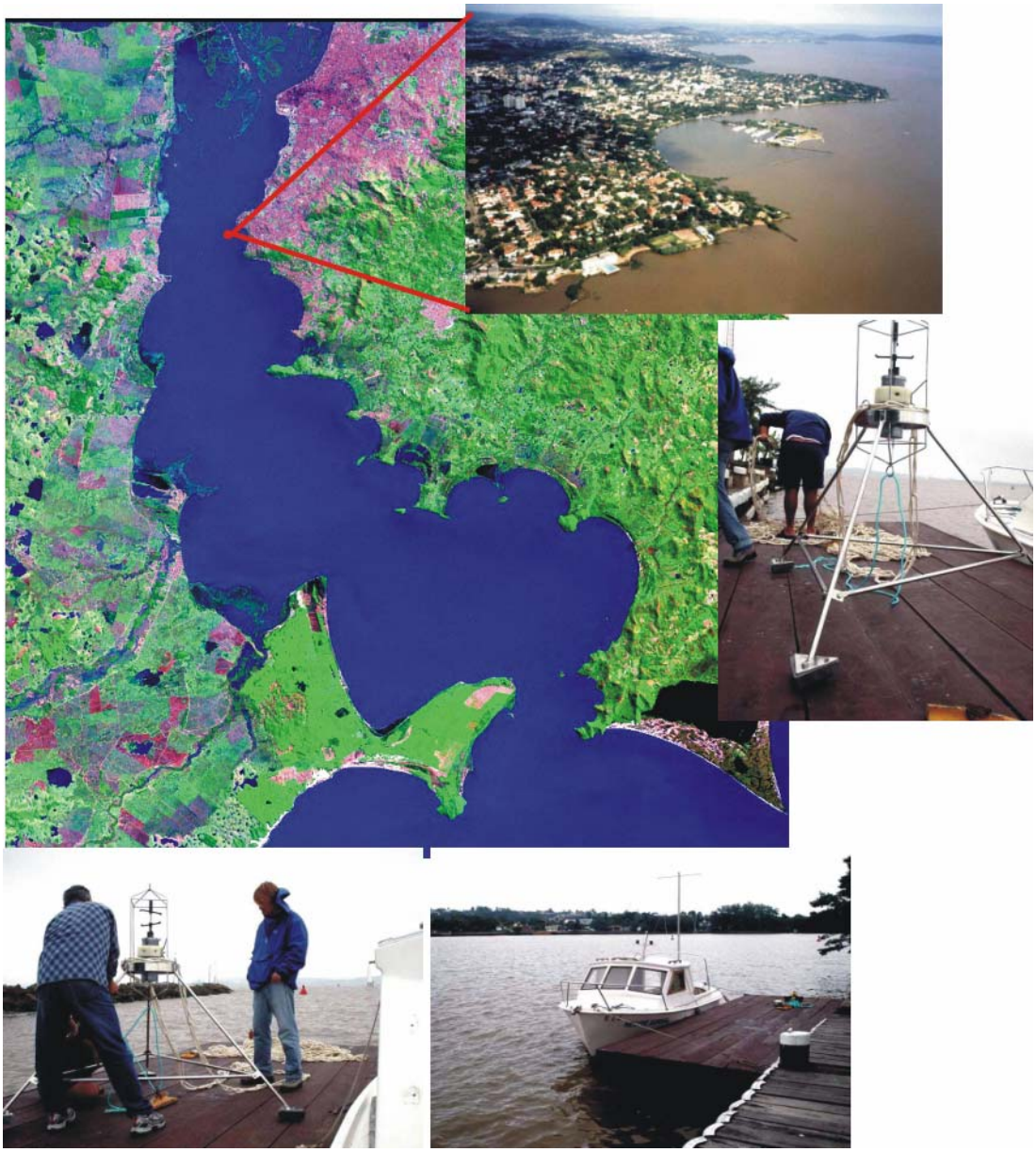


Figura 29. Posição do fundeio do medidor de ondas e correntes próximo ao clube Jangadeiros. No detalhe, a ilha sede do mesmo, que serviu como base para a operação.

O equipamento permaneceu coletando dados entre os dias 16 de junho até 02 de agosto de 2005 em uma profundidade aproximada de 3 m. Os dados foram armazenados e depois processados em um *software* (wavepost) do próprio fabricante. Os resultados são disponibilizados na forma tabular e em gráficos, de maneira direta para parâmetros relativos às correntes e de maneira indireta para a informação sobre ondas (conjunto de dados pré – determinados onde é derivada a informação). Foram produzidos gráficos referentes às seguintes informações: Componentes norte (VN) e leste (VE) da velocidade das correntes, velocidade e direção das correntes, pressão, densidade espectral e altura significativa das ondas. Estes gráficos podem ser observados na figura 30.

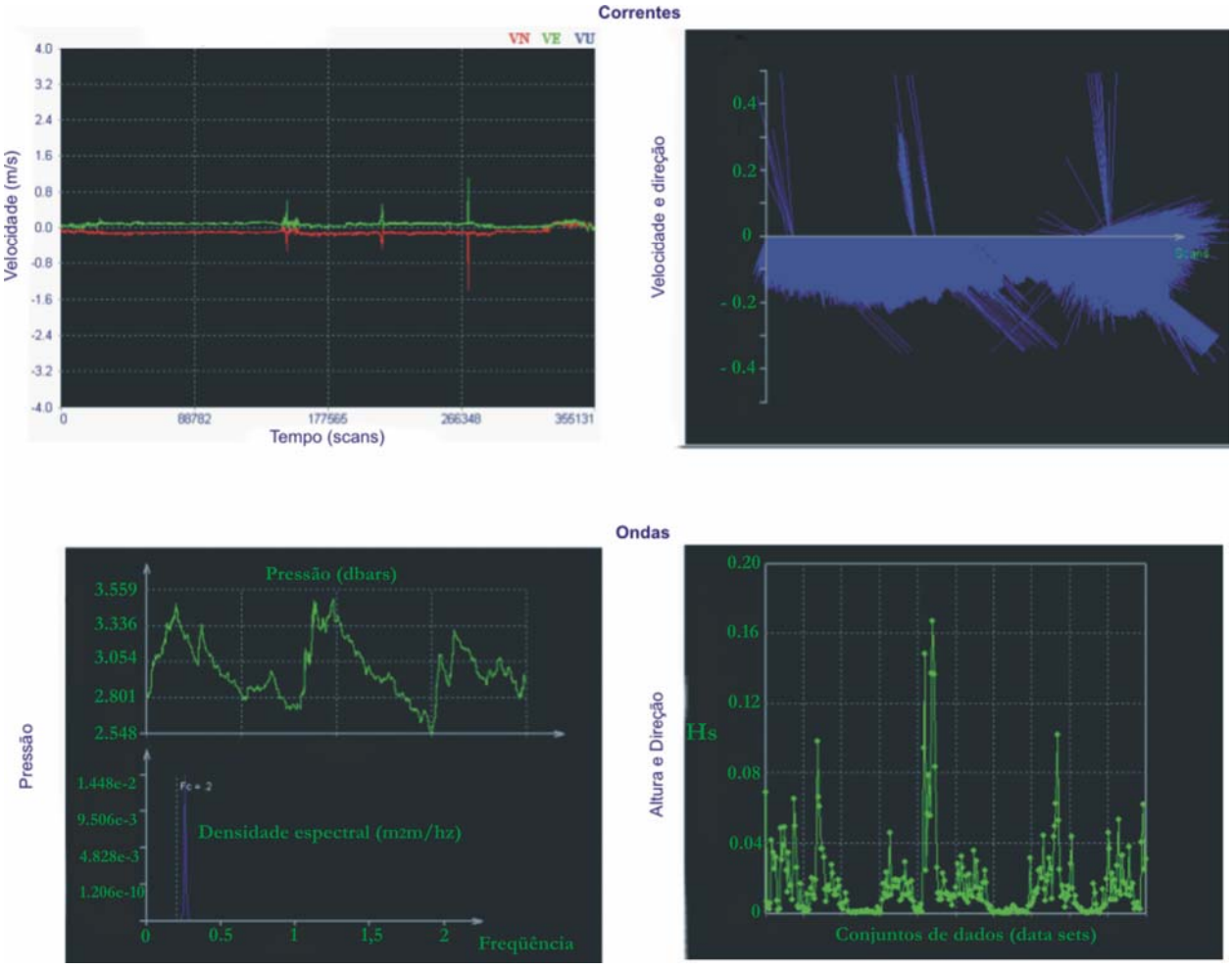


Figura 30. Análise do conjunto de dados processados pelo medidor de ondas e correntes fundeado no Guaíba, durante os meses de inverno de 2005.

A análise dos 48 dias de coleta de dados demonstra um padrão de correntes com baixa intensidade, dificilmente atingindo os 0,4 m/s, e direção predominante NW – SE, embora com variações significativas e em, alguns casos isolados, com uma tendência de inversão do fluxo de movimentação da água. Estes dados corroboram os resultados obtidos pelo DENAEE (1983) já discutidos neste trabalho.

Os dados das variações de pressão indicam uma alternância entre períodos com maior e menor incidência de pressão sobre os sensores do equipamento. Os valores variaram entre 2,54 dbars a aproximadamente 3,5 dbars, valor esse atingido nos primeiros dias de julho. Os valores de altura significativa das ondas refletem essa variação de pressão (uma vez que Hs é derivada da mesma), mas com magnitude reduzida. As ondas foram pequenas no período analisado: apenas atingiram os 0,10 m em três ocasiões distintas, sendo que a mais destacada ocorreu entre os dias 3 e 5 de julho de 2005.

Este cenário é perfeitamente compatível com as análises das informações sobre ventos discutidas no capítulo 2.3, que indicam ser o período de inverno aquele com a presença de ventos de menor intensidade e com maior variação na direção.

O período de 3 a 5 de julho foi selecionado para a validação do SWAN no Lago Guaíba. Em um primeiro momento foi feito um recorte na série de dados referente a essa data e posteriormente foi realizada a análise dos parâmetros citados anteriormente, acrescentados do período e direção das ondas. Os resultados obtidos com o *software* wavepost para o período podem ser observados na figura 31.

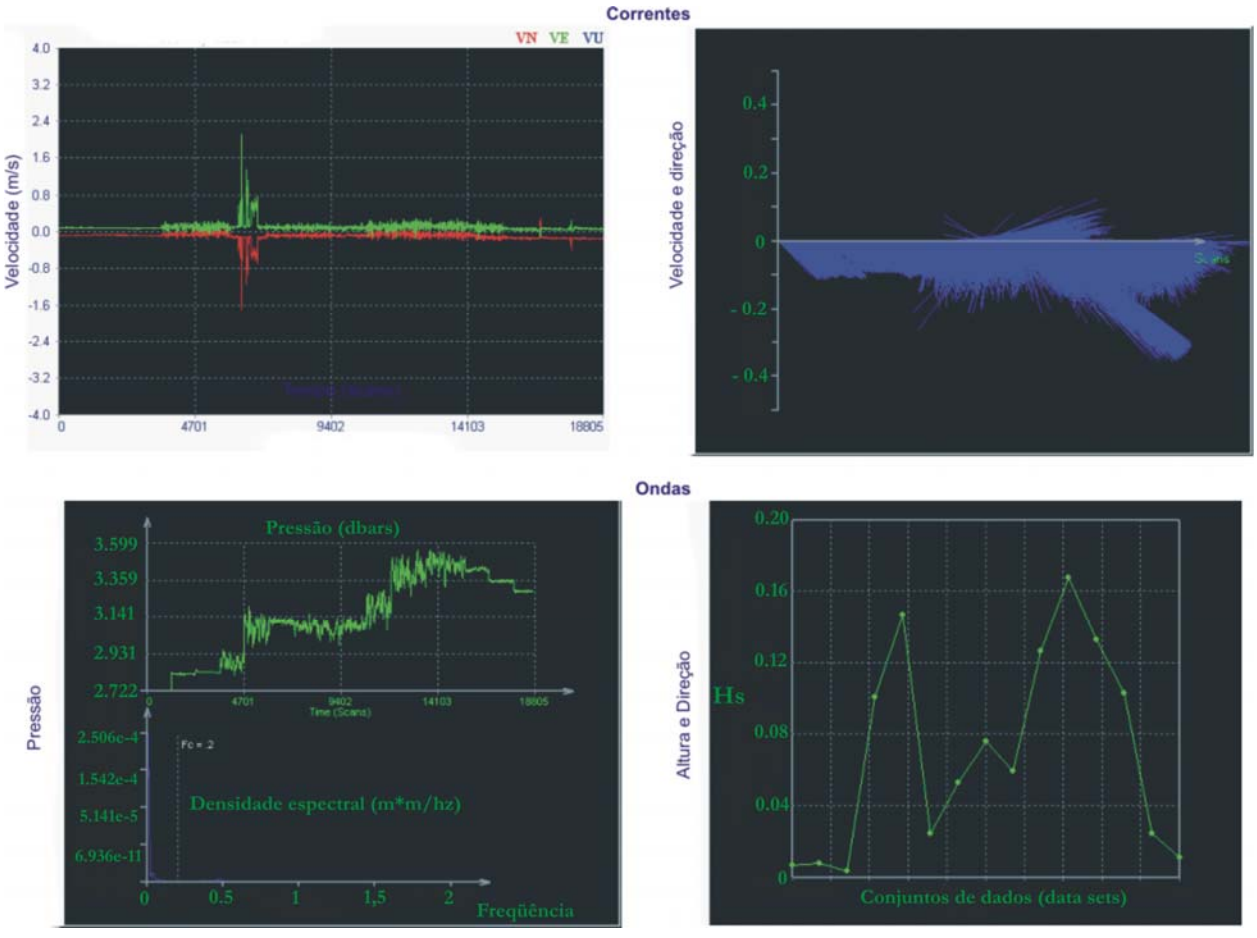


Figura 31. Recorte temporal (03 a 05/07/2005) nos dados processados do medidor de ondas e correntes fundeado no Guaíba.

Observa-se que, entre estes dias, as correntes mantiveram o padrão do conjunto de dados completo, com velocidades baixas que atingiram aproximadamente 0,3 m/s e direção predominante NW – SE, com um período curto de variação onde as correntes fluíram de SW para NE, mas com velocidades que atingiram o valor máximo de 0,1 m/s, ou seja, quase sem movimento.

As variações de pressão indicaram uma curva crescente, com um pequeno intervalo de leve decréscimo. Os valores registrados foram entre 2,7 e 3,5 dbars, semelhantes ao conjunto de dados inteiro. Tais variações representaram ondas que ultrapassaram os 0,16 m e foram as mais altas durante todo o período de monitoramento.

Para que fosse efetuada a modelagem com o SWAN foi necessário adquirir um conjunto de dados de ventos para o período trabalhado. Tais dados foram cedidos pela Rede de Meteorologia do Comando da Aeronáutica, em medições realizadas no Aeroporto Salgado Filho. Estas medições são realizadas de hora em hora e na altura padrão de 10 m. Os gráficos da figura 32 indicam a velocidade e direção do vento durante estes dias.

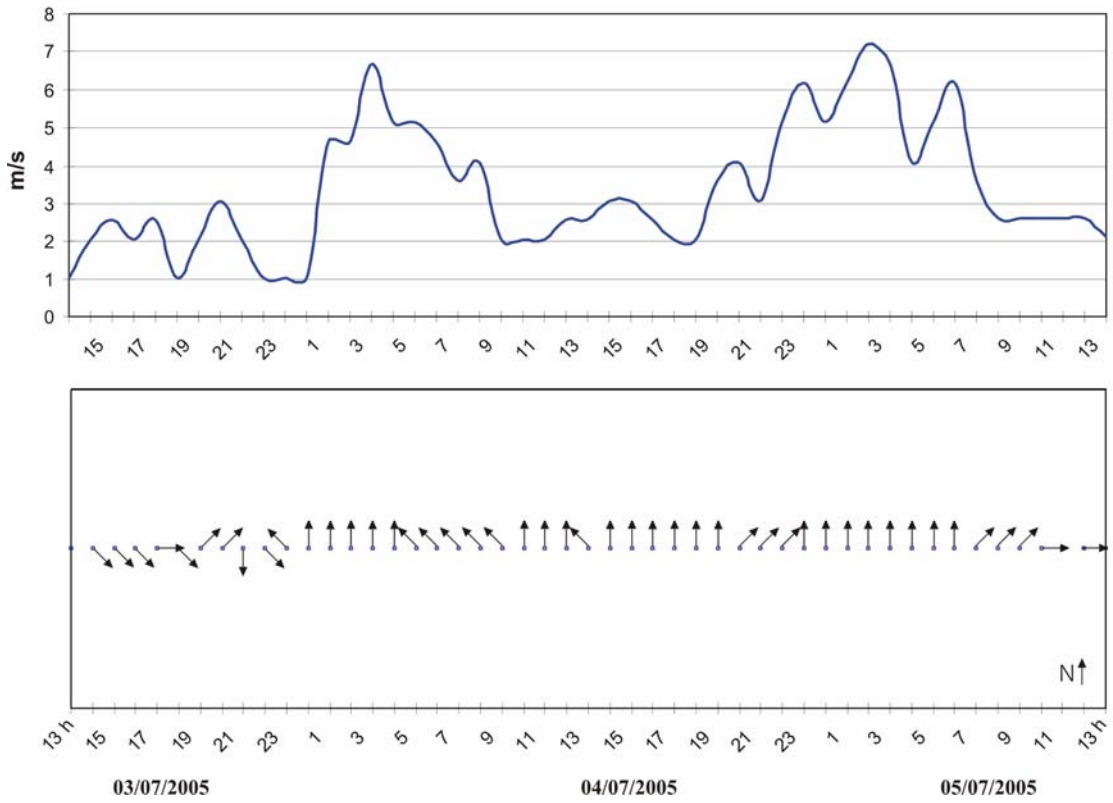


Figura 32. Gráficos de velocidade e direção de proveniência dos ventos monitorados no Aeroporto Salgado Filho entre os dias 3 e 5 de julho de 2005. Elaborado a partir de dados da Rede de Meteorologia do Comando da Aeronáutica.

Uma análise visual preliminar já permite determinar a concordância entre a forma das curvas de velocidade do vento da figura 32 e altura das ondas da figura 31. Os baixos valores de pressão e Hs no início das curvas reflete a alternância de direção do vento e também valores menores de velocidade (inferiores a 3 m/s) do vento nas primeiras horas de monitoramento. A partir do momento em que as velocidades do vento cresceram e a direção de proveniência dos mesmos estabilizou durante algumas horas, as maiores alturas de onda foram atingidas.

A seguir será apresentada uma análise mais detalhada da correlação entre os dados medidos pelo equipamento fundeado e os dados estimados pelo SWAN.

Foram comparadas 16 amostras de ondas obtidas pelo medidor FSI, derivados de conjuntos de dados de 512 registros cada. Estas amostras são separadas por intervalos de 3 horas cada, exceção feita entre as 2h e 8h do dia 4, quando por problemas do equipamento, não foi possível a obtenção de uma amostra. Já o SWAN foi alimentado pelos ventos da figura 32, gerando resultados de hora em hora. Os resultados podem ser observados na figura 33, onde os dados referentes a ondas medidos pelo FSI estão em azul e os modelados pelo SWAN em vermelho.

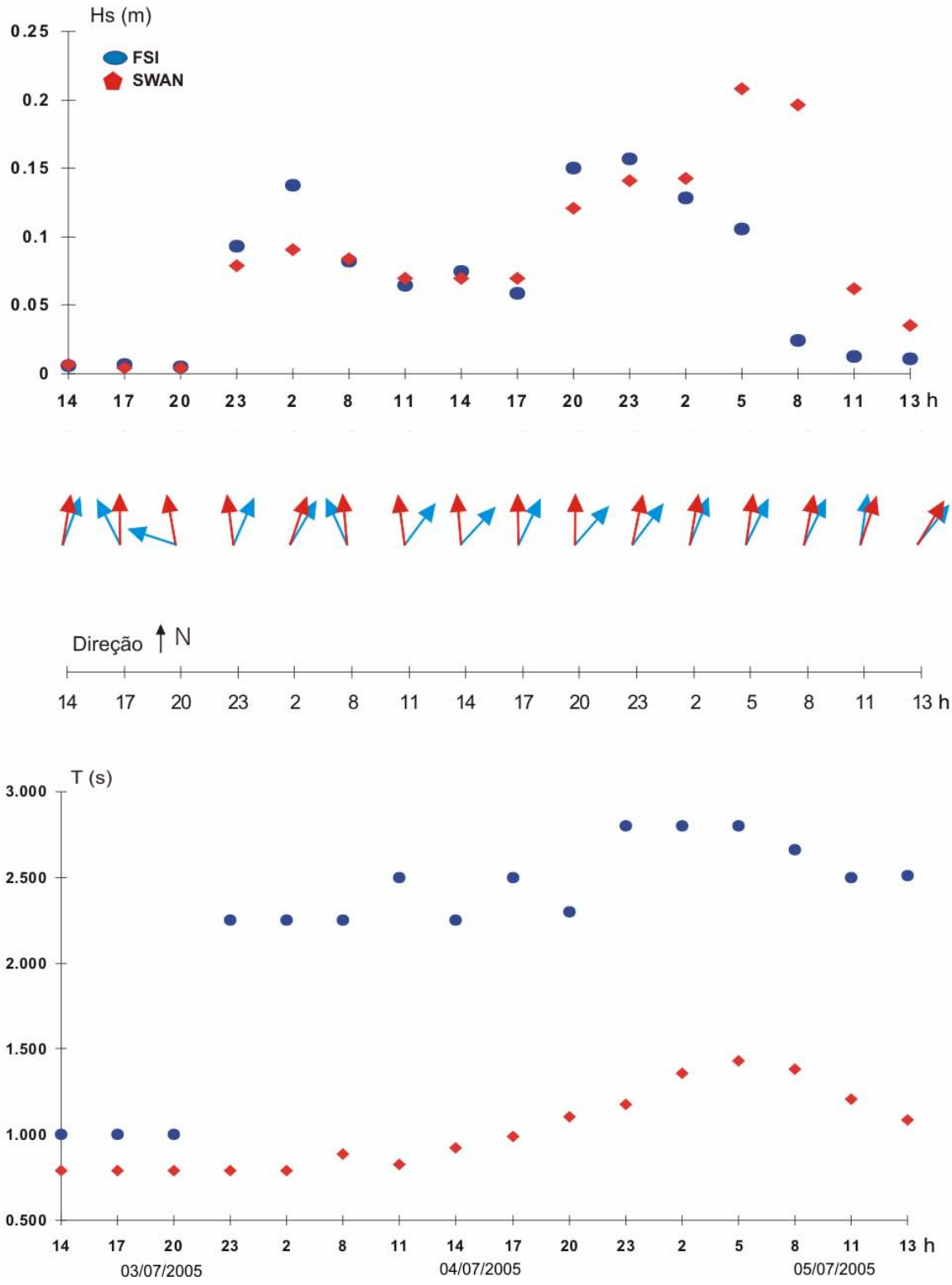


Figura 33. Gráficos comparativos entre os dados referentes à Hs, direção e período das ondas medidas (azul) e modeladas (vermelho) no Lago Guaíba.

A análise dos gráficos de altura significativa indica uma concordância entre as tendências de crescimento e decaimento dos valores. Nas primeiras horas do monitoramento as ondas apresentavam-se insignificantes, com alturas que não atingiam 0,01 m, caracterizando-se mais como uma leve agitação da superfície da água do que propriamente como ondulação, sendo que este detalhe foi muito bem captado pelo SWAN. Com a intensificação e a regularidade do vento ocorrida

na seqüência observou-se o crescimento das ondas, registrado também na modelagem com diferenças entre valores, mas apresentando a mesma tendência. As maiores discrepâncias ocorreram nas ultimas horas do monitoramento, quando a partir das 8h do dia 05/07 os ventos enfraqueceram e a direção de proveniência migrou do quadrante S para W.

Neste momento, as ondas medidas pelo FSI apresentaram uma redução acentuada em sua altura, o que não foi acompanhado pelos resultados do SWAN, os quais também demonstraram esta queda, mas de maneira menos acentuada. Isto indica uma tendência do SWAN a responder de maneira mais lenta às rápidas variações dos ventos, principalmente em ambientes abrigados como o Guaíba, onde as ondas são totalmente dependentes da energia eólica. Este fenômeno também foi relatado por Jin & Ji (2001) quando da aplicação do SWAN no Lago Okeechobee, na Flórida, embora com menor intensidade. Este tipo de discrepância pode ser creditado às interações não lineares (triplas ou quádruplas) entre as ondas.

Foram aplicadas técnicas estatísticas de correlação entre os dados referentes à altura significativa das ondas medidos e estimados, obtendo o valor de 0,6 quando comparado todo o conjunto de dados. Se descartadas as três ultimas amostras, este valor aumenta significativamente para 0,82, resultados estes semelhantes aos obtidos por Jin & Ji (*op cit.*) que variaram entre 0,76 e 0,89 e por Nunes (2002) que obteve correlação de 0,72 para dados medidos e modelados com o SWAN quando da análise de ondas incidentes na costa sudeste do Brasil.

Em relação à direção das ondas, percebe-se uma boa concordância entre os dados de todo o conjunto analisado. As menores variações foram entre 7 e 8 graus e as maiores de aproximadamente 40 graus em duas ocasiões. Estas variações não chegaram a representar uma alteração no quadrante de propagação das ondas, constituindo-se em um resultado muito satisfatório.

Já os resultados menos acurados deram-se em relação ao parâmetro Ts, sendo que para efeitos desta comparação foram utilizados os períodos médios obtidos pelo FSI e modelados pelo SWAN. Embora possa ser observada uma tendência similar de crescimento de Ts ao longo do tempo, as diferenças entre os valores foram de 1 segundo em média. Mais uma vez a explicação pode ser dada em função da demora do tempo de resposta do SWAN às variações de vento e o conseqüente surgimento de ondas em ambientes abrigados. A partir da quarta amostra (23h do dia 03/07) o crescimento das ondas relatado por ambos os métodos (embora de maneira mais tímida pelo SWAN) não foi acompanhado no caso do período.

Deve-se ressaltar que a utilização de um único ondógrafo para aferição dos dados obtidos com o SWAN tende apresentar algumas discrepâncias, uma vez que os parâmetros do modelo numérico são calculados como uma média, enquanto o ondógrafo fornece um dado pontual.

Neste estudo optou-se pela utilização do período médio das ondas, tanto na validação do modelo quanto nas demais aplicações. O período de pico fornecido pelo SWAN também foi testado, mas os resultados indicaram o mesmo tipo de incerteza, com semelhante desigualdade entre os valores medidos e estimados. Os resultados indicaram que a correlação entre os conjuntos de dados (período médio e de pico) foi de 0.97, com uma variação média de pouco mais de 0,2 segundos entre os dois parâmetros.

De forma geral, pode-se dizer que a aplicação do SWAN para a predição de ondas no Lago Guaíba é perfeitamente viável, uma vez considerado que as correlações apresentadas neste capítulo estão dentro do esperado, dado às condições em que o mesmo foi utilizado. Os dados obtidos nesta validação assemelham-se a maioria dos trabalhos consultados na literatura, considerados em grande parte, muito satisfatórios.

2.7 O Padrão de Ondas no Lago Guaíba

Com objetivo de determinar os padrões da ondulação incidente no Guaíba, foram selecionados alguns intervalos na série de dados de vento que se destacaram como situações de maior intensidade e também apresentaram certa regularidade na direção de proveniência. Além disso, foi selecionado um intervalo que representava a média das condições de vento já discutidas no capítulo 2.3.

Os intervalos selecionados foram:

- 23 e 24 de março (outono);
- 10 e 11 de julho (inverno);
- 26 e 27 de setembro (primavera);
- 12 de dezembro (verão), todas em 1996.

Também foram modeladas situações hipotéticas extremas com base em relatos de Coussirat de Araújo (1930), que identificou ventos fortes (com máximos de aproximadamente 27 m/s em 1923 e 1925) soprando de direções variadas.

Os dados modelados quando da validação do SWAN para aplicação no Lago Guaíba serão também analisados, agora sob a ótica de todo o corpo d'água e não apenas no ponto de fundeio do medidor de ondas e correntes.

Como forma de auxiliar a análise dos dados, foram determinados cinco pontos de controle, denominados aqui de "estações", nas quais serão realizadas as interpretações das informações. Estas estações estão indicadas com suas respectivas coordenadas na tabela 7 e representadas na figura 34.

Tabela 7. Localização e profundidade das estações de controle.

Estação	**Coordenadas (UTM)**	**Profundidade (m)**
Formiga	491732 – 6637551	4,7
Itapuã	494674 – 6648348	3,2
Salgado	483528 – 6648094	4,2
Arado	474663 – 6655698	3,1
Jangadeiros	474233 – 6667179	3

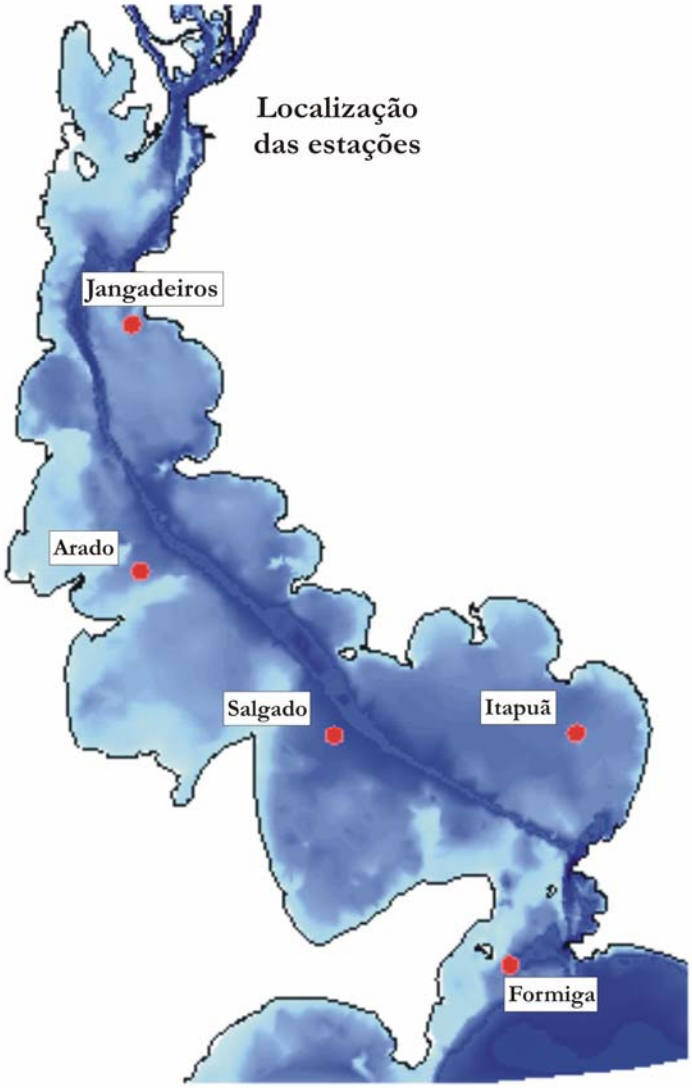


Figura 34. Localização das estações de controle.

A seguir são apresentados os estudos de caso para os intervalos selecionados e situações hipotéticas analisadas neste trabalho. A localização destes na série temporal é ilustrada na figura 35 em função das velocidades e direções de proveniência do vento. Percebe-se a condição de ventos intensos nos três primeiros casos e uma condição normal (ventos fracos com tendência de crescimento no final do dia) no último.

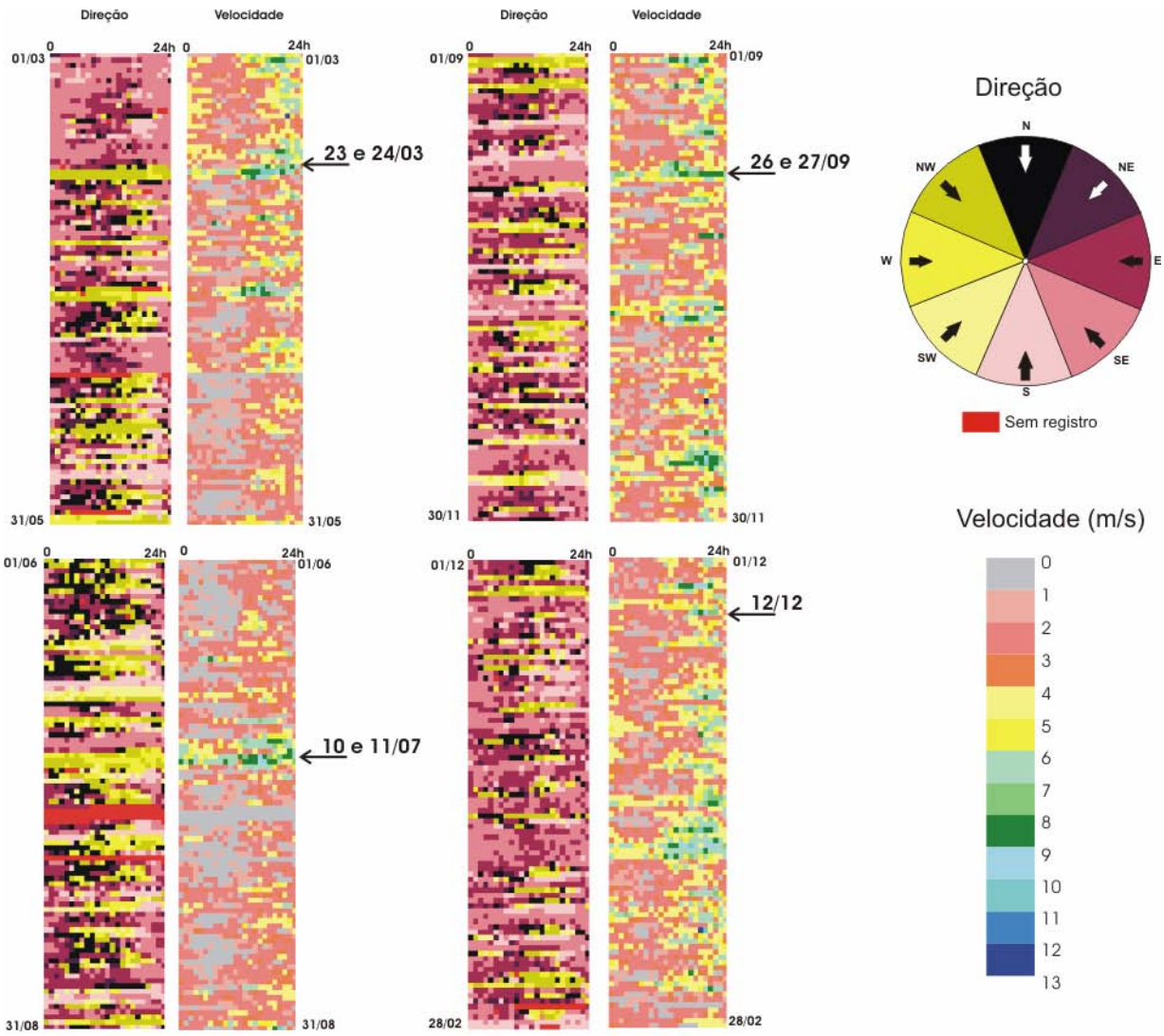


Figura 35. Localização dos quatro intervalos analisados quanto a direção e velocidade dos ventos no ano de 1996.

2.7.1 Março, 23 e 24.

Os resultados serão apresentados na forma de gráficos relativos aos ventos (velocidade e direção) e de ondas (altura significativa, período e direção) nas cinco estações de controle, conforme as figuras 36, 37, 38 e 41.

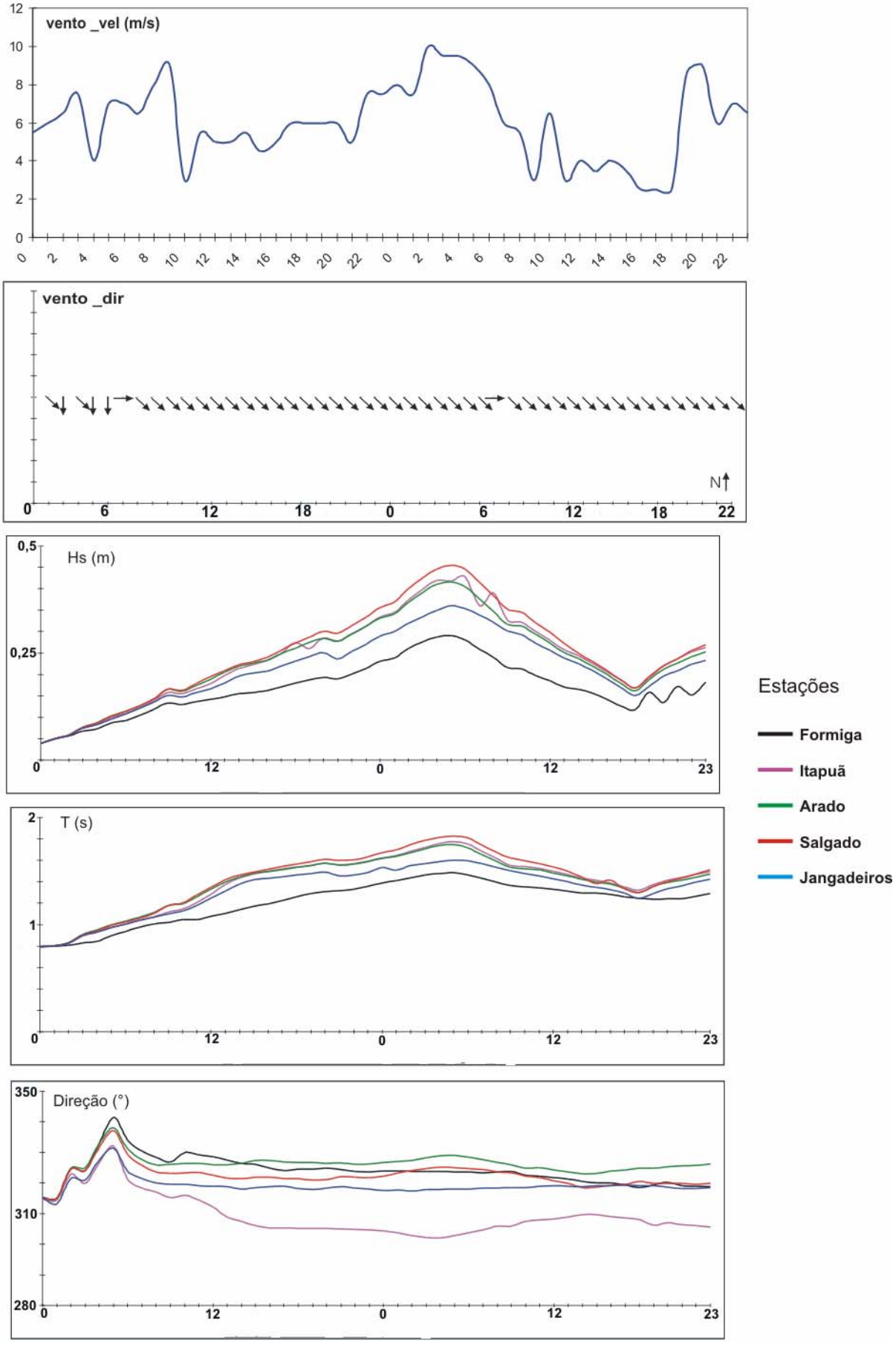


Figura 36. Resultados obtidos para ventos e ondas nos dias 23 e 24 de março de 1996. As cores representam as estações de controle.

A velocidade dos ventos neste período variou entre 2 e 10 m/s. Nas primeiras 6 horas a direção de proveniência oscilou do quadrante NW, N e W. A partir das 7h o vento estabilizou sua direção de propagação no quadrante NW, variando apenas às 7h do dia 24, quando soprou do quadrante W. A ondulação acompanhou, de forma geral, os padrões de vento. A altura variou entre 0,05 e 0,45 m com o crescimento diretamente relacionado à velocidade do vento, atingindo os valores máximos entre as 5 e 6 horas do dia 24, aproximadamente 2 h após o pico de vento, ocorrido entre as 2 e 4 horas. A ondulação inicia um decréscimo logo após a diminuição da intensidade dos ventos. A partir das 18h do dia 24 o vento volta a soprar com mais intensidade (8 m/s), refletindo em uma retomada do crescimento das ondas. A curva do período também acompanhou as variações da velocidade do vento, embora de maneira menos incisiva. Os valores variaram entre aproximadamente 0,8s e 1,8s. A direção de propagação das ondas foi a variável que mais refletiu as mudanças do vento. Nas 6 primeiras horas, quando das inversões na direção do vento, as ondas propagavam-se predominantemente de NW, sendo que entre 5 e 6 horas passaram a migrar de N. A partir das 8h a direção estabilizou-se novamente de NW.

As relações entre as estações caracterizaram-se por variações entre os parâmetros sob um mesmo regime de ventos. As menores alturas máximas de onda foram registradas na estação Formiga, onde os valores não atingiram 0,25m. Já as maiores ocorreram na estação Salgado com aproximadamente 0,45m. A explicação para estas diferenças se dá pela localização da estação Formiga (Fig. 35) que fica parcialmente protegida da ação dos ventos em questão pela Ilha da Ponta Escura. Além disso, a configuração do Lago faz com que o *fetch* nesse local seja reduzido em função da Ponta da Faxina (Fig. 2). Já a estação Salgado localiza-se em uma região com grande pista para ação dos ventos oriundos de N e NW. A estação jangadeiros configura-se como a de segunda menor incidência de ondas também em função de uma pista de vento reduzida.

As estações Arado e Itapuã apresentaram comportamento semelhantes quanto a Hs, sendo que em Itapuã as variações foram mais proeminentes, refletindo uma maior sensibilidade às variações do vento.

Em relação as alturas máximas absolutas, que neste caso chegaram a 0,52m, elas foram atingidas as entre 5 e 6h do dia 24, já na desembocadura da Lagoa dos Patos, local com elevada profundidade, da ordem de 8 m, e extensa pista, principalmente para ação dos ventos de NW.

As direções da ondulação incidente nas cinco estações foram distintas, embora todas tenham apresentado o mesmo comportamento quanto às variações em função do vento (figura 37). Na estação Formiga, com as menores Hs, a direção de propagação foi de aproximadamente 320º – 140º, exceto nas primeiras horas, quando a mesma chegou a migrar até 340° – 160°.

A estação Jangadeiros apresentou comportamento semelhante, sendo que as variações nas primeiras horas foram menos intensas. Já na estação Arado a ondulação se propagou levemente mais dentro do quadrante N (330° – 150°). A estação com maior variação foi Itapuã, onde as ondas se propagaram do quadrante NW, 310° – 130°. Em relação ao período, as variações entre as estações acompanharam, de certa maneira, as variações de Hs, sendo que os menores valores foram registrados em Formiga e os maiores em Salgado. As figuras 38, 39 e 41 demonstram as principais variações nos três parâmetros em questão (Hs, direção e T) para todo o Lago Guaíba no período analisado.

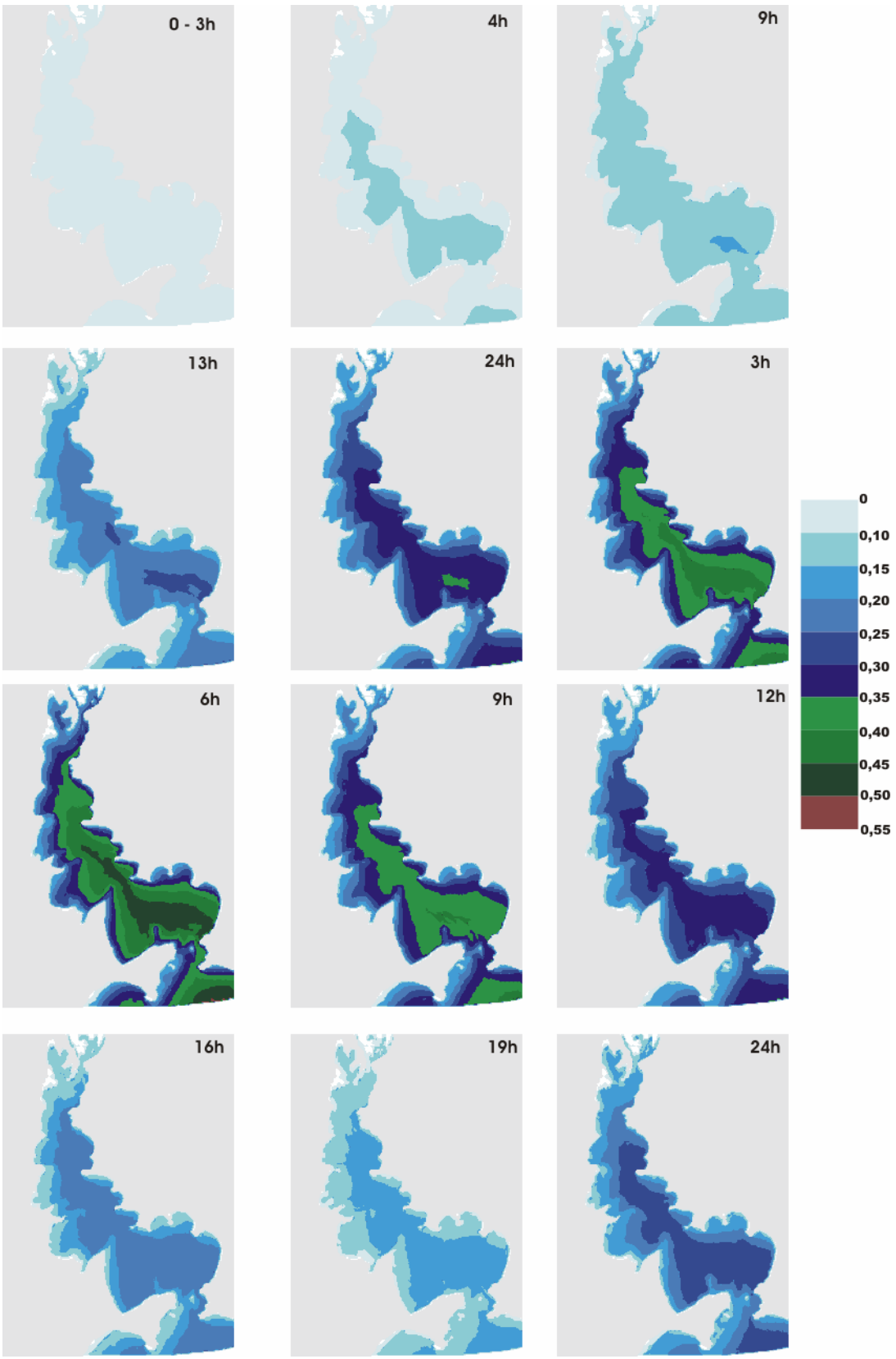


Figura 37. Evolução da ondulação, nos dias 23 e 24 de março, quanto a sua altura significativa (**Hs**) no tempo e espaço. As imagens representam os momentos de significativas variações, uma vez que a análise foi feita em intervalos de uma hora totalizando 48 imagens.

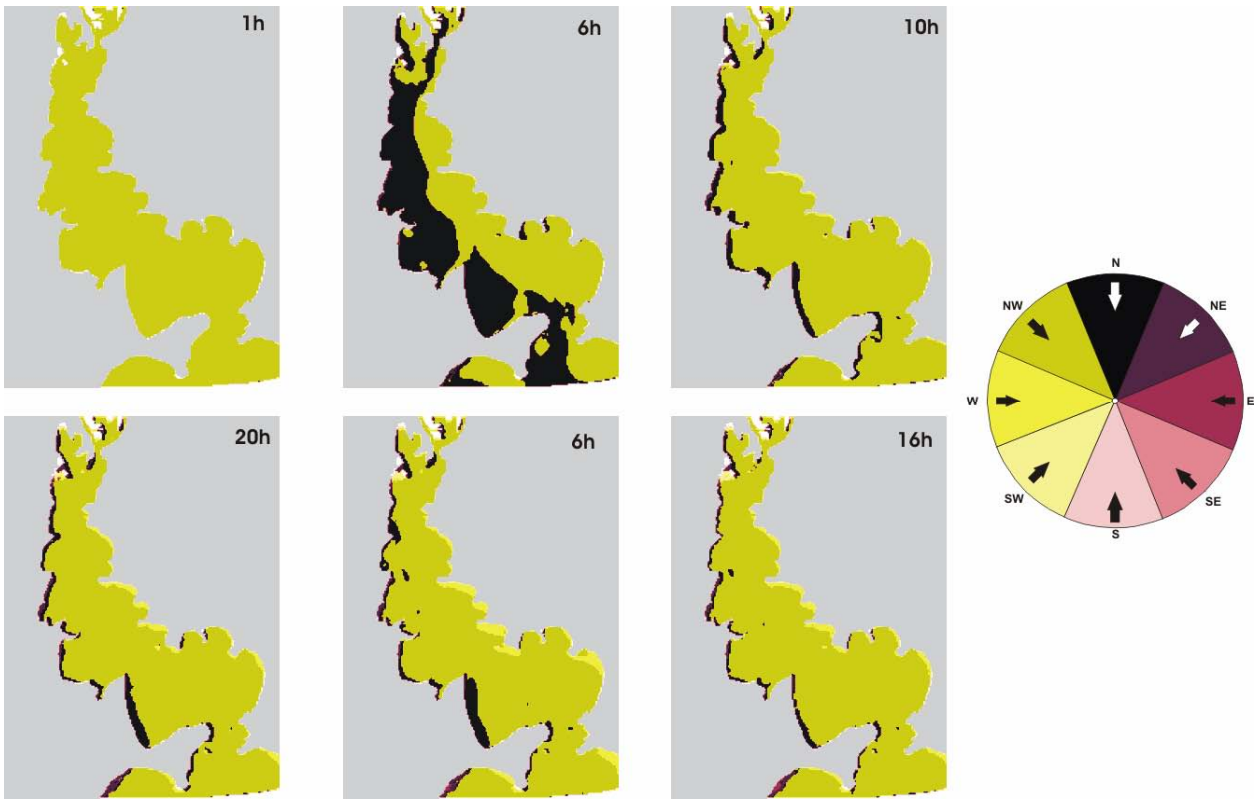


Figura 38. Evolução da **direção de propagação** da ondulação no tempo e espaço. As imagens representam momentos de variação, uma vez que este parâmetro não apresentou grandes oscilações, exceção feita às 6h do dia 23, quando as ondas se propagaram de N – S em boa parte do Guaíba. Esta variação é clara também nos gráficos da figura 36.

Na figura 38 é apresentada a direção de propagação das ondas nos dias 23 e 24 de março. Para uma condição de vento NW registrado as 10 h, 20h, 06 h, e 16 h foram geradas ondas que se propagaram com direção W sobre as praias da margem leste do Guaíba, enquanto que sobre a margem oeste incidiram ondas provenientes da direção N. Essa mesma situação foi observada para condições de ventos provenientes de W, conforme registro de propagação da onda as 06 h (figuras 36 e 38).

Tal fenômeno deve-se a duas razões principais. A primeira diz respeito à orientação do Lago Guaíba que se desenvolve com alinhamento geral NW-SE. A segunda refere-se ao processo de refração das ondas, caracterizado pela mudança da direção de propagação em função da redução da profundidade, o que causa um alinhamento da zona de rebentação de tal maneira que ela tende a ser paralela a linha de praia.

Esse processo é ilustrado na figura 39, com o recorte de imagem de satélite disponível no Google Earth para a região de Porto Alegre, mais especificamente na Ponta da Cuíca, bairro Belém Novo (Ver fig. 2). Essa imagem foi obtida no dia 21 de maio de 2005, quando sopravam ventos dos quadrantes SW à NW sobre o Guaíba, com velocidades que variaram entre 4.5 a 9.2 m/s, conforme

dados da Rede de Meteorologia do Comando da Aeronáutica, em medições realizadas no Aeroporto Salgado Filho. As ondas geradas nessas condições sofrem uma inflexão de 45º, por refração, alterando a direção de propagação de NW para W antes de incidirem sobre a margem leste do Lago.

Figura 39. Imagem extraída do *Google Earth* para as proximidades da Ponta da Cuíca, no Bairro Belém Novo. As linhas brancas marcam o alinhamento das cristas das ondas.

Já a figura 40 ilustra a incidência de ondas na Praia da Pedreira, no Parque Estadual de Itapuã (Ver figura 2). Percebe-se que a direção de chegada do trem de ondas é do quadrante SW, com mudança da direção de propagação em função da redução da profundidade e o conseqüente alinhamento da zona de rebentação de forma paralela a linha de praia.

Figura 40. Chegada de ondas na praia da Pedreira, Parque Estadual de Itapuã. Pode-se observar o fenômeno de refração que altera a direção das mesmas, tornando-as paralelas a linha de praia.

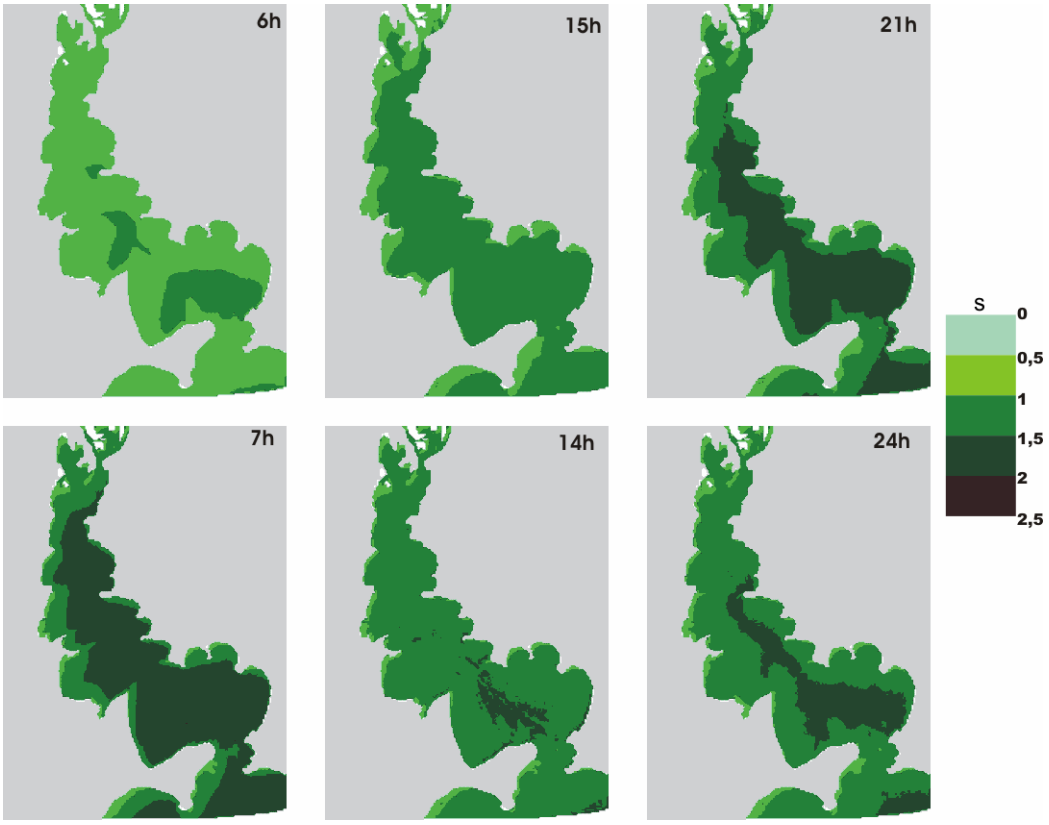


Figura 41. Evolução do **período** da ondulação (T) no tempo e espaço. As imagens representam os momentos de principais variações, uma vez uma vez que a análise foi feita em intervalos de uma hora totalizando 48 imagens.

2.7.2 Julho, 10 e 11.

Os resultados dos dias 10 e 11 de julho serão apresentados na forma de gráficos relativos à velocidade e direção dos ventos e altura significativa, período e direção das ondas nas cinco estações, conforme as figuras42, 43, 44 e 45.

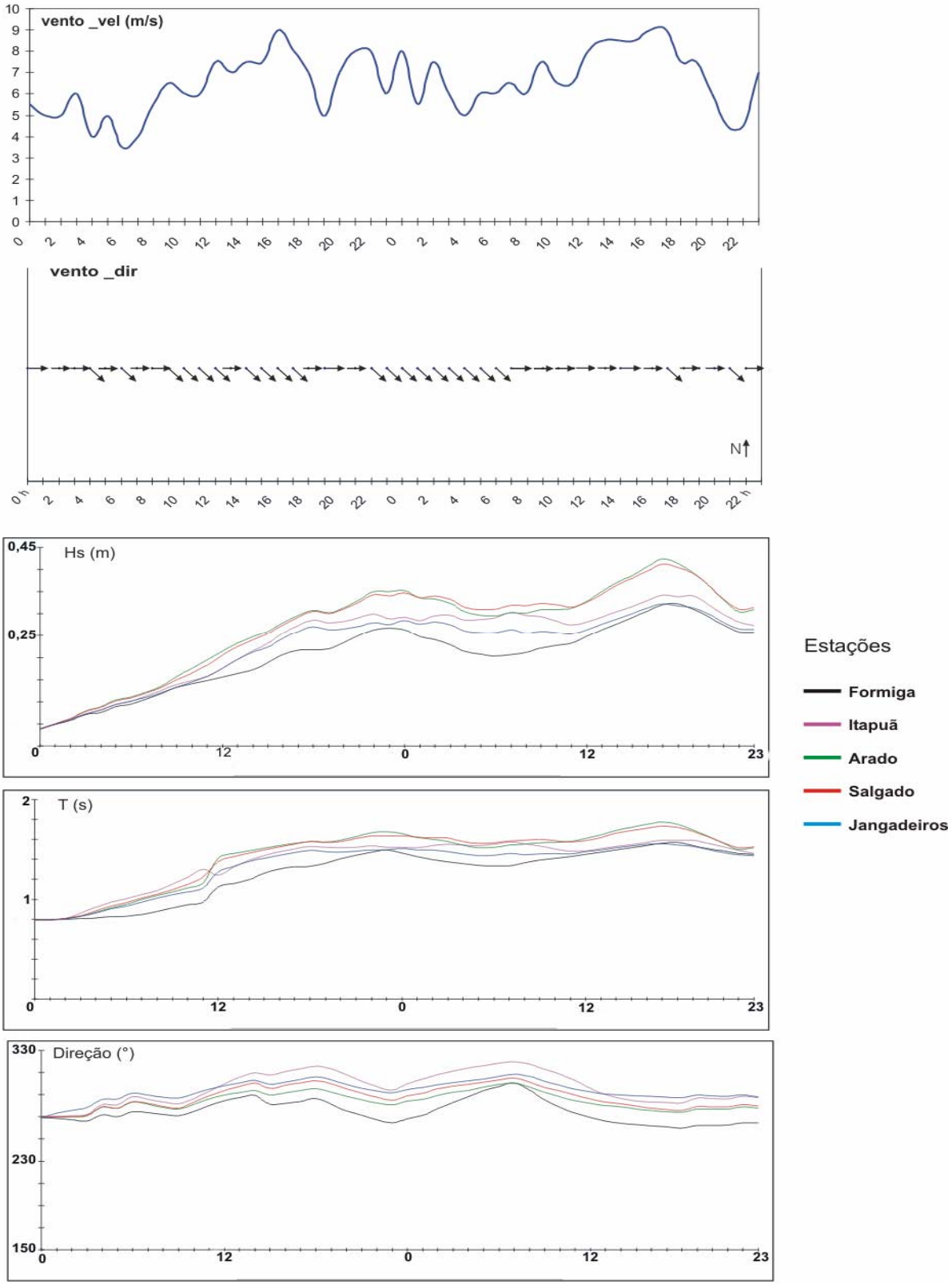


Figura 42. Resultados obtidos para ventos e ondas nos dias 10 e 11 de julho de 1996.

Durante estes dias a velocidade dos ventos variou entre 4 e 9 m/s, com os picos coincidindo com o final da tarde e início da noite, exceção feita entre as 19 e 20h do dia 10. A direção de proveniência oscilou entre W e NW, sendo que no dia 11, o vento apresentou maior regularidade, soprando durante aproximadamente 9 horas de NW e 7 horas de W. Já o dia 10 foi marcado por variações mais freqüentes entre estas direções. A ondulação variou até aproximadamente 0,40 m, atingindo o pico em torno das 18h do dia 11. Percebe-se um leve decréscimo na altura significativa entre as 3 e 9 horas do dia 11, que é coincidente com o período de maior regularidade da direção NW e também com a incidência de ventos com velocidades mais baixas (velocidades menores somente são encontradas nas primeiras e últimas horas do intervalo).

A direção de propagação das ondas variou entre W e NW, em concordância com a direção de proveniência dos ventos. As variações ao longo das 48 horas de modelagem mantiveram-se nestes quadrantes. Em relação ao período, pode-se dizer que o mesmo acompanhou o crescimento de Hs, embora de maneira mais discreta, sem apresentar as mesmas variações entre valores mínimos e máximos.

As maiores alturas de onda foram registradas nas estações Arado e Salgado por volta das 18h do dia 11, aproximadamente uma hora após o pico da intensidade dos ventos, ocorrido às 17h. Já as menores alturas ocorreram nas estações Formiga e Jangadeiros. Na estação Formiga tal fato deve-se a localização da estação, que fica parcialmente protegida da ação destes ventos pela Ilha da Ponta Escura. Além disso, a configuração do Lago faz com que o *fetch* nesse local seja reduzido em função da Ponta da Faxina. A estação Jangadeiros tem o *fetch* limitado, principalmente quando da incidência de ventos provenientes de W.

A estação Itapuã foi a que apresentou o comportamento mais homogêneo, com variações menos bruscas de Hs, principalmente quando da queda generalizada deste parâmetro ocorrida entre as 6 e 8 horas do dia 11.

Entre as cinco estações, a que apresentou ondulação proveniente mais a N foi Itapuã e a mais a W foi Formiga. As demais mantiveram uma direção constante entre aproximadamente 270 – 90 e 290 – 70.

As figuras 43, 44 e 45 demonstram as principais variações nos três parâmetros analisados para todo o Lago Guaíba no período em questão.

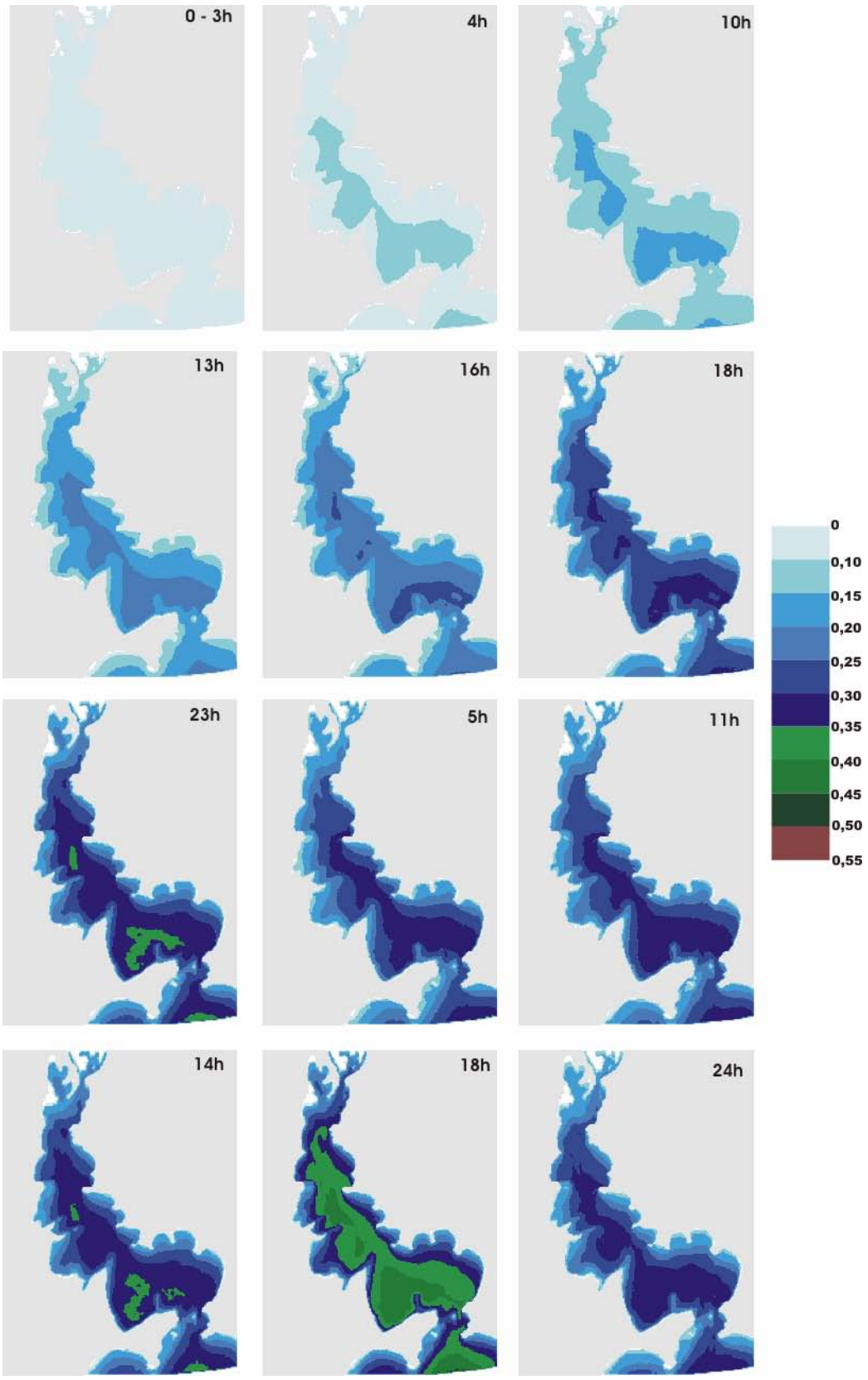


Figura 43. Evolução da ondulação, nos dias 10 e 11, de junho quanto a sua altura significativa (**Hs**) no tempo e espaço. As imagens representam os momentos de significativas variações, uma vez que a análise foi feita em intervalos de uma hora totalizando 48 imagens.

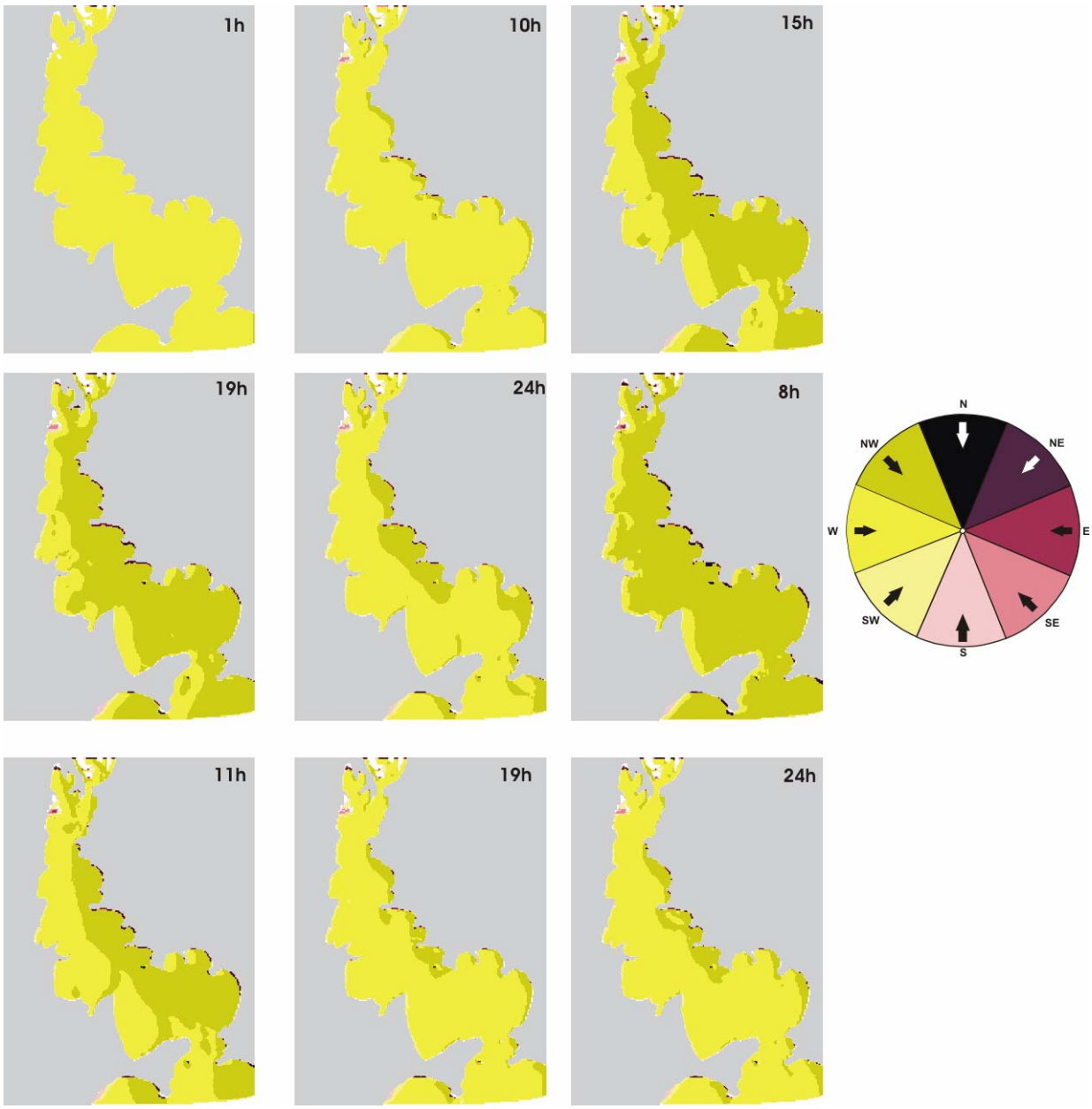


Figura 44. Evolução da **direção de propagação** da ondulação no tempo e espaço para os dias 10 e 11 de julho. As imagens representam os momentos de significativa variação.

Durante as primeiras horas, quando as ondas eram menores, a direção de propagação foi de W. Esta tendência começou a mudar efetivamente a partir das 10h, quando nas praias da margem E as ondas incidiam de NW. Às 19 horas, na maioria da superfície do Guaíba, a ondulação de NW era predominante, deixando de ser às 24h (novamente com predominância de ventos de W) e retornando novamente às 8h do dia 11 para a condição predominante de NW.

Deve-se atentar que os primeiros *pixels* junto às margens (sejam elas praias ou pontas) podem ser desconsiderados na análise. No intervalo analisado haveria uma indicação de ondulação de E e NE nestes locais. Este fato se deve a limitações da versão do SWAN utilizada nesse trabalho,

principalmente no que tange a difração e rebentação, fazendo com que os resultados discrepantes referentes à ondulação próxima a praia não devam ser considerados.

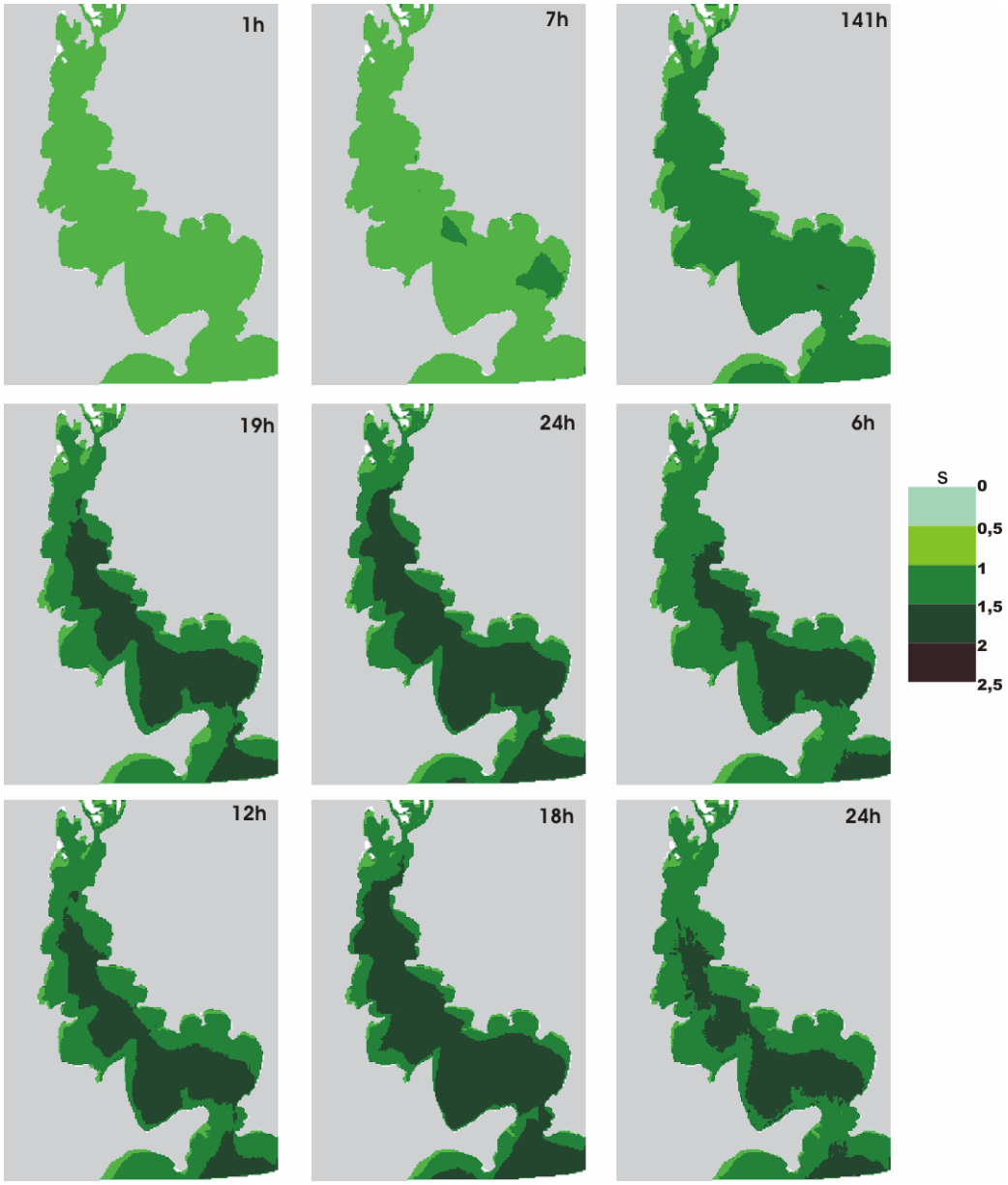


Figura 45. Evolução do **período** da ondulação (T) no tempo e espaço entre os dias 10 e 11 de julho. As imagens representam os momentos de principais variações, uma vez uma vez que a análise foi feita em intervalos de uma hora totalizando 48 imagens.

Interessante notar que a região onde se encontra a maior densidade populacional de Porto Alegre (Ponta do Gasômetro até a Ponta do Dionísio) fica parcialmente protegida da incidência de ondas com alturas superiores a 0,20 m para o tipo de situação analisada neste caso (ventos predominantes de W). Cabe ressaltar que esta situação é a que apresenta o segundo maior *fetch* na área (ventos de W), sendo que apenas para ventos de SW a pista de ventos será maior.

2.7.3 Setembro, 26 e 27.

Estes resultados serão apresentados na forma de gráficos relativos à velocidade e direção dos ventos e altura significativa, período e direção das ondas nas cinco estações, conforme as figuras 46, 47, 48 e 49.

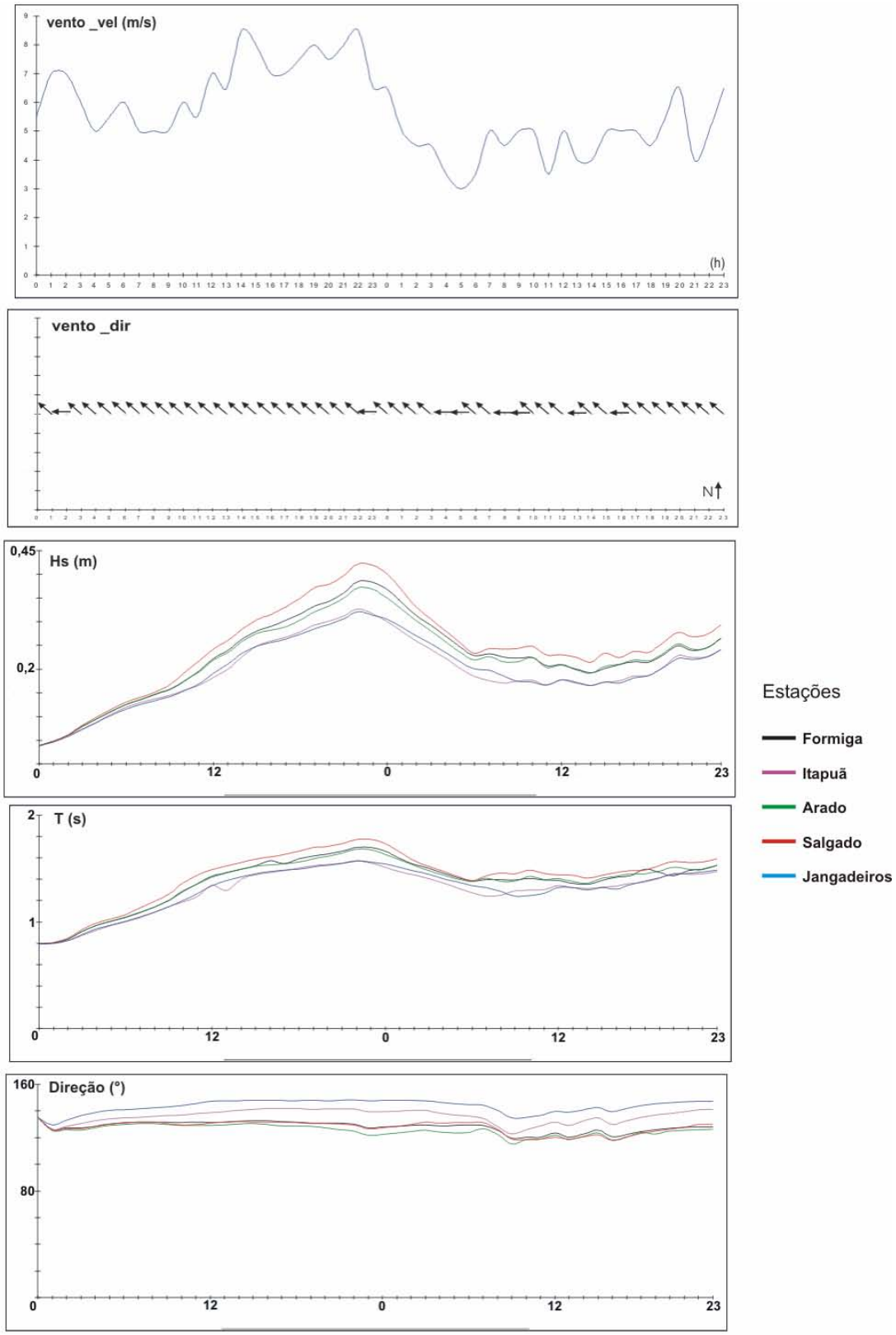


Figura 46. Resultados obtidos para ventos e ondas nos dias 26 e 27 de setembro de 1996..

Entre os dias 26 e 27 de setembro de 1996 as velocidades de vento registradas variaram entre 3 e 9 m/s, com os picos ocorrendo na tarde e noite do dia 26 e decaindo sensivelmente no dia 27. A direção de propagação variou do quadrante SE a E, com predominância de SE, principalmente no dia 26. O fenômeno da intensificação dos ventos no final da tarde foi observado nos dois dias, em escalas diferentes. A ondulação apresentou boa correlação com a velocidade do vento, sendo que os picos foram atingidos aproximadamente às 22h do dia 26, coincidindo com um dos picos de vento (o outro foi entre 13 e 14h do dia 26), quando a curva de Hs iniciou um crescimento mais acentuado.

A ondulação começou a diminuir (queda de mais de 0,20 m) a partir da primeira hora do dia 27, tendência que estabilizou entre as 6 e 7 horas, concordando com a curva da velocidade do vento. A direção de propagação das ondas manteve-se praticamente estável, com alguma variação significativa entre as 6 e 8 horas do dia 27, quando a direção do vento apresentou variação mais significativa entre os quadrantes SE e E. Em relação ao período, pode-se dizer que o mesmo acompanhou o crescimento de Hs, embora de maneira mais discreta, sem apresentar as mesmas variações entre valores mínimos e máximos.

Entre as cinco estações, as maiores alturas de onda foram registradas na estação Salgado, com mais de 0,40 m entre as 21 e 23 horas do dia 26. Esta estação se encontra particularmente favorecida quando da incidência de ventos de E e, principalmente, de SE, uma vez que a pista de ventos é maior. A estação Arado também tem característica semelhante, mas os valores para Hs não foram equivalentes. Este fato pode ser explicado por um esporão arenoso localizado ao sul da estação, que faz com que a onda incidente dissipe parte de sua energia, resultando em valores de Hs reduzidos.

A estação Formiga apresentou o segundo maior padrão de altura de ondas para os dias em questão. Esta estação é a mais próxima da Lagoa dos Patos e tenderia a apresentar as maiores alturas de ondas, quando da incidência de ventos dos quadrantes S e SE, devido à entrada da ondulação da Lagoa dos Patos no Guaíba. Neste trabalho optou-se por não utilizar uma condição de contorno na modelagem, considerando o Guaíba um corpo d'água fechado. Mesmo assim, o *fetch* para esse caso foi de aproximadamente 5,6 quilômetros, o suficiente para a geração de ondas com até 0,35 m.

As ondas com maiores alturas ocorreram entre as 23 e 24h do dia 26 em frente à ponta dos Quatis, com 0,44 m. Este local apresenta profundidade aproximada de 7 m.

As estações Itapuã e Jangadeiros apresentaram os menores valores de Hs (no máximo 0,25m). A localização de ambas, próxima à margem E do Lago faz com a pista de ventos seja reduzida, principalmente quando a incidência de ventos do quadrante E.

A direção de propagação foi basicamente a mesma para as estações localizadas na porção oeste do Guaíba (Arado, Salgado e Formiga), 120 – 300 e 130 – 310. Já nas estações localizadas na porção leste (Jangadeiros e Itapuã), as ondas propagaram-se levemente mais de S, 130 – 310 e 140 – 320. As figuras 47, 48 e 49 demonstram as principais variações nos três parâmetros analisados para todo o Lago Guaíba no período em questão.

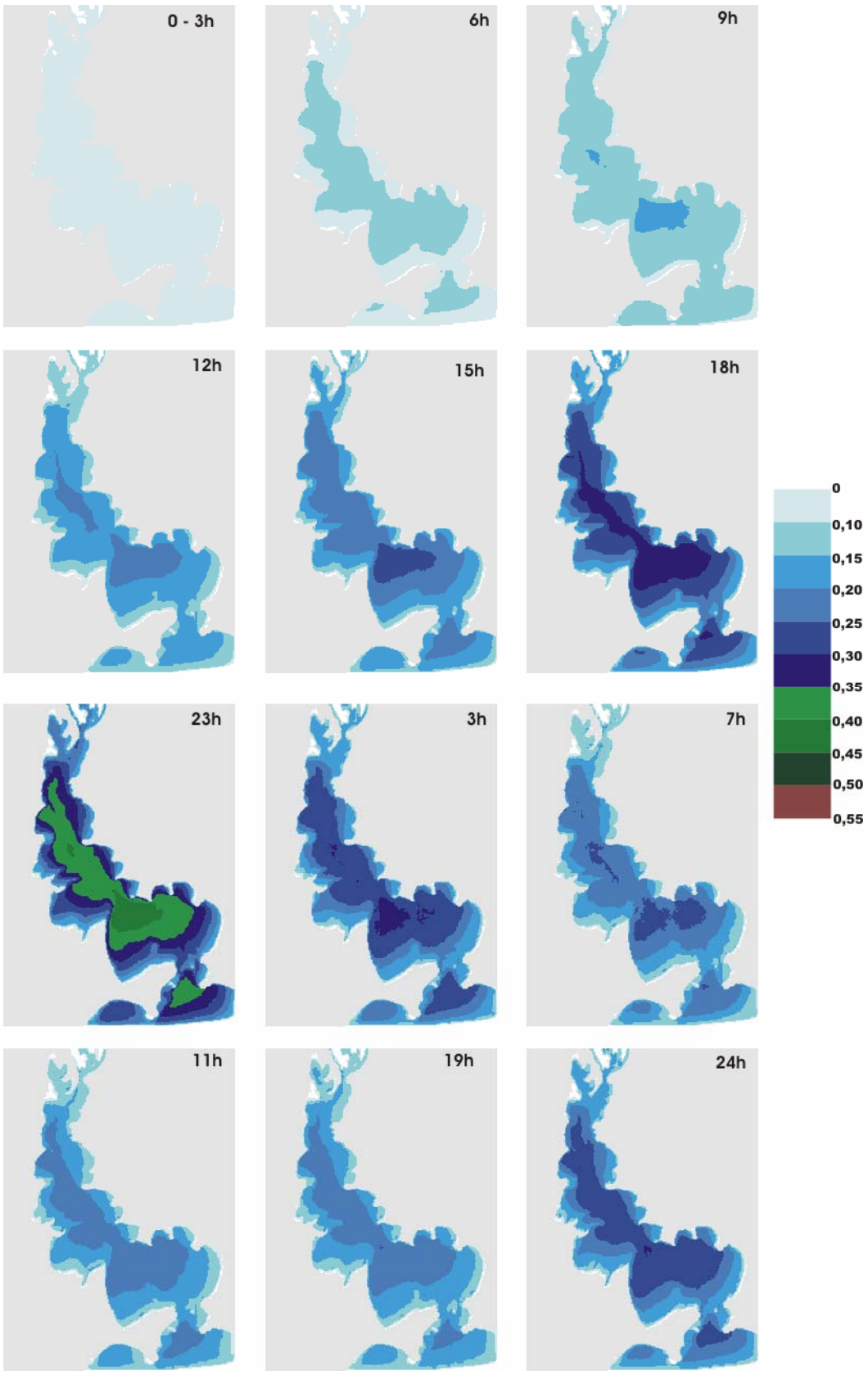


Figura 47. Evolução da ondulação, nos dias 26 e 27, de setembro quanto a sua altura significativa (**Hs**) no tempo e espaço. As imagens representam os momentos de significativas variações, uma vez que a análise foi feita em intervalos de uma hora totalizando 48 imagens.

Figura 48. Evolução da **direção de propagação** da ondulação no tempo e espaço para os dias 26 e 27 de setembro. As imagens representam os momentos de alguma variação, principalmente entre as 6 e 8 horas do dia 27.

Figura 49. Evolução do **período** da ondulação (T) no tempo e espaço entre os dias 26 e 27 de setembro. As imagens representam os momentos de principais variações, uma vez uma vez que a análise foi feita em intervalos de uma hora totalizando 48 imagens.

2.7.4 Dezembro, 12.

Assim como nos demais casos, os resultados serão apresentados na forma de gráficos relativos à velocidade e direção dos ventos e altura significativa, período e direção das ondas nas cinco estações (figuras 50, 51 e 52). Destaca-se o fato de que este dia reflete uma situação de ventos fracos com um crescimento nas horas finais do dia. Esse cenário configura-se como de maior freqüência na região do Guaíba, como pode ser observado nas figuras 11 e 12.

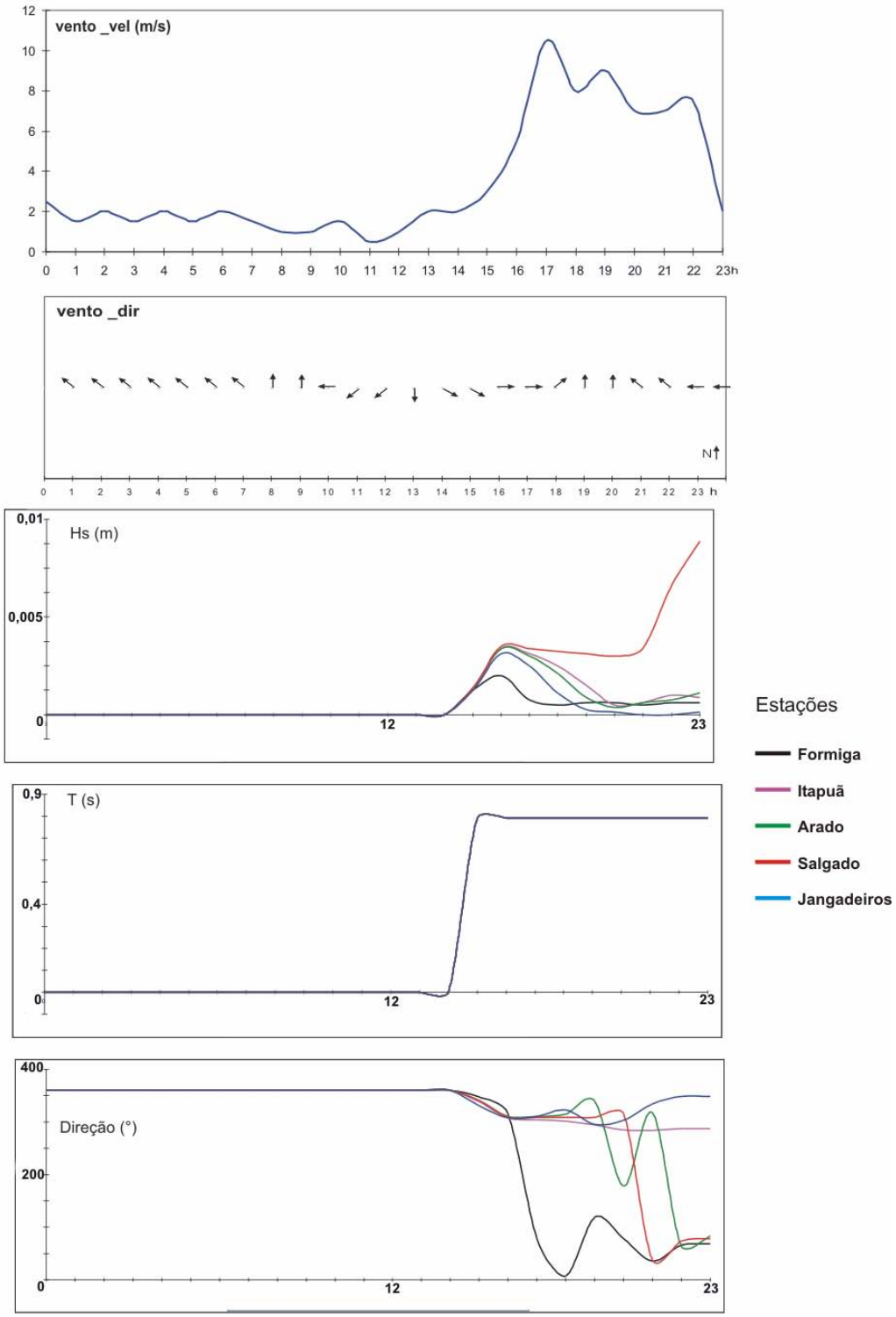


Figura 50. Resultados obtidos para ventos e ondas no dia 12 de dezembro de 1996.

O dia 12 de dezembro representa uma situação típica de incidência de ventos fracos (aproximadamente 2 m/s) até o meio da tarde, quando então se observa aumento da velocidade, tornando a enfraquecer no final da noite. Neste caso o aumento na velocidade foi acentuado, passando de aproximadamente 2 m/s para 10 m/s em algumas horas.

As direções de proveniência dos ventos sofreram grandes variações ao longo do dia, soprando do quadrante SE até às 7h, girando para S entre 8 e 9 horas, quando de um giro de E, NE, N, NW e W, voltando a soprar de SE e E, na medida em que velocidade caía nas últimas horas da noite.

A configuração representada pelo dia 12 de dezembro não é propícia à geração de ondas no Guaíba, sendo que as mesmas apenas foram observadas após a intensidade do vento aumentar, mesmo assim com alturas inferiores a 0,10m. Os dados referentes à direção de propagação apresentaram-se de maneira caótica, com variações extremas em curtos intervalos de tempo. Já a curva do período mostrou-se constante, com valores abaixo de 0,8 s.

Tal panorama configura uma situação de leve agitação da superfície da água, caracterizando a ausência de ondas de gravidade em grande parte do lago. Esta situação aponta para a relevância da regularidade dos ventos, tanto em velocidade quanto em direção, para a geração e propagação de ondas no Lago, uma vez que mesmo ventos soprando a mais de 10 m/s não foram suficientes para tal.

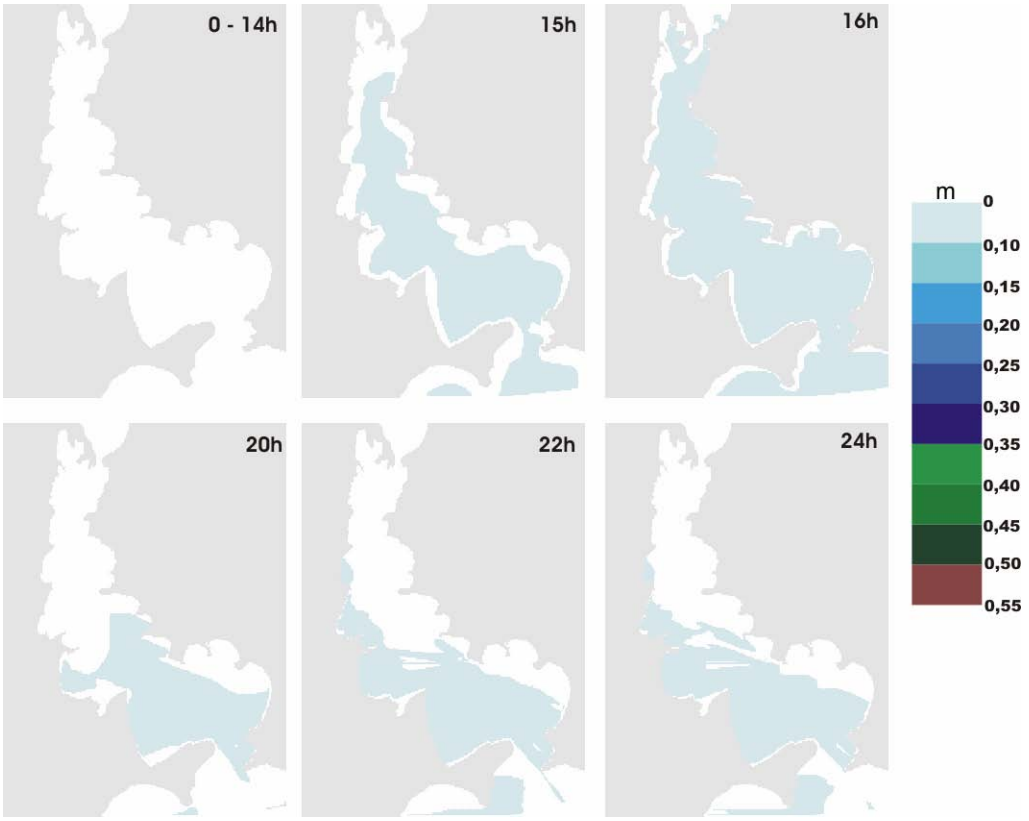


Figura 51. Evolução da ondulação, no dia 12 de dezembro quanto a sua altura significativa (**Hs**) no tempo e espaço. As imagens representam apenas os momentos de alguma variação na distribuição espacial da mesma, uma vez que não houve registros de maior magnitude.

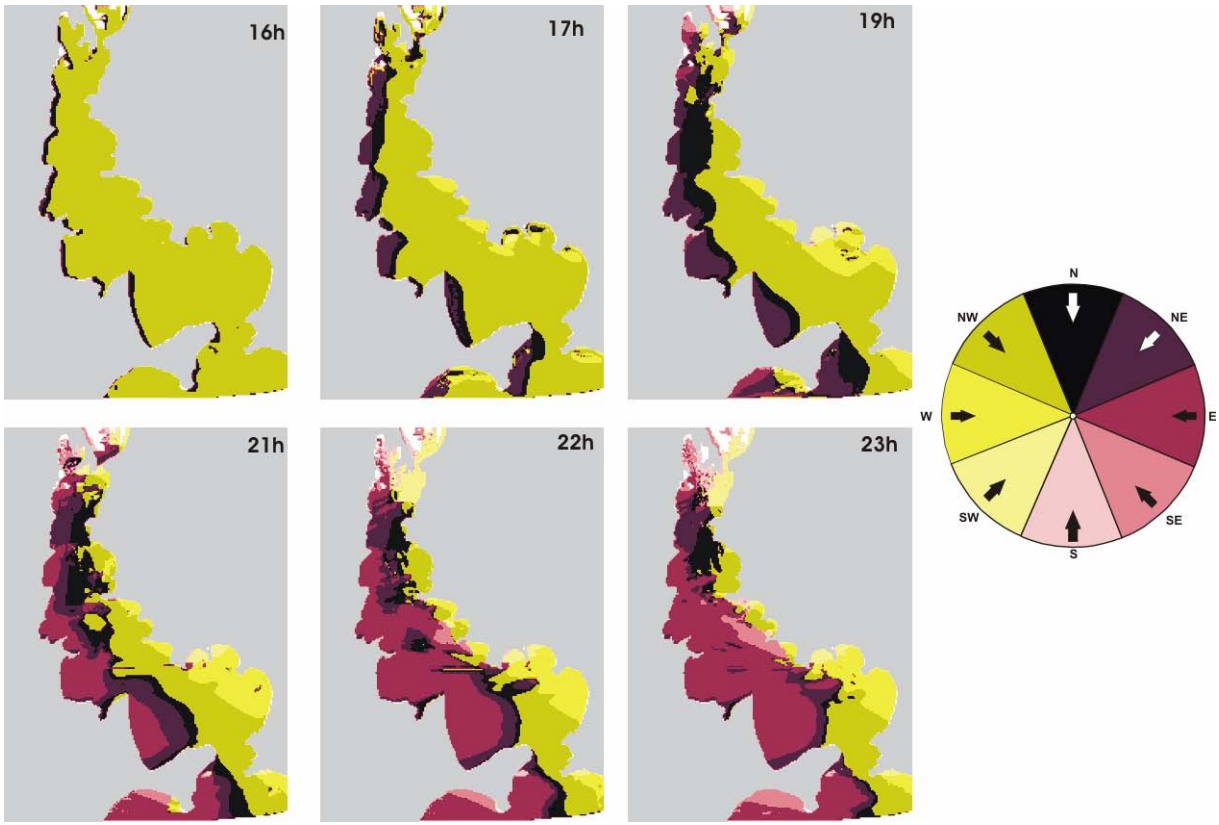


Figura 52. Evolução da **direção de propagação** da ondulação no tempo e espaço para o dia 12 de dezembro. A extrema variabilidade das direções aliadas à pequena altura das ondas caracteriza uma condição de leve agitação na superfície da água (ondas capilares), sem a definição de um espectro de ondas considerável.

2.7.5 Julho de 2005, 03 a 05. Data do fundeio do medidor de ondas e correntes.

Embora não faça parte do conjunto de dados utilizado como referencia principal neste trabalho, vale a pena analisar a situação dos dias selecionados para a validação do SWAN (03 a 05/07/2005). Esta análise foi realizada no capítulo 2.6, na discussão acerca da referida validação, quando apenas foi utilizada a estação Jangadeiros. Os gráficos das figuras 53, 54, 55 e 56 ilustram, também, os resultados das outras quatro estações.

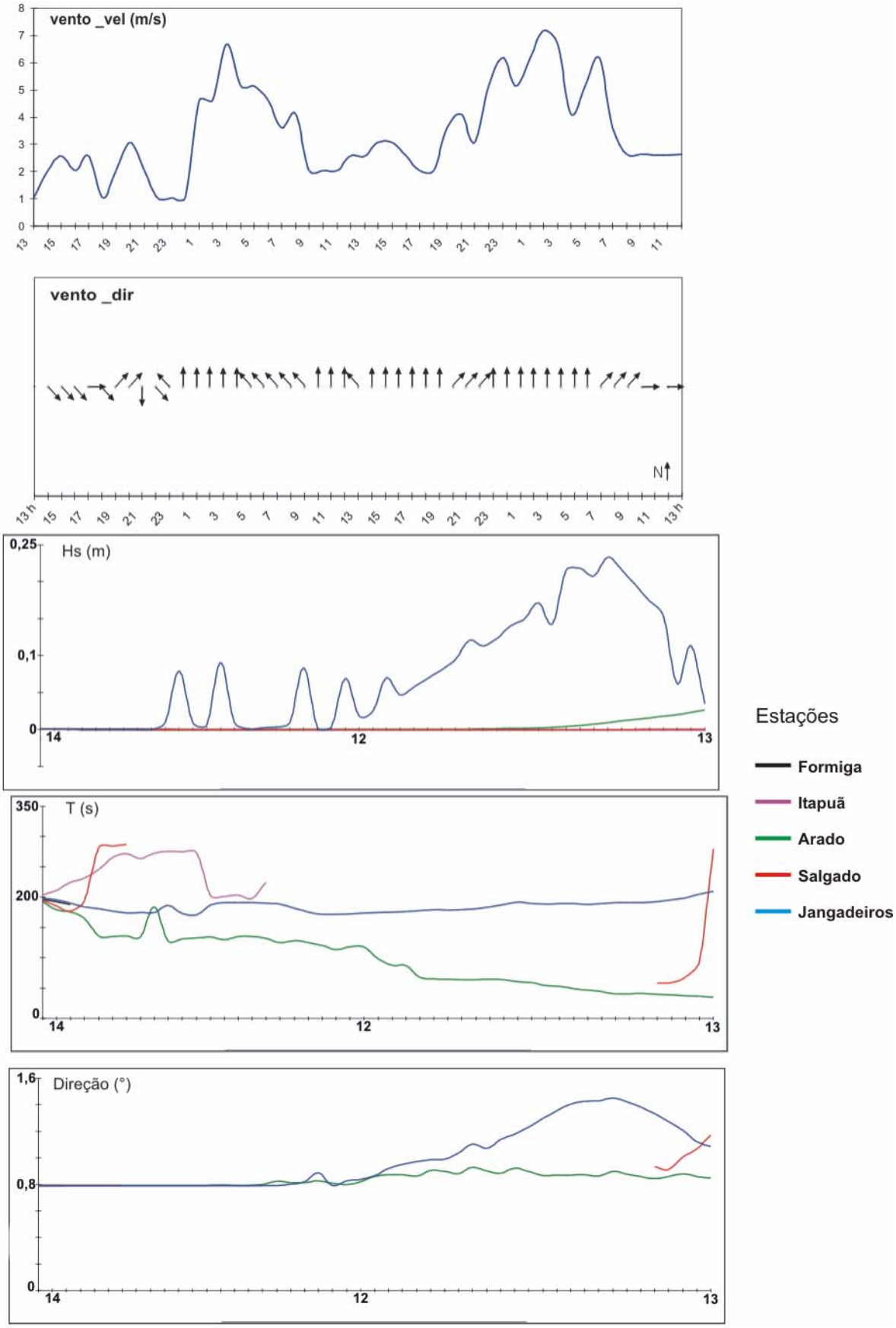


Figura 53. Resultados obtidos para ventos e ondas entre as 13h do dia 3/07 e 13h do dia 5/07 de 2005, quando do fundeio do equipamento utilizado para a validação do modelo SWAN no Lago Guaíba.

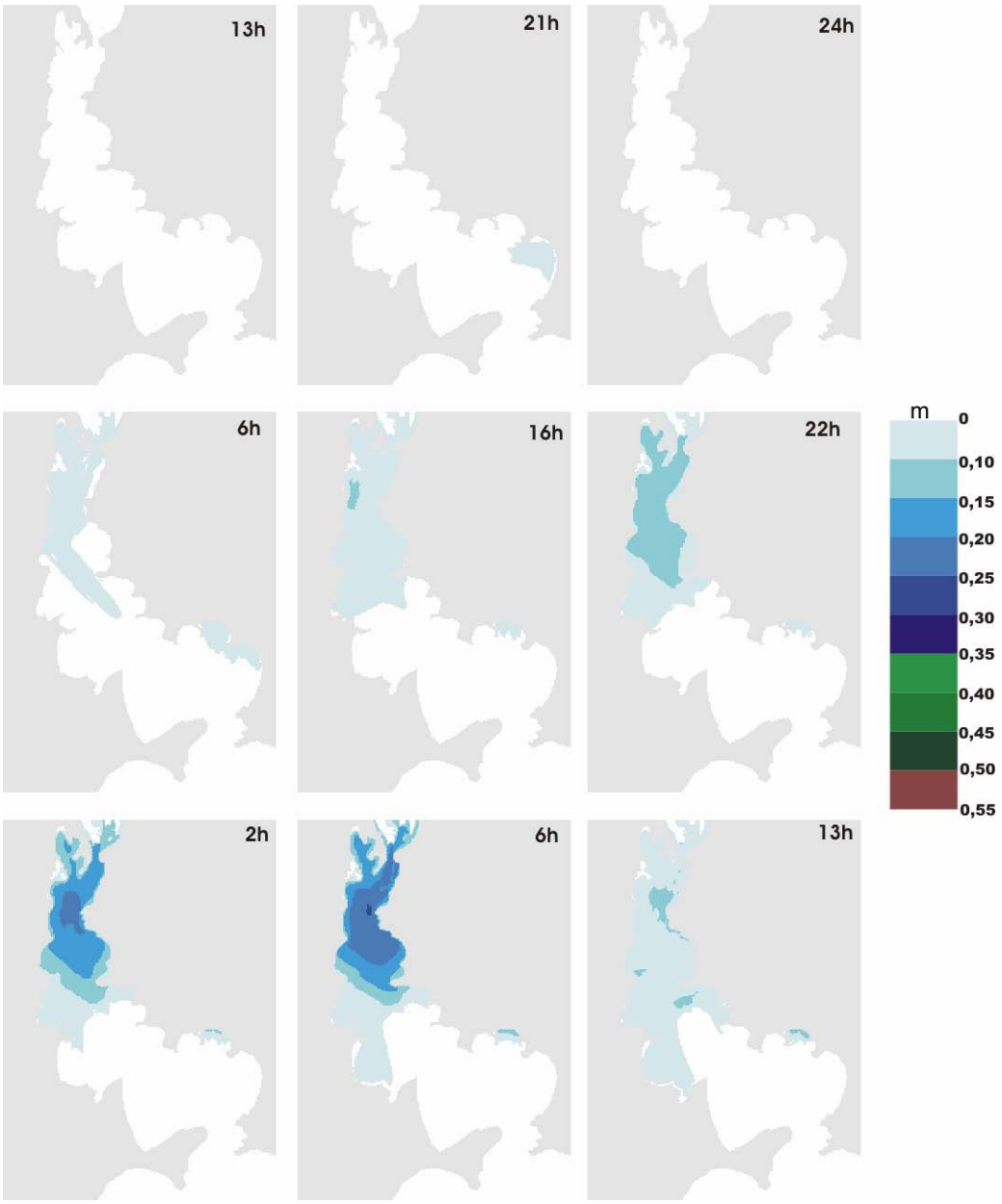


Figura 54. Evolução da ondulação entre os dias 3 e 5 de julho de 2005 (quando do fundeio do medidor FSI) referente à altura significativa (**Hs**) no tempo e espaço. As imagens representam momentos de variação significativa na distribuição espacial da mesma.

Conforme já discutido neste trabalho, os meses do inverno são os que apresentam tendência a ventos com menores intensidades e maior variação na direção de proveniência. Tal cenário não é favorável à presença de ondas relativamente altas no Lago Guaíba. Foi neste contexto que o FSI ficou submerso durante 48 dias entre junho e agosto de 2005 e por essa razão, poucos foram os períodos em que a ondulação atingiu os 0,10 m, sendo que mesmo no período analisado (dias 3 a 5 de julho, os de maiores valores de Hs em toda a série), a ondulação não se propagou por todo o lago.

Os ventos variaram sua velocidade entre 1 e 7 m/s, com picos às 4h do dia 4 e entre as 2 e 4h do dia 5. A direção de proveniência variou consideravelmente até as 0h do dia 4, quando apresentou predominância de ventos de S intercalado por SE e W.

A presença de ondulação apenas foi registrada na estação Jangadeiros com ondas superiores a 0,20 m a partir das 3 horas do dia 5. Também foram observadas ondas em períodos subseqüentes aos picos de vento, como entre as 22 e 24 h do dia 3 e entre a 1 e 3h do dia 4. A direção da ondulação foi preferencialmente do quadrante S.

A estação Arado foi palco da propagação de ondas pequenas, principalmente a partir das 3h do dia 5, com direções distintas da Estação Jangadeiros. Os valores de período atingiram 1,4s, coincidindo seus picos com os de maior altura significativa das ondas, que foram registrados entre as 6 e 7 h do dia 5 em frente à Ponta do Dionísio. Nas regiões do Guaíba onde não houve incidência de ondas (neste caso a porção sul, conforme a figura 54) observam-se a indicação de ondas com as mais diversas direções, indicando uma condição de agitação da superfície da água, caracterizando-se pela presença de ondas capilares, conforme a definição de Munk (1951 - *Apud* Carter, 1989).

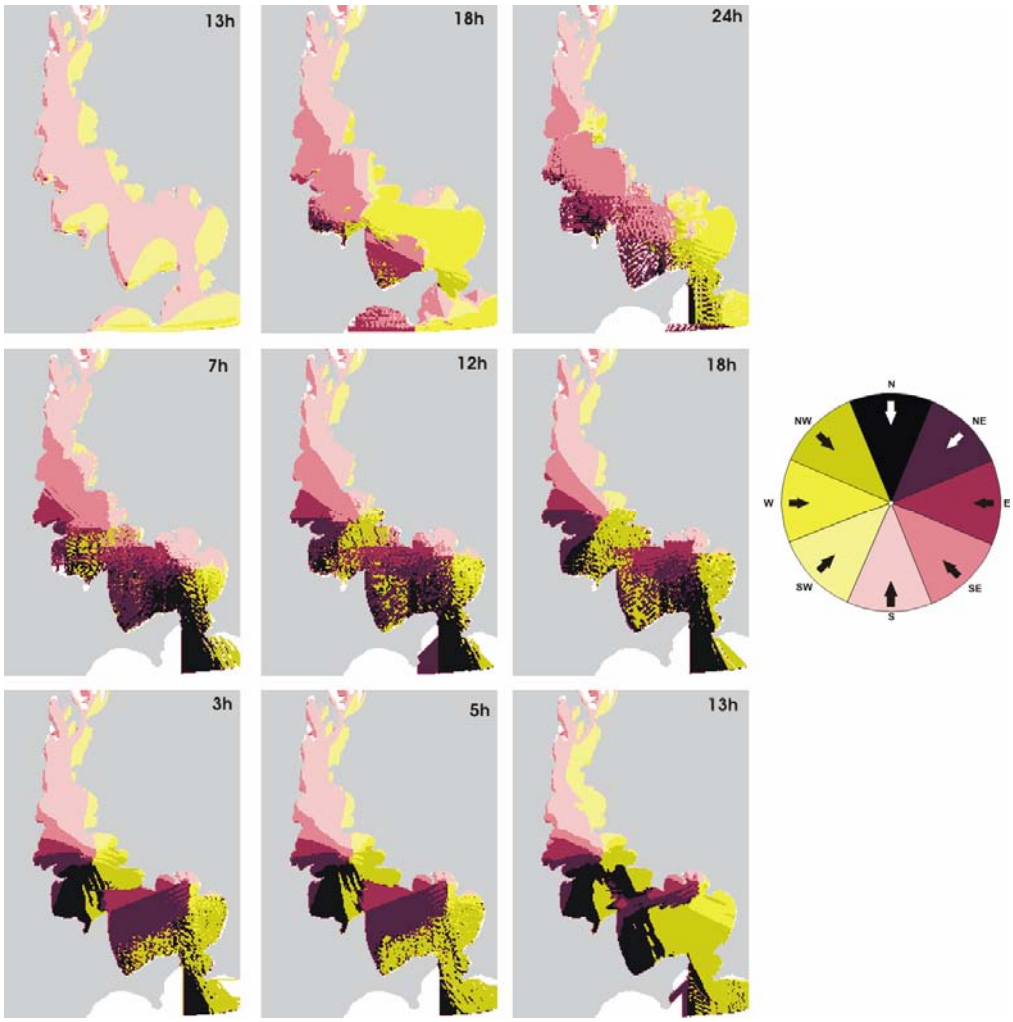


Figura 55. Evolução da **direção de propagação** da ondulação no tempo e espaço entre os dias 03 e 05 de julho de 2005. Percebe-se a grande variabilidade das direções das ondas na porção sul do lago, justamente onde não houve a presença de ondas de gravidade. Esta é uma característica de leve agitação da superfície da água, formada por ondas do tipo capilar.

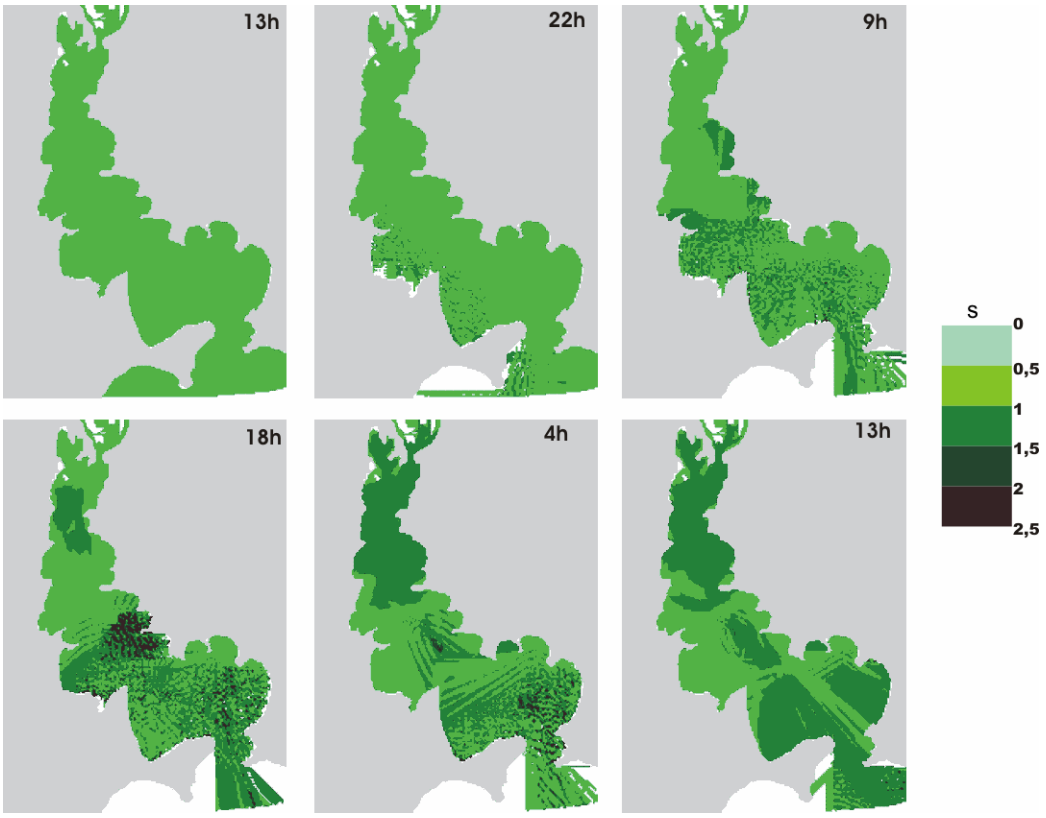


Figura 56. Evolução do **período** da ondulação (T) no tempo e espaço entre os dias 03 e 05 de julho de 2005. A variação dos valores do período na porção sul do Lago, mesmo que entre 0,5 e 1 segundo, indicam leve agitação da superfície da água, formada por ondas do tipo capilar.

2.7.6 Simulação com base em dados históricos.

As situações modeladas neste item têm como base as medições de velocidade de ventos extremas na região de Porto Alegre entre as décadas de 1910 e 1920. Embora reconheçamos que os recursos tecnológicos de então eram mais propensos a erros, os referidos dados foram coletados em estação oficial do Estado, mais especificamente na de Porto Alegre, única que possuía um anemógrafo (Coussirat de Araújo, 1930). Outros autores como Livi (1998) também utilizaram dados do início do século XX para análises de séries temporais sobre ventos. Na tabela 2 pode-se encontrar as máximas velocidades medidas entre os anos de 1914 e 1928.

Neste trabalho foram criadas algumas situações hipotéticas para testar o comportamento da ondulação no Lago Guaíba em situações extremas, variando a direção e mantendo a velocidade em uma linha constante, com ventos iniciando em 5 m/s, atingindo 27 m/s e voltando a soprar a uma velocidade entre 5 e 8 m/s. Ressalta-se o fato de que as condições de ventos extremos foram mantidas por 8 horas, sempre entre as 8h e 16h. Os gráficos das figuras a seguir ilustram os resultados obtidos.

Situação 1

Direção de proveniência dos ventos variável entre S e SW. Os resultados serão apresentados na forma de gráficos relativos aos ventos (velocidade e direção) e de ondas (altura significativa, período e direção) nas cinco estações de controle, conforme as figuras 57, 58, 59 e 60.

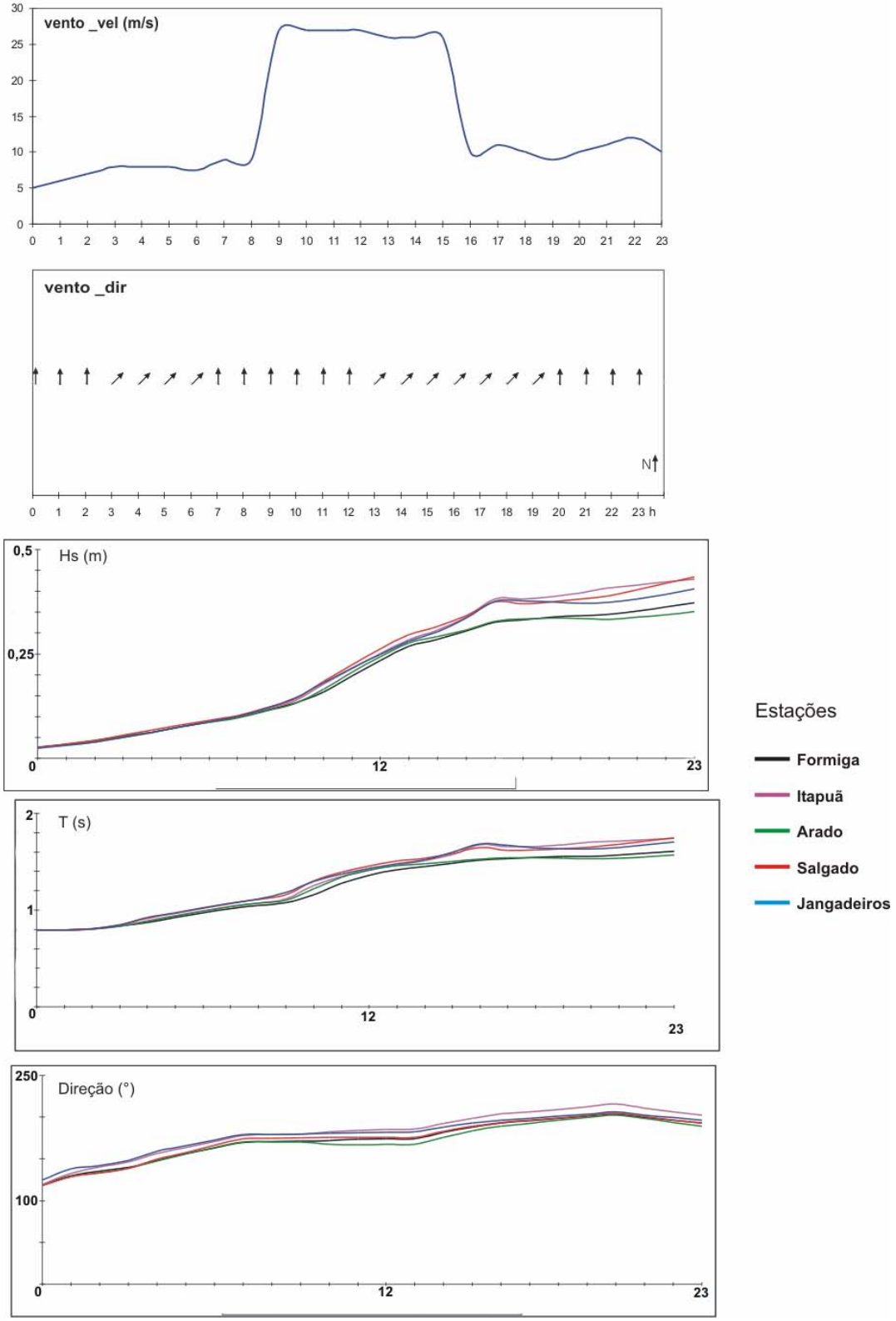


Figura 57. Resultados obtidos para ventos e ondas em uma simulação de situação extrema com direção de proveniência dos ventos variável entre S e SW.

A análise 58, 59 e 60 indica que a ondulação apresentou um rápido crescimento a partir das 9h, uma hora após o início dos ventos mais fortes e estabilizou em torno das 16h, quando do fim deste intervalo de alta intensidade. A partir de então, a ondulação continuou a crescer levemente, mesmo com o decréscimo do vento. Ressalta-se o fato de que mesmo com o incremento de ventos de até 27 m/s as ondas não ultrapassaram os 0,50 m, valor encontrado em frente à Ponta dos Coatis. Já a curva do período demonstra crescimento linear, com valores atingindo mais de 1,7s. A direção de propagação sofreu algumas variações ao longo do dia, migrando de 110/120 – 250/240, caracterizando um giro, em linhas gerais, de S para SW. As margens leste do Guaíba foram as primeiras áreas onde as ondas incidiram do quadrante SW, sendo que com o passar das horas, boa parte do lago (às 20h) estava sob este tipo de onda. A situação voltou à tendência anterior no final da noite, com a ondulação de S predominando.

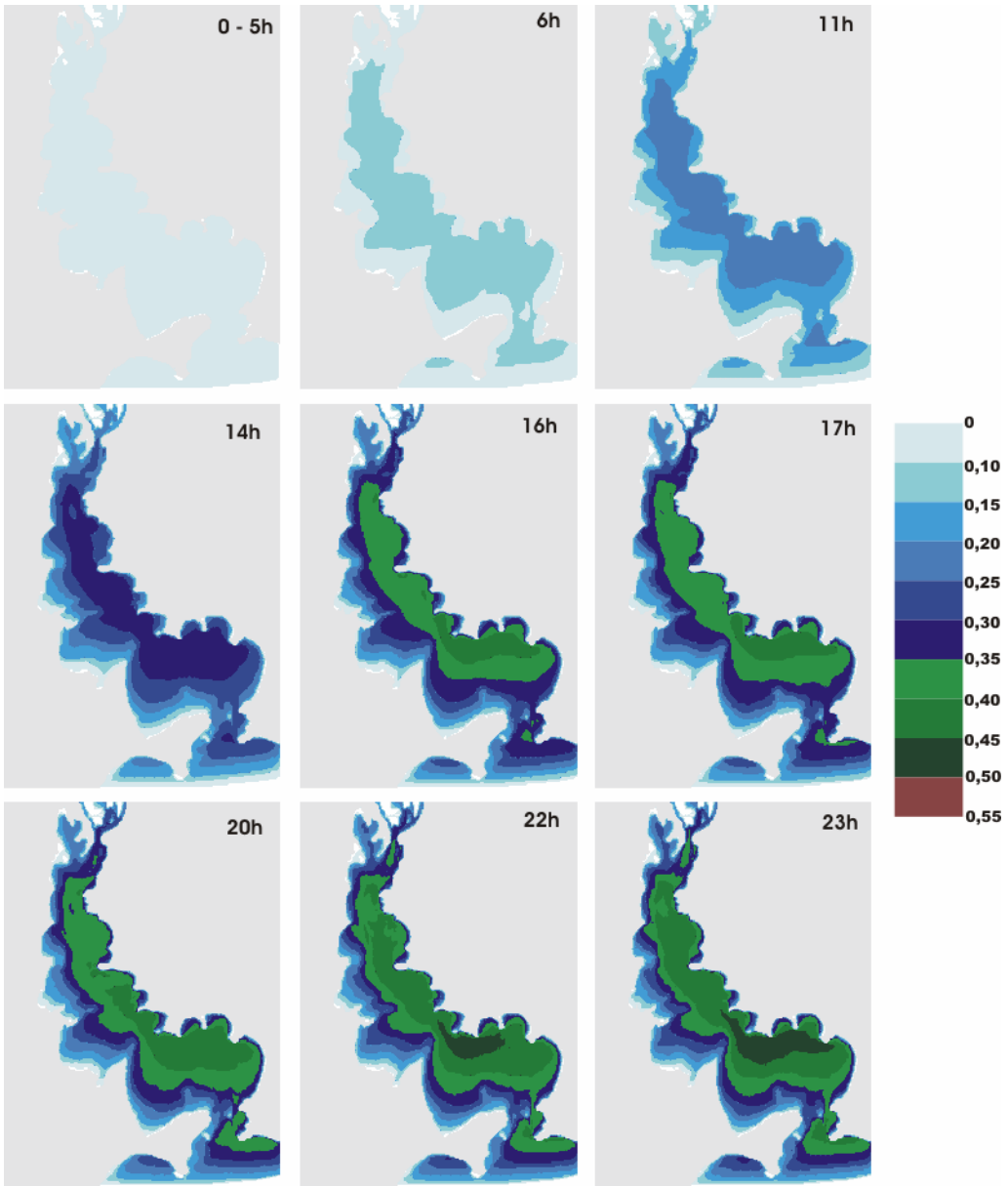


Figura 58. Evolução de **Hs** da ondulação em uma simulação de situação extrema com direção de proveniência dos ventos variável entre S e SW.

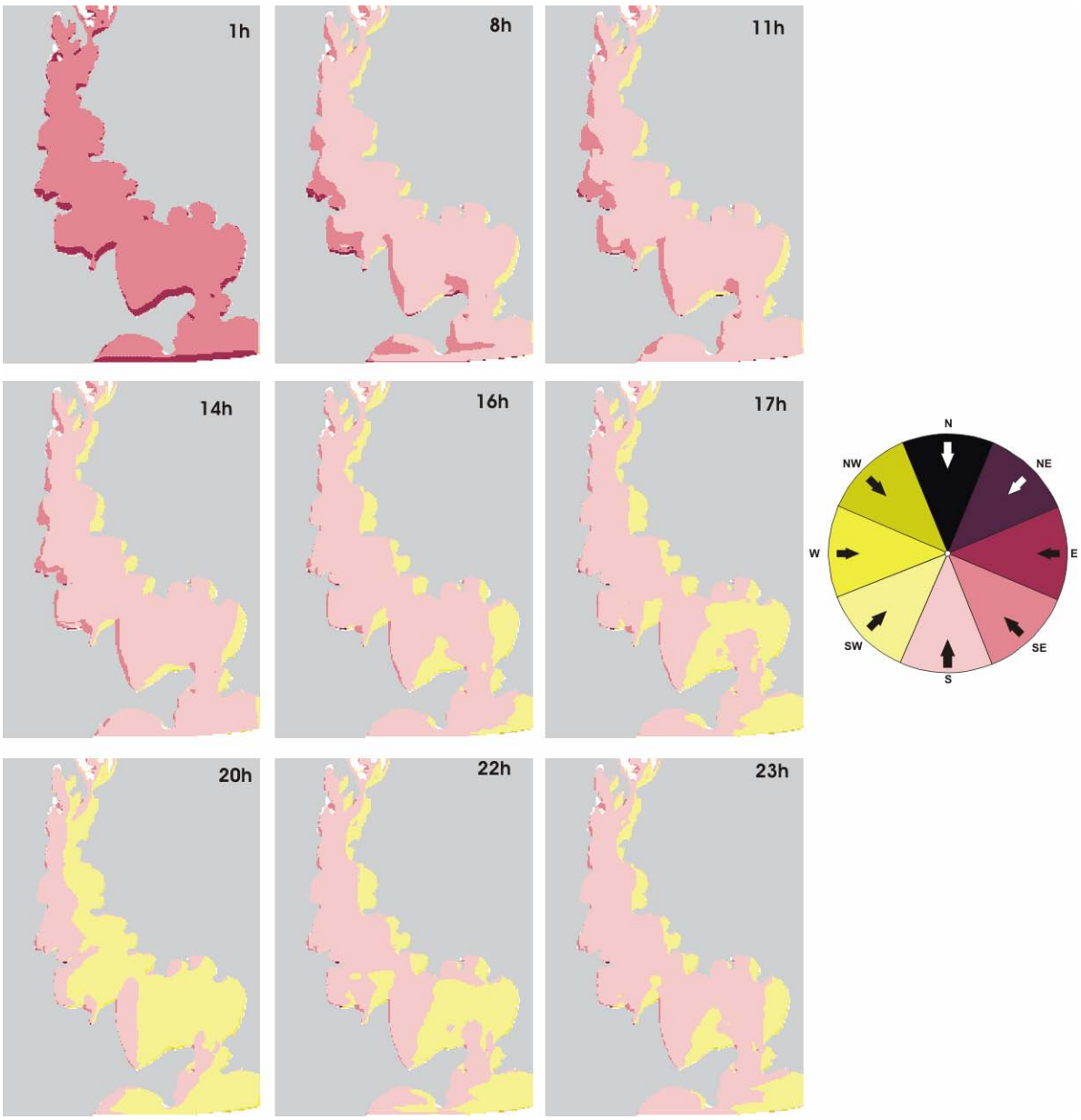


Figura 59. Evolução da **direção de propagação** da ondulação em uma simulação de situação extrema com direção de proveniência dos ventos variável entre S e SW.

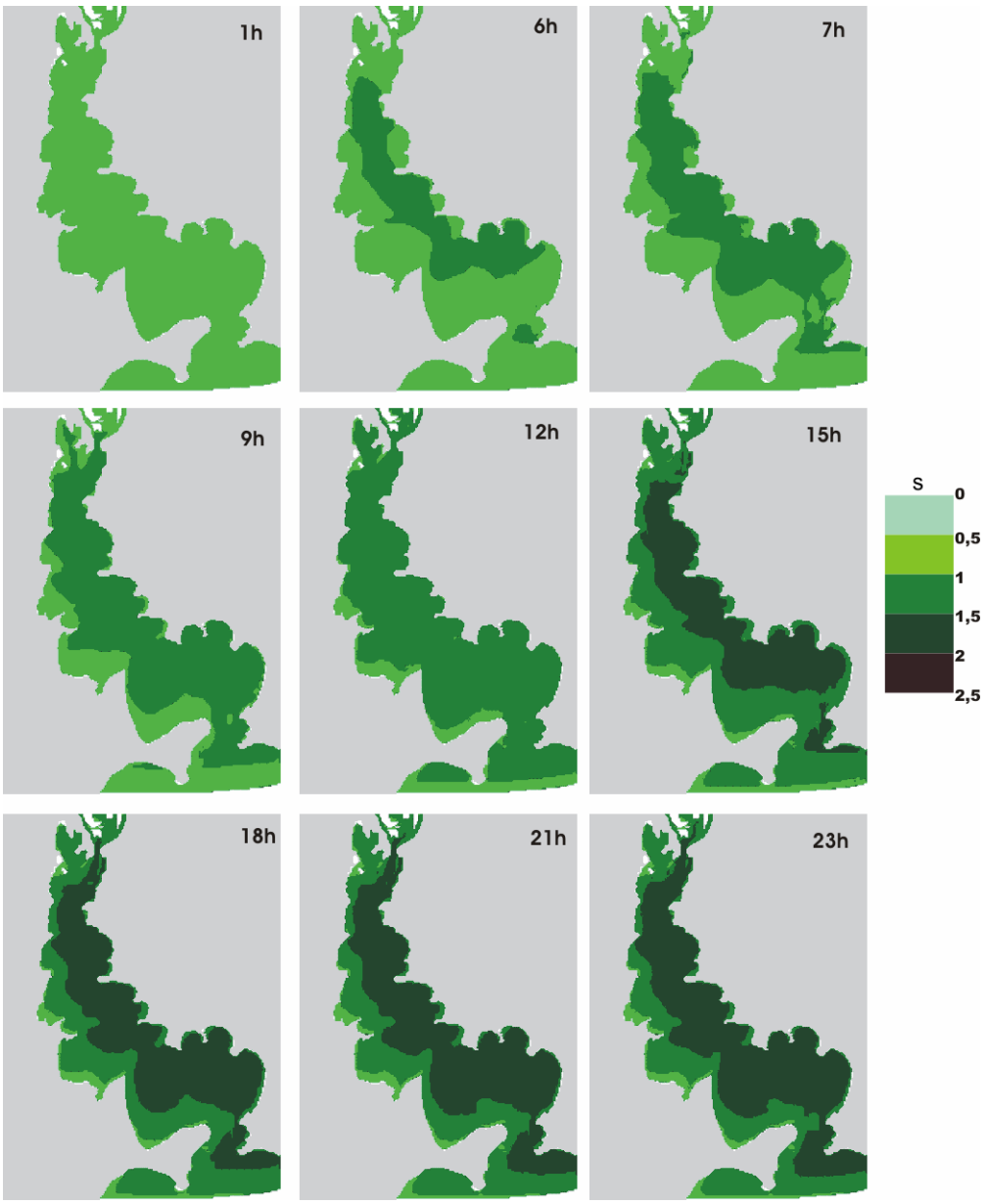


Figura 60. Evolução do **período** (T) da ondulação em uma simulação de situação extrema com direção de proveniência dos ventos variável entre S e SW.

As estações que apresentaram as maiores ondas foram Itapuã, Salgado e Jangadeiros. Em uma comparação entre as estações Itapuã com Salgado percebe-se que no final do dia e entre as 10 e 15h, as ondas são maiores nesta ultima estação. Este fato reflete a importância da direção dos ventos na geração de ondas no Lago, pois foi entre as 8 e 13h e 20 e 24h que o vento soprou de S, aumentando o *fetch* para a estação Salgado em relação à Itapuã.

Já os menores registros foram encontrados nas estações Formiga e Arado. No caso desta ultima, os ventos provenientes de S e SW não favorecem a geração e propagação de ondas, uma vez a pista de ventos é pequena quando ventos de SW e um esporão arenoso localizado a S desta estação faz com que as ondas percam energia ao se propagarem, reduzindo sua altura.

A estação Formiga, quando da ocorrência de ventos de SW, tem a Ponta da Formiga como barreira natural (Figura 61), reduzindo assim o *fetch*. Observa-se que nas horas finais do dia, as ondas em Formiga foram maiores que em Arado, em função da predominância do vento S.

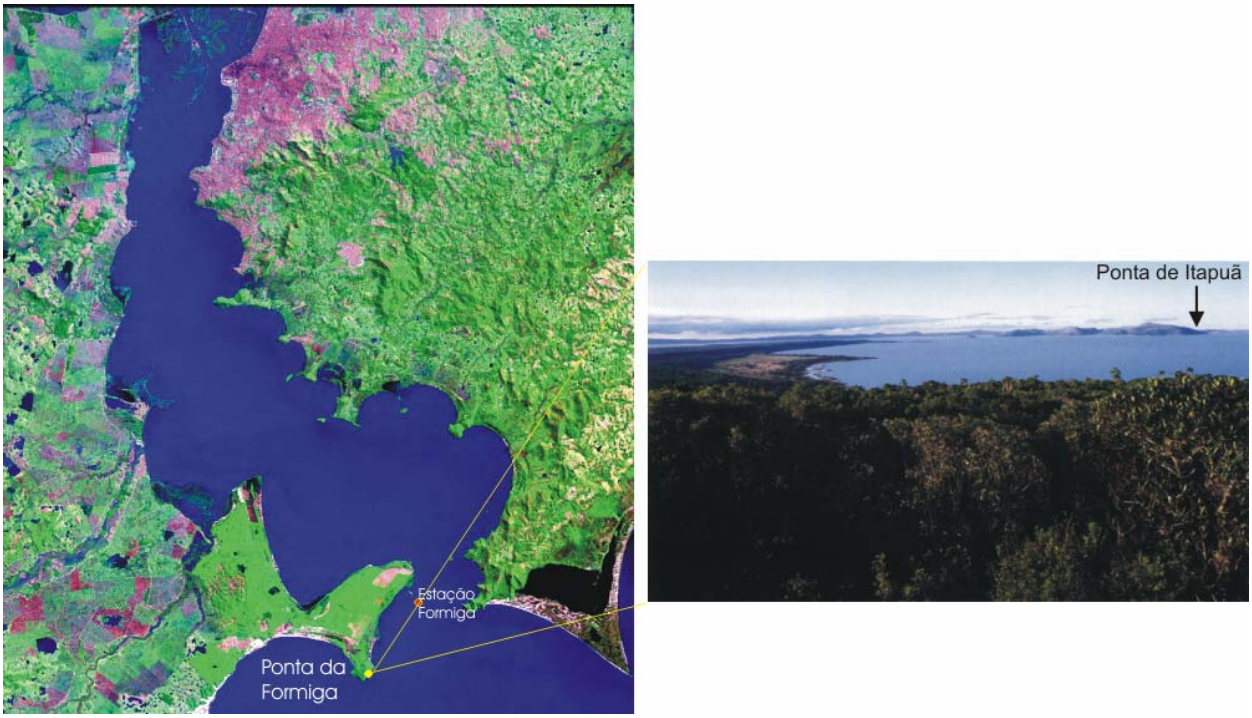


Figura 61. Ponta de Itapuã vista do Morro da Formiga. Foto de Backes, 2005.

Situação 2. Direção de proveniência dos ventos constante de SW. Os resultados serão apresentados na forma de gráficos relativos aos ventos (velocidade e direção) e de ondas (altura significativa, período e direção) nas cinco estações de controle, conforme as figuras 62, 63, 64 e 65.

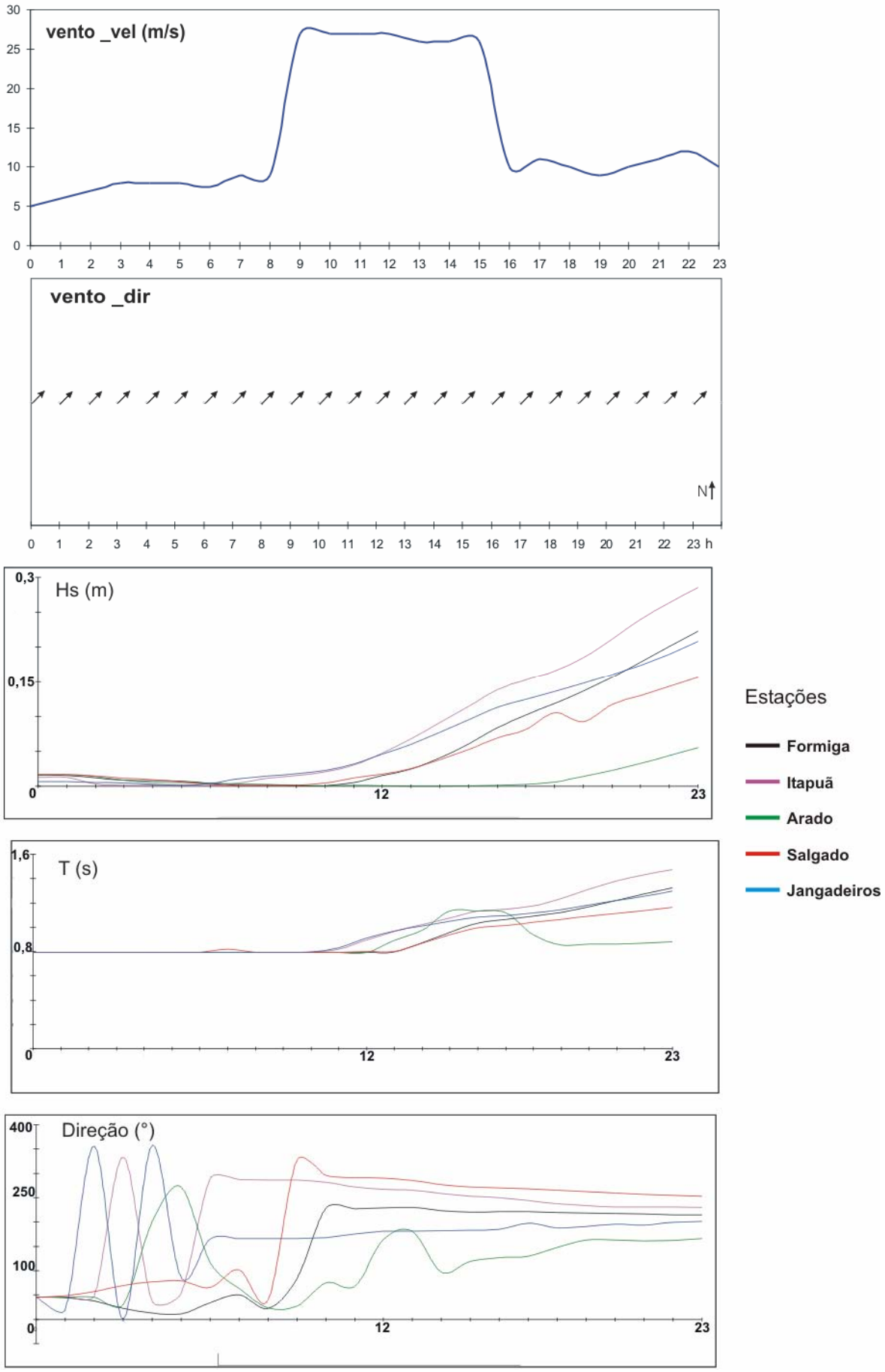


Figura 62. Resultados obtidos para ventos e ondas em uma simulação de situação extrema com direção de proveniência dos ventos constante em SW.

Nesta simulação a ondulação incidente começou a responder as variações na velocidade dos ventos somente entre as 6 e 7h, principalmente para as estações Itapuã e Jangadeiros (Fig. 62). Já entre as 10 e 11h as estações Salgado e Formiga apresentaram um crescimento um pouco mais acentuado das ondas. A estação Arado somente acusou a presença de ondas significativas após as 17h, quando da passagem dos ventos mais fortes. O crescimento das ondas se deu, de forma geral, de maneira muito lenta, com Hs de 0,10m apenas a partir das 14h (apenas nas estações Jangadeiros e Itapuã) e a partir das 16h para Fortaleza e Salgado. Na estação Arado a ondulação não atingiu os 0,06m.

As maiores ondas foram diagnosticadas em frente à Ponta do Gasômetro (Figura 63), na Praia de Itapuã e na Praia do Lami, atingindo aproximadamente 0,30 m, com direções preferenciais de SW e, secundariamente de W.

Os gráficos da direção de propagação (Fig. 64) indicam que até entre às 7h e 10h a situação era de leve agitação na superfície das águas, sem a definição de um espectro de ondas significativo. A partir das 11h, as ondas começaram a se propagar em direções distintas. Salgado e Itapuã apresentaram ondas propagando de NW para SE e, em menor escala, de W – E. Já em Fortaleza a propagação foi do quadrante S e, secundariamente, do quadrante SW.

As variações de período (Fig. 65) refletiram o crescimento da altura significativa, exceção feita à estação Arado, onde os valores de período decresceram após as 17h, uma vez que as ondas eram de tamanho insignificante.

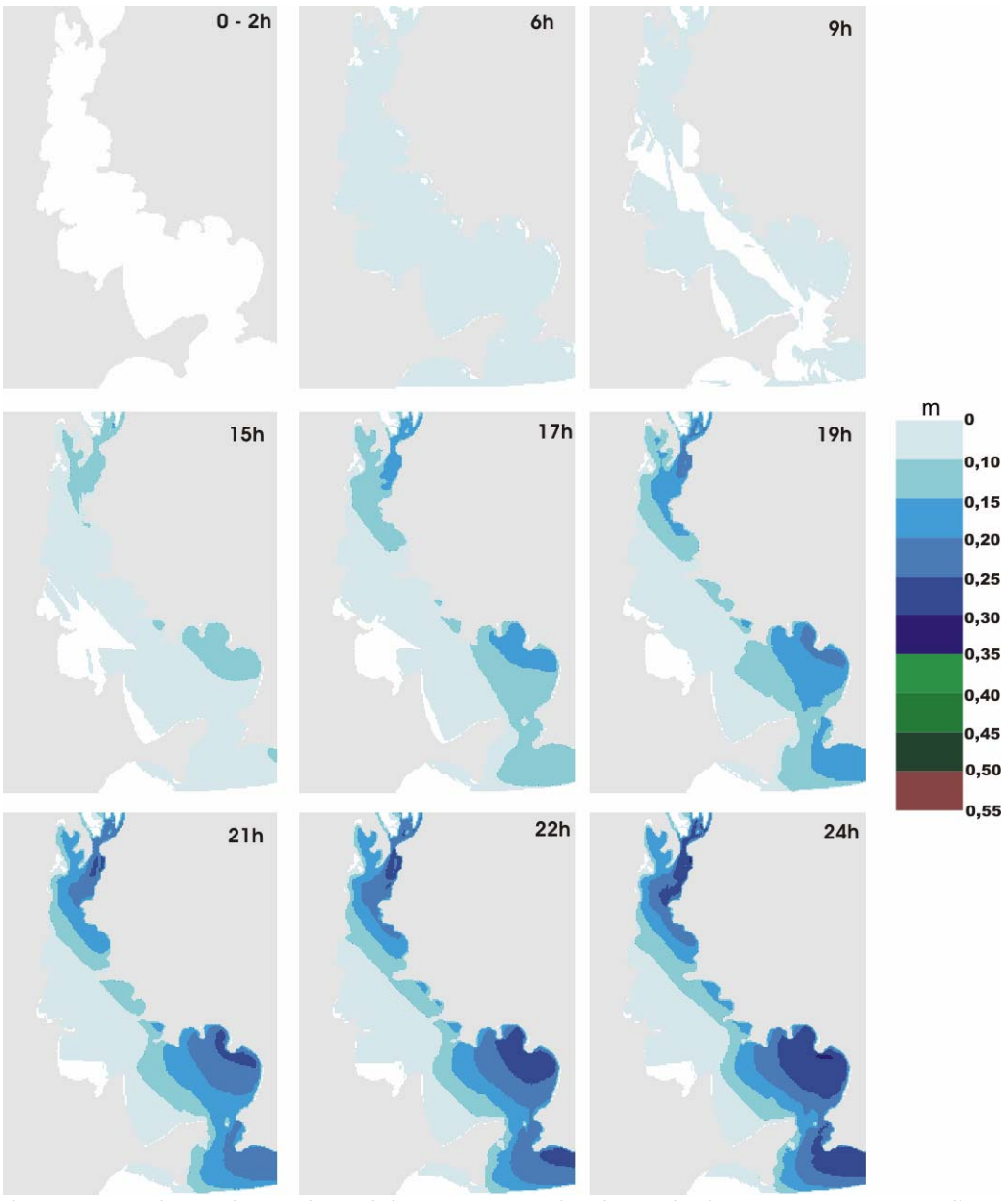


Figura 63. Evolução da **Hs** da ondulação em uma simulação de situação extrema com direção de proveniência dos ventos constante de SW.

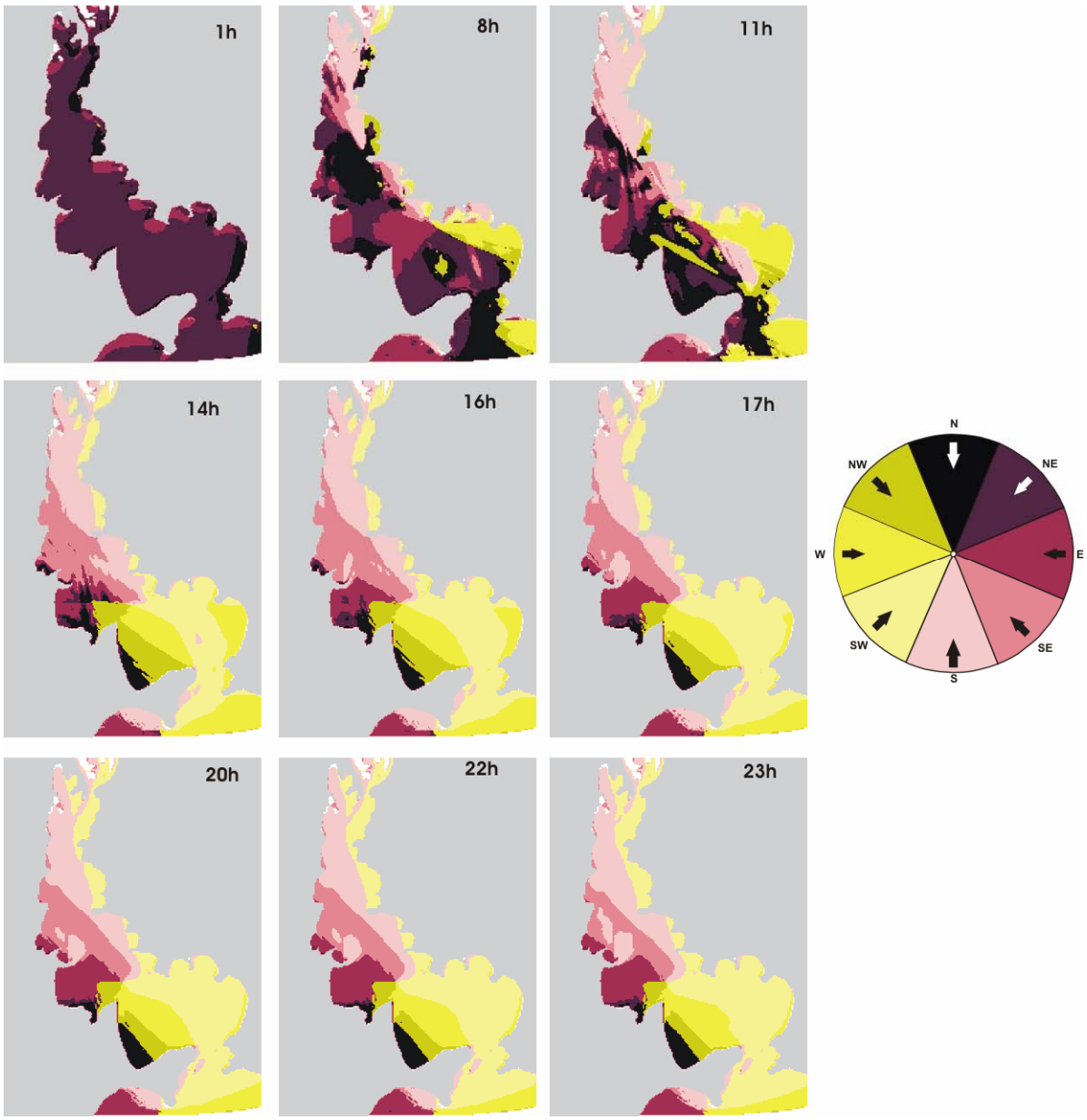


Figura 64. Evolução da **direção de propagação** da ondulação em uma simulação de situação extrema com direção de proveniência dos ventos constante de SW.

Figura 65. Evolução do **período** (T) da ondulação em uma simulação de situação extrema com direção de proveniência dos ventos constante de SW.

Situação 3. Direção de proveniência dos ventos constante de S. Os resultados serão apresentados na forma de gráficos relativos aos ventos (velocidade e direção) e de ondas (altura significativa, período e direção) nas cinco estações de controle, conforme as figuras 66, 67, 68 e 69.

Nesta situação, a ondulação começou a responder as variações na velocidade dos ventos a partir da 3ª hora, principalmente para as estações Itapuã e Jangadeiros. Já entre as 10 e 11h as estações Salgado e Formiga apresentaram um crescimento um pouco mais acentuado das ondas. A estação Arado somente acusou a presença de ondas significativas após as 17h, quando da passagem dos ventos mais fortes. O crescimento das ondas se deu, de forma geral, de maneira lenta, com Hs de 0,10m apenas a partir das 14h (apenas nas estações Jangadeiros e Itapuã) e a partir das 16h para Fortaleza e Salgado (Fig. 66). Na estação Arado a ondulação não atingiu os 0,06m.

As maiores ondas foram diagnosticadas entre as adjacências da Ponta dos Coatis e Ponta do Arado (Figura 67), atingindo aproximadamente 0,55 m, com direções preferenciais de S e SW em locais próximos as praias.

Os gráficos da direção de propagação indicam que até às 6h a situação era de leve agitação na superfície das águas, sem a definição de um espectro de ondas significativo. A partir deste horário as ondas apresentaram direção de propagação semelhante, sendo mais a S nas estações Itapuã e Jangadeiros, derivando para SE nas demais (Fig. 68).

Neste caso, também é possível observar o fenômeno de refração das ondas, quando da redução da cota batimétrica próximo às praias, sendo que na margem E a direção de propagação derivou para SW e na margem W para SE (Fig. 69).

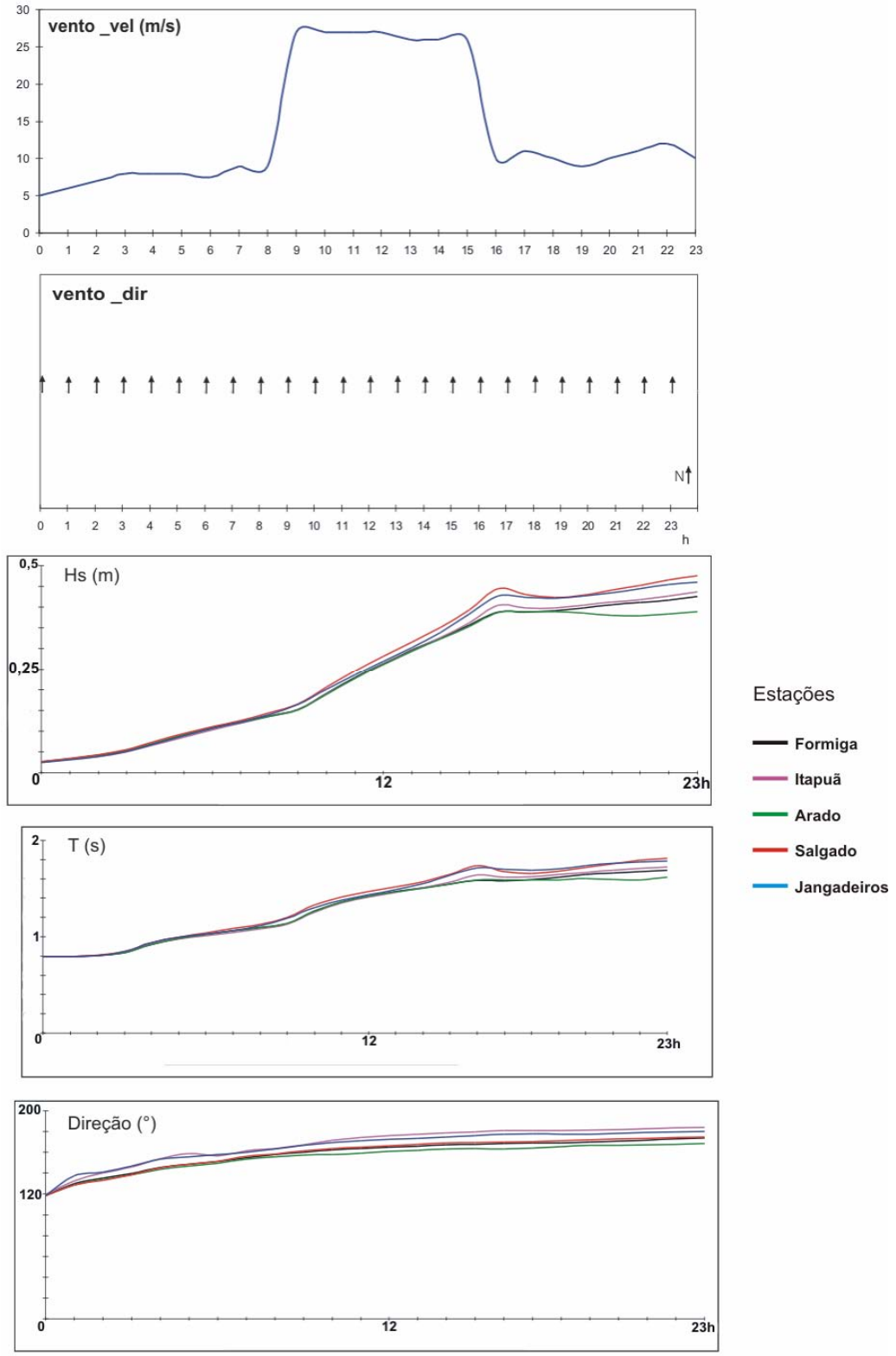


Figura 66. Resultados obtidos para ventos e ondas em uma simulação de situação extrema com direção de proveniência dos ventos constante em S.

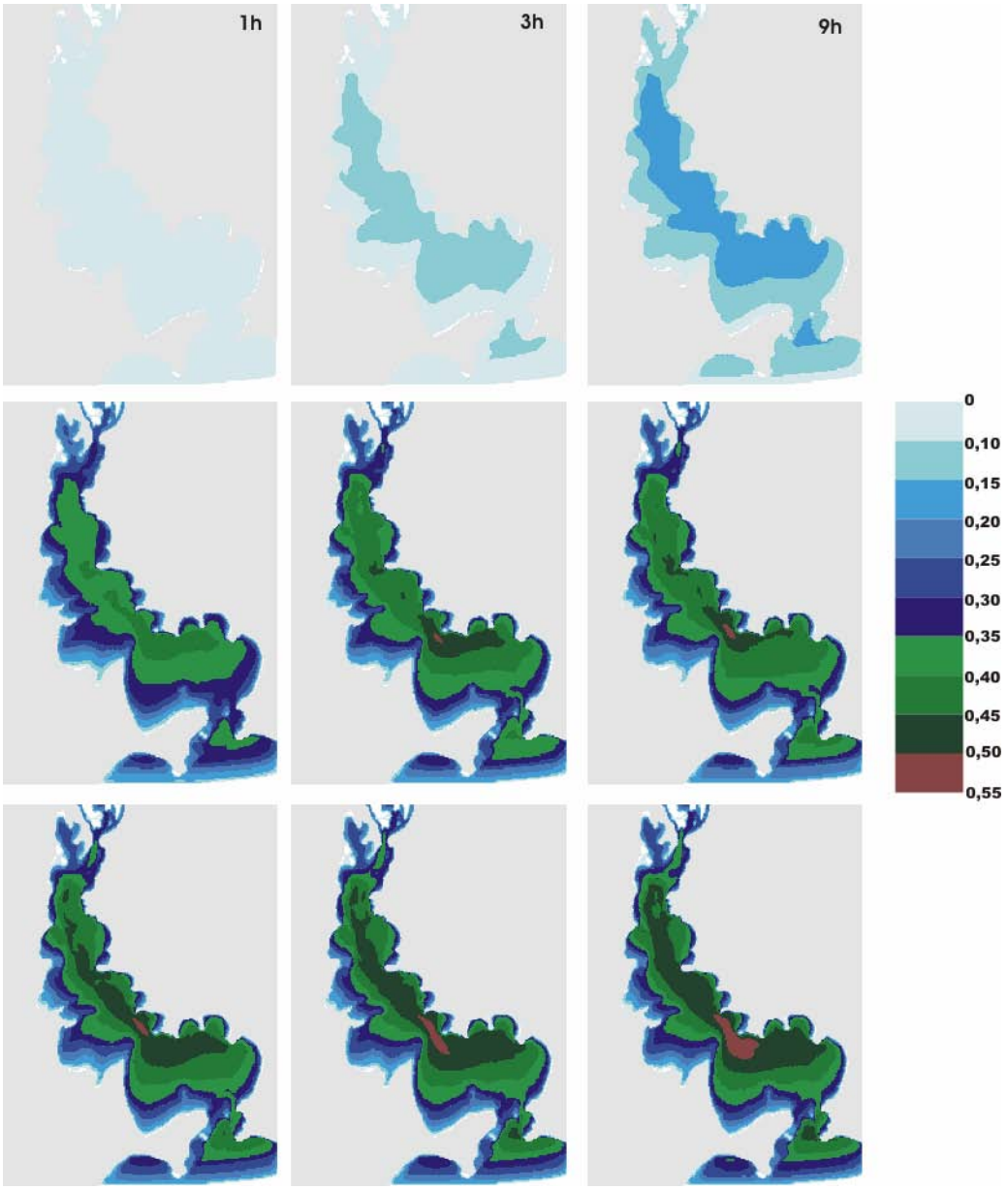


Figura 67. Evolução da **Hs** das ondas em uma simulação de situação extrema com direção de proveniência dos ventos constante de S.

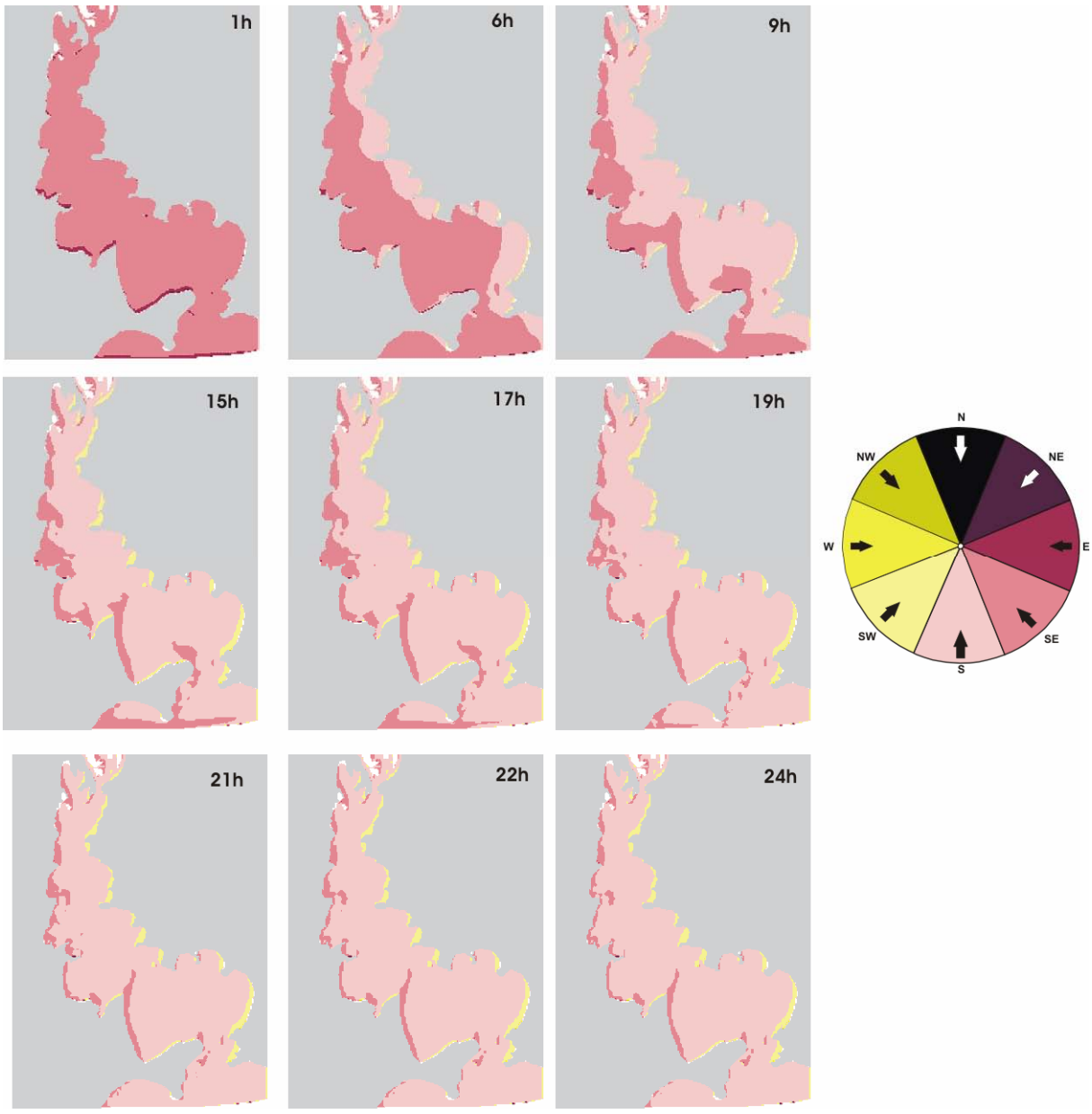


Figura 68. Evolução da **direção de propagação** da ondulação em uma simulação de situação extrema com direção de proveniência dos ventos constante de S.

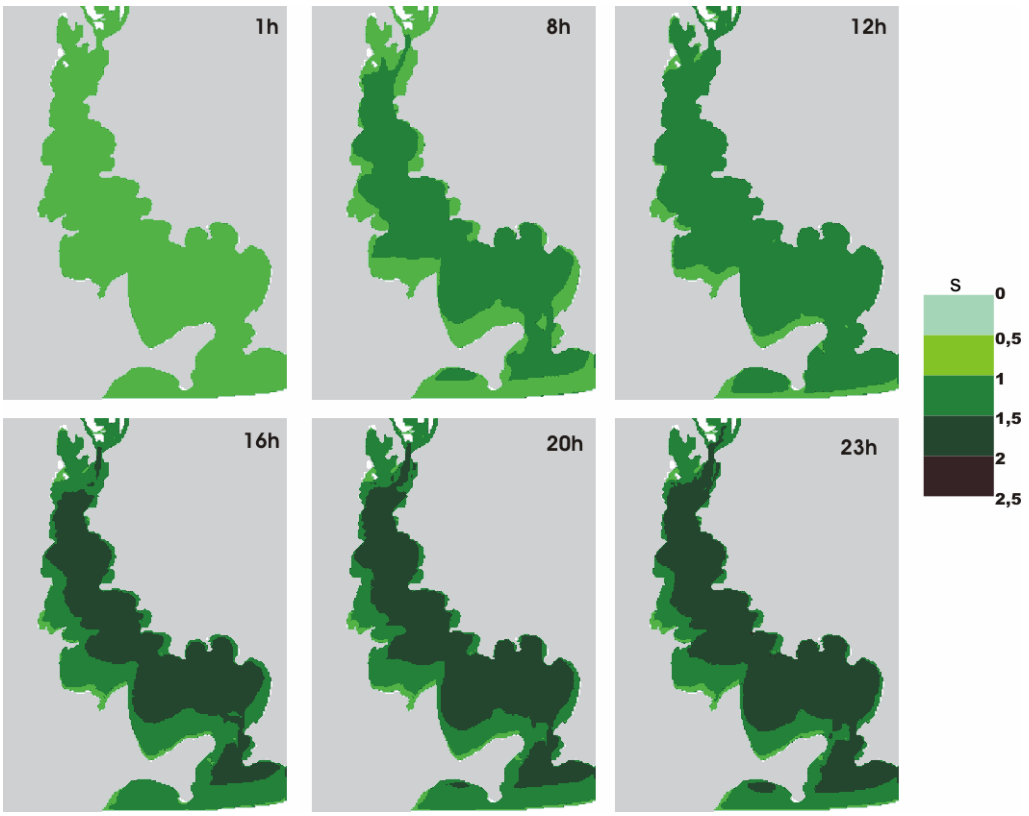


Figura 69. Evolução do **período** (T) da ondulação em uma simulação de situação extrema com direção de proveniência dos ventos constante de S.

Situação 4. Direção de proveniência dos ventos constante de SE. Os resultados serão apresentados na forma de gráficos relativos aos ventos (velocidade e direção) e de ondas (altura significativa, período e direção) nas cinco estações de controle, conforme as figuras 70, 71, 72 e 73.

Nesta configuração de incidência de ventos, a resposta da ondulação incidente as variações na velocidade dos ventos foi mais rápida, sendo que entre as 2 e 3h as ondas já atingiam aproximados 0,10m em todas as estações (Fig. 70). Já entre as 8 e 9h a estação Salgado apresentou um crescimento um pouco mais acentuado quanto ao parâmetro Hs, sendo que até o final do dia essa foi a estação com as maiores alturas de ondas (aproximadamente 0,50m). Interessante notar o comportamento da ondulação na estação Formiga, que foi a que mais acompanhou a variação da velocidade do vento. As 16h, esta estação apresentou pico de Hs próximo aos 0,45m, decaindo para 0,40m quando do decréscimo da velocidade do vento e retomando seu crescimento a partir das 20h, uma hora após um leve acréscimo da intensidade eólica. Este fato pode ser explicado pelo grau de exposição desta estação a este tipo de vento, que mesmo sem considerar as condições de contorno da Lagoa dos Patos, apresentou a segunda maior Hs do conjunto de dados. As estações Jangadeiros e Itapuã foram as que foram atingidas pelas menores ondas (0,30m), principalmente em função de

sua localização pouco propícia para geração de ondas quando da incidência de ventos originários do quadrante SE.

As maiores ondas foram diagnosticadas em frente a Ponta dos Coatis, embora esta tenha sido a simulação onde a incidência de ondas maiores que 0,50m tenha tido sua maior distribuição geográfica, atingindo tanto a desembocadura na Lagoa dos Patos quanto a região próxima ao canal de navegação em frente a Praia de Ipanema (Fig. 71).

Os gráficos da direção de propagação indicam uma predominância de ondas do quadrante SE, exceção feita aos locais próximos as praias, quando por ação da refração, a ondulação incidiu de S na margem leste e de E na margem oeste (Fig. 72).

O período de incidência das ondas atingiu seus maiores valores nas estações Salgado e Formiga, com valores próximos de 1,8 s. Cabe aqui ressaltar a importância deste parâmetro na distribuição da energia em um espectro de ondas, uma vez que a maior densidade de energia está também associada ao período da onda e não somente a onda de maior altura (Longuet-Higgins, 1975. *Apud* Carter, 1989).

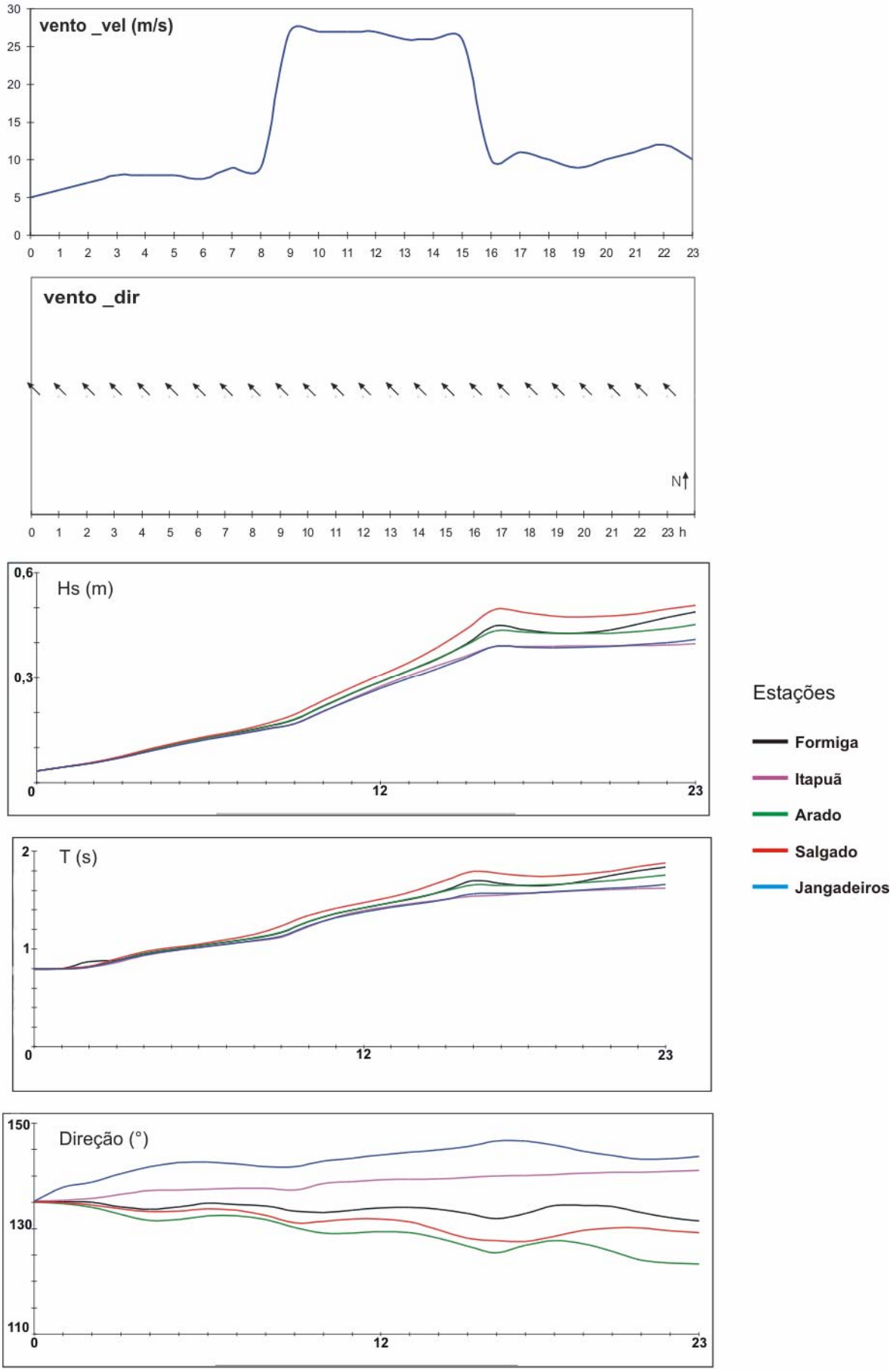


Figura 70. Resultados obtidos para ventos e ondas em uma simulação de situação extrema com direção de proveniência dos ventos constante em SE.

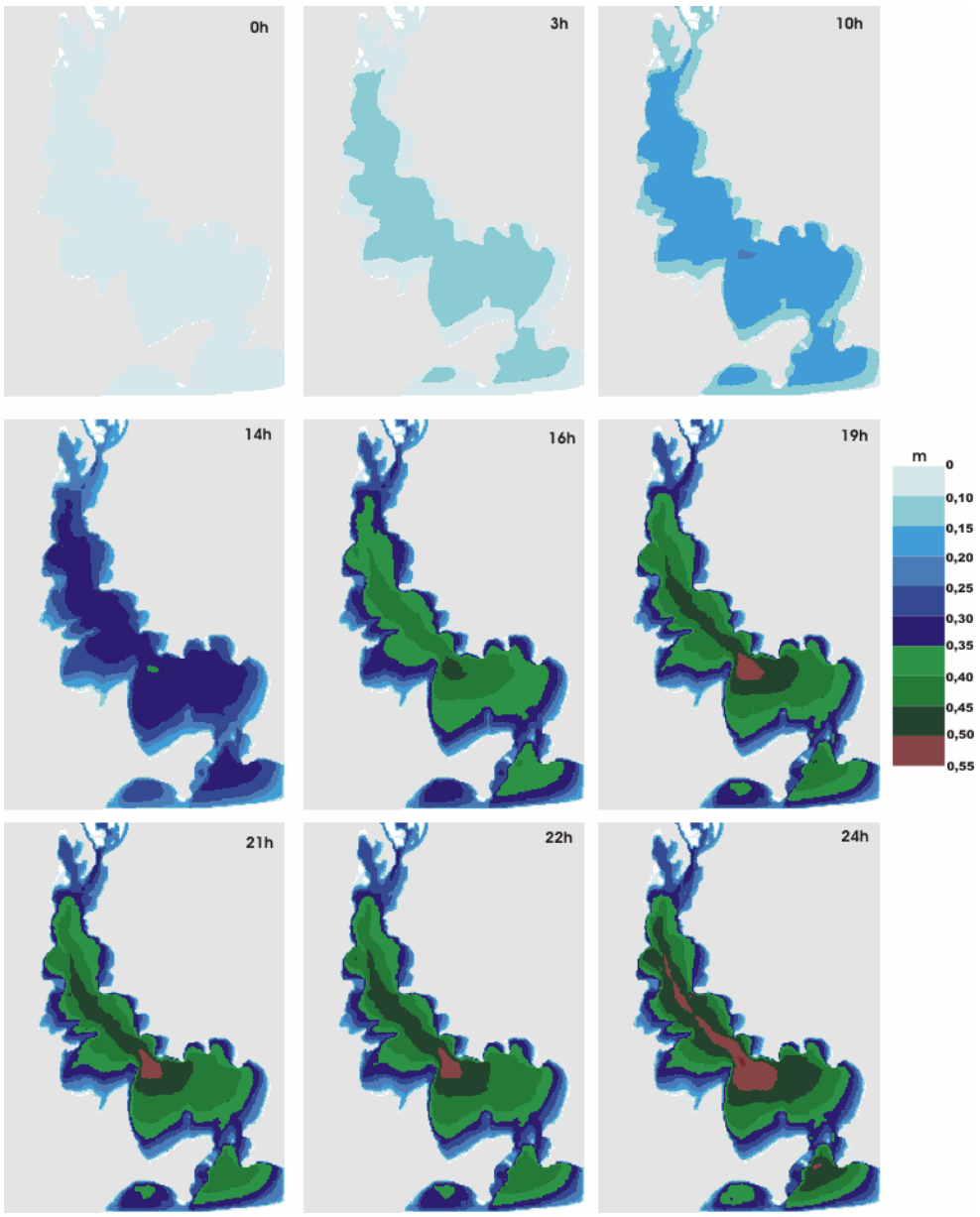


Figura 71. Evolução da **Hs** das ondas em uma simulação de situação extrema com direção de proveniência dos ventos constante de SE.

Figura 72. Evolução da **direção de propagação** da ondulação em uma simulação de situação extrema com direção de proveniência dos ventos constante de SE.

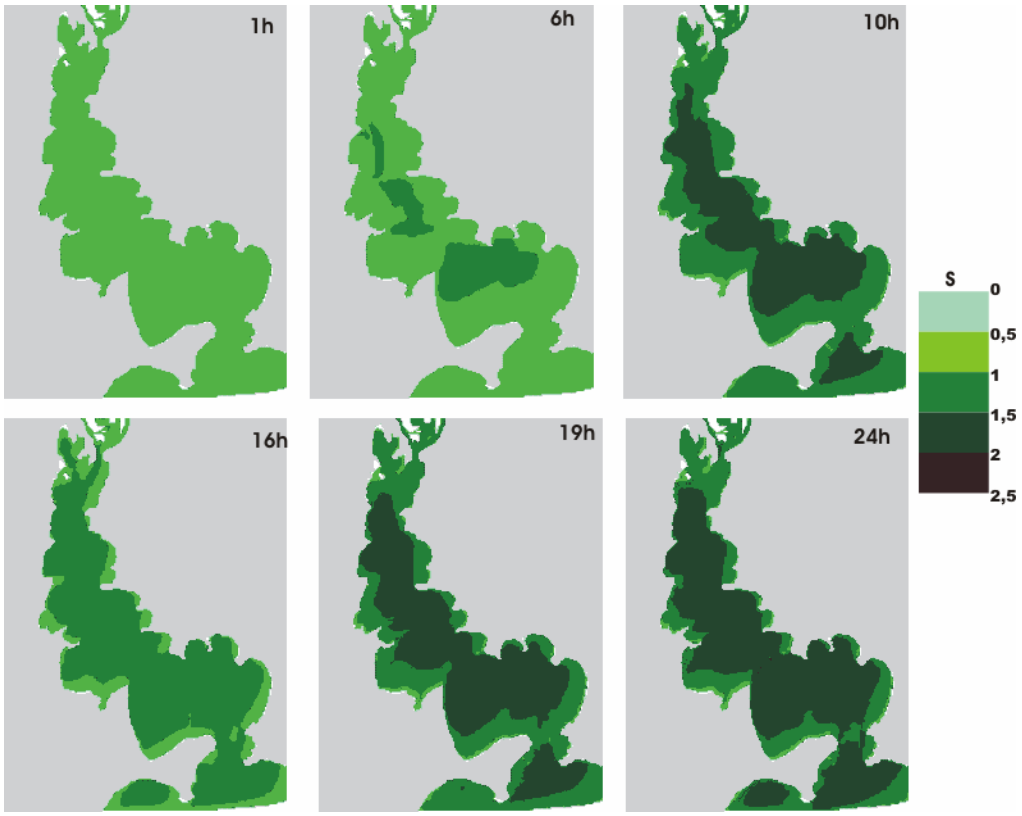


Figura 73. Evolução do **período** (T) da ondulação em uma simulação de situação extrema com direção de proveniência dos ventos constante de SE.

Situação 5. Direção de proveniência dos ventos constante de NW. Os resultados serão apresentados na forma de gráficos relativos aos ventos (velocidade e direção) e de ondas (altura significativa, período e direção) nas cinco estações de controle, conforme as figuras 74, 75, 76 e 77

Assim como na simulação anterior (situação 4), a resposta da ondulação incidente as variações na velocidade dos ventos foi rápida, sendo que entre as 2 e 3h as ondas já atingiam aproximados 0,10m em todas as estações, a exceção da estação Formiga, que apenas atingiu esse valor após as 5h. A estação Salgado foi atingida por ondas de maior altura significativa (aproximadamente 0,50m), seguida por Arado e Itapuã. A estação Formiga, além de responder mais lentamente ao vento incidente, foi a que registrou os menores valores de Hs, não atingindo 0,30m (Fig. 74).

Já a análise dos gráficos referentes ao período revelou o mesmo tipo de comportamento ao longo deste trabalho com um crescimento linear, mas menos acentuado que Hs. Faz-se aqui uma ressalva para a estação Salgado que apresentou, entre 6 e 7h, uma variação anômala do valor de Ts. Assim como nos demais casos analisados, os valores obtidos não atingiram os 2 s (Fig. 77).

A direção de propagação das ondas manteve-se praticamente constante do quadrante NW, menos nas adjacências das margens do lago, quando a refração fez com que as ondas incidissem de W na margem leste e de N na margem oeste. Entre as estações as direções de proveniência das ondas variaram em até 20 graus, tendendo mais a W nas estações Itapuã e Jangadeiros e mais a N nas demais (Fig. 76).

As maiores ondas foram diagnosticadas na desembocadura do Guaíba na Lagoa dos Patos (0,57m) e na região mais larga do lago, entre a Praia de Itapuã e sua margem oposta (0,56m), conforme pode ser observado na figura 75.

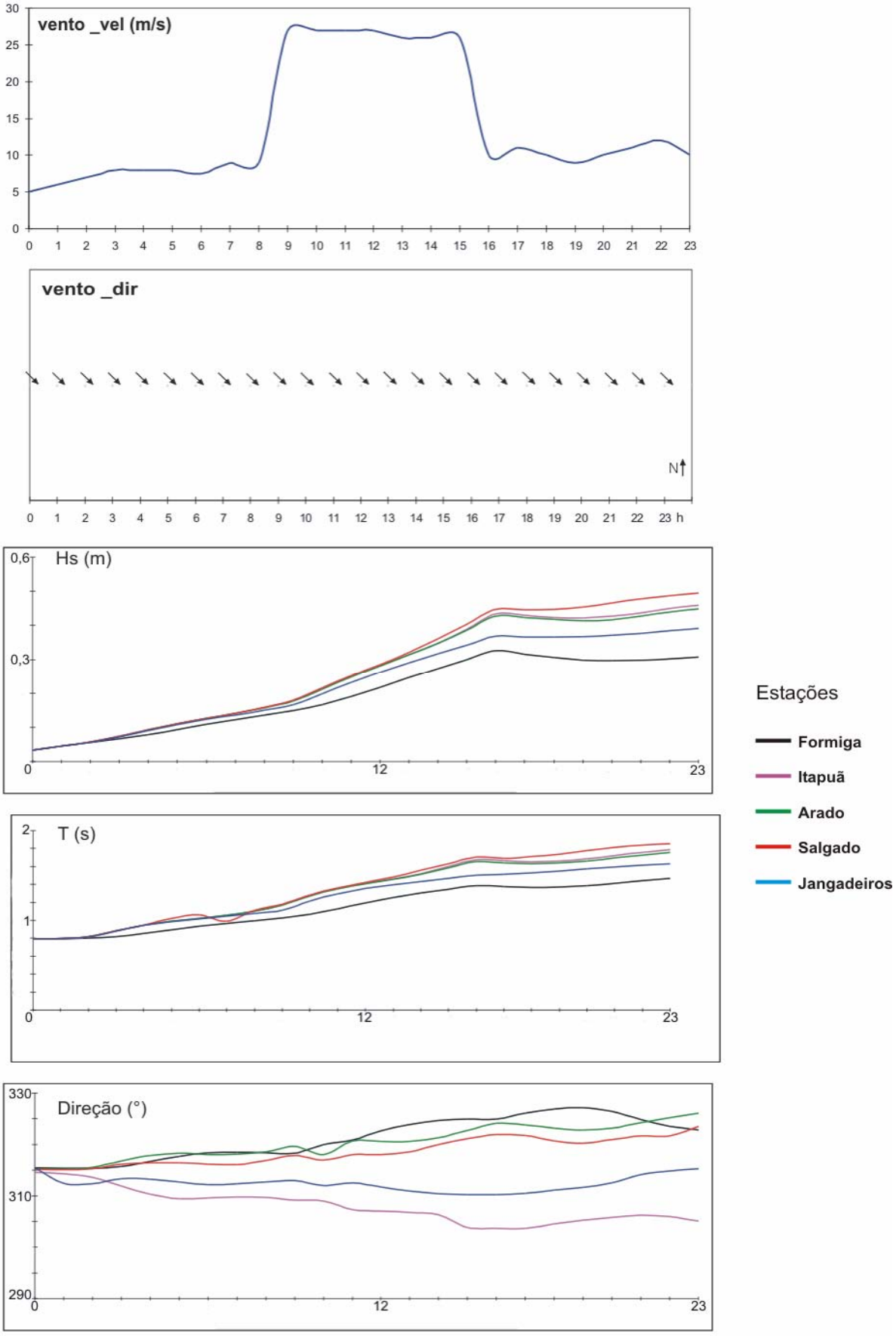


Figura 74. Resultados obtidos para ventos e ondas em uma simulação de situação extrema com direção de proveniência dos ventos constante em NW.

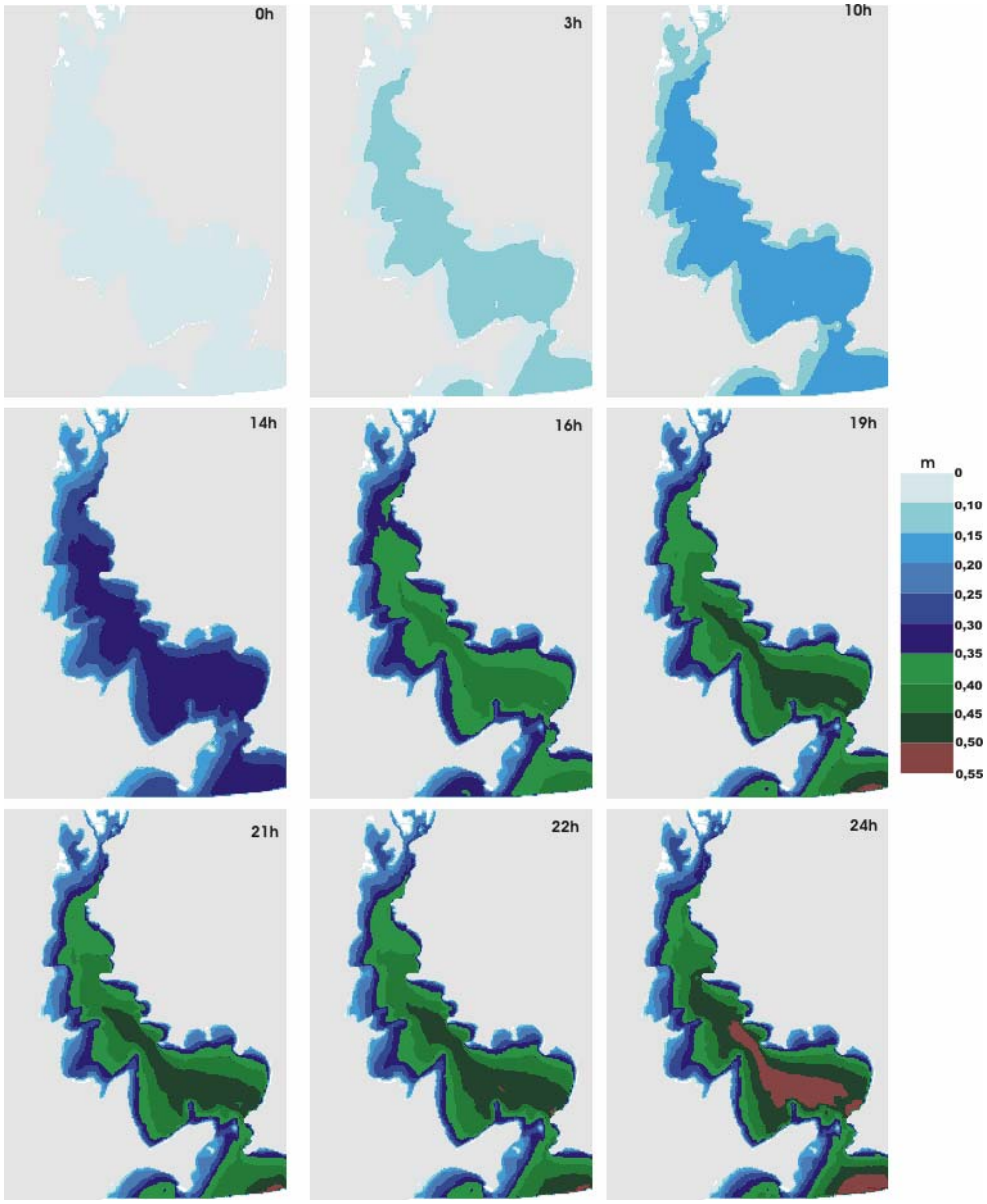


Figura 75. Evolução da **Hs** das ondas em uma simulação de situação extrema com direção de proveniência dos ventos constante de NW.

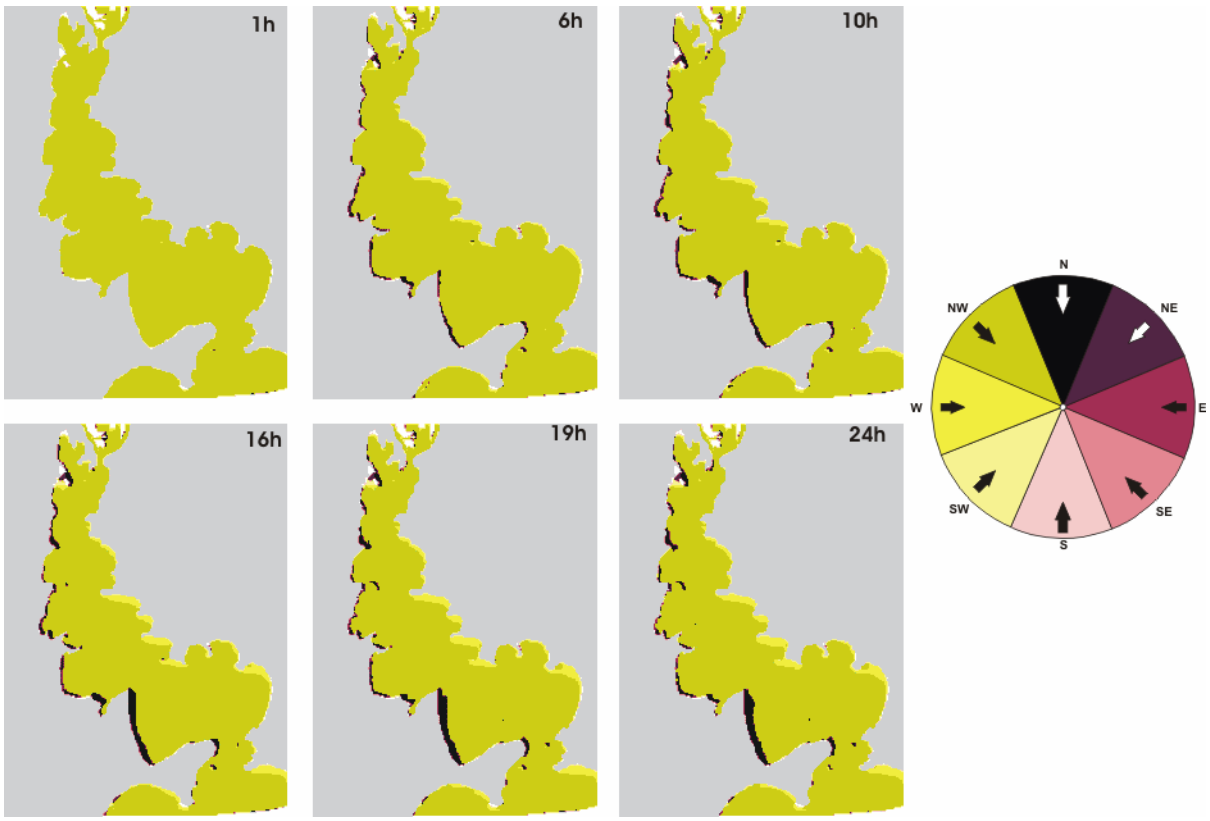


Figura 76. Evolução da **direção de propagação** da ondulação em uma simulação de situação extrema com direção de proveniência dos ventos constante de NW.

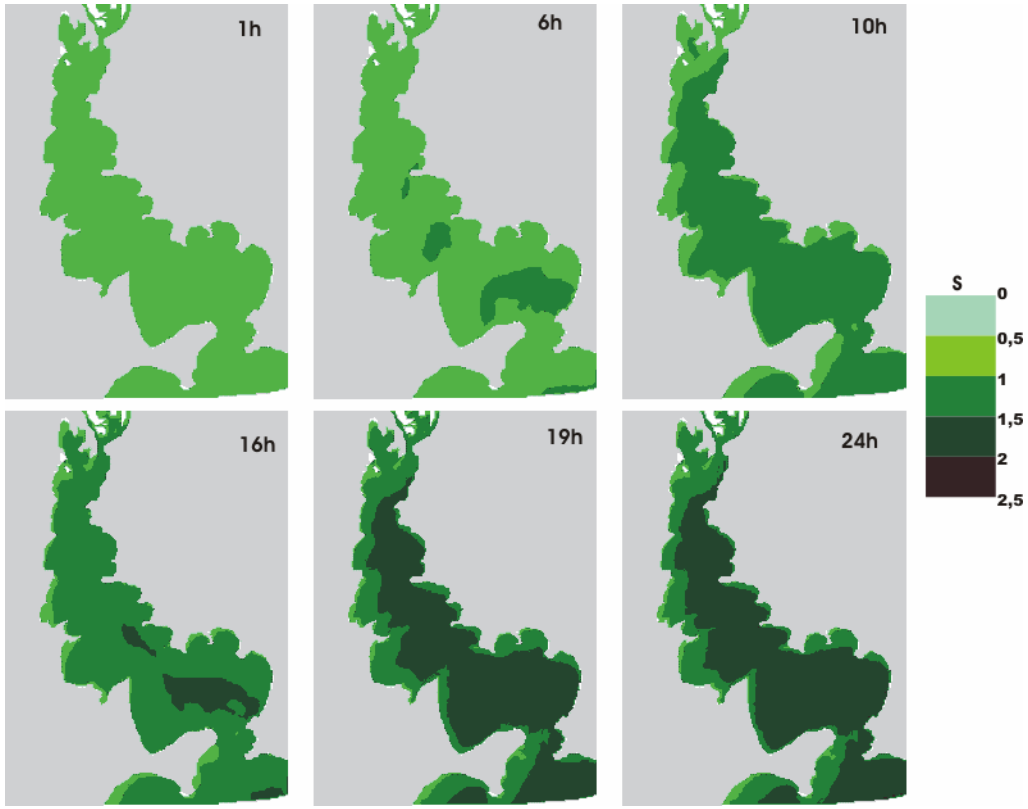


Figura 77. Evolução do **período** (T) da ondulação em uma simulação de situação extrema com direção de proveniência dos ventos constante de NW.

2.7.7 Análise

Em linhas gerais pode-se dizer que as ondas acompanharam os padrões de intensidade e direção do vento, atingindo os valores máximos aproximadamente entre 1 e 2 horas após os picos de velocidade dos mesmos. Nas situações onde os ventos sopraram com maior intensidade nas primeiras horas (23 e 24 de março e 26 e 27 de setembro) as ondas levaram entre 2 e 3 horas para atingirem 0,10 m, sendo que não necessariamente as direções eram constantes. Em situações com ventos soprando com menor intensidade este tempo foi de aproximadamente 3 a 4 horas (10 e 11 de julho e as simulações com base em dados históricos). As duas situações em que o tempo de resposta foi menor coincidiram com aquelas em que a intensidade do vento foi inferior a 4 m/s, caso do dia 12 de dezembro e também dos dias em que foi realizado o trabalho de campo.

O crescimento das ondas a partir deste limite (0,10 m) se mostrou mais acentuado, principalmente para ventos com velocidades acima de 7 m/s. Para as simulações com dados históricos, onde os ventos sopraram durante oito horas com velocidades acima de 25 m/s, o crescimento na altura das ondas não refletiu uma velocidade proporcional a esta intensidade, embora os valores de Hs tenham se mantido altos, mesmo com a diminuição de velocidade do vento de aproximadamente 16 m/s em apenas uma hora. Este panorama reflete uma condição de saturação do espectro de ondas, dadas às condições de profundidade e *fetch* do Lago Guaíba.

Além de velocidade e direção, outro fator que se mostrou relevante na geração e propagação de ondas de gravidade no Guaíba foi a regularidade dos ventos. Nas situações onde o vento soprou com pouca variação destes parâmetros (vel e dir), a tendência foi de crescimento mais rápido das ondas. Já no caso de 12 de dezembro, mesmo que os ventos tenham soprado a mais de 10 m/s, não houve registros significativos de ondas no lago.

As curvas dos gráficos referentes ao período (Ts) apresentaram comportamento semelhante à Hs, acompanhando as variações da velocidade do vento, embora de maneira menos incisiva. Os valores de Ts, quase sempre menores que 2 s, foram levemente subestimados pelo modelo, conforme discutido no capítulo 2.6, quando da apresentação da validação do SWAN.

Em relação à comparação entre as cinco estações, o principal fator que contribuiu para a obtenção dos resultados sobre o padrão de ondas no Guaíba (capítulo 2.7) foi a relação da localização das mesmas com o tamanho do *fetch,* pois algumas estações ficam parcialmente protegidas da ação de determinados ventos. Além disso, a presença de esporões arenosos que faz com que a onda incidente dissipe parte de sua energia, resultando em valores de Hs reduzidos, mesmo para situações de *fetch* significativo.

Outros dois fatores determinantes para a definição de padrões de comportamento das ondas são: a) A orientação do Lago Guaíba, que se desenvolve com alinhamento geral NW-SE, favorecendo a geração e propagação de ondas para determinados tipos de ventos. b) O processo de refração das ondas, caracterizado pela mudança da direção de propagação em função da redução da profundidade, o que causa um alinhamento da zona de rebentação de tal maneira que ela tende a ser paralela a linha de praia.

Também deve ser registrado o fenômeno de intensificação dos ventos no final da tarde, que foi observado, por exemplo, nos dias 26 e 27 de setembro de 1996, embora em escalas diferentes. Este fator favorece o aumento de Hs das ondas no início da noite, o que pode ser fundamental quando se trata de navegação noturna no lago.

A região adjacente a Ponta dos Coatis foi a que apresentou a incidência de ondas com maiores alturas, como por exemplo, no caso dos dias 26 e 27 de setembro, com 0,44 m. Nas situações hipotéticas com base em dados históricos, esta região também apresentou a incidência de ondas mais altas (> 0,50 m).

A configuração representada pelo dia 12 de dezembro não é propícia à geração de ondas no Guaíba, sendo que as mesmas apenas foram observadas após o aumento da intensidade do vento, mesmo assim com alturas inferiores a 0,10m. Os dados referentes à direção de propagação apresentaram-se de maneira caótica, com variações extremas em curtos intervalos de tempo. Já a curva do período mostrou-se constante, com valores abaixo de 0,8 s.

Tal panorama, considerado como a situação mais freqüente na região, configura uma leve agitação da superfície da água, caracterizando a ausência de ondas de gravidade em grande parte do lago.

2.7.8 Análise da simulação com base em dados históricos.

As situações modeladas neste item têm como base as medições de velocidade de ventos extremas na região de Porto Alegre entre as décadas de 1910 e 1920 (tabela 2), das quais derivaram as situações hipotéticas utilizadas neste trabalho (capítulo 2.7.6).

Para fins de análise comparativa os dados das simulações foram agrupados por estação, conforme as figuras 78, 79 e 80.

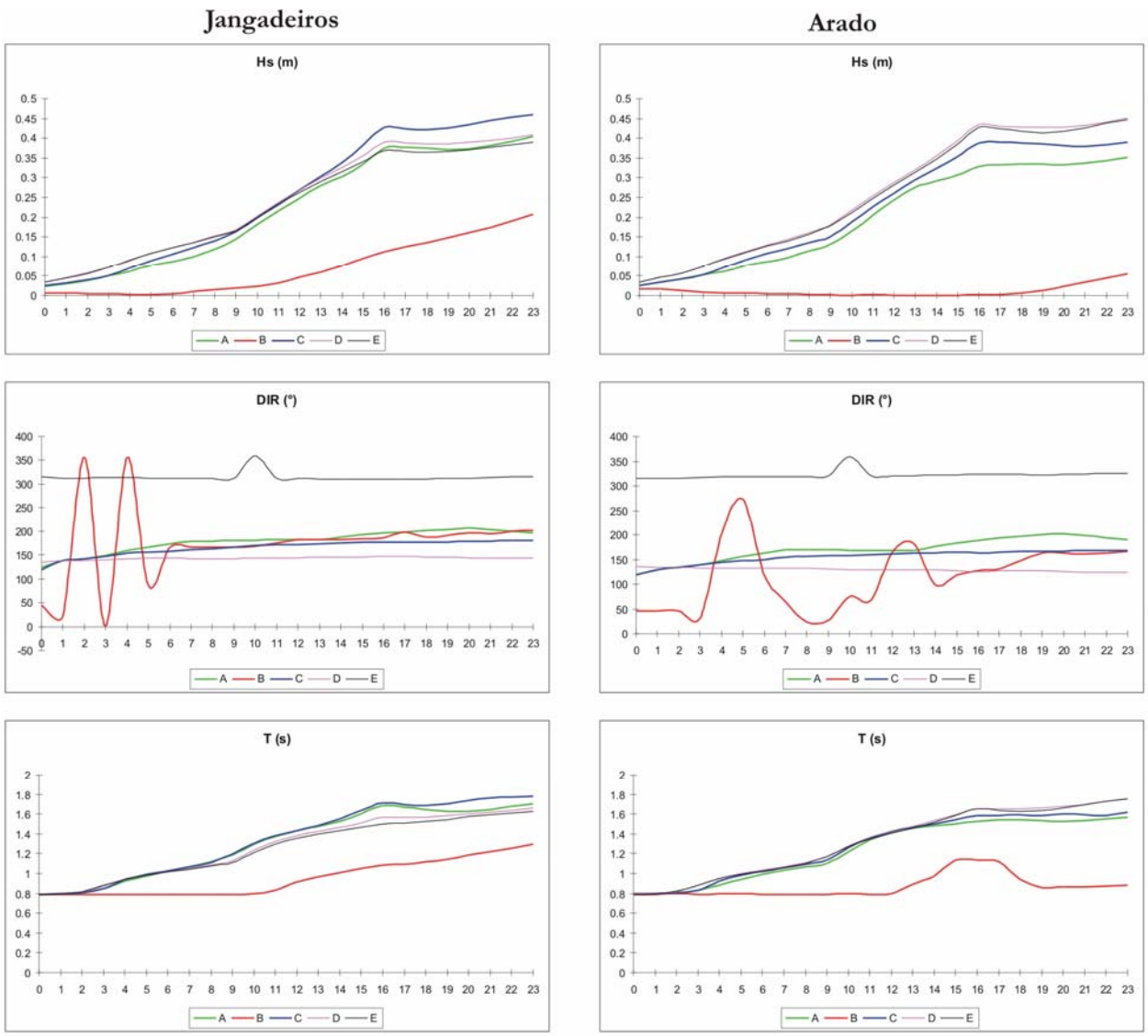


Figura 78. Comparação dos dados de Hs, direção e Ts nas estações Jangadeiros e Arado quando da modelagem de situações hipotéticas para as situações A (ventos variando entre S e SW), B (ventos constantes de SW), C (ventos constantes de S), D (ventos constantes de SE) e E (ventos constantes de NW).

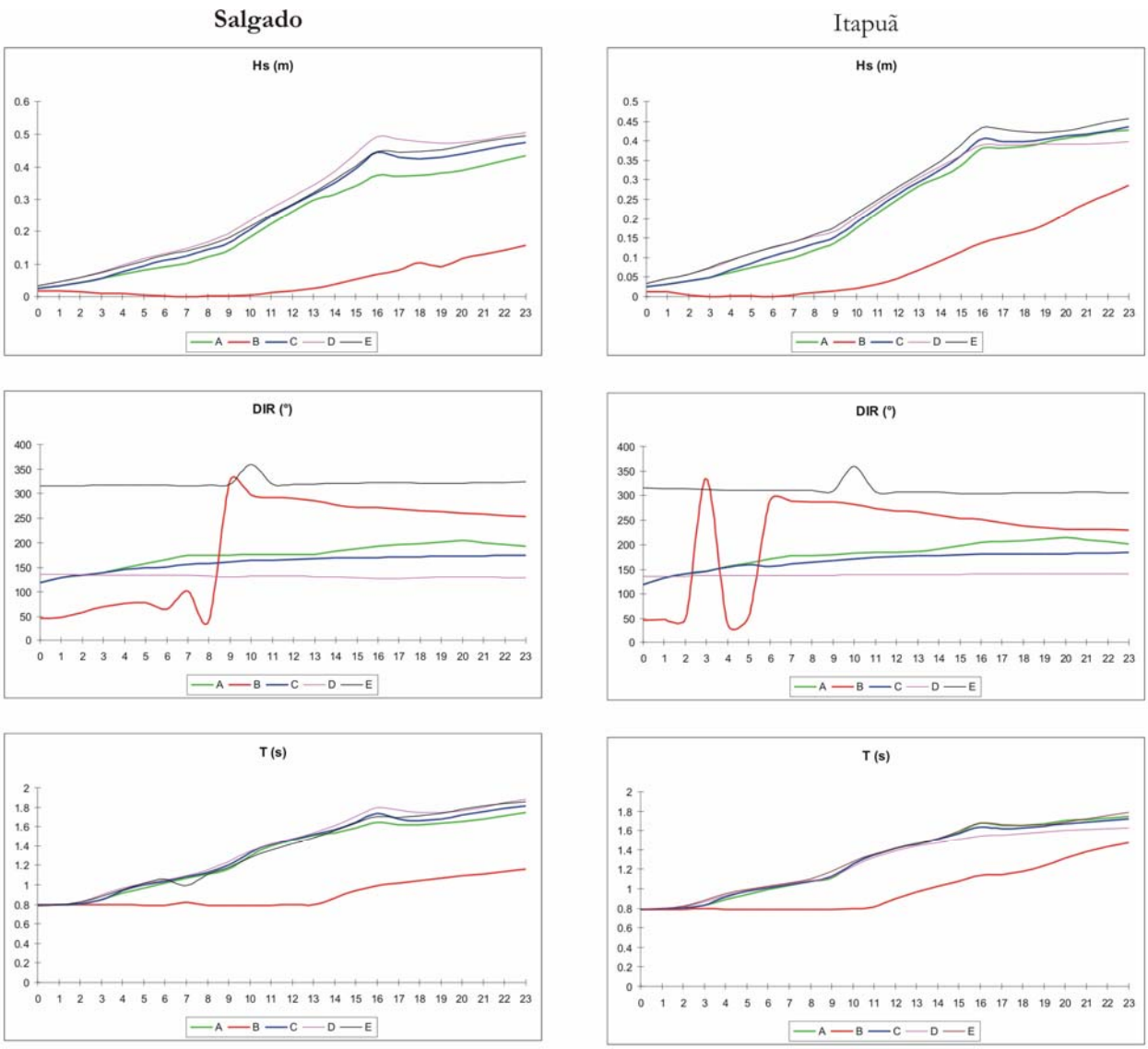


Figura 79. Comparação dos dados de Hs, direção e Ts nas estações Salgado e Itapuã quando da modelagem de situações hipotéticas para as situações A (ventos variando entre S e SW), B (ventos constantes de SW), C (ventos constantes de S), D (ventos constantes de SE) e E (ventos constantes de NW).

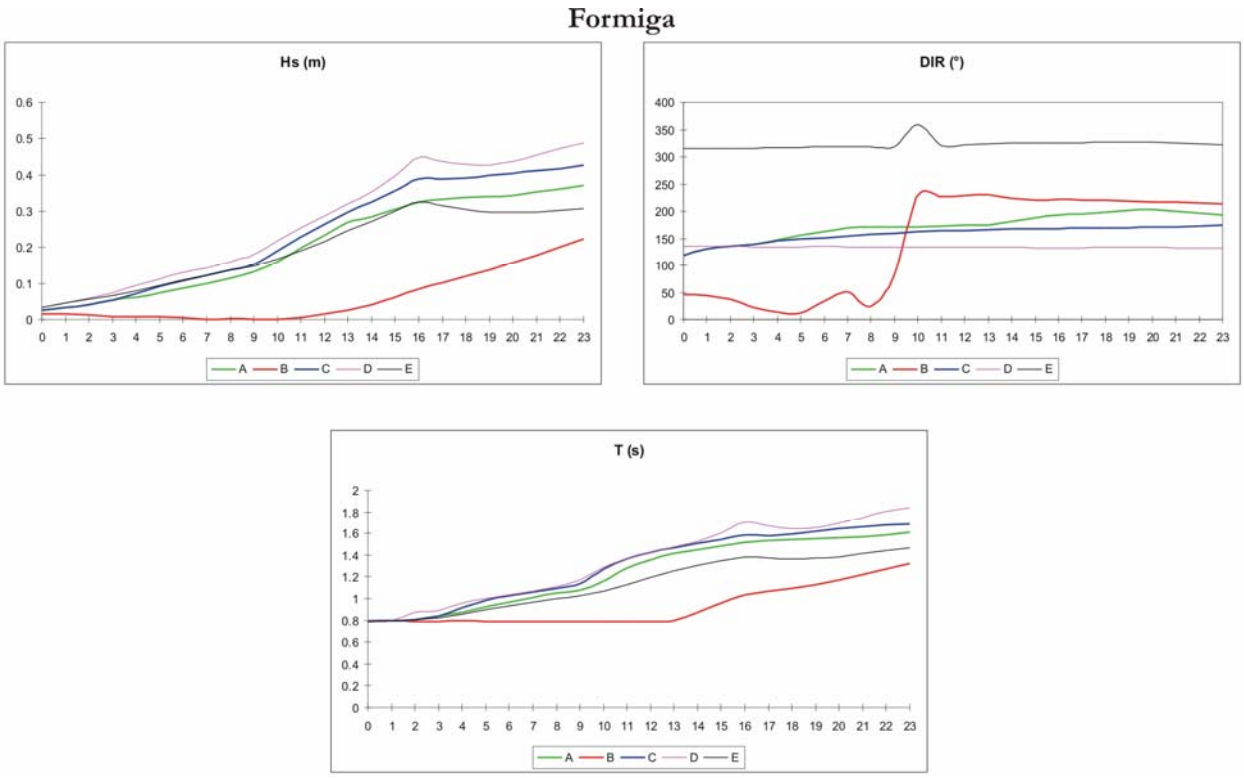


Figura 80. Comparação dos dados de Hs, direção e Ts na estação Formiga quando da modelagem de situações hipotéticas para as situações A (ventos variando entre S e SW), B (ventos constantes de SW), C (ventos constantes de S), D (ventos constantes de SE) e E (ventos constantes de NW).

Os gráficos das figuras 78, 79 e 80 agrupam informações referentes as ondas incidentes em cada estação. Este tipo de sistematização ilustra as principais características do padrão de ondas discutidas no capítulo 2.7.

Na estação Jangadeiros as maiores ondas foram observadas na situação C, com ventos constantes de sul seguida da situação D com ventos soprando de SE, sendo que é nestas direções que ocorrem as maiores pistas de vento. Nestas duas situações é interessante notar que as direções de propagação das ondas mantiveram-se constantes, diferente da situação B, quando as ondas apresentaram pequenas alturas e variações de direção que configuram uma leve agitação superficial.

Este comportamento pode ser atribuído à topografia de fundo mais variável e à menor profundidade média na porção oeste do canal de navegação, uma vez que a conjunção destes fatores tende a aumentar os coeficientes de atrito com o fundo, dissipando a energia da onda.

Na estação Arado os ventos com maior potencial para geração de ondas são provenientes de SE e NW. Percebe-se, pela localização da estação, que a pista de vento é muito maior para ventos de SE, o que não refletiu em acréscimo de Hs das ondas devido ao esporão arenoso localizado a sul da estação. Este esporão reduz a batimetria, acentuando a dissipação de energia das ondas pelo atrito com o fundo, limitando seu crescimento.

As estações Salgado e Itapuã refletiram as já discutidas condições de *fetch* para incidência de ondas, pois dada à orientação do lago, os ventos de SE e NW foram os responsáveis pelas maiores ondas. Já na estação Formiga, ventos de NW não tem potencial para geração de ondas, sendo o vento sul aquele com o segundo maior potencial. Caso fossem consideradas as condições de contorno, com a incidência de ondas da Lagoa dos Patos, os valores de Hs tenderiam a ser maiores, quando sob os ventos SE e S.

A grande variação dos valores de direção de propagação na situação B (ventos de NW) pode ser explicada pela baixa altura das ondas, que até a metade da tarde não haviam alcançado os 0,10 m de altura e nem 1 s de período. Este panorama remete a uma situação de leve agitação da superfície da água, sem definição de um alinhamento de propagação de ondas.

2.8 Ressuspensão de sedimentos

2.8.1 Introdução

Além do aporte ao conhecimento de base no que se refere à sedimentologia, a concentração e distribuição de matéria em suspensão é importante para determinar a qualidade de um corpo d'água. O efeito de fortes ventos na ressuspensão de sólidos concentrados em lagos tem sido bem documentado em trabalhos como, por exemplo, os de Carper & Bachmann, 1984; Luettich *et al.* 1990, Bengtsson & Hellstrom, 1992. Eventos meteorológicos suficientemente intensos a ponto de promover aumento significativo de turbulência na coluna d'água são responsáveis pela alteração da concentração de fósforo dissolvido, afetando a presença e abundância de fitoplancton e macrófitas em lagos.

Segundo Iron & Zollmer (1990. *Apud* Laybauer & Bidone, 2001), boa parte da contaminação causada por compostos orgânicos e inorgânicos é transportada na água, preferencialmente junto ao material em suspensão. Mais de 50% dos sólidos suspensos consistem de partículas com diâmetro inferior a 0,062 mm, ou seja, silte e argila.

Dependendo das características hidrodinâmicas do meio, finas partículas (constituídas, principalmente por matéria orgânica, argilo-minerais e óxidos/hidróxidos de Fe e Mn) podem decantar, depositando-se no substrato sedimentar. Portanto, locais de acumulação de sedimentos finos representam sítios preferenciais, nos quais ficam registrados, além das características geológicas, o histórico de ocupação e contaminação da bacia hidrográfica (Laybauer & Bidone, *op cit.*).

A ressuspensão de sedimentos de fundo pode incrementar os níveis de poluição em corpos d'água, já que substâncias tóxicas agregadas às partículas são lançadas na coluna d'água pelos fluxos de turbulência. Innocentini (2001) reporta uma situação destas ocorrida em lagos no Rio de Janeiro, quando um ciclone - extra tropical passou pelo Rio de Janeiro gerando ondas suficientemente altas a ponto de resuspenderem sedimentos do leito, devolvendo poluentes químicos, esgoto e demais matérias orgânicas à coluna d'água. Este fato ocasionou a mortandade de toneladas de peixes por asfixia, além de ocasionar mal-cheiro, ardor nos olhos e acelerada corrosão nos metais.

A presença de sedimentos na massa d'água não é necessariamente prejudicial ao meio. A tabela 8 aponta os benefícios e malefícios de partículas sedimentares em suspensão em um lago. Evidentemente, a definição particular para um dado corpo d'água depende de condicionantes próprias, sendo esta tabela apenas um referencial de possíveis situações.

Tabela 8. Relação das ações positivas e negativas da presença de sedimentos na massa d'água.

Benefícios da presença de sedimentos na massa d'água.	**Malefícios da presença de sedimentos na massa d'água.**
- Redução da ação erosiva da água no escoamento de rios. - Redutor de certos tipos de poluentes. - É condição essencial para a existência de microorganismos e matéria orgânica. - Formação de camada fértil na parte superior do solo de campos, várzeas e áreas de inundação. - Possibilita a ocorrência de reações químicas na água.	- Atua diretamente sobre os peixes causando alterações nas taxas de crescimento, desenvolvimento de ovos e larvas, diminuindo a fauna íctica. - Atua como portador de nutrientes químicos, inseticidas, herbicidas e metais pesados. - Atua como portador de bactérias e vírus

Segundo Bailey & Hamilton (1996), a ressuspensão de sedimentos é uma função do stress de fundo gerado pelo movimento do fluído e das características texturais e granulométricas do local, já a deposição de sedimentos é um processo contínuo e dependente das características da partícula e das propriedades físico-químicas do meio.

São dois os principais mecanismos responsáveis por esse stress de fundo em lagos; as ondas e as correntes horizontais, sendo que estas últimas tendem a ter pouca influência na ressuspensão dos sedimentos de corpos d'água abrigados, embora as mesmas apresentem importante papel na redistribuição de partículas inseridas na coluna d'água pela ação de ondas.

Wang *et al.* (2007) analisaram o transporte sedimentar e a ressuspensão de sedimentos em função da ação combinada de ondas e correntes no norte do Mar Adriático, durante a passagem dos "Boras", que são fortes ventos de nordeste que sopram durante o inverno, próximo a região de Pescara, na Itália. Para tanto, foram combinados modelos matemáticos de transporte de sedimentos e o SWAN para a predição de ondas, as quais atingiram 2 m de Hs e T de 5 s. Os resultados demonstraram que a inserção da variável ondas na modelagem aumentou significativamente (em alguns casos esse aumento foi de 100%) a ressuspensão de sedimentos e o fluxo de transporte ao longo das sessões analisadas, quando comparados a situações de ventos "normais". Os autores concluem, ainda, que o acréscimo do stress de fundo devido à interação onda-corrente independe do ângulo entre direção de propagação da onda e as correntes de fundo.

Pesquisadores como Jin & Ji (2001) estudaram a ação das ondas na ressuspensão de sedimentos no lago Okeechobee – Flórida e chegaram à conclusão de que este fator é mais relevante no processo do que as correntes horizontais, que neste caso apresentaram valores entre 1 e 10 cm/s. Este fenômeno foi também observado em outro lagos como o Kasumigaura, Japão (Otsubo & Muraoka, 1987), Lago Balaton, Hungria (Luettich *et al.* 1990) e Lago Biwa, Japão (Kumagai, 1988).

Bhowmik & Stall (1978) demonstraram que a velocidade das correntes horizontais em lagos rasos é de aproximadamente 2-3% da velocidade do vento incidente. Como exemplo os autores

citam que para um lago onde soprem ventos com velocidade média de 3 m/s de uma determinada direção, os sedimentos suspensos podem ser transportados por até 1.700 m em 24 horas. Embora este cálculo tenha base empírica específica para um determinado lago e considerando que diversos fatores podem influir nesses valores, este exemplo serve para ilustrar a importância da ação conjugada das correntes horizontais junto ao fundo e da velocidade orbital das ondas.

Analisando os dados medidos pelo equipamento utilizado na validação do SWAN no Lago Guaíba (figuras 30 e 31) e comparando-os com as informações sobre velocidade do vento incidente naqueles dias (figura 32) nota-se uma boa correlação entre a razão da teoria de Bhowmik & Stall e os valores obtidos.

A figura 81 ilustra essa situação, onde foram sobrepostos os dados de velocidades de ventos e correntes medidos no lago entre os dias 3 e 5 de julho de 2005. Os ventos mais fortes sopraram a 7 m/s e os registros de correntes apontaram velocidades máximas próximas de 0,25 m/s, ou seja, aproximadamente 3,5% do valor da velocidade do vento.

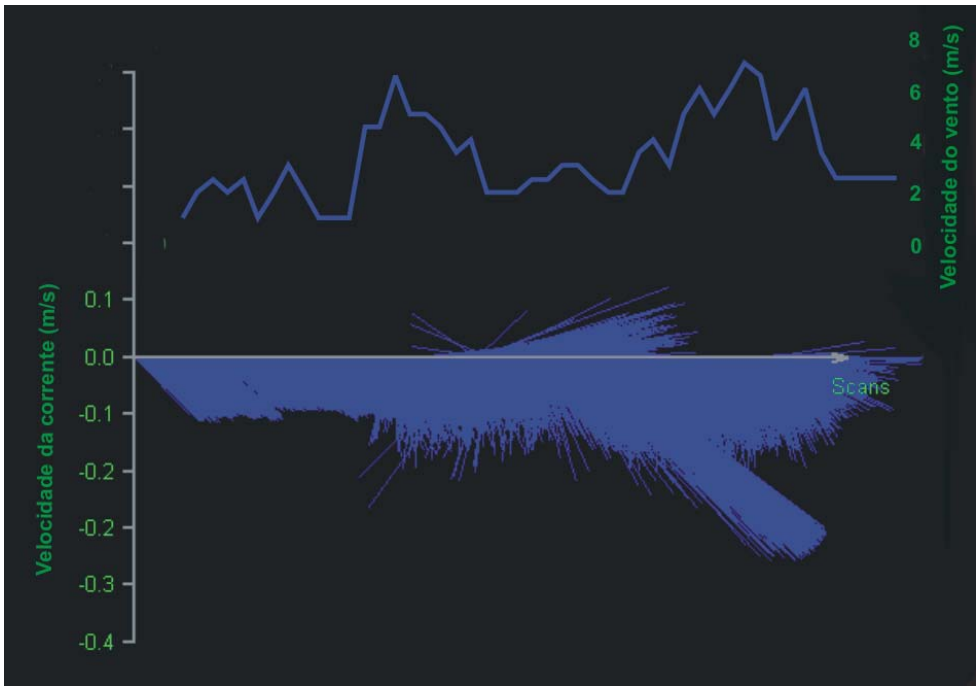


Figura 81. Sobreposição dos dados de velocidade de correntes obtidos pelo medidor de ondas e correntes FSI e de dados de ventos quando do trabalho de campo para validação do SWAN no Lago Guaíba.

Estes resultados são um bom indicativo da importância da ação conjugada das correntes horizontais junto ao fundo e da velocidade orbital das ondas na distribuição sedimentar do lago, embora caiba ressaltar que a definição de um completo modelo do transporte sedimentar no Lago Guaíba deve incorporar dados quantitativos sobre a distribuição destas correntes e sua capacidade de transporte.

2.8.2 **Mobilidade de sedimentos sob ação das ondas**

A relação entre a energia das ondas e o início do movimento dos sedimentos de fundo, pode ser avaliada por dois procedimentos: a) velocidade orbital (U_m) e b) tensão de cisalhamento (τo). Embora possuam diferenças metodológicas significativas entre si, eles apresentam em comum o parâmetro da velocidade orbital das ondas, o qual é deduzido a partir de medidas de altura (H) e período (T) da onda de superfície. Desta maneira, a efetividade da onda em provocar o início do movimento dos sedimentos, é função da velocidade orbital próxima ao fundo, e da sua freqüência (1/T).

Para os dois procedimentos é possível o tratamento a partir de ondas monocromáticas, onde a velocidade orbital máxima junto ao fundo (U_m), ou mais corretamente, logo acima da camada limite gerada pela onda, pode ser determinada, para a condição de águas rasas, através da teoria linear, pela expressão:

$$U_m = \frac{\pi H}{T \, senh \frac{2 \pi d}{L}} \qquad (15)$$

onde π equivale ao valor matemático de 3,14, L equivale ao comprimento da onda, g corresponde a aceleração da gravidade, d a profundidade do meio, e $senh$ ao seno hiperbólico.

A interação entre água e superfície de fundo envolve forças de fricção, as quais atuam dentro da camada limite. Em ambientes de águas rasas esta camada pode ocupar uma significativa fração da profundidade total, sendo que sob determinadas condições, a camada limite pode compreender a totalidade da coluna d'água.

A distribuição vertical e horizontal da velocidade orbital é modificada, próximo a superfície de fundo, em decorrência da estrutura da camada limite. A espessura desta camada é definida como a distância a partir da superfície de fundo até o valor da velocidade máxima relacionada ao fluxo livre.

A região ocupada pela camada limite possui, quando comparados a outros sistemas naturais, maior energia envolvida em sua dinâmica, afetando significativamente a ressuspensão e o transporte de sedimentos e, por conseqüência, se configurando em um agente modelador da topografia de águas rasas (Swift *et al.; Apud* Toldo, 1994).

O inicio do fluxo turbulento gerado pelo movimento da onda sobre um fundo moderadamente rugoso (Jonsson 1978; *Apud* Davies 1985), como é o caso do Guaíba, se dá pela expressão 16;

$$\frac{Re_A}{A} = 223\left(\frac{A}{k_s}\right)^{1,17} \; ; \; Re_A > 2 \times 10^4 \tag{16}$$

Onde A equivale à amplitude orbital U_m/ω, sendo ω a freqüência angular ($2\pi/T$), k_s representa a rugosidade do fundo, que para fundos planos não tão suaves equivale a $2D_{50}$, e Re_A é o número de Reynolds que associa a espessura da camada limite com a amplitude orbital ($A=Um/\omega$,).

O início do fluxo turbulento foi calculado para 29 locais, previamente selecionados, sobre o fundo do Lago Guaíba (Tabela 9), os quais correspondem as estações de coleta de sedimentos de fundo do projeto CECO-DMAE (Fig. 82). Para essa simulação foram estabelecidas três direções de ventos – SE, NE e S, todas com velocidades de 11 m/s.

A espessura da camada limite ondulatória sob fluxo laminar a suavemente turbulento é uma função exclusiva de Re_A e, sob fluxo turbulento, é uma função de A/ks, com magnitudes típicas de 2 a 4% da amplitude orbital.

A avaliação da espessura da camada limite próxima aos locais das 29 estações de coletas de sedimentos foi obtidas através da expressão;

$$\delta_w = 0,5 \, f_w A \tag{17}$$

onde f_w é relacionado com o fator de fricção por meio da relação empírica de Kajiura (1968, *Apud* Toldo, 1994):

$$f_w = 0,37 (A / k_s)^{-\frac{2}{3}} \; ; \; \frac{A}{k_s} < 50 \tag{18}$$

Segundo Bosman (1982, *Apud* Toldo 1994), análises de perfis de concentração de sedimentos indicam a presença de uma camada (0,03 a 0,05m) próximo ao fundo com um coeficiente de mistura constante.

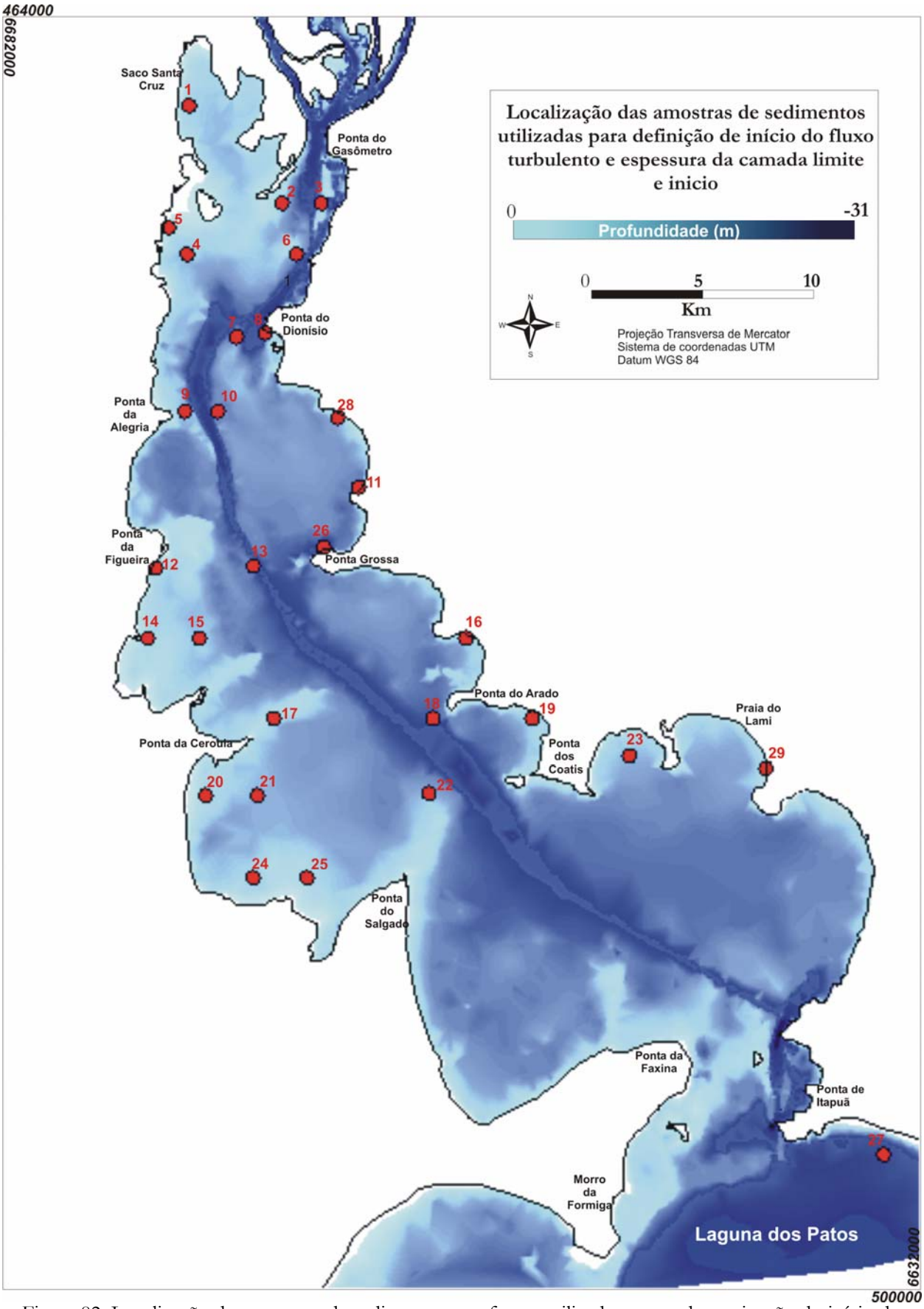


Figura 82. Localização das amostras de sedimentos que foram utilizadas para a determinação do início do fluxo turbulento e espessura da camada limite.

Tabela 9. Profundidade de início do fluxo turbulento para 29 locais, analisadas para ventos com 11 m/s, provenientes de SE, E e NW.

Locais	Tipo de Fundo	Profundidade (m)	Profundidade (m) de início do fluxo turbulento		
			SE	S	NW
1	Areia média	1,3	0,2	0,1	0,2
2	Areia fina	1,1	0,7	0,8	0,4
3	Areia média	1,2	0,4	0,4	0,3
4	Grânulo	1,6	0,2	0,4	0,2
5	Areia muito grossa	0,6	0,3	0,2	0,2
6	Areia média	3,0	0,4	0,7	0,3
7	Areia média	3,1	1,0	1,3	0,8
8	Areia muito grossa	1,15	0,3	0,6	0,4
9	Areia média	1,7	0,9	0,8	0,6
10	Areia fina	2,5	1,8	1,9	1,4
11	Areia fina	1,3	0,5	0,4	0,6
12	Areia fina	0,5	0,4	0,3	0,2
13	Areia grossa	4,5	0,6	0,4	0,7
14	Areia grossa	1,2	0,2	0,2	0,1
15	Areia média	1,55	0,5	0,4	0,3
16	Areia grossa	1,1	0,2	0,3	0,2
17	Areia média	1,0	0,4	0,4	0,3
18	Areia média	3,7	1,0	1,3	1,0
19	Areia média	1,6	0,4	0,5	0,3
20	Areia muito grossa	1,2	0,2	0,2	0,1
21	Areia grossa	2,0	0,8	0,6	0,4
22	Areia média	2,2	1,1	0,9	1,0
23	Areia grossa	2,0	0,6	0,8	0,4
24	Areia média	1,4	0,6	0,5	0,5
25	Areia grossa	1,5	0,3	0,3	0,4
26	Grânulo	4,2	0,3	0,2	0,2
27	Areia média	5,4	0,4	0,5	0,3
28	Areia fina	0,3	0,2	0,3	0,2
29	Areia fina	0,3	0,3	0,2	0,3

De modo geral as ondas incidentes no Guaíba têm potencial para gerar turbulência junto ao fundo em diferentes situações. Entretanto, a profundidade máxima não excede a 1,9 m (Tabela 9), para ventos do quadrante S e velocidades da ordem de 11 m/s.

Já a espessura da camada limite onde se verifica inicio do fluxo turbulento, condicionada a amplitude orbital e a rugosidade do fundo, apresenta valores bastante reduzidos, entre 0,02 a 1 cm.

A definição da profundidade do início do fluxo turbulento, associado às características texturais do sedimento de fundo, possibilita o desenvolvimento de critérios para delimitação das áreas de sedimentação no Lago Guaíba. Deste modo, a superfície de fundo foi dividida em duas grandes áreas:

- Erosão
- Deposição

Locais de baixa profundidade e com presença de areias finas, a muito fina e siltes podem apresentar excessiva turbulência, em alguns locais a turbulência ocupa toda a coluna d'água (Tabela 9). Esta condição resulta em erosão dos sedimentos depositados no leito do Guaíba, geralmente a profundidades inferiores a 1,5 m.

A situação de deposição do material transportado na coluna d'água ocorre quando da inexistência de fluxo turbulento, ou quando o mesmo é insignificante junto ao fundo. Neste caso, os locais 13, 26 e 27 (Tabela 9) refletem essa situação, já que estão localizadas em grandes profundidades e as condições de ondas incidentes não são suficientes para impedir a deposição dos sedimentos.

Green (1999. *Apud* Camargo *et al.* 2004) comparou três teorias existentes sobre condições iniciais de mobilização de sedimentos por ondas de gravidade e concluiu que aquela proposta por Komar (1973 e 1975) é a mais adequada quando da utilização de modelos empíricos sob condições reais de turbulência, por meio da aplicação da equação 19;

$$u_{mcr} = \sqrt{\frac{(\rho_s - \rho_f)gD}{\rho_f} \cdot 0{,}21\left(\frac{d_0}{D}\right)^{0.5}} \tag{19}$$

onde p_s é a densidade da partícula, p_f é a densidade do fluído, d_0 é o diâmetro orbital e D é o diâmetro do grão.

O SWAN apresenta a variável da velocidade orbital da onda junto ao fundo inserida na formulação de fricção de fundo (*bottom friction*) que incluem os modelos empíricos de JONSWAP (Hasselmann *et al.* 1973), o modelo de coeficiente de arrasto (*drag law*) de Collins (1972) e o modelo de viscosidade em regime turbulento (*eddy-viscosity*) de Madsen *et al.* (1998). A formulação destes modelos pode ser expressa da seguinte forma:

$$S_{ds,b}(\sigma,\theta) = -C_{bottom}\frac{\sigma^2}{g^2\sinh^2(kd)}E(\sigma,\theta) \tag{20}$$

onde C_b é o coeficiente de fricção junto ao fundo, que geralmente depende da velocidade orbital, representada por:

$$U_{rms}^2 = \int_0^{2\pi}\int_0^{\infty}\frac{\sigma^2}{\sinh^2(kd)}E(\sigma,\theta)\,d\sigma\,d\theta \tag{21}$$

Na década de 1970, os estudos sobre o movimento dos sedimentos com base em medidas diretas da velocidade orbital máxima de fundo avançaram para a definição da competência necessária aos fluxos oscilatórios para o início destes movimentos. A figura 83 ilustra esta relação através do gráfico de Allen (1970).

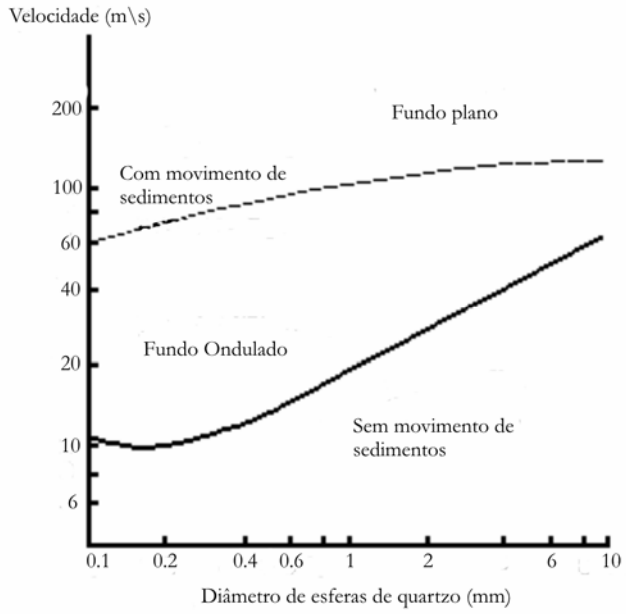


Figura 83. Diagrama sobre a competência de fluxos oscilatórios em mover sedimentos e as formas de fundo associadas. (modificado de Allen, 1970. *Apud* Toldo, 1994).

Komar & Miller (1973) analisaram o início do movimento de sedimentos causado pela ação de ondas, considerando diversos tamanhos e densidades de partículas. Os resultados foram sintetizados no gráfico da figura 84, onde é possível verificar a relação da equação 16 com o diâmetro do grão (neste caso, quartzo com densidade de 2,65 g/cm^3) em função do período das ondas. Esta equação não pode ser empregada para estimar quantidade de sedimentos transportados, mas serve ao estudo do potencial de transporte sedimentar sob ação de ondas oscilatórias.

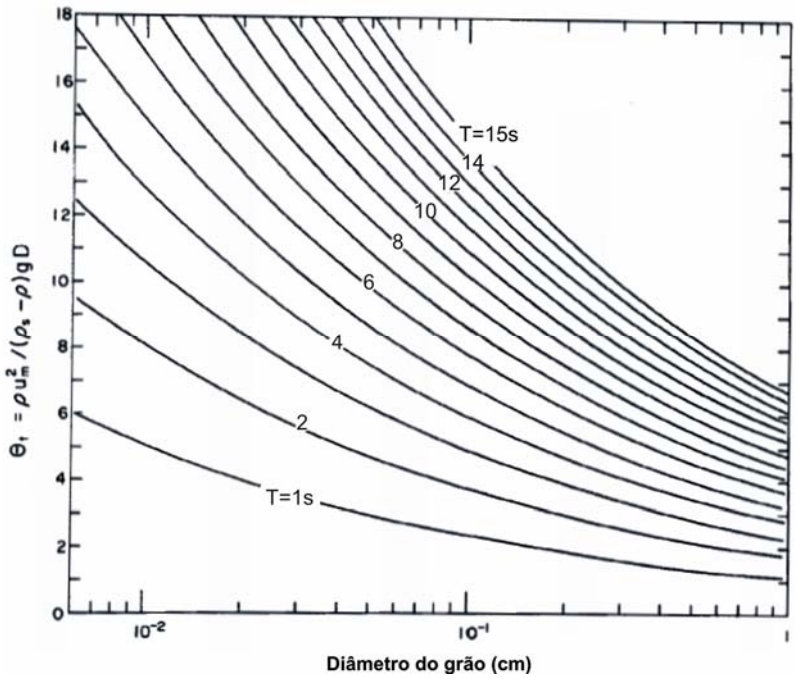


Figura 84. Inicio do movimento de sedimentos junto ao fundo por ação de ondas para grãos de quartzo com densidade de 2,65 g/cm³ (adaptado de Komar, 1973).

Davies (1985), em experimentos junto a costa de Start Bay, U.K, obteve resultados semelhantes aos de Allen (*op. cit*) para fundos compostos de areias médias e finas, sendo que a velocidade limite para o movimento incipiente de sedimentos é de 20 cm/s e para o movimento generalizado é de 25 cm/s.

Signell *et al.* (2001) em estudo sobre os processos físicos que afetam os ambientes de sedimentação da Baía de Long Island – EUA, utilizaram o valor de 15 cm/s para velocidades orbitais das ondas (U_m) como limite para início do movimento de sedimentos finos (siltes) não coesivos. Já para sedimentos coesivos (argila, ou conteúdos de argila a partir de 10% em depósitos sílticos ou arenosos), o tamanho de grão e seus pesos são insignificantes quando comparados às forças eletro-químicas atuantes entre os minerais. (Raudkivi, 1990).

Com base nos dados de velocidade orbital mínimos para o início da ressuspensão de sedimentos, optou-se pela utilização dos seguintes valores na presente pesquisa: 15 cm/s para silte grosso e areia muito fina, 20 cm/s para areia muito fina a fina, 25 cm/s para areia fina a média e acima de 30 cm/s para areia média. Cabe ressaltar que estes são, em linhas gerais, os intervalos utilizados pelo Serviço Geológico dos Estados Unidos – USGS, em seu Programa de Geologia Costeira e Oceânica, conforme pode ser verificado no site *www.woodshole.er.usgs.gov*.

2.8.3 A relação da velocidade orbital das ondas do Guaíba com a ressuspensão de sedimentos de fundo.

Neste trabalho foram modeladas situações hipotéticas para estimar o valor da velocidade orbital (U_m) junto ao fundo com base em padrões de ondas definidos pelo SWAN para ventos de 2,5, 5, 7, 9, 11 e 13 m/s para cada uma das oito direções principais - N, NE, E, SE, S, SW, W e NW.

Para fins de análise da representatividade destas situações de velocidade e direção de ventos, foi calculada a freqüência das mesmas no conjunto de dados entre março de 1996 e fevereiro de 1997. Os resultados encontram-se na tabela 10.

Tabela 10. Valores de freqüência (%) de ocorrência de ventos em função de intervalos de velocidade e direção. A escala de cores, desde o tom cinza (frio) até os tons vermelhos (quentes), ilustra a representatividade de uma situação frente ao conjunto de dados analisados.

	Direção							
Velocidade (m/s)	*N*	*NE*	*E*	*SE*	*S*	*SW*	*W*	*NW*
0_3	**1.80**	**0.41**	**8.80**	**21.06**	**7.35**	**2.09**	**3.11**	**5.38**
3_6	**1.66**	**0.38**	**6.97**	**17.52**	**6.91**	**1.80**	**2.35**	**4.04**
6_8	**0.14**	**0.03**	**1.52**	**3.13**	**0.37**	**0.20**	**0.52**	**0.95**
8_10	**0.00**	**0.00**	**0.26**	**0.41**	**0.03**	**0.06**	**0.23**	**0.37**
10_12	**0.00**	**0.00**	**0.05**	**0.00**	**0.05**	**0.02**	**0.02**	**0.02**
12_14	**0.00**	**0.00**	**0.00**	**0.00**	**0.00**	**0.02**	**0.00**	**0.02**

Os dados referentes a velocidade orbital (U_m) associada a cada condição de geração de ondas, foram reclassificados em intervalos de velocidades de 5 cm/s. Este mesmo critério foi utilizado por Signell *et al.* (2001), quando da determinação de processos físicos que afetam os ambientes de sedimentação da Baía de Long Island.

Os resultados serão apresentados a seguir para as oito direções de proveniência dos ventos, de acordo com a velocidade dos mesmos para as situações hipotéticas testadas nesse trabalho, conforme as figuras 85, 86, 87, 88, 89 e 90.

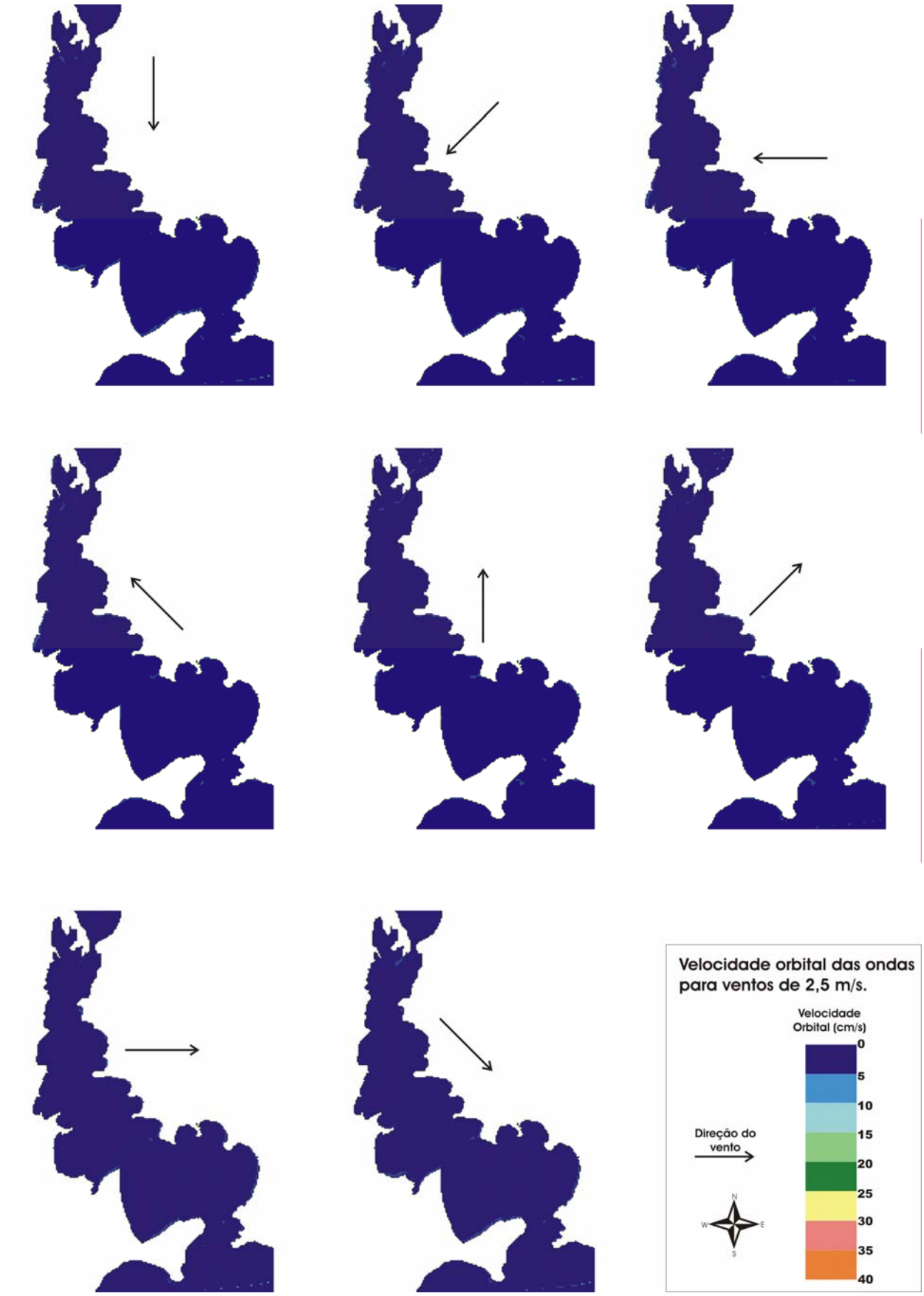


Figura 85. Velocidades de órbita da partícula d'água sobre o fundo para ventos com velocidade de 2,5 m/s. A seta indica a direção de incidência dos ventos.

A distribuição dos valores de velocidade orbital demonstrado na figura 85 indica que para ventos de 2,5 m/s provenientes de qualquer direção, a turbulência causada pelas ondas junto aos sedimentos de fundo é pequena, com velocidades que não atingem os 5 cm/s, exceção feita a alguns locais pontuais próximas as ilhas existentes no Guaíba, principalmente em função das baixas profundidades destes locais.

Vale ressaltar que essa velocidade de ventos (2,5 m/s) foi a média encontrada na análise do conjunto de dados utilizado neste trabalho, ocorrendo em mais de 35% do período, independente da direção (Fig. 14).

O somatório das freqüências de incidência de ventos com velocidades iguais ou inferiores a 2,5 m/s, incluindo as calmarias, permite inferir que 52% do período entre março de 1996 e fevereiro de 1997 a movimentação de sedimentos em função da velocidade orbital das ondas junto ao fundo do Lago Guaíba foi ínfima, uma vez que os valores de U_m não atingiram os 5 cm/s. Tal conclusão é de fundamental importância para a análise da ressuspensão de partículas depositadas junto ao leito do lago.

Figura 86. Velocidades de órbita da partícula d'água sobre o fundo para ventos com velocidade de 5 m/s. A seta indica a direção de incidência dos ventos.

No caso ilustrado pela figura 86, para ventos com velocidade de 5 m/s, observa-se a incidência de ondas com valores de U_m superiores a 15 cm/s, principalmente junto as praias da margem leste e aos esporões arenosos da margem oeste do Guaíba (Ver figura 8). Esta situação configura-se como favorável a ressuspensão de sedimentos sílticos e areias muito finas pela ação das ondas.

A freqüência de incidência de ventos com velocidade entre 3 e 6 m/s foi de aproximadamente 42% na análise do conjunto de dados utilizado neste trabalho, conforme pode ser observado na figura 11. Já o somatório das freqüências de incidência de ventos com velocidades entre 4 e 6 m/s permite inferir que, em aproximadamente 26% do período entre março de 1996 e fevereiro de 1997, a movimentação de sedimentos em função da velocidade orbital das ondas junto ao fundo do Lago Guaíba foi mais acentuada em determinadas regiões, onde os valores de U_m ultrapassaram os 15 cm/s, de acordo com a direção de proveniência dos ventos.

A importância da direção dos ventos foi discutida no capítulo 2.7 e tem reflexos diretos na velocidade da órbita da onda junto ao fundo do lago, como pode ser observado na figura 86. Tomando como exemplo a praia de Itapuã (Ver figura 2), percebe-se que para situações de ventos provenientes dos quadrantes NE, E e SE (situações B, C e D da figura 86), as ondas incidentes não foram suficientes para causar algum tipo de movimentação junto ao fundo do lago. Este fato torna-se relevante à medida que a soma de freqüência destas direções para velocidades entre 3 e 6 m/s corresponde a 25% dos registros analisados.

Se o exemplo observado for o esporão arenoso localizado a junto a Ponta do Salgado (Ver figura 2), conclui-se que é justamente esta configuração de ventos ilustrada nas situações B, C e D da figura 86 que permite uma maior ação das ondas na remobilização de sedimentos de fundo.

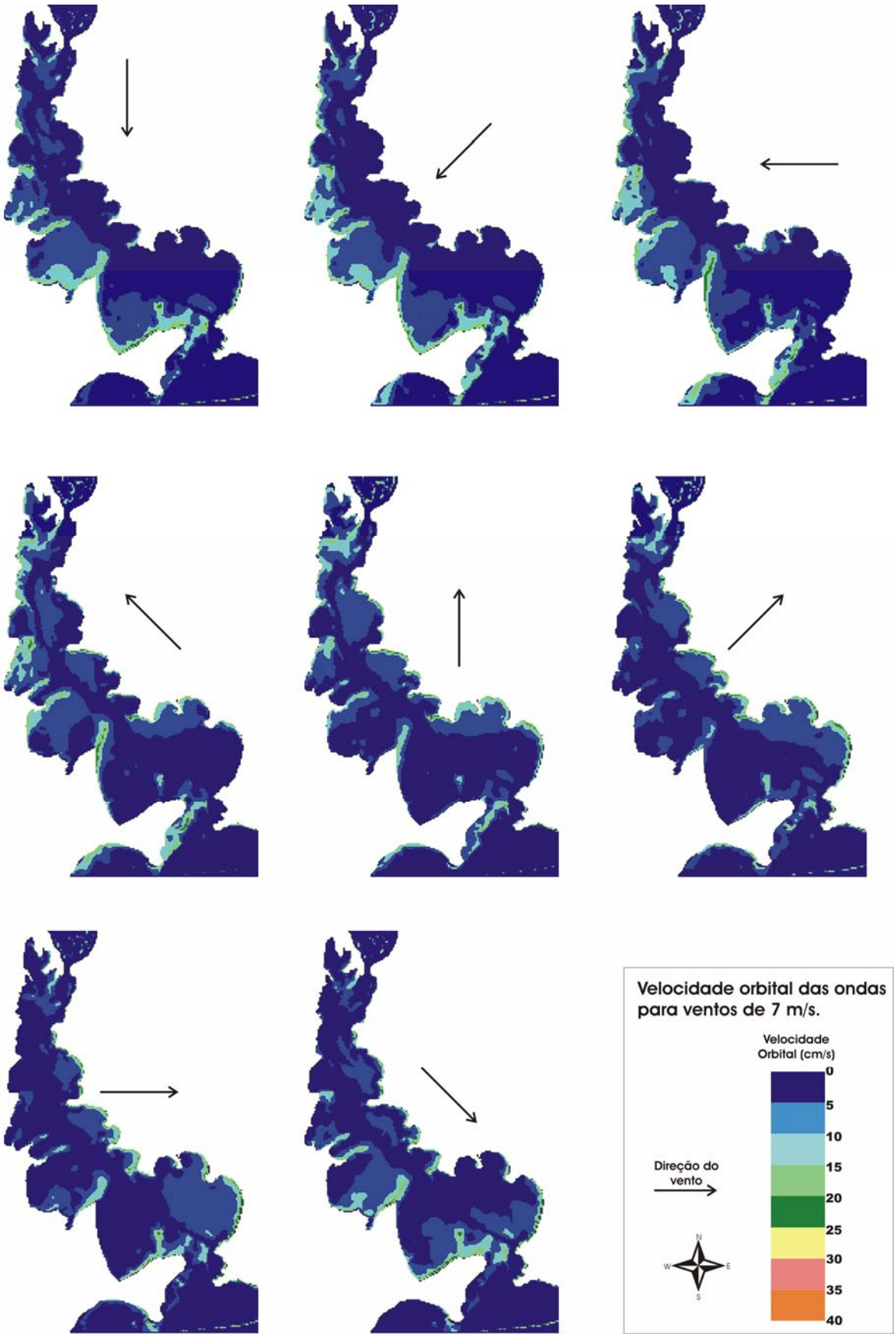


Figura 87. Velocidades de órbita da partícula d'água sobre o fundo para ventos com velocidade de 7 m/s. A seta indica a direção de incidência dos ventos.

No caso ilustrado pela figura 87, para ventos com velocidade de 7 m/s, observa-se a incidência de ondas com valores de U_m superiores a 15 cm/s, em áreas maiores que nas situações anteriores principalmente junto as áreas pouco profundas como praias e esporões arenosos, configurando em maior movimentação dos sedimentos sílticos junto ao fundo do lago. Além disso, a presença de áreas sob U_m superiores a 20 cm/s já podem ser observadas nas regiões mais rasas, favorecendo a remobilização de sedimentos arenosos finos.

O somatório das freqüências de incidência de ventos com velocidades entre 6 e 8 m/s permite inferir que, em aproximadamente 7% do período entre março de 1996 e fevereiro de 1997, a movimentação de sedimentos em função da velocidade orbital das ondas junto ao fundo do Lago Guaíba apresentou os padrões ilustrados pela figura 87.

Pode-se observar que nas regiões adjacentes ao esporão arenoso localizado em frente à Ponta do Salgado, a sul da Ponta da Faxina e em frente à Ponta da Figueira (Ver figura 2), as órbitas das ondas junto ao fundo apresentaram velocidades superiores a 10 cm/s para todas as direções de ventos, sendo que para os quadrantes N, NE, E, SE e NW (situações A, B, C D e H da figura 87), os valores de U_m foram superiores a 15 cm/s, chegando a 20 cm/s em alguns pontos. O somatório das freqüências de ventos soprando nestas direções representa 4,8 % do total do registro analisado. Já para ventos de S, SW, W e, em menor escala, de NW, a maior movimentação de sedimentos devido à ação das ondas se dá ao longo de quase toda a margem leste, com potencial para remobilização de siltes, areias muito finas e finas.

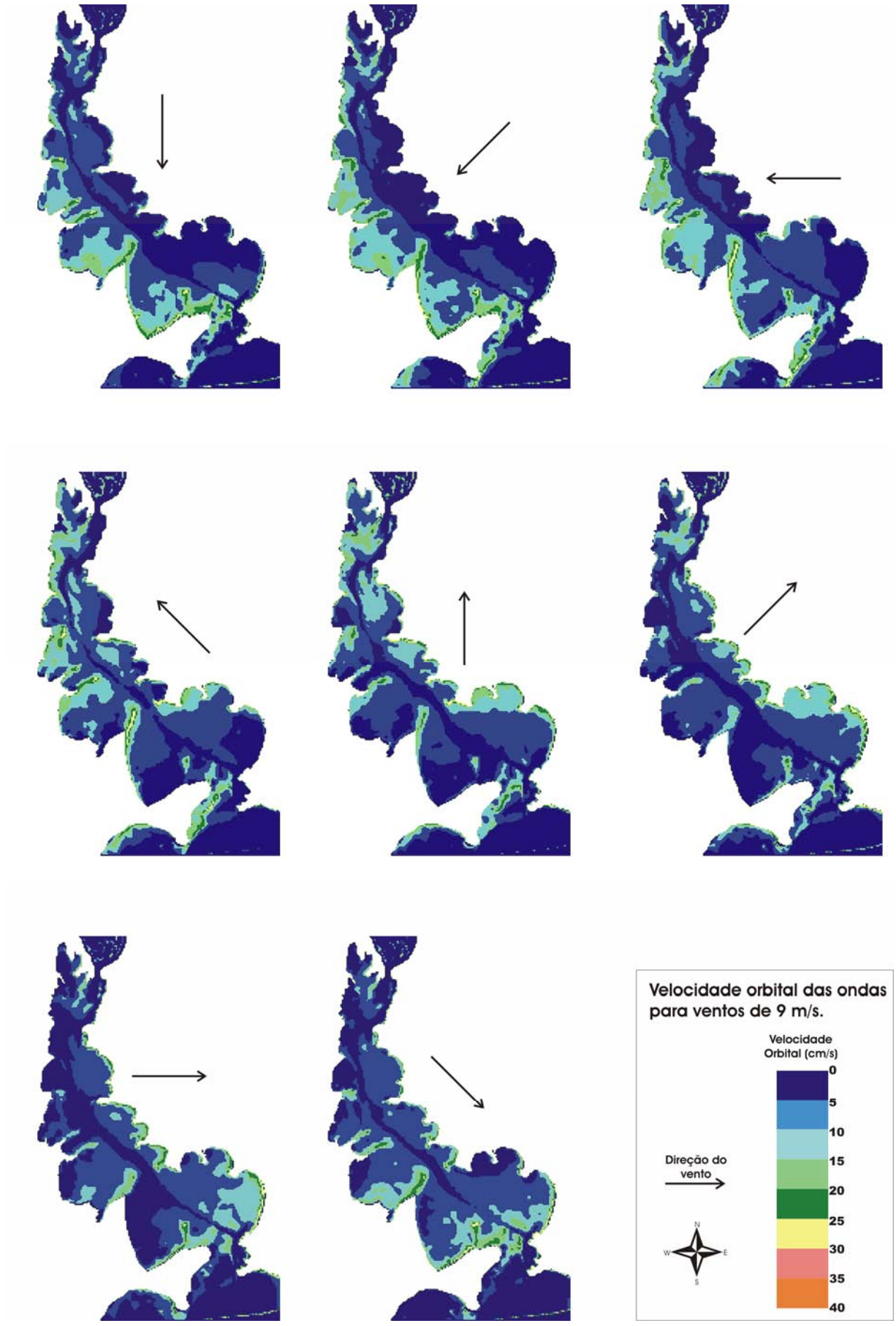


Figura 88. Velocidades de órbita da partícula d'água sobre o fundo para ventos com velocidade de 9 m/s. A seta indica a direção de incidência dos ventos.

No caso ilustrado pela figura 88, para ventos com velocidade de 9 m/s, observa-se a incidência de ondas com valores de U_m superiores a 25 cm/s, em diversas áreas, principalmente junto as praias da margem leste e aos esporões arenosos da margem oeste do Guaíba (Ver figura 8), ocasionando até a ressuspensão de sedimentos arenosos finos e médios. Áreas com incidência de ondas com valores de U_m superiores a 15 cm/s distribuem-se por uma área considerável, com maior abrangência na porção oeste do lago, visivelmente tendo o canal de navegação como divisor.

O somatório das freqüências de incidência de ventos com velocidades entre 8 e 10 m/s permite inferir que, em aproximadamente 1,4% do período entre março de 1996 e fevereiro de 1997 (Ver figura 11), a movimentação de sedimentos em função da velocidade orbital junto ao fundo do Lago Guaíba correspondeu às situações apresentadas na figura 88, com elevado potencial para ressuspensão de sedimentos arenosos e, principalmente sílticos.

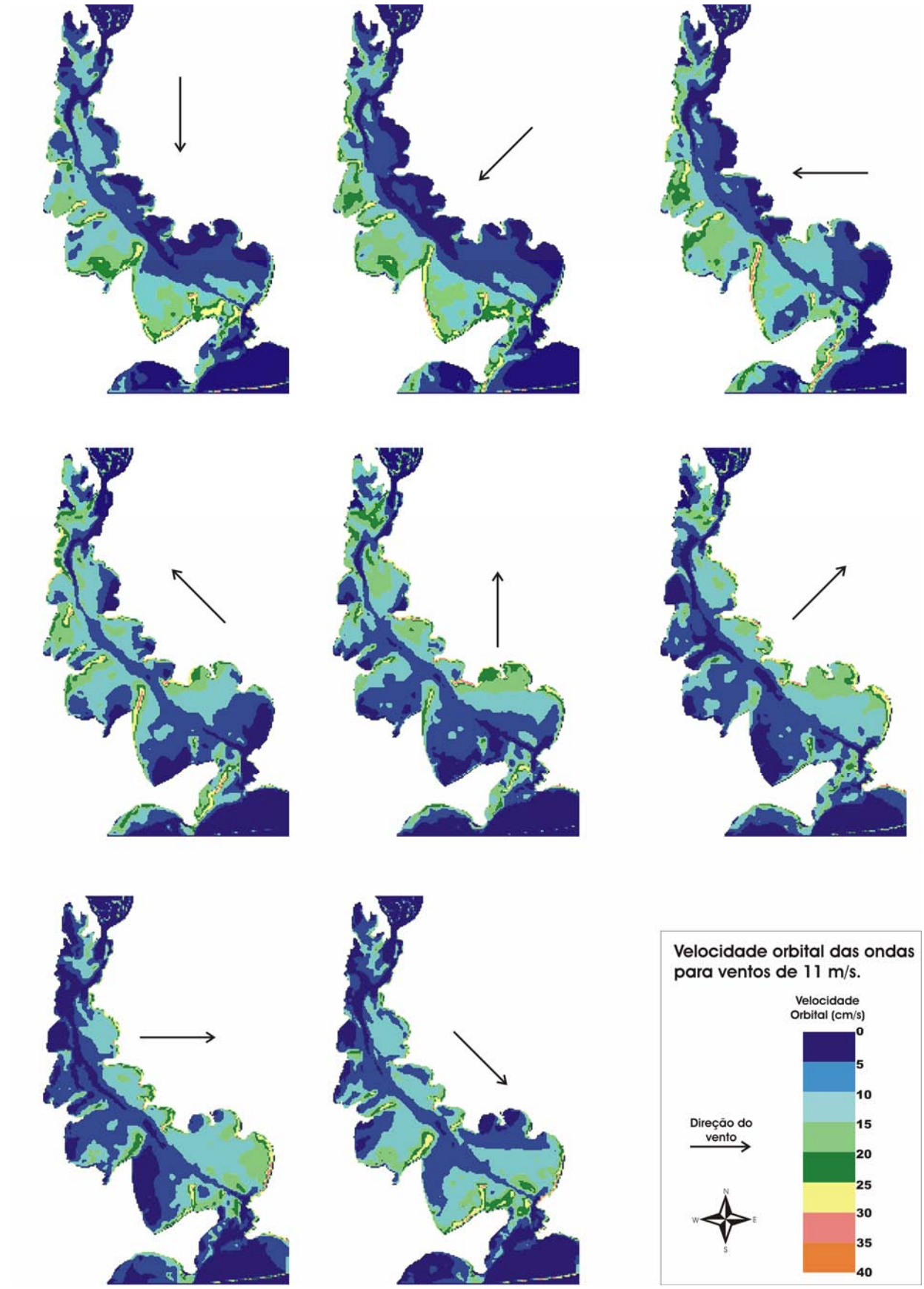


Figura 89. Velocidades de órbita da partícula d'água sobre o fundo para ventos com velocidade de 11 m/s. A seta indica a direção de incidência dos ventos.

No caso ilustrado pela figura 89, para ventos com velocidade de 11 m/s, observa-se a incidência de ondas com valores de U_m superiores a 30 cm/s, em algumas áreas, principalmente junto as praias da margem leste e aos esporões arenosos da margem oeste do Guaíba (Ver figura 8). Nestes pontos, até mesmos as areias médias são remobilizadas, retornando à coluna d'água por meio do fluxo turbulento. Áreas com incidência de ondas com valores de U_m superiores a 20 cm/s, capazes de resuspender areias finas, distribuem-se por um espaço considerável, ao longo de todo lago. Já áreas com incidência de ondas com valores de U_m superiores a 15 cm/s, capazes de resuspender siltes, abrangeram áreas ainda maiores, principalmente nas regiões de embaiamento, como por exemplo, nas adjacências da praia do Lami e Itapuã (Ver figura 2).

O somatório das freqüências de incidência de ventos com velocidades entre 10 e 12 m/s permite inferir que, apenas em raras ocasiões entre março de 1996 e fevereiro de 1997 (Ver figura 14), a movimentação de sedimentos em função da velocidade orbital junto ao fundo do Lago Guaíba correspondeu às situações apresentadas na figura 89. Foram três registros referentes à situação C (ventos de E), outros três referentes à situação E (ventos de S), um referente à situação F (ventos de SW) e outra à H (ventos de NW).

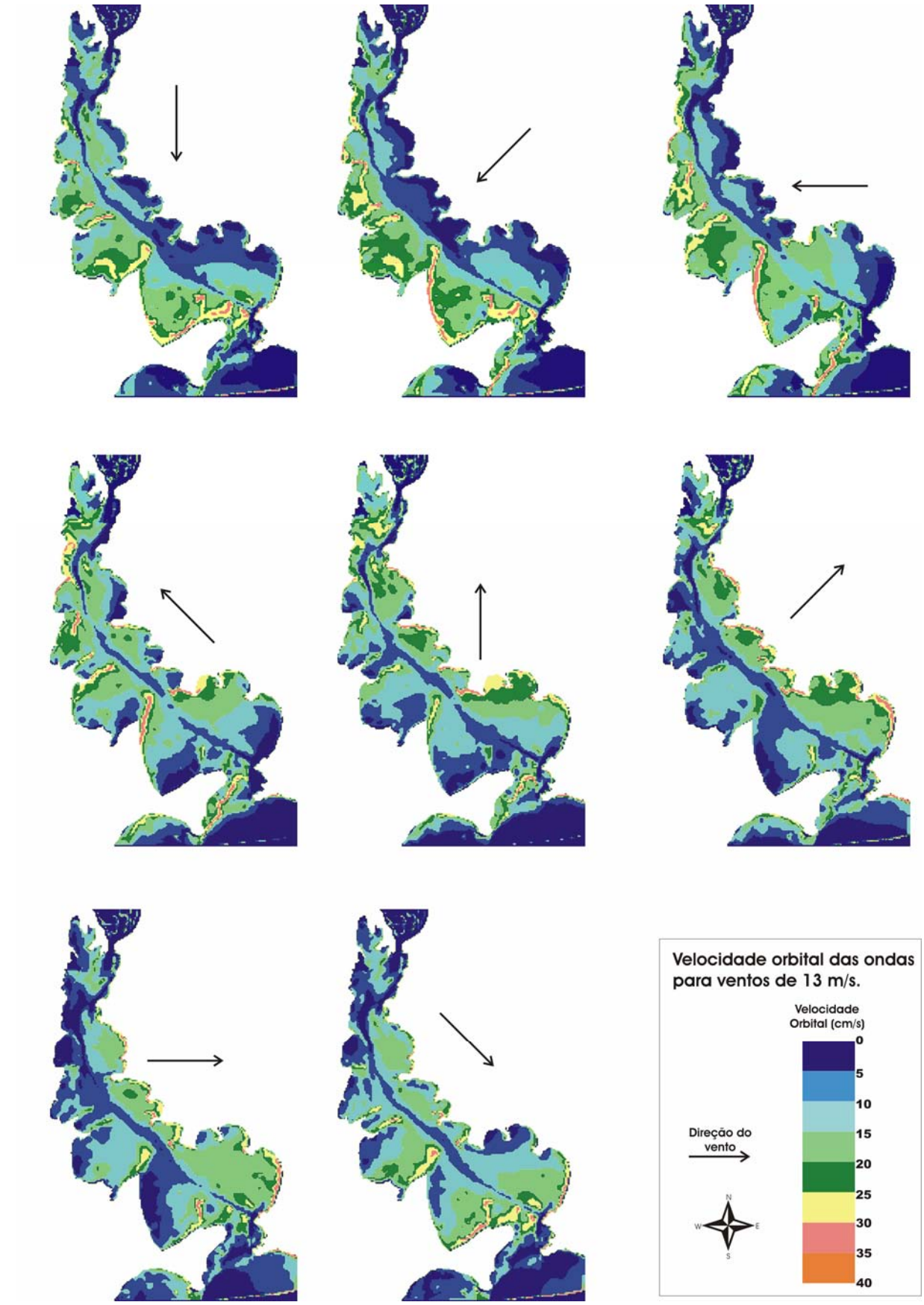


Figura 90. Velocidades de órbita da partícula d'água sobre o fundo para ventos com velocidade de 13 m/s. A seta indica a direção de incidência dos ventos.

No caso ilustrado pela figura 90, para ventos com velocidade de 13 m/s, observa-se a incidência de ondas com valores de U_m superiores a 35 cm/s, em algumas áreas mais rasas, representando regiões de potencial movimentação de areias médias. Áreas com incidência de ondas com valores de U_m superiores a 25 cm/s, responsáveis pela ressuspensão de areias finas a médias distribuem-se por uma área considerável, ao longo de todo lago. Até mesmo em partes do canal de navegação houve a presença de locais com incidência de valores de U_m superiores a 15 cm/s (situação D da figura 90). Nas praias da margem leste do lago, a velocidade orbital ultrapassou, em alguns pontos específicos, os 35 cm/s gerando um alto potencial para inserção de sedimentos na coluna d'água.

Assim como no caso representado pela figura 89, o somatório das freqüências de incidência de ventos com velocidades entre 12 e 14 m/s permite inferir que, apenas em raras ocasiões (uma com ventos de SW e outra de NW) entre março de 1996 e fevereiro de 1997 (Ver figura 14), a movimentação de sedimentos em função da velocidade orbital junto ao fundo do Lago Guaíba correspondeu às situações apresentadas na figura 90.

Embora, situações como as da figura 89 e 90 tenham sido raras entre os anos aqui estudados, elas merecem especial atenção para algumas aplicações práticas como captação de água, uma vez que áreas que normalmente não apresentam movimentação dos sedimentos de fundo podem ser revolvidas pela ação de ondas geradas por fortes ventos.

Como forma de sintetizar os resultados obtidos, foi elaborado um mapa (figura 91) com o percentual do tempo em que as velocidades orbitais das ondas foram iguais ou superiores a 15 cm/s durante o período estudado, caracterizando áreas com alto potencial de ressuspensão de sedimentos de fração silte (0,0039 a 0,062 mm) e areia muito fina (0,062 a 0,125 mm). Para tanto foi feito um cruzamento das informações referentes à freqüência de ocorrência de ventos em função de intervalos de velocidade e direção (tabela 10) com os resultados referentes a U_m que foram espacializados nas figuras 85, 86, 87, 88, 89 e 90.

A opção de utilização deste intervalo de classe (15 cm/s) não apenas tem implicações de caráter geomorfológico, mas também tem relação direta com a qualidade ambiental do lago, uma vez que boa parte da contaminação causada por compostos orgânicos e inorgânicos é transportada na água, preferencialmente junto ao material em suspensão, sendo que mais de 50% dos sólidos suspensos consistem de partículas com diâmetro inferior a 0,062 mm, ou seja, silte e argila.

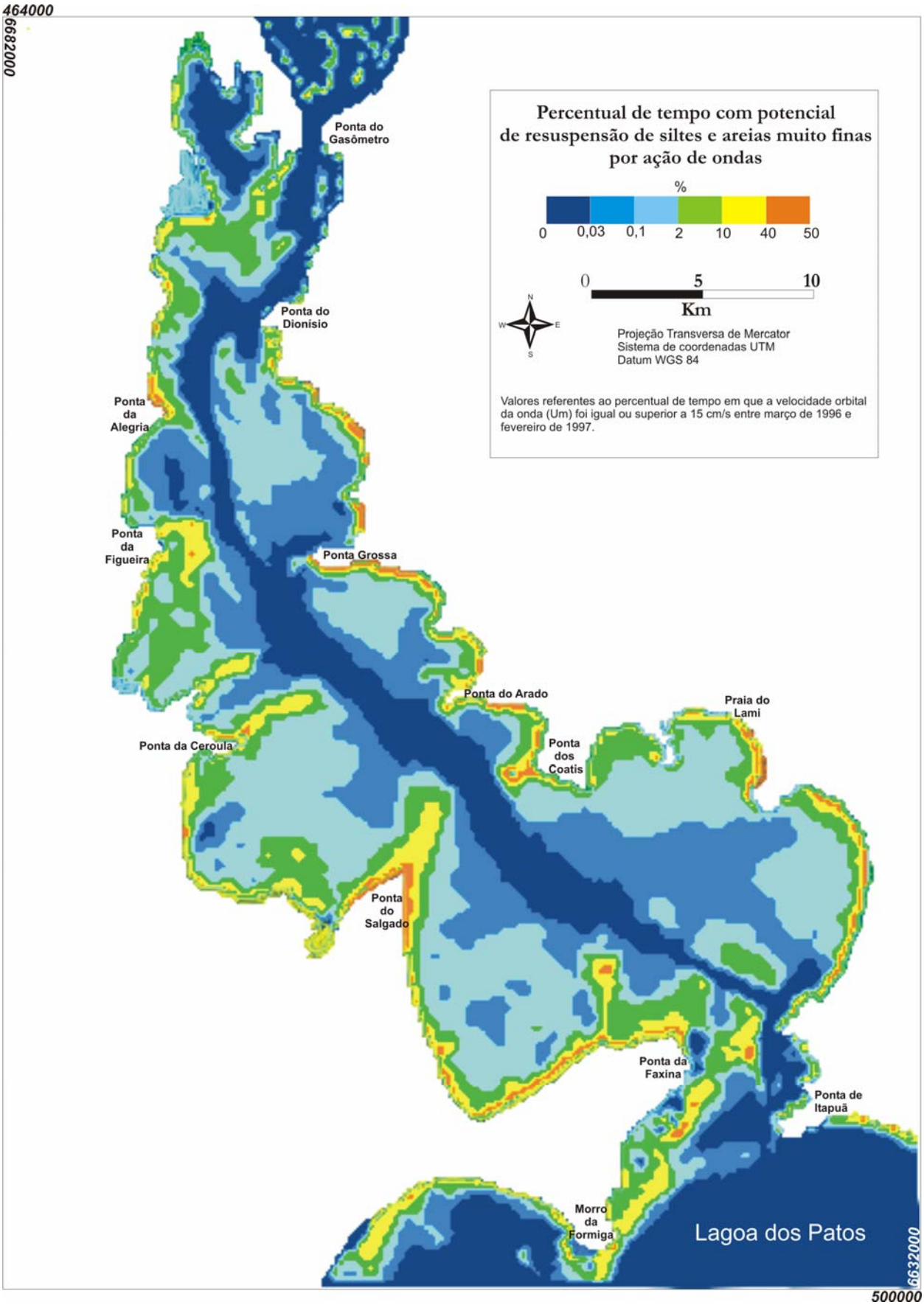


Figura 91. Mapa do percentual de tempo com potencial de ressuspensão de siltes e areias finas por ação de ondas em que a velocidade orbital das ondas (U_m) foi igual ou superior a 15 cm/s entre março de 1996 e fevereiro de 1997.

2.9 Os Ambientes de sedimentação no Lago Guaíba

O conhecimento da distribuição espacial dos ambientes de sedimentação de um corpo d'água pode ser de grande valia na gestão de utilização e conservação dos mesmos, principalmente no que se refere a regiões com altos níveis de urbanização. Este conhecimento gera subsídios para diversas áreas, como por exemplo, destino de contaminantes em longo prazo, localização e variabilidade de comunidades bentônicas, realização de obras como piers e marinas, processos de dragagem, podendo também, contribuir à normatização técnica para extração de recursos minerais.

Acrescenta-se a isto, o fato de que os ambientes de sedimentação não apenas indicam os processos envolvidos na dinâmica do corpo d'água, mas também revelam mudanças espaciais em parâmetros geomorfológicos e oceanográficos.

No caso do Guaíba, o conhecimento existente até então permitia apenas estabelecer indicativos da energia do ambiente deposicional no lago, como pode ser observado na figura 92 que ilustra as características texturais dos sedimentos de fundo mediante adaptação do diagrama de Pejrup a cinco mapas de teores (cascalho, areia, silte, argila e matéria orgânica), obtidos a partir de valores expressos em percentual de base seca de amostras de sedimentos de fundo. Este mapa ilustra a presença de quatro setores (A, B, C e D), onde os percentuais de areia exprimem, de forma qualitativa, um decréscimo gradativo de energia do setor A em direção ao setor D (Bachi *et al.,* 2000).

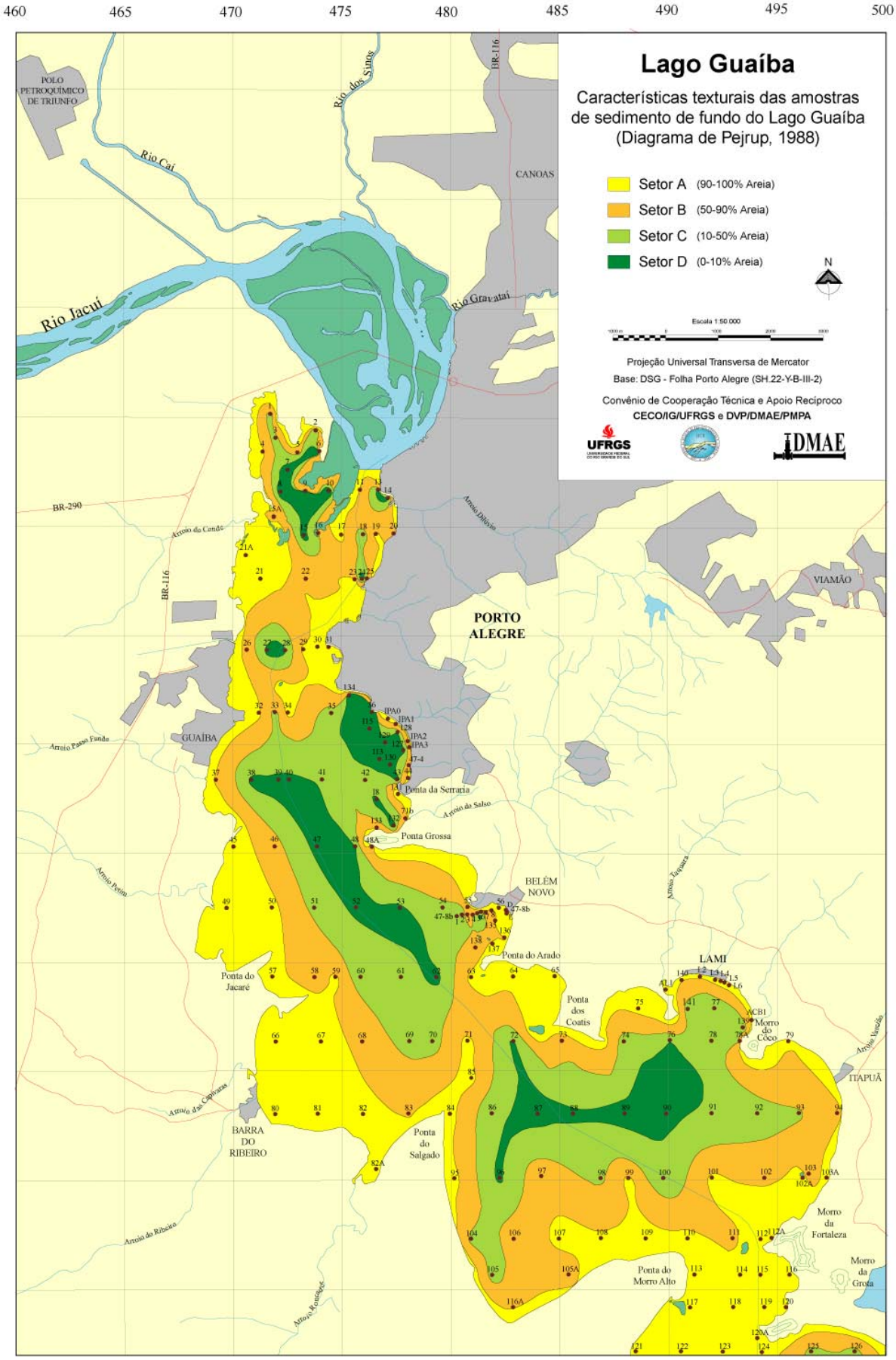


Figura 92. Mapa com as características texturais dos sedimentos de fundo do Lago Guaíba. Extraído de CECO (1999).

A sistematização de informações referentes à distribuição sedimentar, características das ondas incidentes, velocidade orbital, camada limite e início do fluxo turbulento, permitiu a definição dos ambientes de sedimentação no Lago Guaíba.

Os dados foram analisados sob forma de matrizes onde estavam inseridas as dimensões espaço (latitude e longitude), atributo (H_s, U_m, Mz, etc) e tempo. Em um primeiro momento, foi analisada a matriz referente aos valores de U_m, relacionando-os com a freqüência de incidência de ondas ao longo do período analisado, gerando assim, uma estimativa das áreas sob maior ou menor influencia das ondas na re-suspensão dos sedimentos. Esta informação foi classificada com base nos valores de velocidade orbital mínimos para o início da ressuspensão de sedimentos utilizados pelo Serviço Geológico dos Estados Unidos – USGS (conforme descrito no cap. 2.8.2). A resultante deste processo foi cruzada com os padrões conhecidos da distribuição sedimentar do lago.

A relação destes resultados com as discussões acerca do inicio do fluxo turbulento e da espessura da camada limite permitiu a identificação de três ambientes de sedimentação no Guaíba: 1) Fundo deposicional; 2) Fundo Transicional e 3) Fundo Erosional ou de não deposição. Os mesmos são descritos a seguir e podem ser visualizados na figura 93.

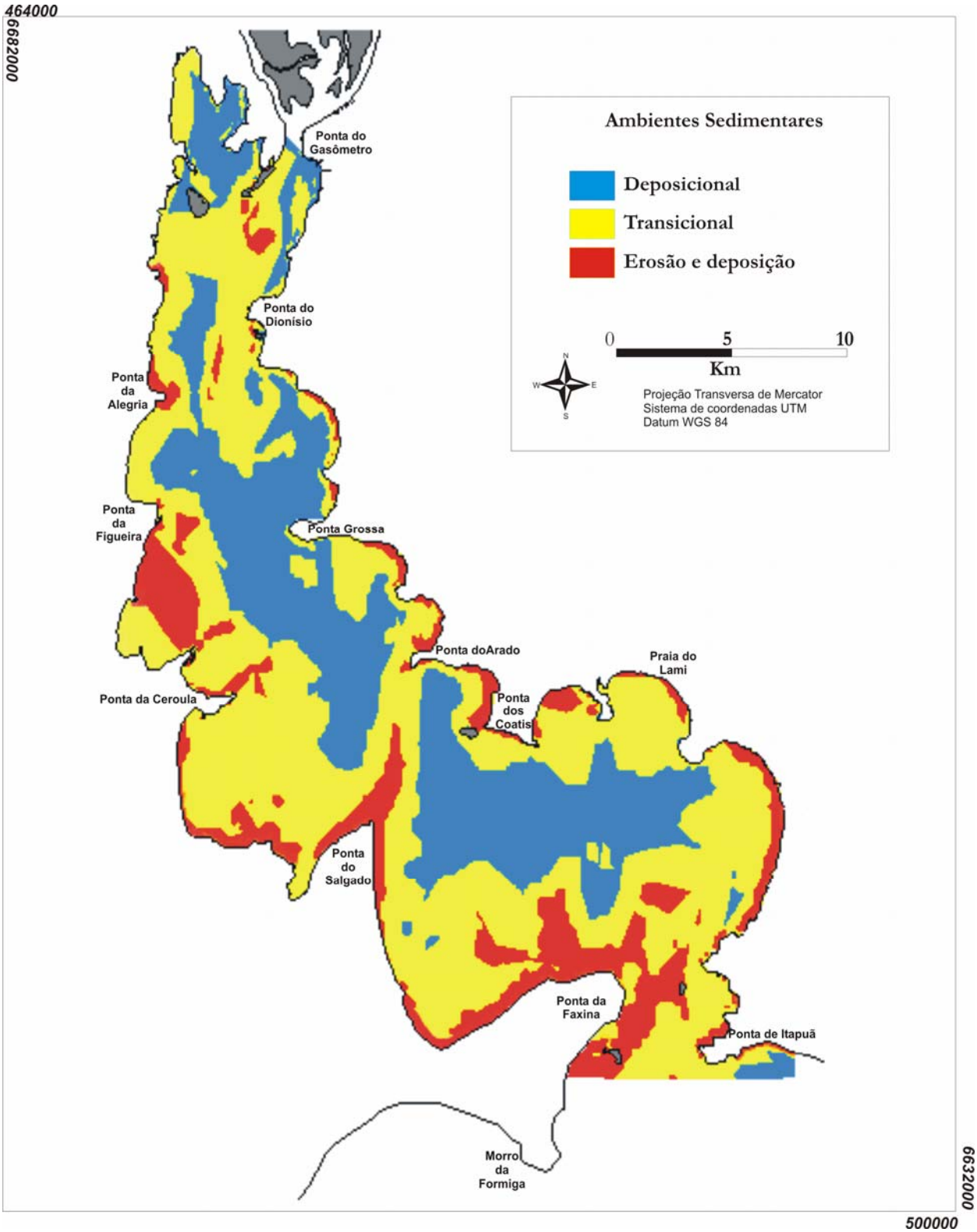


Figura 93. Mapa dos ambientes de sedimentação do Lago Guaíba.

1. Fundo deposicional (51% da área do lago): São ambientes desenvolvidos pela deposição da carga de sedimentos em suspensão. Apresentam de modo geral baixa energia hidrodinâmica e são caracterizados pela presença de sedimentos finos como siltes e argilas, além de matéria orgânica. O sedimento não é resuspenso, e por sua vez, não retorna a coluna d'água. No caso do Guaíba, estes ambientes são fortemente condicionados pela batimetria, em uma relação direta com as maiores profundidades, principalmente pelo fato de que a velocidade das correntes é pequena, pouco influenciando na remobilização dos sedimentos. Estas áreas têm sua distribuição espacial baseada no canal de navegação, estendendo-se principalmente em direção a margem leste. As principais áreas são; a porção sul do lago entre a Ponta do Salgado e Praia do Lami (área onde o Guaíba apresenta sua maior largura), a porção central adjacente ao canal de navegação e alguns locais abrigados ou de grande profundidade como é o caso entre a Ponta do Dionísio e Ponta do Gasômetro, ou no Saco Santa Cruz. Esta distribuição está relacionada à geometria do lago, batimetria e, também, à relação entre as direções predominantes dos ventos (E e SE), as quais, em função do *fetch* limitado (principalmente na porção leste do lago), geram ondas com determinadas características que não atingem valores de velocidade orbital suficientes para remobilizar os sedimentos de fundo.

2. Fundo Transicional (41%): Caracterizam-se por serem ambientes de baixa energia na maior parte do tempo, sendo o substrato composto basicamente por areias e siltes. Estes sedimentos são remobilizados em determinadas situações de erosão associada a condições de ondas geradas por ventos com velocidades iguais ou superiores a 11 m/s. Em situações com ventos mais fracos, pode ocorrer erosão em áreas de pequena profundidade, como no caso do Saco Santa Cruz ou de uma pequena área a sul da Ponta do Gasômetro. A distribuição espacial destas áreas se dá entre os ambientes de deposição e de erosão, refletindo a transição entre locais de baixa e alta energia.

3. Fundo Erosional ou de não deposição (8%): São ambientes no Lago Guaíba onde predominam condições de erosão ou não deposição por ação de ondas com velocidades orbitais superiores a 15 cm/s ao longo de no mínimo 50% do tempo. Estes ambientes se caracterizam por um fundo composto prioritariamente por areias, uma vez que os sedimentos finos são constantemente remobilizados e inseridos na coluna d'água.. Nos períodos sem incidência de ondas e, por conseqüência, de menor energia pode ocorrer deposição, exceção feita às praias, onde por ação de fatores específicos da dinâmica costeira como, correntes secundárias de deriva, *swash* e

rebentação, estes sedimentos são constantemente remobilizados. A distribuição espacial destes ambientes está intimamente vinculada às praias e suas adjacências, principalmente na margem leste e às regiões de reduzida profundidade e/ou com *fetch* favorável a incidência de ondas com características suficientes para o inicio do movimento dos sedimentos de fundo em boa parte do ano, sendo estas últimas localizadas prioritariamente na porção oeste do lago.

Todos os resultados e discussões apresentados neste trabalho têm relação direta com os padrões de sedimentação do Lago Guaíba e, mais do que isso, constitui-se em um intrincado sistema onde causas e efeitos muitas vezes se sobrepõem: A batimetria é fator fundamental para todo o sistema, já que ela é uma definidora dos padrões de ondas, mas ao mesmo tempo é definida, entre outras coisas, pela ação das ondas. Os ambientes de sedimentação identificados são a resultante desse processo, o que os torna uma fonte de subsídios para a gestão de ambientes lagunares, como por exemplo, no que diz respeito à extração mineral, construção de terminais de navegação e, mais importante, a qualidade das águas.

2.10 Ressuspensão de sedimentos X Qualidade de água

O abastecimento de água potável constitui-se em um grande desafio para os centros urbanos, não apenas pela quantidade demandada, mas principalmente pela qualidade. A primeira etapa deste processo é a captação da água, que acaba por ter relação direta com o tratamento necessário à distribuição a população.

Em Porto Alegre a captação de água é feita em dois mananciais: no Lago Guaíba, de onde vêm 96,4% da água bruta, e na Represa da Lomba do Sabão, que colabora com 3,6% da água captada. Após receber o tratamento necessário, a água é distribuída, contabilizando um volume de aproximadamente 17 milhões de m^3, o qual é suficiente para abastecer com água encanada quase 100% da população (Bendati *et al*., 1998).

A relação dos processos sedimentares com a qualidade de água perpassa obrigatoriamente pela concentração e distribuição de matéria em suspensão, já que boa parte da contaminação causada por compostos orgânicos e inorgânicos é transportada na água, preferencialmente junto ao material em suspensão. Desta forma, informações sobre ressuspensão e transporte de sedimentos são valiosos *inputs* para a definição de pontos de captação de água.

Como forma de contribuir a esta discussão, foram plotados os pontos de captação do Lago Guaíba nos mapas de percentual de tempo de ressuspensão (figura 91) e dos ambientes de sedimentação (figura 93), com objetivo de verificar a relação destes pontos com a dinâmica de transporte sedimentar de fundo. Os pontos de captação instalados em locais com alto potencial de ressuspensão, mesmo que por poucos dias do ano, não são aconselháveis, a não ser que amparado por um fundamentado estudo sobre as correntes horizontais na área.

Os resultados desta análise são apresentados na tabela 11, a qual demonstra a relação entre os pontos de captação e o potencial de ressuspensão de sedimentos e seu contexto quanto aos ambientes de sedimentação. Além disso, foram inseridas as principais características das estações de tratamento (ETA) a qual a água captada é destinada, como forma de contextualizar a importância das mesmas.

Os pontos são classificados de acordo com sua situação em Ruim (local não apropriado para captação de água), Razoável (local condicionado a estudos mais aprofundados para viabilidade de captação) e Boa (local apropriado para captação de água). A localização destes pontos pode ser visualizada nas figuras 94, 95 e 96.

Tabela 11. Relação entre os pontos de captação de água e os ambientes de sedimentação no Lago Guaíba.

Pontos de Captação	**Características da ETA**	**Percentual do tempo com potencial de ressuspensão de sedimentos**	**Ambientes de Sedimentação**	**Situação**
Menino Deus	Capacidade: 2.000 l/s População Atendida: 418 mil hab.	0,03 e 0,1%	Fundo Deposicional	**Boa**
Tristeza	Capacidade: 200 l/s População Atendida: 49 mil hab.	< 0,1%	Fundo Deposicional	**Boa**
Belém Novo A:Ponto de captação antigo B: Ponto de captação atual	Capacidade: 1.000 l/s População Atendida: 48 mil hab.	A: 10-40% B: < 0,1%	A: Fundo transicional B: Fundo deposicional	**A: Ruim** **B: Boa**
Lami	Capacidade: 20 l/s População Atendida: 1.150 hab.	10 – 40%	Fundo Erosional	**Ruim**
São João e Moinhos de Vento	Capacidade: 4.900 l/s População Atendida: 403 mil hab.	Captação no Delta do Jacuí. Não está na área de abrangência deste trabalho.	-	-
Ilha da Pintada	Capacidade: 22 l/s População Atendida: 3.500 hab.	Captação no Delta do Jacuí. Não está na área de abrangência deste trabalho.	-	-

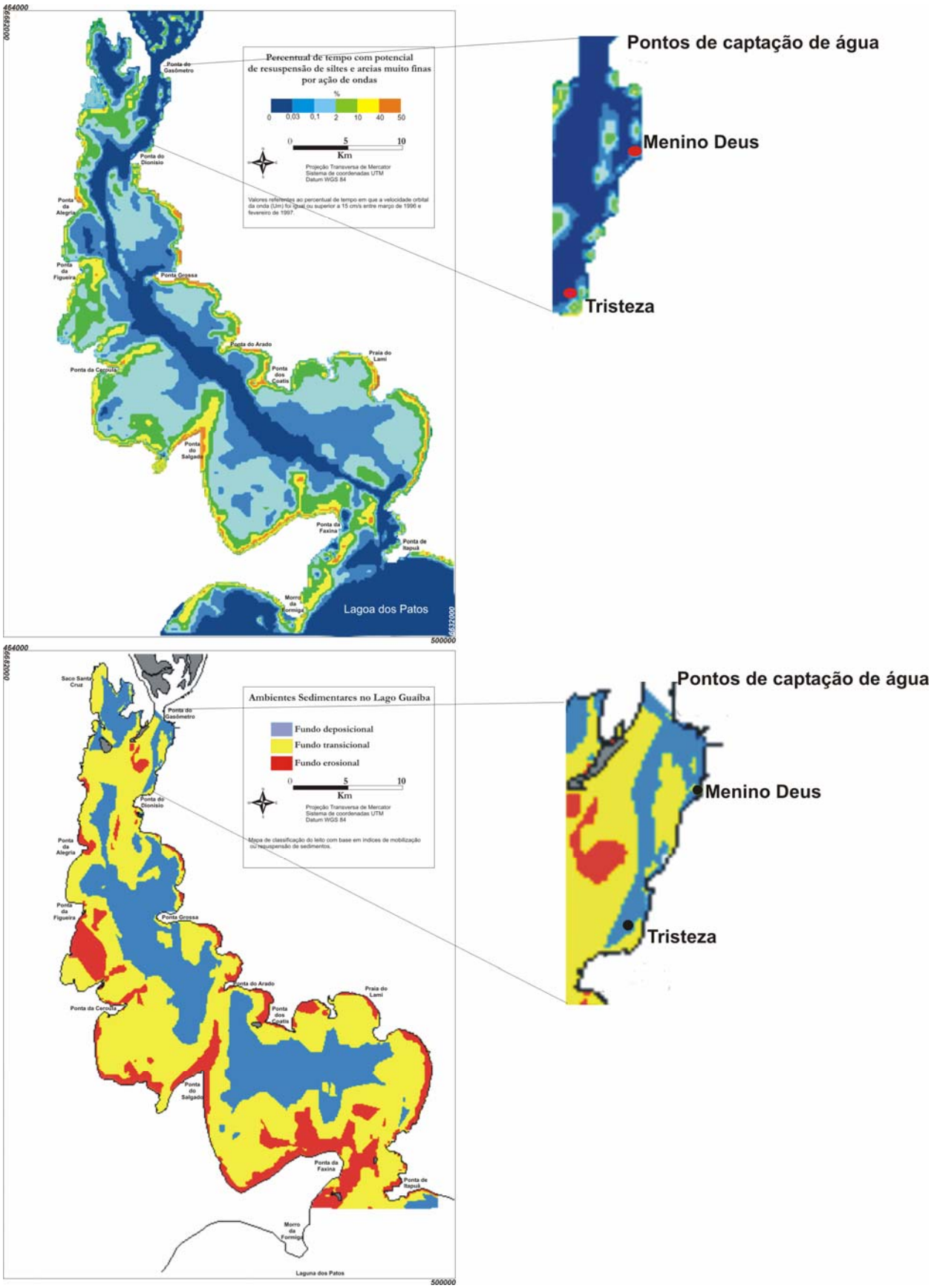


Figura 94. Localização dos pontos de captação de água que abastecem as ETA Menino Deus e Tristeza no mapa de Percentual de tempo com potencial de ressuspensão de siltes e areias muito finas por ação de ondas e no mapa de ambientes de sedimentação.

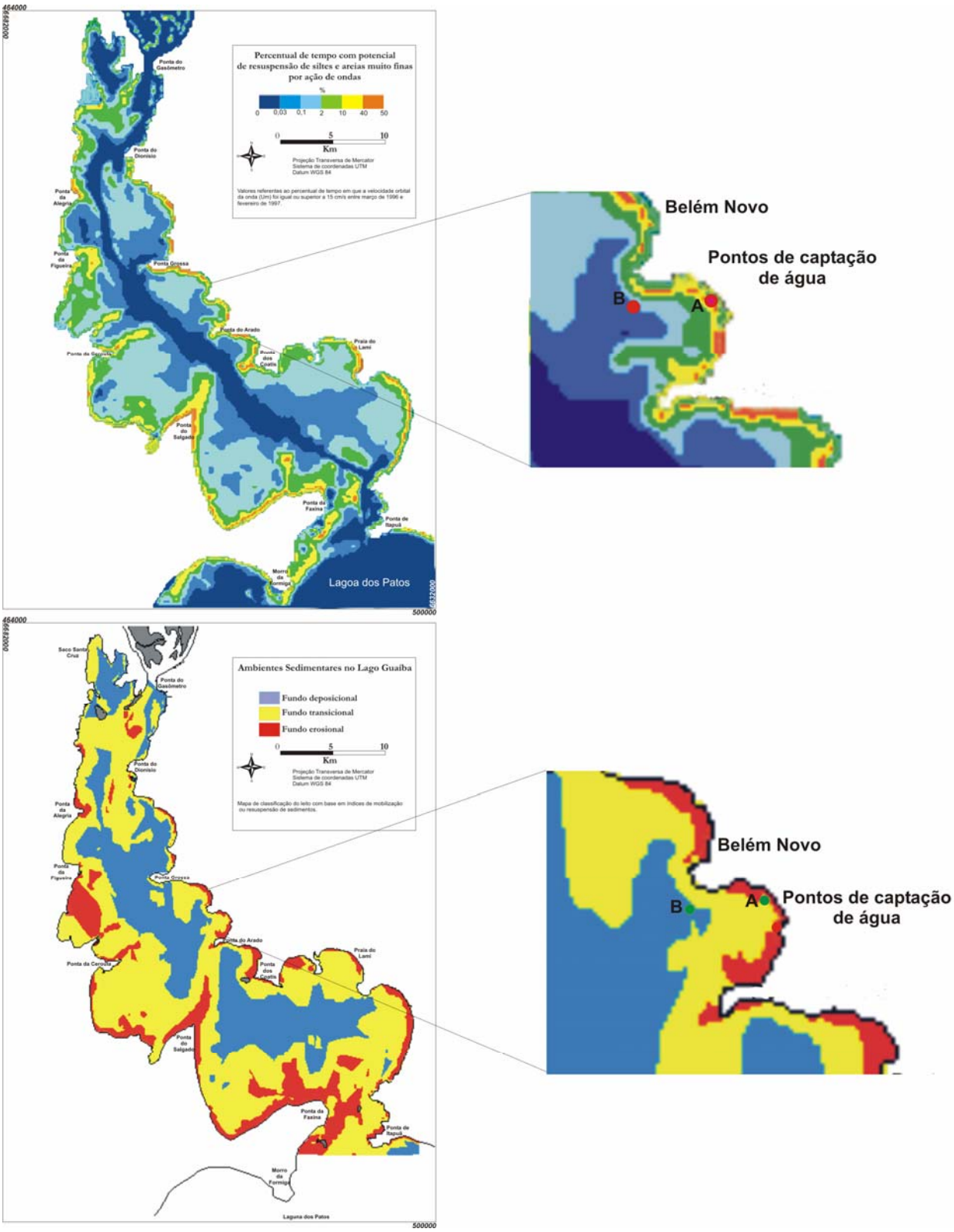


Figura 95. Localização dos pontos de captação de água (A: antigo e B:atual) que abastecem a ETA Belém Novo no mapa de Percentual de tempo com potencial de ressuspensão de siltes e areias muito finas por ação de ondas e no mapa de ambientes de sedimentação.

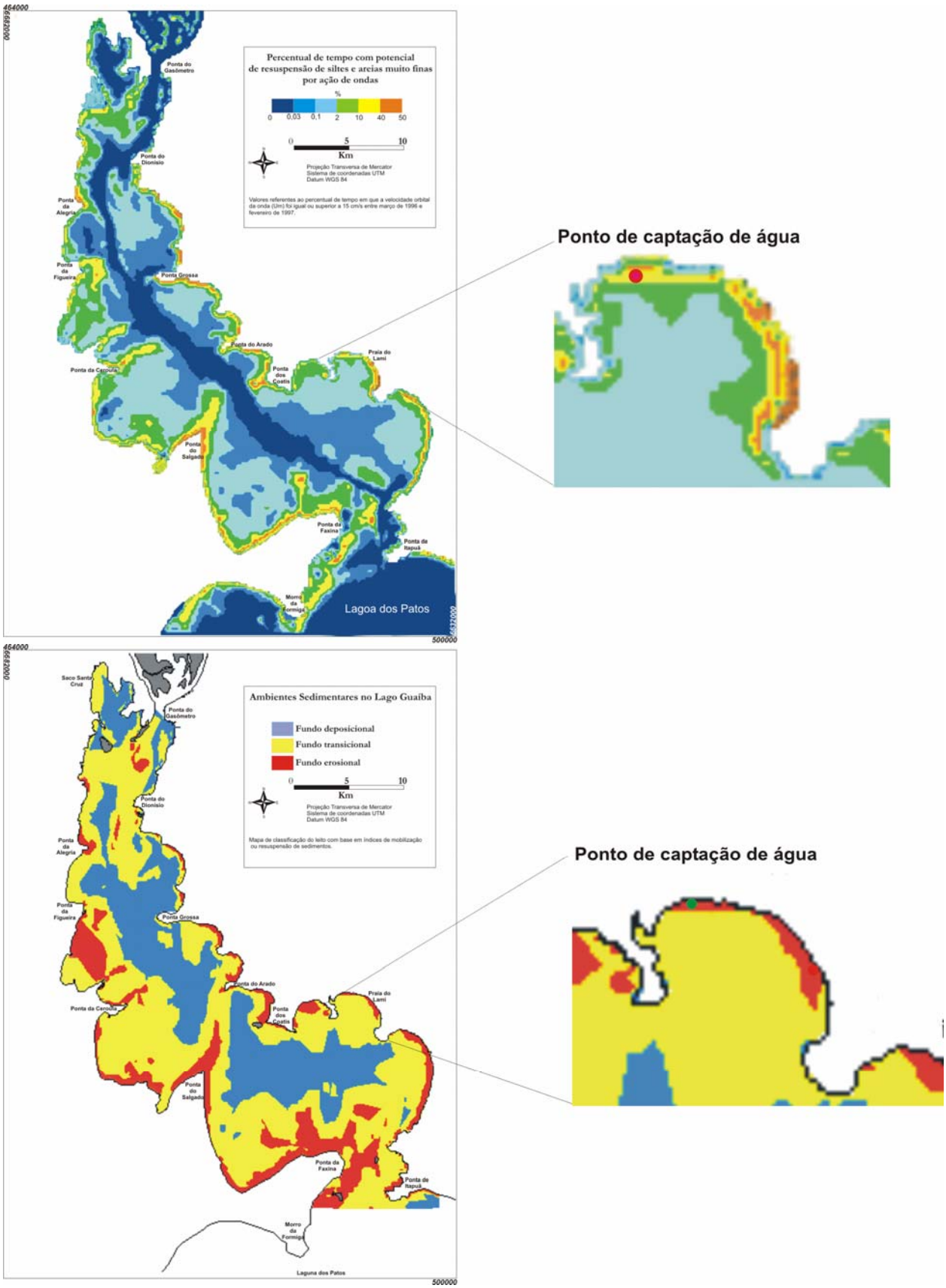


Figura 96. Localização dos pontos de captação de água que abasteciam a ETA Lami no mapa de Percentual de tempo com potencial de ressuspensão de siltes e areias muito finas por ação de ondas e no mapa de ambientes de sedimentação.

A análise das informações inseridas na tabela 11 e nas figuras 94, 95 e 96 permitem inferir um bom grau de coerência na localização das adutoras que fazem a captação de água para o abastecimento de Porto Alegre no que se refere aos parâmetros relacionados a dinâmica sedimentar do Lago Guaíba.

O ponto de captação Menino Deus abastece a ETA José Loureiro da Silva, que é responsável por 33% da água distribuída na cidade. Este ponto localiza-se a aproximadamente 70 metros da margem do Guaíba em um local com mais de 4 metros de profundidade. Nesta área, as maiores pistas ocorrem quando da incidência de ventos dos quadrantes SW e W, sendo os mesmos, insuficientes para gerar ondas com alturas superiores a 0,20 m, como demonstram as análises feitas no capítulo 2.7. Além disso, localizado um pouco a oeste do ponto de captação, há um banco de sedimentos finos que, devido à diferença de até 3 metros na profundidade, reduz a energia das ondas incidentes.

Como conseqüência, o potencial de ressuspensão de sedimentos neste local é baixo, configurando-se em um ambiente deposicional propício a coleta de água, uma vez que a possibilidade de inserção de poluentes agregados aos sedimentos na coluna d'água é restrita a situações raras.

O ponto de captação vinculado a ETA Tristeza, responsável por 3,5% do abastecimento, localiza-se em frente ao Arroio Cavalhada, a 500 metros da margem do lago. Da mesma forma que o ponto analisado anteriormente, as principais situações favoráveis à geração e propagação de ondas (neste caso de até 0,30m) se referem aos ventos de W e SW. Esta área caracteriza-se por ser um ambiente com duas situações distintas: baixa energia em áreas de maior profundidade e moderada energia em áreas mais rasas.

Embora este ponto possa ser considerado apropriado para retirada de água, cabe a ressalva de que o mesmo encontra-se em uma área limítrofe entre dois ambientes (fundo deposicional e transicional), sendo aconselhável uma realocação, em alguns metros, do posicionamento da adutora em direção ao canal de navegação.

Já a ETA Belém Novo era abastecida por um ponto de captação (ponto A, figura 95) localizado a 150 metros da margem do lago, sendo que o mesmo foi realocado 1,8 km em direção ao canal de navegação.

A análise dos processos relacionados à dinâmica sedimentar expostos na tabela 11, confirma ter sido esta uma medida acertada, uma vez que o potencial de ressuspensão de sedimentos ao longo do ano pode chegar a 40% no ponto A. Mesmo estando inserido em uma baía parcialmente abrigada da ação das ondas, a baixa profundidade deste ponto (pouco mais de 1,5 m) potencializa os valores da velocidade orbital junto ao fundo, aumentando a energia envolvida.

Já o ponto B, atual local de captação, está inserido em outro contexto. A maior profundidade deste local (aproximadamente 4 metros) faz com que, mesmo com incidência de ondas maiores que 0,40m, as velocidades orbitais junto ao fundo sejam reduzidas. A figura 95 demonstra que o ponto B está inserido na classe de ambientes de sedimentação, com potencial de tempo de ressuspensão de sedimentos de no máximo 2% ao ano.

A estação de captação do Lami abastecia uma população de 1.150 habitantes até o final de 2006, quando foi desativada pela Prefeitura, sendo que estes valores correspondiam a apenas 0,11% do atendimento à população, no que se refere à água tratada.

O local onde a água era captada encontra-se em uma porção do lago relativamente bem abrigada. As únicas direções de proveniência de ventos incidentes são dos quadrantes S e SW, sendo que para os mesmos as ondas podem atingir 0,40 m ou mais. O potencial de ressuspensão de sedimentos ao longo do ano pode chegar a 40%, configurando um ambiente de fundo erosional.

Sob o ponto de vista da ressuspensão de sedimentos discutida neste trabalho, pode-se considerar correta a decisão de desativar essa estação de bombeamento de água bruta, uma vez que a probabilidade de poluentes depositados junto aos sedimentos de fundo em períodos de baixa energia serem lançados na coluna d' água eram consideráveis. Atualmente, a população residente no Lami é atendida pela ETA Belém Novo, com a captação de água ocorrendo no ponto B da figura 95.

3. Conclusões

A presente pesquisa se propôs a analisar as características das ondas incidentes no lago Guaíba quanto a seus principais parâmetros; altura significativa (Hs), período (T), direção de propagação e suas relações com a resuspensão de sedimentos junto ao fundo. Para tanto, foi utilizado como técnica de modelagem matemática o SWAN, um software que reúne as principais ferramentas referentes aos conceitos e teorias ondulatórias desenvolvidas durante as últimas décadas.

Os principais *inputs* desse modelo são dados referentes aos ventos incidentes e batimetria do lago. Além disso, outros parâmetros foram definidos para a aplicação do SWAN tais como, aceleração gravitacional (9,81m/s^2), densidade da água (1.000 kg/m^3), freqüências mínimas e máximas (domínio), de forma a caracterizar o maior número de ondas possível para a área de estudo, neste caso entre 0.3 e 1 Hz.

Em relação às correntes, dados obtidos pelo DNAEE entre julho de 1982 a janeiro de 1983 indicam que, embora a dinâmica no lago Guaíba seja complexa, os seus valores de velocidade são reduzidos a ponto de não interferirem significativamente no espectro de ondas, com médias da ordem de 10 cm/s para ventos de norte e máximas de 15 cm/s para ventos de sul. Esta constatação, confirmada por dados medidos em campo, foram determinantes para o descarte deste parâmetro quando da modelagem das ondas.

Como forma de sistematizar as conclusões desta pesquisa, são novamente listados os objetivos da mesma e relacionadas aos problemas de estudo:

Objetivo: Elaborar e validar um modelo batimétrico para o lago Guaíba a partir de dados pré-existentes;

Foi criado um modelo batimétrico a partir da compilação de dados oriundos de cartas náuticas da DHN em escala aproximada de 1:25.000, da base de dados do Projeto "Sedimentação do Complexo do Guaíba" e dados obtidos de perfis medidos em praias ao sul do lago. Estas informações foram interpoladas em softwares de geoprocessamento, resultando em uma imagem com resolução de 2 m, na qual a profundidade média foi de 2,8 m e a máxima de 31 m. Este modelo foi validado por meio de comparação simples entre perfis medidos em campo (DENAEE, 1983) e perfis interpolados.

Os resultados desta comparação indicaram uma boa correlação entre ambos, apresentando consonância entre as formas medidas e interpoladas. As variações se deram basicamente entre os valores de profundidade, maiores entre os perfis medidos, uma vez que o algoritmo utilizado tende a suavizar a superfície interpolada. Além disso, a diferença entre a data de obtenção dos dados, em aproximadamente 20 anos, pode ter influenciado nos resultados, considerando as possíveis variações pontuais na morfologia de fundo causadas pelo transporte sedimentar e até mesmo pela extração de areia para fins comerciais durante este período.

Objetivo: Analisar estatisticamente a série de dados de ventos referente a doze meses, nos anos de 1996/1997, obtida junto ao aeroporto Salgado Filho;

A alimentação do SWAN deu-se pela entrada de dados de velocidade e direção dos ventos obtidos na altura padrão de 10 m junto ao Aeroporto Salgado Filho. Estes dados foram medidos em intervalos de uma hora e referem-se ao período de março de 1996 a fevereiro de 1997.

Os ventos predominantes na região de Porto Alegre no período analisado sopraram dos quadrantes SE e E, em 29% e 22% dos registros, seguidos por ventos de S, NW, N e W, com 12%, 10%, 8.8% e 7% respectivamente. Os ventos com menor incidência foram provenientes dos quadrantes NE e SW com 4,1% e 4,3%, sendo que em 2% das ocasiões não houveram registros nos dados trabalhados.

Em relação às velocidades, a média foi de 2,52 m/s e a máxima foi registrada no dia 11 de setembro com 13 m/s. A predominância é de ventos com velocidades entre 2 e 3 m/s numa freqüência de 36,6% dos registros, seguido por ventos com velocidades entre 4 e 5 m/s com 16,5%. As calmarias e dados sem medição representaram 13,7% dos registros analisados.

Variações sazonais foram observadas e podem ser explicadas pela ação dos dois tipos de sistemas de alta pressão que atuam na região. No verão, quando o gradiente barométrico é mais acentuado, os ventos sopram com mais constância e regularidade. No outono, verifica-se um equilíbrio entre os valores barométricos no Atlântico e no território gaúcho, ocasionando uma diminuição da movimentação das massas de ar.

Já no inverno, a área de alta pressão desloca-se para norte e predomina no interior do continente outra área de altas pressões, aumentando a tendência a ventos de W e NW. Na primavera permanece o regime misto de ventos dos quadrantes principais W e E, com predomínio dos últimos. Esta é a estação mais ventosa do ano, especialmente nos meses de setembro e outubro.

Objetivo: Correlacionar a análise do item anterior com os padrões climáticos conhecidos por meio de comparações com séries de dados mais longas;

Uma hipótese considerada neste estudo era de que os resultados obtidos com a análise dos dados correspondentes ao período entre março de 1996 e fevereiro de 1997 representassem uma condição normal quando comparados às séries maiores. Este requisito permite a utilização das informações referentes aos padrões de incidência de ondas em situações pretéritas e previsões futuras, além de subsidiar estudos ligados à sedimentação, transporte sedimentar, interação onda – corrente, entre outros. Esta condição foi contemplada na análise dos dados aqui trabalhados, uma vez que as correlações existentes entre os mesmos refletem uma boa representatividade em relação aos padrões encontrados nas longas séries climáticas analisadas. Isto equivale dizer que os anos de 1996 e 1997 são considerados representativos em termos da ação dos ventos, já que não foram observadas anomalias quando da comparação dos dados.

Objetivo: Elaborar metodologia de interface computacional automática entre a saída de dados do modelo matemático SWAN e a entrada de dados no Sistema de Informações Geográficas IDRISI.

Este trabalho optou pela análise das informações referentes aos parâmetros de ondas oriundos do SWAN em ambiente *raster*. Tal escolha derivou da necessidade de aplicação de ferramentas de SIG que objetivaram relacionar estes parâmetros aos dados sobre geomorfologia, sedimentologia e padrões texturais pré-existentes.

Para tanto foi desenvolvida uma interface entre o Sistema de Informações Geográficas IDRISI (versões 3.2 e Kilimanjaro) e o modelo SWAN, por meio de *scripts* criados a partir de sub-rotinas próprias do SIG, a qual importa os dados oriundos do SWAN, os transforma em um arquivo de pontos e posteriormente em uma imagem *raster*, deixando-as prontas para análises com outras variáveis georreferenciadas. Este método mostrou-se eficiente e seguro, uma vez que foi possível controlar os passos intermediários até o resultado final, propiciando uma análise mais pormenorizada dos parâmetros envolvidos.

Uma restrição a este método está na utilização dos modelos de predição de ondas para situações operacionais, como a disponibilização de informações em tempo real, uma vez que a etapa de processamento em um SIG é trabalhosa e nem sempre a automatização completa é viável.

Objetivo: Definir o padrão de ondas do lago Guaíba com a aplicação do modelo SWAN, correlacionando altura, período e direção de ondas e o tempo de resposta das mesmas ao vento incidente;

Problema: Quais seriam os fatores controladores dos parâmetros da ondulação no lago? Há algum fator restritivo ao crescimento das ondas, mesmo para ventos de alta intensidade e constância?

Problema: Existem diferenças significativas entre as ondas incidentes no lago, quando sob um mesmo regime de ventos? É possível quantificar essas diferenças?

Problema: As ondas incidentes no Guaíba podem ser consideradas relevantes nos processos geomorfológicos atuantes no lago?

Antes que a modelagem com o SWAN fosse iniciada, foi necessária a validação do mesmo para o lago Guaíba. Este software já foi amplamente validado, mas mesmo assim, é necessário testar os resultados obtidos no modelo com dados coletados em campo, como forma de calibração, reduzindo assim possíveis incongruências.

A validação dos resultados do SWAN se deu pela correlação dos dados derivados do modelo com aqueles medidos no lago, através do medidor de ondas e correntes FSI3D (*Falmouth Scientific, Inc.*), fundeado próximo ao clube Jangadeiros, em uma profundidade aproximada de 3 m.

Foram analisados parâmetros de ondas e correntes durante 48 dias entre os meses de julho e agosto de 2005. Os resultados confirmaram o padrão de correntes com baixa intensidade, atingindo 0,4 m/s e direção predominante NW – SE, embora apresentando variações significativas e em, alguns casos isolados, uma tendência de inversão do fluxo. Estes dados corroboram os resultados obtidos pelo DENAEE (1983) e validam a decisão de excluir a corrente como um parâmetro de entrada do SWAN.

Os dados de variações de pressão indicam uma alternância em seus valores, entre 2,54 dbars e 3,5 dbars. Este cenário reflete a pequena amplitude das ondas, atingindo altura significativa de 0,10 m em apenas três ocasiões, sendo a mais destacada entre os dias 3 e 5 de julho de 2005, intervalo este selecionado para a validação do SWAN no lago Guaíba. Os valores de pressão registrados entre estes dias variaram entre 2,7 e 3,5 dbars, os quais representaram ondas de até 0,16 m.

Foram comparadas 16 amostras de ondas obtidas pelo medidor FSI, derivados de conjuntos de 512 registros cada, com dados modelados pelo SWAN, o qual foi alimentado por informações referentes aos ventos incidentes na região, obtidos junto a Rede de Meteorologia do Comando da Aeronáutica no Aeroporto Salgado Filho.

A análise destes dados indicou concordância entre as tendências de crescimento e decaimento dos valores de H e T. As únicas discrepâncias ocorreram nas últimas horas do monitoramento, quando os ventos enfraqueceram e a direção de proveniência migrou do quadrante S para W. Neste momento, as ondas medidas pelo FSI apresentaram uma redução em sua altura que não foi acompanhada pelos resultados do SWAN, os quais também demonstraram esta queda, mas de maneira menos acentuada. Isto indica uma tendência do SWAN a responder de maneira mais lenta às variações dos ventos, principalmente em ambientes abrigados como o Guaíba, onde as ondas são totalmente dependentes desta energia. Este tipo de discrepância pode ser creditado às interações não lineares entre as ondas, que redistribuem a energia ao se propagarem, as quais são responsáveis pela suavização do pico de freqüência com a evolução do espectro no tempo, transferindo energia das freqüências menores para as maiores.

A correlação entre os dados referentes à altura significativa das ondas medidos e estimados, foi de 0,6, quando comparado todo o conjunto de dados, e 0,82 se descartadas as três últimas amostras. Em relação à direção das ondas, percebe-se uma boa concordância entre os dados, sendo que as variações ficaram entre 8 e 40 graus, o que não chega a representar uma alteração no quadrante de propagação das ondas, constituindo-se em um resultado muito satisfatório.

Os resultados menos acurados deram-se em relação ao período, onde embora possa ser observada uma tendência similar de crescimento ao longo do tempo, as diferenças entre os dados medidos e modelados foram de 1 s em média. O tempo de resposta do SWAN às rápidas variações de vento em ambientes abrigados, aliado a utilização de um único ondógrafo para aferição dos dados obtidos podem ser consideradas as causas de tais discrepâncias, uma vez que os parâmetros do modelo numérico são calculados como uma média, enquanto o ondógrafo fornece um dado pontual.

Com base nessa análise, pode-se dizer que a aplicação do SWAN para a predição de ondas no lago Guaíba é perfeitamente viável, uma vez considerado que as correlações apresentadas ficaram dentro do esperado. Os dados obtidos nesta validação assemelham-se a maioria dos trabalhos consultados na literatura, considerados em grande parte, muito satisfatórios.

Com objetivo de determinar os padrões da ondulação incidente no Guaíba foram selecionados alguns intervalos na série de dados de vento que se destacaram como situações de maior intensidade e regularidade na direção de proveniência. Além disso, foi selecionado um intervalo que representava a média das condições de vento ao longo do ano. Foram também modeladas situações hipotéticas extremas com base em dados históricos, como por exemplo, os ventos com velocidades máximas de 27 m/s, soprando de diferentes direções. Como forma de auxiliar na interpretação dos resultados arbitrou-se cinco estações de controle distribuídas estrategicamente no lago.

Em linhas gerais pode-se dizer que as ondas acompanharam os padrões de intensidade e direção do vento, atingindo os valores máximos aproximadamente entre 1 e 2 horas após os picos de velocidade dos mesmos. Nas situações onde os ventos sopraram com maior intensidade nas primeiras horas as ondas levaram aproximadamente 2 horas para atingirem 0,10 m, sendo que não necessariamente as direções eram constantes. Em situações com ventos soprando com menor intensidade este tempo foi de aproximadamente 4 horas. As duas situações em que o tempo de resposta foi menor coincidiram com aquelas em que a intensidade do vento foi inferior a 4 m/s. O crescimento das ondas se mostrou mais acentuado para ventos com velocidades acima de 7 m/s.

Além disso, foi identificada uma situação de saturação do espectro de ondas, dadas às condições de profundidade e *fetch* do lago Guaíba, quando das simulações com dados históricos, onde os ventos sopraram durante oito horas com velocidades acima de 25 m/s. Nestes casos, o crescimento na altura das ondas, nunca superior a 0,55 m, não refletiu a forte intensidade dos ventos, embora os valores de H tenham se mantido altos, mesmo com a redução da velocidade em 16 m/s em apenas uma hora.

Além de velocidade e direção, outro fator que se mostrou relevante na geração e propagação de ondas de gravidade no Guaíba foi a regularidade dos ventos. Nas situações onde o vento soprou com constância, a tendência de crescimento das ondas foi mais acentuada.

As curvas dos gráficos referentes ao período (T) apresentaram comportamento semelhante à de H, acompanhando as variações da velocidade do vento, embora de maneira menos incisiva. Os valores de T, sempre em torno de 2 s, foram levemente subestimados pelo modelo.

Características como a geometria, a geomorfologia do lago e o *fetch* também se mostraram importantes. Tal afirmação fica evidente quando da análise comparativa entre as cinco estações de controle. A localização das mesmas no lago as tornam parcialmente protegidas da ação de determinados ventos, além disso, a presença de esporões arenosos faz com que a onda incidente dissipe parte de sua energia, resultando em valores de H reduzidos, mesmo para situações de *fetch* significativo. Exemplos desta situação foram descritos ao longo deste trabalho, quando sob um mesmo regime de ventos haviam porções do lago sob influência de ondas de até 0,50 m enquanto em outros as ondas não passavam de 0,10 m (figuras 37, 43, 47, 54, 58, 63, 67, 71, 75, 78, 79 e 80).

Outros dois fatores determinantes para a definição de padrões de comportamento das ondas são: a) A orientação do lago Guaíba, que se desenvolve com alinhamento geral NW-SE, favorecendo a geração e propagação de ondas para determinados tipos de ventos. b) O processo de refração das ondas, o que causa um alinhamento da zona de rebentação de tal maneira que ela tende a ser paralela a linha de praia.

Objetivo: Caracterizar a profundidade de início do regime de fluxo turbulento e delimitar a área de atuação da turbulência vinculada ao transporte de sedimentos.

Com intuito de analisar qualitativamente a resuspensão de sedimentos na coluna d'água em função do movimento orbital das ondas junto ao fundo, foram aplicadas técnicas para definição da camada limite, ou seja, a distância a partir da superfície de fundo até o valor da velocidade máxima relacionada ao fluxo livre. Esta região afeta significativamente a resuspensão e o transporte de sedimentos e, por conseqüência, se configura em um agente modelador da topografia de águas rasas.

Pode-se dizer que as ondas incidentes no Guaíba têm potencial para gerar turbulência junto ao fundo em diferentes situações. Entretanto, a profundidade máxima não excede a 1,9 m para ventos do quadrante S e velocidades da ordem de 11 m/s. Já a espessura da camada limite onde se verifica inicio do fluxo turbulento apresenta valores bastante reduzidos, entre 0,02 a 1 cm.

A definição da profundidade do início do fluxo turbulento, associado às características texturais do sedimento de fundo, possibilita o desenvolvimento de critérios para delimitação das áreas de sedimentação no lago Guaíba. Deste modo, a superfície de fundo foi dividida em duas grandes áreas: erosão e deposição.

Locais de baixa profundidade e com presença de areias finas a muito fina e siltes podem apresentar excessiva turbulência, sendo que em alguns locais a turbulência ocupa toda a coluna d'água. Esta condição resulta em erosão dos sedimentos depositados no leito do Guaíba, geralmente a profundidades inferiores a 1,5 m. A situação de deposição do material transportado na coluna d'água ocorre quando da inexistência de fluxo turbulento, ou quando o mesmo é insignificante junto ao fundo.

Objetivo: Analisar as interações entre a velocidade orbital das ondas incidentes no lago com a ressuspensão de sedimentos de fundo;

Problema: Os resultados obtidos com a aplicação do SWAN permitem identificar quais as áreas preferenciais de deposição de sedimentos finos?

Problema: As ondulações incidentes no lago geram ressuspensão de sedimentos finos? Em que profundidade?

Como forma de espacializar estas condições erosivas e deposicionais, foi proposto um modelo temporal que relacionou as informações sobre velocidade orbital e a freqüência de incidência de ondas em relação à sua direção, derivadas dos resultados modelados pelo SWAN ao longo do período estudado.

Para tanto, foram definidas, com base na bibliografia consultada, relações entre as velocidades orbitais mínimas necessárias para o início da resuspensão de sedimentos, em função de suas características texturais: 15 cm/s para silte grosso e areia muito fina, 20 cm/s para areia muito fina a fina, 25 cm/s para areia fina a média e acima de 30 cm/s para areia média.

Foram modeladas situações hipotéticas para estimar o valor da velocidade orbital (U_m) junto ao fundo com base em padrões de ondas definidos pelo SWAN para ventos de 2,5, 5, 7, 9, 11 e 13 m/s para cada uma das oito direções principais - N, NE, E, SE, S, SW, W e NW, considerando a freqüência das mesmas no conjunto de dados entre março de 1996 e fevereiro de 1997.

Os resultados são apresentados na forma de um mapa com o percentual do tempo em que as velocidades orbitais das ondas foram iguais ou superiores a 15 cm/s durante o período estudado, caracterizando áreas com alto potencial de resuspensão de sedimentos de fração silte (0,0039 a 0,062 mm) e areia muito fina (0,062 a 0,125 mm).

A sistematização de informações referentes à distribuição sedimentar, características das ondas incidentes, velocidade orbital, camada limite e início do fluxo turbulento, possibilitou a definição dos ambientes de sedimentação no lago Guaíba.

Objetivo: Mapear os Ambientes de Sedimentação do lago.

Problema: Estas áreas preferenciais correspondem às áreas mapeadas pelo projeto CECO-DMAE?

Problema: O Guaíba é um ambiente importador de sedimentos?

A relação destes resultados com as discussões acerca do inicio do fluxo turbulento e da espessura da camada limite permitiu a identificação de três ambientes de sedimentação no Guaíba: 1) Fundo Deposicional; 2) Fundo Transicional e 3) Fundo Erosional ou de Não Deposição.

Os ambientes de Fundo Deposicional abrangem cerca de 51% da área do lago e caracterizam-se pelo aporte da carga de sedimentos em finos em suspensão, apresentam baixa energia hidrodinâmica e fundos planos e lamosos. O sedimento não é resuspenso, e por sua vez, não retorna a coluna d'água.

Já os ambientes de Fundo Transicional abrangem 41% da área do lago e apresentam baixa energia na maior parte do tempo, sendo o substrato composto basicamente por areias e siltes. Estes sedimentos são remobilizados em determinadas situações de erosão associada a condições de ondas geradas por ventos com velocidades iguais ou superiores a 11 m/s.

Nos ambientes de Fundo Erosional ou de Não Deposição (8% da área) predominam condições de erosão ou não deposição por ação de ondas com velocidades orbitais superiores a 15 cm/s, ao longo de no mínimo 50% do tempo. Estes ambientes se caracterizam por um fundo composto prioritariamente por areias, uma vez que os sedimentos finos são constantemente remobilizados e mantidos na coluna d'água. Nos períodos sem incidência de ondas pode ocorrer deposição, exceção feita às praias, onde por ação de fatores específicos da dinâmica costeira como, correntes secundárias de deriva, espraiamaneto (*swash)* e rebentação, estes sedimentos são constantemente retrabalhados.

Os resultados obtidos nesta pesquisa apresentam relação direta com o conhecimento existente até então, que apenas permitia estabelecer indicativos da energia do ambiente deposicional no lago, como demonstrado pelos mapas do CECO (1999). Estes mapas ilustram a presença de quatro setores (A, B, C e D), onde os percentuais de areia exprimem, de forma qualitativa, um decréscimo gradativo de energia entre os setores. Uma análise comparativa indica haver concordância entre estes setores e os ambientes de deposição discutidos aqui. Esta conclusão é referendada também, pela relação entre estes setores e a distribuição espacial dos percentuais de tempo em que as velocidades orbitais das ondas foram suficientes para o início do movimento de resuspensão de sedimentos.

Estes resultados permitem concluir que o Guaíba é um grande importador de sedimentos, pois a superfície de fundo com deposição é mais significativa que a superfície de fundo com erosão. Além disso, a erosão, governada pelos processos de resuspensão, é restringida pelas ondulações de pequena altura e baixa freqüência.

As características sedimentares, texturais e de distribuição espacial destes ambientes de sedimentação constituem-se em elementos chave para o completo entendimento dos processos geomorfológicos atuantes no lago, tornando-se uma fonte de subsídios para a gestão de ambientes lagunares, principalmente no que toca a qualidade ambiental, uma vez que a concentração e distribuição de matéria em suspensão é fator importante para determinação desta qualidade.

Tal situação pode ser traduzida, por exemplo, pela influência da resuspensão de sedimentos contaminados no abastecimento de água para a população. Em ambientes abrigados como o Guaíba, onde a maior parte do tempo não são verificadas condições mínimas para a geração de ondas com 0,10 m, os processos de deposição são determinantes na realocação de poluentes no corpo d'água. Tal situação deve-se ao fato de que parte da contaminação causada por compostos orgânicos e inorgânicos é transportada na água, preferencialmente junto ao material em suspensão.

Objetivo: Analisar a qualidade da água quanto à concentração de material particulado em suspensão, utilizada para o abastecimento público no município de Porto Alegre.

A ressuspensão de sedimentos de fundo pode incrementar os níveis de poluição, já que substâncias tóxicas agregadas às partículas são lançadas na coluna d'água pelos fluxos de turbulência. Sendo assim, não só os ambientes que apresentam intervalos de tempos consideráveis de ressuspensão, mas também aqueles em que apenas ocasionalmente o sedimento de fundo é revolvido pela ação da onda, entre 2 e 10%, são desaconselháveis como pontos de captação de água bruta.

Em Porto Alegre, 96% da água captada para abastecimento é proveniente do lago Guaíba, por meio de seis pontos de coleta. Estes pontos foram plotados nos mapas de percentual de tempo de resuspensão e dos ambientes de sedimentação, com objetivo de verificar a relação dos mesmos a dinâmica de transporte sedimentar de fundo.

A análise destas informações permitiu inferir um bom grau de coerência na localização das adutoras que fazem a captação de água para o abastecimento. Os únicos locais classificados como "ruins" para captação foram o antigo ponto do Belém Novo e o ponto do Lami.

Coincidentemente estes dois pontos já foram desativados pelo DMAE. O antigo ponto do Belém Novo (localizado a 150 m da margem) foi realocado 1,8 km em direção ao canal de navegação. Atualmente este ponto abastece também a população do bairro Lami.

As análises dos processos relacionados à dinâmica sedimentar indicam terem sido estas medidas acertadas, uma vez que o potencial de resuspensão de sedimentos ao longo do ano pode chegar a 40% em ambos os pontos. No caso do Belém Novo, mesmo estando inserido em uma baía parcialmente abrigada da ação das ondas, a baixa profundidade deste ponto, da ordem de 1,3 m, potencializa os valores da velocidade orbital junto ao fundo, aumentando a energia envolvida.

Por sua vez, o atual local de captação está inserido em outro contexto. A maior profundidade deste local, com 4 m, faz com que mesmo sob incidência de ondas maiores que 0,40m, as velocidades orbitais junto ao fundo sejam insignificantes.

Da mesma forma, a estação de captação do Lami também se encontrava em uma porção do lago relativamente bem abrigada, sendo as únicas direções de proveniência de ventos aquelas dos quadrantes S e SW, com ondas podem atingir 0,40 m ou mais. O potencial de resuspensão de sedimentos ao longo do ano também atingia os 40%, configurando um ambiente de fundo erosional e descaracterizando este ambiente como local apropriado para coleta d'água.

4. Referências Bibliográficas

Allen, J.R.L. 1970. Physical processes of sedimentation. An Introduction. 248 p. London: G. Allen & Unwin.

Almeida, L.E.S.B., Casalas, A. B., Rosauro, N. M. L., Schettini, E. B. C., 1990. Simulação da circulação induzida por vento na Lagoa dos Patos. *In*. XIV Congresso Latino americano de Hidráulica. P. 1251 – 1263.

Atlas Eólico: Rio Grande do Sul. 2002. Camargo O. A. *et al.* Secretaria de Energia Minas e Comunicações. Porto Alegre: SEMC, 2002. 70 p.

Bachi, F. A., Barboza, E. G., Toldo Jr. E. E., 2000. Estudo da sedimentação do Guaíba. *In*: Ecos 17: 32 – 35.

Backes, P. 2005. Lutzenberger e a Paisagem. Ed. Paisagem do Sul. Porto Alegre, RS.

Bailey, M.C. & Hamilton, D.P. 1996. Wind induced sediment resuspension: a lake-wide model. Ecological Modelling. V. 99. p. 217-228.

Bendati, M. M., Staurk, J., Soares. P.R. 1998. Água potável e esgotamento sanitário. O ciclo urbano da água. *In*: Atlas Ambiental de Porto Alegre, Ed. Universidade / UFRGS. P. 73 – 78.

Bengtsson, L. & Hellstrom, T. 1992. Wind induced resuspension in a small shallow lake. Hydrobiologia. V. 241. p. 163-172.

Bhowmik, N.G. & Stall, J.B. 1978. Circulation patterns in the Fox chain of lakes in Illinois. Water Resources. V. 14. p. 633-642.

Blumberg, A. & Mellor, G., 1987. A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model. *In*: HEAPS, NS (ed.). Threedimensional coastal ocean models. Washington, American Geophysical Union, 1-16

Bouws, E., Gunther, H., RosenthaL, W., Vincent, C.L. 1985. Similarity of the wind wave spectrum in finite depth water: 1. Spectral form. J. geophys. Res. 90(CI), 975-986.

Burrows, R., Hedges, T. S., 1985. The Influence of Currents on Ocean Wave Climates. *In*: Coastal Engineering, 9: 247—260.

Camargo O. A. 2002 - Atlas Eólico: Rio Grande do Sul. 2002. Secretaria de Energia Minas e Comunicações. Porto Alegre: SEMC, 2002. 70 p.

Camargo, J.M.R., Guerra, J.V., Patchineelam, S.M. 2004. Variações das forçantes hidrodinamicas junto a um campo de dunas subaquáticas na baía da Guanabara – Rio de Janeiro. Atlântica. V. 26. p. 5-15. Rio Grande, RS.

Candella, R. N., 1997. Estudo de Casos de Ondas no Atlântico Sul através de Modelagem Numérica. Tese de doutorado. Programas de Pós-Graduação de Engenharia da Universidade Federal do Rio de Janeiro. 93p.

Carper, G.L. & Bachmann, R.W. 1984. Wind resuspension of sediments in a prairie lake. Can J. Fish. Aquat. Sci. V. 41. p. 1763-1767.

Carter, R. W. G. 1989. Coastal Environments: An Introduction to the physical, ecological and cultural systems of coastlines. Ed. Academic Press. London.

Casalas, A., Cybis, L. F., 1985. Modelo matemático de circulação e de qualidade das águas do estuário do Rio Guaíba. *In*: Simpósio Brasileiro de Hidrologia e Recursos hídricos. São Paulo. Anais. V 1. p 419 – 432.

Castelão, R. M., Möller Jr, O. O., 2003. Sobre a Circulação Tridimensional forçada por Ventos na Lagoa dos Patos. *In*: Atlântica, Rio Grande, 25(2): 91-106.

CECO (Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica), 1999. Projeto Sedimentação do Complexo Guaíba. Convênio CECO/IG/UFRGS – DVP/DEMAE. Porto Alegre. 17 p. Relatório final.

Collins, J.I. 1972. Prediction of shallow water spectra. Journal of Geophysical Research 77 (15), p. 2693 – 2707.

Coussirat de Araújo, L. 1930. Memória sobre o clima do Rio Grande do Sul. Diretoria de meteorologia. Ministério da Agricultura, Indústria e Comércio. Rio de Janeiro.

Cunha, R. 1971. O Estuário do Guaíba: características texturais, mineralógicas e morfológicas. Porto Alegre. 51p. Dissertação de Mestrado em Geociências. Instituto de Geociências – UFRGS.

Davies, A.G. 1985. Field Observations of the Threshold of Sediment Motion by Wave Action. Sedimentology, v.32, p.685-304.

DNAEE (Departamento Nacional de Águas e Energia Elétrica), 1983. Ministério das Minas e Energia. Mecânica de Correntes do Guaíba. Relatório Síntese.

Donelan, M.A., 1977. A simple numerical model for wave and wind stress prediction. Report of National Water Research Institute, Burlington, Ont., Canada, unpublished.

Donelan, M.A.., 1980. Similarity theory applied to the forecasting of wave heights, periods and directions. *Proc. Canadian Coastal Conf.,* 1980., National Res. Council, Ottawa, Canada: 47-61.

Donelan, M.A.., Hamilton, J., Hui, W.H., 1985. Directional spectra of wind-generated waves. *Phil. Trans. Royal Soc.,* London, A315: 509 – 562.

Gelci, R., Cazalé, H., Vassal, J., 1957. Previsión de la houle. La méthode des densités spectroangulaires. *Bull. Inform. Comitê Central Océanogr. D'Etudes Cotes,* 9: 416-435.

Gorman, R.M., Neilson, C.G., 1999. Modelling shallow water wave generation and transformation in an intertidal estuary. *In*: Coastal Engineering. V 36: 197 – 217.

Gruber, N. L. S., Nicolodi, J. L., 1998. Limites Externos da Antepraia com base na morfologia e sedimentologia em Tramandaí - RS. *In*: II Simpósio Nacional de Geomorfologia, Florianópolis. Anais. Universidade Federal de Santa Catarina. v. 1.

Hasselmann, K., Barnett, T.P., Bouws, E., Carlson, H., Cartwright, D.E., Enke, K., Ewing, J.A., Gienapp, H., and others, 1973. Measurements of wind-wave growth and swell decay during the Joint North Sea Wave Project (JONSWAP). *Deutsch. Hydrogr.* Z., Suppl. A, 8, N° 12.

Hasselmann, S., Hasselmann, K, Ross, D.B., Muller, P., Sell, W., 1976. A parametric wave prediction model. *Physical Ocean.,* 6: 200 – 228.

Hawking, S. 2002. O Universo numa casaca de noz. 5 ed. São Paulo, Arx.

Holthuijsen, L.H., R.C. Ris and N. Booij, 1998, A verification of the third-generation wave model SWAN, 5th International Workshop on Wave Hindcasting and Forecasting, Jan. 27-30, 1998, Melbourne, Florida, 223-230.

Holthuijsen, L.H., 2000. SWAN – User manual. Delft, USA. Department of Civil Engineering. Delft University of Technology. 124p.

Hsu, T.-W., S.-H. Ou and J.-M. Liau, 2005, Hindcasting nearshore wind waves using a FEM code for SWAN, Coastal Engineering, 52, 177-195.

Huang, N.E., Huang, P.A., Wang, H., Long, S.R. and Bliven, L.F. 1983. A study on the spectral models for waves in finite water depth. J. Geophys. Res. 88(C14), 9579-9587.

Innocentini, V. 1995. A tempestade Gorbush: Comparação entre as ondas geradas por WAM e SAWMO. *In*: 1° Seminário sobre Ondas e Marés Oceânicas. Arraial do Cabo, RJ. Resumos. P.57.

Innocentini, V. 2001. Modelo de ondas aplicado ao caso 5-8 de maio de 2001. Site: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE.

Irgang, G. V., Nicolodi, J. L., Hasenack, H., Weber, E. J. 1997. Elaboração de um Modelo Altimétrico Digital para o Município de Porto Alegre. *In*: VII Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada e I Fórum Latino Americano de Geografia Física Aplicada, 1997, Curitiba. Anais do Evento em CDROOM.

Jin, Kang-Ren, Ji, Zhen-Gang , 2001. Calibration and verification of a spectral wind - wave model for Lake Okeechobee. *In*: Ocean Engineering 28: 571–584.

Kitaigorodskii, S.A., 1963. Application of the theory of similarity to the analysis of wind-generated wave montion as a stochastic process. Bull. Acad. Nauk SSSR Geophys., Ser. 1: 105-117.

Komar, P.D. & Miller, M.C. 1973. The threshold of sediment movement under oscillatory water waves. J. Sed. Petrol. V. 43. p. 1101-1110.

Komar, P.D. 1975. On the comparison between the threshold of sediment motion under waves and unidirectional currents with discussion of the pratical evaluation of the threshold. J. Sed. Petrol. V. 45. p. 362-367.

Komen, G. J., Cavaleri, L., Donelan, M., Hasselmann, K., Hasselmann, S. & Janssen, P. A.E. M. 1994 Dynamics and modelling of ocean waves. Cambridge University Press, 532 pp.

Koeppen, W. 1948. Climatologia: um estúdio de los climas de la tierra**.** Fondo de Cultura Econômica. México. 478 p

Kruseman, P., 1976. Two pratical methods of forecasting wave components with periods between 10 and 25 seconds near Hoek van Holland. *Koninklijk Nederlands Meteorologisch Inst.,* The Netherlands, Wetenschapelijk Rapport 76 – 1.

Kumagai, M.1988. Predictive model for resuspension and deposition of botton sediment in a lake. Jpn. J. Limnol. V. 49. p. 185-200.

Lakhan, V.C. & Trenhaile, A.S., 1989. Applications in Coastal Modeling. Elsevier Oceanography Series, 49. New York.

Laybauer, L., Bidone, E. D. 2001. Caracterização Textural dos Sedimentos de fundo do Lago Guaíba e sua importância em Diagnósticos Ambientais. *In*: Pesquisas em Geociências. IG/UFRGS. Porto Alegre, RS. V 28: 13 – 26.

Lin, W., Sanford, L.P., Alleva, B.J., Schwab, D.J., 1998. Surface wind wave modeling in Chesapeake Bay. Proceedings of the Third International Conference on Ocean Wave Measurement and Analysis—ASCE, Virginia Beach, VA, pp. 1048–1062.

Lin, W., Sanford, L. P., Suttles, S. E., 2002. Wave measurement and modeling in Chesapeake Bay. *In*: Continental Shelf Research 22: 2673–2686.

Liu. P. C. 1983. A representation for the frequency spectrum of wind-generated waves. Ocean Engng 10, 429 441.

Liu, P. C., 1987. Assessing Wind Wave Spectrum Representations in a Shallow Lake. *In*: Ocean Engng, Vol. 14, N° 1, p. 39-50.

Livi, P. 1998. Elementos do clima: o contraste dos tempos frios e quentes. *In*: Menegat, R., Porto, M. L., Carraro, C. C., Fernandes, L. A. D., 1998. *In*: Atlas Ambiental de Porto Alegre, Ed. Universidade / UFRGS. P. 73 – 78.

Luettich, R.A., Harleman, D.R.F. 1990. Dynamic behavior of suspended sediment concentrations in a shallow lake perturbed by episodic wind events. Limnol. Oceanogr. V. 35. p. 1050-1067.

Madsen, O.S., Poon, Y.K., Graber, H.C. 1998. Spectral wave attenuation by botton friction: theory. Proceedings of the 21th International Conference on Coastal Engineering, ACE, New York, p. 492-504.

Martins, I.R., Villwock, J.L., Martins, L.R., Bemvenuti, C.E. 1989. The Lagoa dos Patos Estuarine Ecosystem (RS, Brazil). Revista Pesquisas, Porto Alegre, Vol. 22. p. 5-44.

Mattessich, R., 1984. The systems approach: Its variety of aspects. *In*: R.K.Ragade (editor), *General Systems,* 28: 29-41.

Miles, J.W., 1957. On the generation of surface waves by shear flows. *Jour. Fluid Mech.,* 3: 185 – 204.

Moreno, J. A. 1961. Clima do Rio Grande do Sul. Diretoria de Terras e Colonização. Secretaria da Agricultura. Governo do Estado do Rio Grande do Sul. Porto Alegre.

Nicolodi, J. L., Gruber, N. L. S., Toldo Jr, E. E., 1998. Elaboração de mapas e blocos-diagrama de batimetria e distribuição sedimentar da Plataforma Interna e Face de Praia de Tramandaí, RS. *In*: X Salão de Iniciação Científica. Porto Alegre. Livro de Resumos. Porto Alegre: UFRGS, p. 73.

Nicolodi, J.L. 2002. A Morfodinâmica Praial como Subsidio ao Gerenciamento Costeiro. O Caso da Praia de Fora – Parque Estadual de Itapuã, RS. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências – Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre. 138p.

Nummedal, D. Sonnenfeld, D.L., Taylor, K., 1984. Sediment Transport And Morphology At The Surf Zone Of Presque Isle, Lake Erie, Pennsylvania. *In*: Marine Geology, 60: 99--122

Nunes, P. L., 2002. O modelo SWAN como ferramenta na análise e previsão de ondas. Monografia apresentada junto ao Departamento de Oceanografia do Instituto de Geociências da Universidade do estado do Rio de Janeiro. 46p.

Oliveira, C. A. A. 1979. A designação do Guaíba. Revista Pesquisas. Vol. 12. p. 25-51. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre.

Otsubo, K. & Muraoka, K. 1987. Field studies on physical proprieties of sediment and sediment resuspension in lake Kasumigaura. Jpn. J. Limnol. V. 48. p. 131-138.

Ou, S. H., Liau, J.M., Hsu, T. W. Tzang, S.Y. 2002. Simulating typhoon waves by SWAN wave Model in coastal waters of Taiwan. *In* Ocean Engineering. V. 29. p. 947–971.

Plan, N. G., Holland, K. T., Puleo, J., 2002. A. Analysis of the scale of errors in nearshore bathymetric data. *In*: Marine Geology 191: 71 – 86.

Pires-Silva, A. A., Makarynskyy, O., Monbaliu, J., Ventura-Soares, C., Coelho, E., 2002. Wam/Swan Simulations in an Open Coast: Comparisons with ADCP Measurements. *In*: Littoral 2002, The Changing Coast. EUROCOAST / EUCC, Porto – Portugal Ed. EUROCOAST – Portugal.

Raudkivi, A. J. 1990.

Resio, D.T., Hiipakka, L.W. 1976. Great Lakes wave information. *Proc. 15th Int. Conf. Coastal Eng.,* ASCE: 92 – 112.

Ris, R.C., N. Booij and L.H. Holthuijsen, 1999: A third-generation wave model for coastal regions. Part II: Verification, J. Geoph. Research, Vol. 104, No. C4, 7667-7682.

Rogers, W.E., P.A. Hwang and D.W. Wang, 2003, Investigation of wave growth and decay in the SWAN model: three regional-scale applications, J. Phys. Oceanogr., 33, 366-389.

Rusu, E., Ventura Soares, C., Pires Silva, A. Pinto, J. P., Makarynskyy. O., 2002. Near Real Time Assessment of the Wave Propagation in the Coastal Environment of Portugal. *In*: Littoral 2002, The Changing Coast. EUROCOAST / EUCC, Porto – Portugal Ed. EUROCOAST – Portugal.

Schwab, D.J., Bennett, J.R., Liu, P.C., Donelan, M.A., 1984. Application of a simple numerical wave prediction model to Lake Eire. *Jour. Geophys. Res.,* 89: 3586 – 3592.

Shan-Hwei Ou, Jian-Ming Liau, Tai-Wen Hsu, Shiaw-Yih Tzang, 2002. Simulating typhoon waves by SWAN wave model in coastal waters of Taiwan. *In*: Ocean Engineering. V 29: 947–971.

Shore Protection Manual. 1984. U.S. Army Engineer Experiment Station. Vicksburg. 4 ed. MS, 2v.

Signell R. P., Knebel H.J., List J.H. 2001. Physical Processes Affecting the Sedimentary Environments of Long Island Sound. 5th International Conference on Estuarine and Coastal Modeling. M.L. Spauding and A.F. Blumberg, Eds, ASCE Press.

St. Germain, M., 1981. Von Bertalanffy's organismic theory, open system theory, general system theory as an organized system. *In*: R.Ragade (editor), *General Systems,* 26: 7-28.

Sverdrup, H.U., & Munk, W.H., 1947. Wind, sea and swell: theory of relations for forecasting. *U.S. Navy Hydrographic Office,* Washington, D.C., Publ. N° 601.

Toba, Y., 1978. Stochastic form of the growth of wind in a single parameter representation with physical implications. *Jour. Physical Ocean.,* 8: 494-507.

Toldo Jr., E.E. 1994. Sedimentação, predição do padrão de ondas e dinâmica sedimentar da antepraia e zona de surfe do sistema lagunas da Lagoa dos Patos, RS. Tese de doutorado. Instituto de Geociências. UFRGS. Porto Alegre. 178 p.

Toldo Jr., E. E. ; Dillenburg, S. R.; Corrêa, I. C. S.; Almeida, L. E. S. B. 2000. Holocene Sedimentation in Lagoa dos Patos Lagoon, Rio Grande do Sul, Brazil. Journal of Coastal Research, West Palm Beach, FL, USA, v. 16(3), p. 816-822.

Tolman, H. L. 1997: User manual and system documentation of WAVEWATCH-III version 1.15. NOAA / NWS / NCEP / OMB Technical Note 151, 97 pp.

Tolman, H. L., 1999: User manual and system documentation of WAVEWATCH-III version 1.18. NOAA / NWS / NCEP / OMB Technical Note 166, 110 pp.

WAMDI Group 1988 The WAM model: a third generation ocean wave prediction model. J. Physical Oceanography, 18, 1775-1810.

Wang, X.H., Pinardi, N., Malaic, V. 2007. Sediment transport and resuspension due to combined motion of wave and current in the northen Adriatic Sea during a Bora event in January 2001: A numerical modelling study. *In*: Continental Shelf Research. V. 27. p. 613 – 633.

Weber, E. J. 1995. Uso de sistemas de informação geográfica como subsídio ao planejamento em áreas agrícolas: um caso no planalto do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto. 75 p. (Dissertação de Mestrado).

Wood, D. J., Muttray, M., Oumeraci, H., 2001. The SWAN model used to study wave evolution in a flume. *In*: Ocean Engineering. V. 28: 805–823.

Wright, L.D., Chappell, J., Thom, B.G., Bradshaw, M.P., Cowell, P. 1979. Morphodynamics of reflective and dissipative beach and inshore systems: Southeastern Australia. Marine Geology, v.32, p 105 – 140.

Zeigler, J.M., 1969. Some observations and measurements of wind driven circulation in a shallow coastal lagoon. *In*: Lagunas Costeras, un simposio. UNAM – UNESCO. México, DF. P335 – 339.

Zijlema, M. and A.J. van der Westhuysen, 2005, On convergence behaviour and numerical accuracy in stationary SWAN simulations of nearshore wind wave spectra, Coastal Engineering, 52, 237-256.

Livros Grátis

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

Milhares de Livros para Download:

Baixar livros de Administração
Baixar livros de Agronomia
Baixar livros de Arquitetura
Baixar livros de Artes
Baixar livros de Astronomia
Baixar livros de Biologia Geral
Baixar livros de Ciência da Computação
Baixar livros de Ciência da Informação
Baixar livros de Ciência Política
Baixar livros de Ciências da Saúde
Baixar livros de Comunicação
Baixar livros do Conselho Nacional de Educação - CNE
Baixar livros de Defesa civil
Baixar livros de Direito
Baixar livros de Direitos humanos
Baixar livros de Economia
Baixar livros de Economia Doméstica
Baixar livros de Educação
Baixar livros de Educação - Trânsito
Baixar livros de Educação Física
Baixar livros de Engenharia Aeroespacial
Baixar livros de Farmácia
Baixar livros de Filosofia
Baixar livros de Física
Baixar livros de Geociências
Baixar livros de Geografia
Baixar livros de História
Baixar livros de Línguas

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