



INSTITUTO SUPERIOR TÉCNICO
Universidade Técnica de Lisboa

Modelação da Agitação Marítima em Zonas Costeiras

Ana Isabel dos Santos Pereira

Dissertação para a obtenção do Grau de Mestre em
Engenharia e Arquitectura Naval

Júri

Presidente: Prof. Carlos António Pancada Guedes Soares

Orientador: Prof. Carlos António Pancada Guedes Soares

Vogais: Prof. António Alberto Pires Silva

Doutora Mariana Stichini Vilela Hart de Campos Bernardino

Dezembro de 2008

Agradecimentos

Às investigadoras do CENTEC (Centro de Engenharia e Tecnologia Naval) Paula Pilar e Liliana Rusu, pelos dados fornecidos essenciais ao meu estudo.

Ao Professor Eugene Rusu pela dedicação ao ensinar-me a trabalhar com o modelo numérico SWAN.

Ao Professor Carlos Guedes Soares pela orientação de todo o meu estudo.

Resumo

A avaliação da possibilidade de extracção de energia das ondas implica um estudo que permita caracterizar o clima de agitação marítima nesta zona. A simulação do estado do mar no presente estudo é feita através do aninhamento de dois modelos numéricos de propagação e geração de ondas nos vários tipos de profundidades: *WAM* e *SWAN*, que são validados através de dados reais fornecidos por uma bóia do Instituto Hidrográfico mantida ao largo de Peniche entre 1980 e 1985. As estatísticas das condições da agitação marítima são calculadas, através da identificação das distribuições dos parâmetros mais importantes das ondas. Os seus valores máximos e médios são determinados, e as suas alterações com as diferentes estações do ano são analisadas.

O modelo de reconstituição implementado permite identificar duas zonas de maior potencial energético para as quais é possível determinar valores teóricos máximos de potência absorvida por um conversor de energia genérico, do tipo de absorção pontual

Palavras-Chave: energia das ondas, costa portuguesa, modelo de reconstituição, *SWAN*, absorção pontual.

Abstract

The possibility of extracting wave energy assessment implies a study which describes the wave climate in that area. The sea state simulation in the present study is made through the nesting of two numerical models that represent the wave propagation and generation in both deep and shallow water: WAM and SWAN, which are validated by direct comparisons with real data from a Instituto Hidrográfico buoy located near Peniche between 1980 and 1985. The most important wave parameters distributions are calculated. Their maximum and mean values are found and their change with the season of the year analyzed.

The implementation of the simulation model allows the identification of two main areas with potential for wave energy, for which one can obtain the maximum theoretical values for absorbed power by a generic converter, a point absorber.

Keywords: wave energy, Portuguese coast, simulation model, SWAN, point absorber.

Conteúdo

| | | |
|----------|---|-----------|
| 1 | Introdução | 15 |
| 2 | As Ondas e a sua Geração | 19 |
| 2.1 | <i>Teoria Linear das Ondas.....</i> | 19 |
| 2.2 | <i>Transformações das Ondas.....</i> | 24 |
| 2.2.1 | Águas profundas vs. Águas pouco profundas | 24 |
| 2.2.2 | Aproximações..... | 25 |
| 2.2.3 | Processos de Transformação | 26 |
| 2.3 | <i>Representação Espectral das Ondas.....</i> | 29 |
| 2.3.1 | Parâmetros do Espectro de Variância | 30 |
| 2.3.2 | Espectros Paramétricos de Onda..... | 32 |
| 2.4 | <i>Modelo de Geração e Propagação de Ondas – SWAN</i> | 33 |
| 2.4.1 | Transporte de Energia | 35 |
| 2.5 | <i>Captura de Energia das Ondas por um Conversor Pontual.....</i> | 35 |
| 3 | Modelo de Previsão e Reconstituição..... | 39 |
| 3.1 | <i>Implementação do Modelo.....</i> | 39 |
| 3.2 | <i>Validação do Modelo.....</i> | 43 |
| 3.2.1 | Descrição dos Dados Reais Utilizados | 46 |
| 3.2.2 | Comparação de Resultados..... | 48 |
| 3.2.3 | Resultados Estatísticos..... | 51 |

| | | |
|----------|---|-----------|
| 4 | Caracterização do Clima de Agitação Marítima na Costa Portuguesa | 55 |
| 5 | Avaliação da Distribuição da Energia das Ondas na Costa Portuguesa | 65 |
| 5.1 | <i>Identificação das Zonas Mais Energéticas</i> | 65 |
| 5.2 | <i>Cálculo da Potência Máxima Absorvida</i> | 68 |
| 6 | Conclusões e Trabalho Futuro | 75 |
| 6.1 | <i>Conclusão.....</i> | 75 |
| 6.2 | <i>Trabalho Futuro</i> | 76 |
| | Bibliografia..... | 79 |

Lista de Figuras

| | |
|--|----|
| Figura 2.1 Condições de Fronteira no domínio da solução | 21 |
| Figura 2.2 Definição dos diferentes tipos de profundidades..... | 24 |
| Figura 2.3 Tangente hiperbólica de uma função x | 25 |
| Figura 2.4 Representação bidimensional da interacção de uma linha infinita de flutuadores com ondas incidentes | 36 |
| Figura 2.5 Representação tridimensional da interacção de um <i>point absorber</i> com ondas incidentes..... | 37 |
| Figura 3.1 Grelhas espaciais utilizadas no WAM..... | 40 |
| Figura 3.2 Grelha batimétrica da zona costeira de Peniche | 41 |
| Figura 3.3 Grelhas espaciais utilizadas no SWAN..... | 42 |
| Figura 3.4 Efeito sombra das Ilhas Berlengas na distribuição espacial da altura significativa e direcção médias das ondas. Representação da localização da bóia ondógrafo. a) Com ilhas em 13-03-1985.12h. b) Sem ilhas 13-03-1985.12h | 44 |
| Figura 3.5 Efeito sombra das Ilhas Berlengas na distribuição espacial da altura significativa e direcção médias das ondas. a) Com ilhas em 10-12-1981.06h. b) Sem ilhas em 10-12-1981.06h..... | 44 |
| Figura 3.6 Efeito sombra das Ilhas Berlengas na distribuição espacial da altura significativa e direcção médias das ondas. a) Com ilhas em 12-01-1982.09h. b) Sem ilhas em 12-01-1982.09h..... | 45 |
| Figura 3.7 Efeito sombra das Ilhas Berlengas na distribuição espacial da altura significativa e direcção médias das ondas. a) Com ilhas em 18-11-1983.00h. b) Sem ilhas em 18-11-1983.00h..... | 45 |

| | |
|--|----|
| Figura 3.8 Efeito sombra das Ilhas Berlengas na distribuição espacial da altura significativa e direcção média das ondas. a) Com ilhas em 21-15-1983.15h. b) Sem ilhas em 21-15-1983.15h..... | 46 |
| Figura 3.9 Comparação entre os valores de altura significativa reais e simulados. a) Dados entre 01-12-1981 e 11-03-1982. b) Dados para Julho e Agosto de 1982. c) Dados para Janeiro e Fevereiro de 1983. d) Dados entre Junho e Dezembro de 1983. e) Dados entre 05-12-1984 e 23-01-1985. f) Dados entre 08-03-1985 e 30-04-1985 | 49 |
| Figura 3.10 Comparação entre os valores de período médio entre zeros ascendentes reais e simulados. a) Dados entre 01-12-1981 e 11-03-1982. b) Dados para Julho e Agosto de 1982. c) Dados para Janeiro e Fevereiro de 1983. d) Dados entre Junho e Dezembro de 1983. e) Dados entre 05-12-1984 e 23-01-1985. f) Dados entre 08-03-1985 e 30-04-1985 | 50 |
| Figura 3.11 Gráfico de dispersão da altura significativa de onda | 53 |
| Figura 3.12 Gráfico de dispersão do período médio entre zeros ascendentes | 54 |
| Figura 4.1 Distribuição espacial típica de altura significativa e direcção média das ondas. a) Meses de Inverno. b) Meses de Verão. c) Total..... | 56 |
| Figura 4.2 Frequência relativa da altura significativa. a) 1981. b) 1982. c) 1983. d) 1984. e) 1985 | 57 |
| Figura 4.3 Distribuições de altura significativa. a) Meses de Inverno. b) Meses de Verão. c) Total | 58 |
| Figura 4.4 Frequência relativa do período de pico. a) 1981. b) 1982. c) 1983. d) 1984. e) 1985 | 59 |
| Figura 4.5 Frequência relativa do período de pico. a) Meses de Inverno. b) Meses de Verão. c) Total..... | 60 |
| Figura 4.6 Distribuições conjuntas de altura significativa e período de pico. a) 1981. b) 1982. c) 1983. d) 1984. e) 1985 | 61 |
| Figura 4.7 Distribuições conjuntas relativas para altura significativa e período de pico de onda. a) Meses de Inverno. b) Meses de Verão. c) Total..... | 62 |
| Figura 4.8 Distribuição da direcção média das ondas. a) 1981. b) 1982. c) 1983. d) 1984. e) 1985 | 63 |

| | |
|--|----|
| Figura 4.9 Distribuição da direcção média das ondas. a) Meses de Inverno. b) Meses de Verão. c) Total..... | 64 |
| Figura 5.1 Exemplo da localização do máximo espacial de energia das ondas para um dado instante de tempo..... | 66 |
| Figura 5.2 Localização espacial dos máximos mensais de energia das ondas – grelha 1 | 66 |
| Figura 5.3 Localização espacial dos máximos mensais de energia das ondas – grelha 2..... | 67 |
| Figura 5.4 Classificação do tipo de profundidade para Abril de 1985. a) Ponto 1. b) Ponto 2..... | 69 |
| Figura 5.5 Potência de onda (transporte de energia) para Abril de 85. a) Ponto 1. b) Ponto 2 ... | 70 |
| Figura 5.6 Potência máxima absorvida por um conversor pontual para Abril de 85. a) Ponto 1. b) Ponto 2 | 70 |
| Figura 5.7 Distribuições anuais da potência máxima absorvida – ponto 1. a) 1981. b) 1982. c) 1983. d) 1984. e) 1985 | 71 |
| Figura 5.8 Distribuições anuais de potência máxima absorvida – ponto 2. a) 1981. b) 1982. c) 1983. d) 1984. e) 1985 | 72 |

Lista de Tabelas

| | |
|--|----|
| Tabela 2.1 Principais aproximações para as diferentes profundidades | 26 |
| Tabela 3.1 Grelhas computacionais para as simulações do WAM | 40 |
| Tabela 3.2 Grelhas computacionais utilizadas nas simulações do SWAN | 43 |
| Tabela 3.3 Meses para os quais se obtiveram dados reais | 47 |
| Tabela 3.4 Percentagem de dados disponíveis para a validação do modelo | 47 |
| Tabela 3.5 Parâmetros estatísticos para as situações em estudo..... | 53 |
| Tabela 5.1 Localização dos pontos para a avaliação da capacidade energética..... | 67 |
| Tabela 5.2 Valores máximos de potência máxima absorvida e sua localização temporal | 73 |

Capítulo 1

Introdução

Em zonas costeiras, a actividade marítima assume um papel de grande relevância, sendo portanto necessário saber avaliar e prever as condições do estado do mar de forma correcta. Para tal, é necessário ter em conta que, à medida que se aproximam da costa, as características das ondas começam a modificar-se devido à influência do fundo. De forma a caracterizar de forma correcta os efeitos das baixas profundidades, é necessário um modelo que tenha em conta os processos físicos complexos de transformação do estado do mar que se verificam perto da costa.

Estas avaliações e previsões são especialmente importantes nas áreas costeiras de grande afluência de navios, sejam entradas de portos, zonas onde operam navios de pesca ou simplesmente passagens de rotas. Estas avaliações também são necessárias quando se pretendem novas formas de aproveitamento dos recursos do mar: instalação de conversores de energia das ondas.

Numa altura em que é cada vez mais necessário encontrar novas formas de obter energia, de preferência renovável, começa-se cada vez mais a olhar para a energia das ondas como um caminho a seguir. Além do impacto ambiental limitado, a energia das ondas fornece densidades de energia superiores a outras fontes de energia, permitindo que os dispositivos de conversão retirem mais potência de um volume mais pequeno e tenham conseqüentemente menores custos que conversores de outros tipos de energia.

Esta energia das ondas provém do vento que, à medida que se faz sentir ao longo do oceano, transfere a sua energia para a superfície livre da água. Assim que são criadas, as ondas propagam-se e viajam milhares de quilómetros com pequenas perdas de energia. A dissipação que se verifica junto à costa pode muitas vezes ser compensada por concentrações de energia que se devem a determinados fenómenos físicos como a reflexão ou a refacção, [3].

A instalação de conversores de energia exige um pormenorizado estudo prévio. Desde análises teóricas a experiências em tanques, é necessário ter em conta as condições ambientais imprevisíveis a que podem estar sujeitos. Desde o ambiente corrosivo até às condições de carregamento extremas difíceis de prever, o projecto dos conversores tem que satisfazer as

condições operacionais mínimas de segurança e ao mesmo tempo ser economicamente competitivo. Um dos factores mais importantes a ter em conta quando se projecta a instalação de um conversor de energia, é a sua localização. Tendo em conta este factor, os conversores dividem-se em três tipos: de costa, zona costeira e ao largo. Cada um destes tipos tem as suas vantagens e desvantagens mas aquele que indiscutivelmente tem maiores potencialidades energéticas é o terceiro tipo.

A costa oeste de Portugal encontra-se localizada numa zona privilegiada no que diz respeito ao potencial de extracção da energia das ondas. Faz parte do grupo de países que podem tirar partido do vento Oeste – Este que predominantemente se faz sentir no globo terrestre.

A zona de Peniche tem uma grande actividade marítima e bastante potencial no que diz respeito à conversão da energia das ondas. Segundo [1], tem uma capacidade de extracção de 50 kW/m de potência. Em [7], Peniche é identificada como uma área da costa Portuguesa de concentração de energia das ondas.

O objectivo geral desta tese é, portanto, realizar um estudo das condições de agitação marítima na zona de Peniche. Esta é uma área com importante actividade piscatória pelo que o conhecimento detalhado das condições do mar pode ser útil para um melhor conhecimento do comportamento dos navios de pesca nesse mar. Além disso, pretende-se estudar a possível aplicação de conversores de energia na costa de Portugal, mais precisamente na zona de Peniche. Em primeiro lugar, pretende-se obter um modelo de previsão que simule o estado do mar de uma forma considerada viável, tendo em conta os processos de transformação de ondas em águas pouco profundas assim como a sua propagação e geração em águas de maior profundidade. Após a validação deste modelo, é necessário obter uma caracterização do clima de agitação marítima nesta zona da costa portuguesa, procurando obter distribuições médias dos parâmetros que caracterizam o estado do mar. O objectivo final deste trabalho é obter valores de potência absorvida por um conversor, isto é, valores máximos teóricos de energia transferida das ondas para o sistema de conversão de energia. Estes valores são calculados tendo em conta o conversor pontual desenvolvido por *Falnes* [4]. Este cálculo é feito para as zonas mais energéticas da costa de Peniche que são identificadas através da simulação feita pelo modelo.

De forma a validar o modelo desenvolvido, a comparação de resultados obtidos foi feita recorrendo a dados fornecidos pelo Instituto Hidrográfico (IH) medidos por uma bóia ondógrafo localizada ao largo de Peniche, [6]. A validação foi feita para um período de cinco anos, compreendidos entre 1981 e 1985.

A simulação das condições do estado do mar é feita por dois modelos de ondas de terceira geração que resolvem a equação de balanço da acção espectral: *WAM* e *SWAN – Simulating Waves Nearshore*. A necessidade de utilizar os dois modelos prende-se com o facto de a propagação de ondas depender da profundidade das águas e, assim, cada um dos modelos é indicado para cada uma das situações: águas profundas e águas pouco profundas. O primeiro modelo, *WAM*, é indicado para simulações em escala oceânica. O segundo, *SWAN*, consegue representar a dependência da propagação de ondas na variação de profundidade, representando por isso os efeitos das águas pouco profundas.

Os dois modelos têm de ser acoplados. Esta necessidade traduz-se no facto de o primeiro modelo, *WAM*, fornecer ao segundo as condições de fronteira que este necessita. Isto é, os dados relativos aos campos de vento a uma escala oceânica são introduzidos no *WAM* e este fornece dados para qualquer localização perto da costa, dentro da sua grelha computacional, onde os efeitos do fundo ainda não começaram a modificar as características das ondas. Os resultados do primeiro modelo são utilizados como condições de fronteira para o *SWAN* que assim faz simulações junto à costa.

Tendo em conta os seus objectivos, este trabalho tem a seguinte estrutura: no segundo capítulo apresenta-se a introdução teórica necessária ao desenvolvimento deste projecto que passa pela teoria das ondas, as suas transformações, métodos de representação das suas características, base teórica do modelo de simulação (*SWAN*) e conversor pontual; o capítulo seguinte é dedicado ao modelo de previsão, dividindo-se na sua implementação e na validação dos resultados por ele obtidos; no capítulo 4 podem observar-se as estatísticas para os parâmetros obtidos nas simulações; por último, o capítulo 5 é dedicado à avaliação da situação energética na costa de Peniche.

Capítulo 2

As Ondas e a sua Geração

Existem vários tipos de ondas marítimas que estão associadas a diferentes solicitações externas que as causam. O tipo mais importante e mais comum são as ondas de superfície. Estas ondas são geradas pela acção do vento e denominam-se vagas de vento.

À medida que o vento começa a fazer-se sentir, a sua turbulência provoca flutuações de pressão na superfície do mar, o que produz pequenas ondas com comprimentos quase insignificantes. A acção do vento contra estas pequenas ondas faz com que haja variações de pressão ao longo do perfil de onda, o que faz com que estas cresçam. Este crescimento é exponencial visto que à medida que as ondas crescem, as diferenças de pressão aumentam cada vez mais, o que, por sua vez, origina um maior crescimento das ondas. Assim que as ondas são formadas, começam a viajar ao longo dos oceanos transportando a energia com poucas perdas. Estas ondas que viajam para fora da sua zona de geração e adquirem um aspecto bidimensional (ondas de crista longa) denominam-se ondulação (*swell*). São caracterizadas por ter períodos elevados (acima dos 10 segundos) e comprimentos de onda superiores a 30 vezes a sua altura. Quando são formadas por ventos locais, denominam-se por vagas de vento (*wind waves*) e têm comprimentos e períodos inferiores às primeiras.

A complexidade dos processos de geração e propagação de ondas traduz-se numa não linearidade que torna a equação de movimento difícil de resolver. Para conseguir encontrar uma solução, é necessário assumir várias simplificações. A teoria mais utilizada é a Teoria Linear das Ondas, [10] e [13].

2.1 Teoria Linear das Ondas

Para utilizar a Teoria Linear das Ondas é necessário fazer várias simplificações no estudo da elevação da superfície do mar. Estas simplificações dizem respeito tanto às próprias ondas como ao meio em que se propagam:

- Profundidade da água (d) e comprimento de onda (λ) constantes;

- Movimento das ondas de duas dimensões (ondas de crista longa com altura constante ao longo desta);
- Perfil de onda constante no tempo;
- Fluido incompressível – volume específico da água salgada constante;
- Os efeitos de viscosidade, turbulência, tensão superficial e de *Coriolis* (devido ao movimento de rotação da Terra), são desprezados;
- Altura da onda (H) pequena comparada com o seu comprimento (λ) e a profundidade da água (d).

As equações gerais a resolver são as equações de conservação de massa e de momento. A conservação da massa transforma-se na equação de *Laplace*, com a adopção da função de potencial:

$$\frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial z^2} = 0 \quad (2.1.1)$$

Em que ϕ representa o potencial da velocidade e x e z a coordenada horizontal e vertical, respectivamente, do sistema de eixos utilizado.

Para a conservação do momento, utiliza-se a Equação de *Bernoulli* Não Estacionária:

$$-\frac{\partial \phi}{\partial t} + \frac{p}{\rho} + gz = 0 \quad (2.1.2)$$

A pressão é representada por p , ρ é o volume específico da água e g a aceleração gravítica.

Para resolver as equações gerais, recorre-se às condições de fronteira correspondentes ao domínio da solução, **Figura 2.1**:

- Condição dinâmica na superfície livre:

$$-\frac{\partial \phi}{\partial t} + g\eta = 0, \text{ em } z=0 \quad (2.1.3)$$

Na superfície livre a pressão é a atmosférica, ou seja, é nula.

- Condição cinemática na superfície livre:

$$-\frac{\partial \phi}{\partial t} = \frac{\partial \eta}{\partial t}, \text{ em } z=0 \quad (2.1.4)$$

Esta condição diz que à superfície não pode haver transporte de fluido através desta.

- Condição cinemática no fundo do mar:

$$-\frac{\partial \phi}{\partial z} = 0, \text{ em } z=-d \quad (2.1.5)$$

Não pode existir escoamento através do fundo sólido do mar.

A solução para estas equações é a seguinte:

$$\phi(x, z, t) = \frac{ag}{\omega} \frac{\cosh[k(d+z)]}{\cosh(kd)} \cos(kx - \omega t) \quad (2.1.6)$$

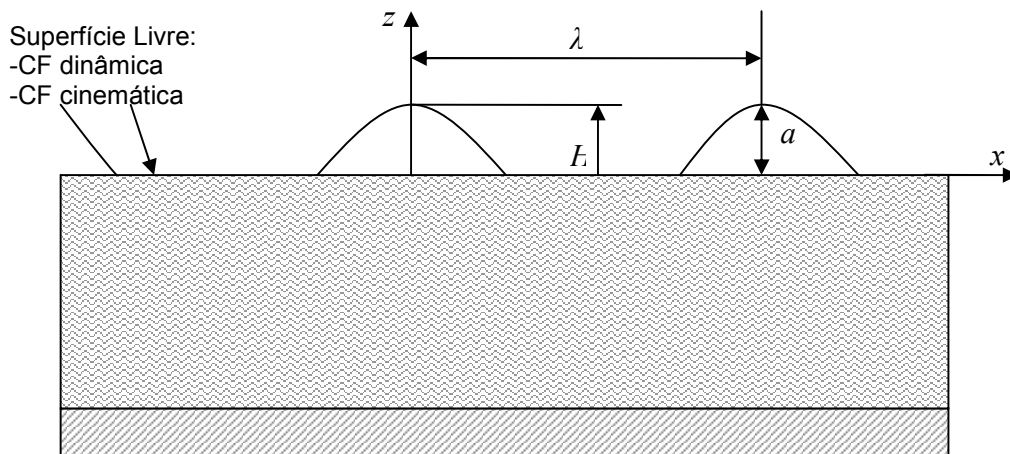


Figura 2.1 Condições de Fronteira no domínio da solução

As propriedades da onda aqui representadas são:

- a : amplitude da onda;
- ω : frequência angular da onda;
- k : número de onda.

Estas propriedades são calculadas através das seguintes igualdades:

$$a = H/2 \quad (2.1.7)$$

$$\omega = 2\pi/T = 2\pi f \quad (2.1.8)$$

$$k = 2\pi/\lambda \quad (2.1.9)$$

Utilizando a condição de fronteira dinâmica na superfície livre, obtém-se a equação para a elevação da superfície do mar:

$$\eta = a \sin(kx - \omega t) \quad (2.1.10)$$

Combinando as duas condições de fronteira na superfície livre e a solução obtida anteriormente, obtém-se a relação de dispersão, que fornece uma relação única entre a frequência, número de onda e profundidade:

$$\omega^2 = gk \tanh(kd) \quad (2.1.11)$$

Assumindo que num período T , a onda avança o equivalente a um comprimento de onda, λ , a velocidade de fase (ou de propagação), isto é, a velocidade a que cada fase particular da onda se propaga, é por definição igual a:

$$c = \frac{\lambda}{T} = \frac{\omega}{k} \quad (2.1.12)$$

Combinando com a equação (2.1.11), tem-se que:

$$c^2 = \frac{g}{k} \tanh(kd) \quad (2.1.13)$$

Ou seja, a velocidade de fase da onda depende da profundidade do meio em que se propaga.

Para o comprimento de onda, obtém-se a seguinte relação:

$$\lambda = \frac{gT^2}{2\pi} \tanh\left(\frac{2\pi d}{\lambda}\right) \quad (2.1.14)$$

Como se pode verificar, esta equação apenas pode ser resolvida recorrendo ao cálculo iterativo.

As componentes da velocidade das partículas de água podem ser calculadas recorrendo à derivação do potencial de velocidades. Utilizando a solução obtida anteriormente (equação (2.1.3)) e primitivando estas componentes, é possível obter o deslocamento vertical e horizontal de cada partícula. Combinando os deslocamentos em ambos os eixos, obtém-se a equação que representa a trajectória das partículas do fluido ao longo da propagação da onda:

$$\frac{\xi^2}{A^2} + \frac{\zeta^2}{B^2} = 1 \quad (2.1.15)$$

Onde ξ e ζ representam os deslocamentos em cada direcção e A e B são definidos por:

$$A = a \frac{\cosh[k(d+z)]}{\sinh(kd)} \quad (2.1.16)$$

$$B = a \frac{\sinh[k(d+z)]}{\sinh(kd)} \quad (2.1.17)$$

Como se pode ver pela equação (2.1.15), as partículas de fluido movimentam-se em órbitas elípticas fechadas.

Apesar de se estar a falar de apenas ondas individuais, sabe-se que as ondas do mar são bastante mais complexas e podem ser entendidas como a sobreposição de várias ondas simples. A sobreposição de ondas forma grupos que se movimentam a velocidade diferente da de propagação das ondas individuais que os formam.

Este conceito de velocidade do grupo de onda é particularmente importante porque é igual à velocidade de propagação de energia das ondas.

Para duas dimensões, a velocidade de grupo é definida da seguinte maneira:

$$c_g \equiv \frac{\partial \omega}{\partial k} \quad (2.1.18)$$

Tendo em conta a relação de dispersão (equação (2.1.11)), a velocidade de um grupo de ondas é obtida através da seguinte igualdade:

$$c_g = \frac{1}{2} \left[1 + \frac{2kd}{\sinh(2kd)} \right] c \quad (2.1.19)$$

2.2 Transformações das Ondas

2.2.1 Águas profundas vs. Águas pouco profundas

Até agora, obtiveram-se os resultados da teoria linear das ondas em águas de profundidade finita. Como foi possível verificar, praticamente todos os resultados obtidos dependem deste parâmetro. Assim, é fácil de observar que é possível obter simplificações nas situações de águas profundas e pouco profundas.

Importa assim definir a diferença entre águas profundas e pouco profundas. Por definição têm-se os limites de transição para as diferentes profundidades, **Figura 2.2**. O parâmetro d representa a profundidade da água e L o comprimento de onda.

Quando as ondas chegam a águas de pequena profundidade, a sua forma e direcção mudam. A sua velocidade diminui, as cristas modificam a sua inclinação e direcção.

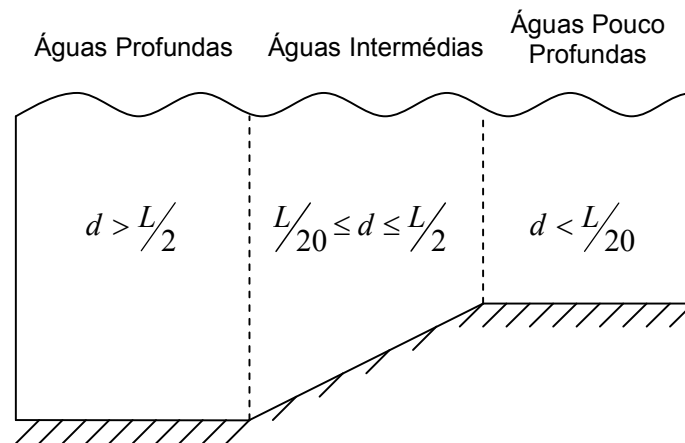


Figura 2.2 Definição dos diferentes tipos de profundidades

Tendo em conta as equações (2.1.13) e (2.1.14), pode dizer-se que, quando o período (não varia com a profundidade) se mantém constante mas a profundidade d diminui, a velocidade c e o comprimento de onda, λ , vão também diminuir.

Esta relação entre a velocidade das ondas e o seu comprimento (ou o seu período), resulta na relação de dispersão (equação (2.1.11)). Em águas profundas, as ondas propagam-se mais rapidamente que em águas de baixa profundidade. Pode também verificar-se (equação (2.1.14)) que as ondas de maior λ (ou T), se propagam mais rapidamente. Assim, quando um grupo de ondas está a viajar para fora da sua zona de geração, as ondas mais compridas vão viajar mais

rapidamente e as mais curtas mais devagar. Isto origina a separação do grupo de ondas baseada nos comprimentos destas. O campo de ondas vai progressivamente dispersando-se.

Em águas perto da costa, a propagação das ondas é considerada não dispersiva pelas razões contrárias.

2.2.2 Aproximações

A relação de dispersão (equação (2.1.11)) das ondas depende de uma função trigonométrica: tangente hiperbólica. Como se sabe, esta função tem o comportamento indicado na **Figura 2.3**.

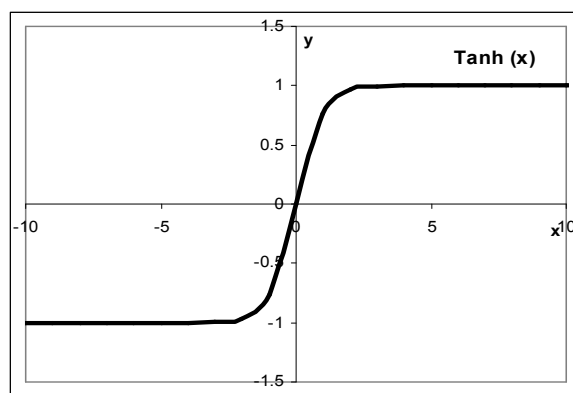


Figura 2.3 Tangente hiperbólica de uma função x

Para águas profundas, tem-se que $d \gg \lambda$, isto é, a profundidade é muito maior que o comprimento de onda. Tendo em conta a equação (2.1.14), isto significa que $kd \gg 1$. Olhando para o comportamento da função, chega-se à conclusão que, para águas profundas, tem-se a seguinte simplificação:

$$\tanh(kd) \approx 1 \quad (2.2.1)$$

O raciocínio é o mesmo para águas pouco profundas. Considerando que $d \ll \lambda$, tem-se que $kd \ll 1$, e assim:

$$\tanh(kd) \approx kd \quad (2.2.2)$$

A partir destes resultados, é possível obter as aproximações para os parâmetros de onda, tendo em conta a profundidade a que estas se encontram, **Tabela 2.1**.

| | Águas Profundas | Águas Pouco Profundas |
|--|---|------------------------------|
| Velocidade de Fase (equação (2.1.12)) | $c = \frac{g}{\omega}$ | $c = \sqrt{gd}$ |
| Velocidade de Grupo (equação (2.1.19)) | $c_g = \frac{c}{2} = \frac{g}{2\omega}$ | $c_g = c = \sqrt{gd}$ |
| Relação de Dispersão (equação (2.1.11)) | $\omega^2 = gk$ | $\omega^2 = gk^2 d$ |

Tabela 2.1 Principais aproximações para as diferentes profundidades

Olhando para as equações (2.1.16) e (2.1.17), verifica-se que o deslocamento de uma partícula de água também depende da profundidade a que se encontra. Assim, a equação que representa o movimento das partículas de água segundo a Teoria Linear (equação (2.1.15)), pode ser particularizada para os dois tipos de profundidade. No caso de águas profundas ($kd \gg 1$), as quantidades A e B tomam valores iguais e, assim, a trajetória das partículas torna-se circular.

2.2.3 Processos de Transformação

A transição entre diferentes profundidades provoca mudanças no perfil da onda. Como já foi descrito, as características das ondas variam com a profundidade, e essas mudanças originam o aparecimento de certos fenómenos físicos responsáveis pela transformação das ondas à medida que elas se aproximam da costa.

Empolamento

O comprimento das ondas diminui com a profundidade. A energia entre duas cristas consecutivas mantém-se constante durante a sua propagação. Assim, quando o comprimento diminui, a altura da onda aumenta para que a quantidade de energia transportada seja a mesma numa área de superfície livre mais pequena. Sabendo que existe igualdade do fluxo de energia entre duas frentes de onda, tem-se que:

$$\left(E_a c_{g_a}\right) b_a = \left(E_b c_{g_b}\right) b_b \quad (2.2.3)$$

Onde b_i representa as frentes de onda.

Sabendo que a energia transportada por unidade de superfície por uma onda ao propagar-se é:

$$\bar{E} = \frac{1}{8} \rho g H^2 \quad (2.2.4)$$

Obtém-se a seguinte relação entre alturas de onda que se propagam em águas de diferentes profundidades:

$$H_b = H_a \sqrt{\frac{c_{g_a}}{c_{g_b}}} \sqrt{\frac{b_a}{b_b}} \quad (2.2.5)$$

Onde b representa a frente de onda em águas pouco profundas e a em águas profundas.

Refracção

Quando as ondas se aproximam da costa, verifica-se que as suas cristas tendem a ficar praticamente perpendiculares a esta. A este fenómeno chama-se refracção.

Isto acontece porque, à medida que as ondas se vão aproximando de zonas de águas menos profundas, as partes mais próximas da costa, ou seja, as partes em que a profundidade é menor, entram em contacto com o fundo do mar mais cedo, o que faz com que a onda diminua a sua velocidade nesta zona. Assim, as partes que já se encontram mais perto da costa deslocam-se mais devagar, enquanto que as partes mais distantes têm uma velocidade de propagação mais alta, o que faz com que acabem por chegar à costa ao mesmo tempo.

Este processo pode ser representado pela chamada Lei de *Snell*:

$$\frac{\sin \theta}{c} = \frac{\sin \theta_0}{c_0} \quad (2.2.6)$$

Onde c e c_0 correspondem às velocidades em águas pouco profundas (junto à costa) e em águas profundas, respectivamente, e θ é o ângulo de incidência da onda, ou seja, o ângulo que a crista da onda faz com a praia.

Daqui pode retirar-se que, à medida que se aproxima da costa, a onda fica com um ângulo de incidência menor, isto é, as cristas tendem a dispor-se perpendicularmente à praia.

Rebentação

À medida que a onda se propaga para zonas menos profundas, a fricção do fundo começa a tornar mais lento o movimento orbital do fundo da onda, mantendo a parte de cima a sua velocidade inicial. As ondas começam a inclinar-se para a frente e quando esta inclinação atinge um valor máximo, a onda rebenta.

Este valor máximo representa o critério de rebentação de ondas e já foi sugerido por vários autores. *McCowan (1894)* sugeriu que na altura em que rebentam, as ondas possuem a seguinte altura:

$$H_b = kh_b \quad (2.2.7)$$

Sendo $k=0.78$.

O parâmetro de *Iribarren* permite classificar o tipo de rebentação das ondas: rebentação progressiva (*spilling*), rebentação mergulhante (*plunging*), rebentação colapsante (*collapsing*) e rebentação de fundo (*surging*).

$$I_r = \frac{\tan \beta}{\left(\frac{H}{\lambda}\right)^{1/2}} \quad (2.2.8)$$

Onde β representa o declive da praia.

Difracção

Este fenómeno acontece normalmente quando as ondas encontram um obstáculo (quebra-mar, ilhas, etc.). A energia é transmitida lateralmente ao longo da crista até à denominada área de sombra.

Reflexão

Quando a onda atinge uma superfície impermeável, choca com ela e segue uma nova direcção, diz-se que a onda foi reflectida. Este fenómeno depende das características físicas e da geometria do obstáculo.

2.3 Representação Espectral das Ondas

A observação do estado do mar leva a que se conclua que este raramente pode ser representado por simples sinusoidais. A sua irregularidade tanto espacial como temporal mostra que é formado por várias ondas de diferentes amplitudes, comprimentos e períodos. Para melhor representar a superfície do mar, recorre-se à sobreposição de várias ondas sinusoidais com diferentes frequências e fases.

Recorrendo à série de *Fourier*, e sabendo que a elevação da superfície do mar considerando apenas a presença de uma onda sinusoidal é representada por:

$$\eta(x,t) = a \cos(kx - \omega t + \varepsilon) \quad (2.3.1)$$

Onde a representa a amplitude da onda, k , o número de onda, ω a sua frequência angular e ε o desfasamento da onda.

A elevação da superfície do mar pode representar-se como uma sobreposição de várias harmónicas viajando em várias direcções e frequências:

$$\eta(x,y,t) = \sum_{i=1}^N a_i \cos(k_i x \cos \theta_i + k_i y \sin \theta_i - \omega_i t + \varepsilon_i) \quad (2.3.2)$$

Para este estado do mar irregular, e tendo em conta a equação (2.2.4), a energia por unidade de área do sistema de ondas fica:

$$\bar{E} = \frac{1}{8} \rho g \sum_{i=1}^N H_i^2 \quad (2.3.3)$$

Considerando um ponto fixo no espaço, a equação (2.3.2) em função do tempo fica:

$$\eta(t) = \sum_{i=1}^N a_i \cos(\omega_i t + \varepsilon_i) \quad (2.3.4)$$

A energia total da onda por unidade de área, pode também ser dada por:

$$E = \frac{1}{2} \rho g \int_{-\infty}^{+\infty} [\eta(t)]^2 dt \quad (2.3.5)$$

A variância de $\eta(t)$ ao longo de um período de tempo T , é representada por:

$$\overline{[\eta(t)]^2} = \frac{1}{T} \int_0^T [\eta(t)]^2 dt \quad (2.3.6)$$

Que pode ser escrita em termos de energia média por unidade de área:

$$\bar{E} = \frac{1}{2\pi} \rho g \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{[a(\omega)]^2}{T} d\omega \quad (2.3.7)$$

A densidade espectral de energia é, por definição, igual a:

$$S(\omega) = \frac{[a(\omega)]^2}{\pi T} \quad (2.3.8)$$

O integral da curva definida por $S(\omega)$ fornece a energia total do sistema de ondas:

$$E = \frac{1}{2} \rho g \int_{-\infty}^{+\infty} S(\omega) d\omega \quad (2.3.9)$$

2.3.1 Parâmetros do Espectro de Variância

A propagação de um sistema de ondas é representada pelo somatório de um elevado número de componentes de onda. Estas componentes são consideradas processos aleatórios e estatisticamente independentes. Assim, pode considerar-se que a elevação da superfície do mar é um processo *Gaussiano*. Assim, a distribuição de probabilidade da elevação da superfície do mar, é dada por:

$$p(\eta) = \frac{1}{\sqrt{2\pi E}} \cdot \exp\left(\frac{-\eta^2}{2E}\right) \quad (2.3.10)$$

A partir do espectro de variância é possível retirar o parâmetro E necessário para a sua caracterização. Este parâmetro corresponde ao momento de ordem 0, que será visto em seguida, equação (2.3.12).

A frequência de pico, ω_p , é aquela à qual se verifica o máximo do espectro, isto é, o pico do espectro, que permite calcular o período de pico:

$$T_p = \frac{2\pi}{\omega_p} \quad (2.3.11)$$

O cálculo de outros parâmetros que podem caracterizar o estado do mar, é feito partindo do conceito de momento de ordem n do espectro:

$$m_n = \int_0^{\infty} \omega^n S(\omega) d\omega \quad (2.3.12)$$

Assim:

- $H_s = 4\sqrt{m_0}$ - Altura Significativa (2.3.13)

- $T_{m01} = 2\pi \frac{m_0}{m_1}$ - Período Médio (correspondente à frequência média do espectro) (2.3.14)

- $T_z = 2\pi \sqrt{\frac{m_0}{m_2}}$ - Período Médio dos Zeros Ascendentes (2.3.15)

- $T_c = 2\pi \sqrt{\frac{m_2}{m_4}}$ - Período Médio entre Picos (2.3.16)

Pode ainda calcular-se outro parâmetro que permite classificar a irregularidade do estado do mar: largura de banda, ε .

$$\varepsilon = \sqrt{1 - \left(\frac{T_c}{T_z}\right)^2} \quad (2.3.17)$$

Este valor tem que estar compreendido entre 0 e 1. O limite inferior corresponde a um estado do mar bastante regular, sendo o espectro de banda estreita, enquanto que o limite superior diz respeito a ondas muito irregulares, com um espectro de banda larga. Este valor é bastante importante visto que alguns dos parâmetros que se calculam através do espectro, são aproximações que apenas se podem assumir para espectros de banda estreita. Geralmente, considera-se que um espectro é de banda estreita quando $\varepsilon < 0.6$.

2.3.2 Espectros Paramétricos de Onda

A partir da análise dos registos de ondas foram desenvolvidos vários espectros teóricos. Procuram representar o espectro real de onda e dependem de um certo número de parâmetros.

Existem dois modelos teóricos que são os mais utilizados para caracterizar estados do mar: Espectro de *Pierson-Moskowitz* e Espectro de *JONSWAP*.

O primeiro modelo pretende caracterizar um estado do mar completamente desenvolvido em que este está sujeito à acção do vento com duração e pista infinitas. Assim, a transmissão de energia entre os dois meios (vento e mar) chega à saturação e o sistema fica em equilíbrio.

$$S(\omega) = \frac{\alpha g^2}{\omega^5} \exp \left[-0.74 \left(\frac{\omega U_w}{g} \right)^{-4} \right] \quad (2.3.18)$$

Em que:

- $\alpha = 0.0081$;
- ω – Frequência de onda;
- U_w – Velocidade do vento.

A frequência de pico deste espectro pode ser calculada através da seguinte fórmula:

$$\omega_0^2 = 0.161 \frac{g}{H_s} \quad (2.3.19)$$

O segundo espectro teórico, Espectro de *JONSWAP*, foi desenvolvido tendo como base o estudo de dados de registos de onda obtidos no mar do Norte. Este representa estados do mar em desenvolvimento em que a geração de ondas de processa numa zona limitada de acção do vento – pista (*fetch*). Este espectro é dado por:

$$S(\omega) = \frac{\alpha g^2}{\omega^5} \exp \left[-1.25 \left(\frac{\omega}{\omega_0} \right)^{-4} \right] \cdot \gamma^{\exp \left[-\frac{(\omega - \omega_0)^2}{2\sigma^2 \omega_0^2} \right]} \quad (2.3.20)$$

Onde:

- γ – Parâmetro de pico;

- σ – Parâmetro de forma.

Os parâmetros ω_0 e a são calculados sabendo a distância ao longo da qual o vento se faz sentir. Note-se que este espectro se iguala ao de Pierson-Moskowitz quando $\gamma=1$, sendo assim um caso particular do de JONSWAP.

2.4 Modelo de Geração e Propagação de Ondas – SWAN

O **Swan (Simulating WAVes Nearshore)** é um modelo numérico de ondas de superfície do mar utilizado para representar a geração e propagação de ondas em áreas costeiras, a partir de dados sobre condições de fronteira, campos de vento, batimetria e correntes.

O modelo é baseado na equação de balanço de acção de energia com fontes e sumidores. Esta equação representa os efeitos de propagação espacial, refração, empolamento, geração, dissipação e interacções não lineares entre ondas. É um modelo de terceira geração desenvolvido pela Universidade de Tecnologia de *Delft*, [2] e [11].

O seu princípio físico é o mesmo de outros modelos como o ciclo 3 do *WAM*, [12]. Mas, enquanto que o *WAM* considera problemas em escala oceânica, o *SWAN* calcula a propagação das ondas desde águas profundas até à zona de rebentação. A diferença está na utilização de métodos implícitos pelo *SWAN*, que são mais robustos em águas pouco profundas que os explícitos, o que o torna pouco indicado para escalas oceânicas.

O *SWAN* é completamente espectral, isto é, em todas as direcções e frequências, e calcula a evolução das ondas provocadas pelo vento, em regiões costeiras, com águas pouco profundas e na presença de correntes.

Os processos de propagação de ondas representados são: propagação através do espaço geográfico, refração, difracção, empolamento, bloqueio e reflexão devido a correntes opostas e transmissão, bloqueio ou reflexão devido a obstáculos.

A geração de ondas devido ao vento, a dissipação por rebentação da crista provocada por mudanças de profundidade e por atrito do fundo, e as interacções entre ondas, são processos de geração e dissipação considerados neste modelo.

O modelo usa o espectro de acção de densidade $N(\sigma, \theta)$ em vez do espectro de densidade de energia $E(\sigma, \theta)$, pois, na presença de correntes, a acção de densidade é conservada enquanto que a densidade de energia não o é. Como variáveis independentes tem-se a *frequência*

relativa σ (enquadrada num sistema de referência que se move com a velocidade de propagação) e a *direcção da onda* θ (direcção normal à crista da onda de cada componente espectral). A acção de densidade é igual à densidade de energia dividida pela frequência relativa:

$$N(\sigma, \theta) = E(\sigma, \theta) / \sigma \quad (2.4.1)$$

A equação de balanço da acção espectral em coordenadas cartesianas que o modelo utiliza para descrever a evolução do espectro de onda é:

$$\frac{\partial}{\partial t} N + \frac{\partial}{\partial x} c_x N + \frac{\partial}{\partial y} c_y N + \frac{\partial}{\partial \sigma} c_\sigma N + \frac{\partial}{\partial \theta} c_\theta N = \frac{S}{\sigma} \quad (2.4.2)$$

Onde o 1º termo do lado esquerdo da equação se refere à taxa local de variação da acção da densidade no tempo. O segundo e terceiro termos representam a propagação da acção no espaço geográfico (em que c_x e c_y são a velocidade de propagação em x e y respectivamente). O quarto termo diz respeito à variação da frequência relativa devido a variações nas profundidades e nas correntes (com a velocidade de propagação c_σ no espaço σ). O quinto termo representa a refracção, a profundidade e corrente induzidas (com a velocidade de propagação c_θ no espaço θ). Do lado direito da equação, S é o termo inicial no que diz respeito à densidade de energia que representa os efeitos de geração (pelo vento S_{in}), dissipação (por rebentação $S_{ds,w}$; atrito de fundo $S_{ds,b}$ e rebentação da onda induzida pela profundidade $S_{ds,br}$) e interacções não lineares entre ondas (quadrupletos S_{n14} e tríades S_{n13}):

$$S = S_{in} + S_{ds,w} + S_{nl} + S_{ds,b} + S_{ds,br} \quad (2.4.3)$$

As interacções quadrupletos entre ondas dominam a evolução do espectro em águas profundas, transferindo energia do pico espectral para frequências mais baixas (portanto baixando a frequência de pico) e para frequências mais altas (onde a rebentação dissipa a energia). Este tipo de interacções é calculado pela *Discrete Interaction Approximation (DIA)*.

As interacções tríade entre ondas em águas pouco profundas transferem energia de frequências mais baixas para mais altas resultando muitas vezes em harmónicas mais altas. Definidas como a troca de energia entre três ondas, as interacções tríade são particularmente importantes quando as ondas se encontram em águas pouco profundas.

A *Lumped Triad Approximation (LTA)* é utilizada pelo modelo para descrever este tipo de interação, uma vez que exemplifica bem a transferência de energia do pico primário do espectro para as harmónicas (o espectro que originalmente tem apenas um pico pode vir a ficar com vários picos à medida que as ondas entram em águas pouco profundas).

2.4.1 Transporte de Energia

A potência energética das ondas é medida pelo valor do transporte de energia. No *SWAN*, esse valor é dado através das suas componentes correspondentes aos eixos coordenados x e y , que nas coordenadas esféricas utilizadas neste modelo correspondem à longitude e à latitude, respectivamente:

$$P_x = \rho g \iint c_x E(\sigma, \theta) d\sigma d\theta \quad (2.4.4)$$

$$P_y = \rho g \iint c_y E(\sigma, \theta) d\sigma d\theta \quad (2.4.5)$$

As velocidades c_x e c_y são as velocidades de grupo, isto é, são as velocidades de propagação da energia das ondas.

A potência de onda ou o valor do transporte de energia é igual à norma das duas componentes:

$$P = \sqrt{P_x^2 + P_y^2} \quad (2.4.6)$$

O valor da potência de onda é calculado em kW/m , ou seja, transporte de energia por unidade de comprimento de frente de onda.

2.5 Captura de Energia das Ondas por um Conversor Pontual

Para identificar a capacidade energética da costa de Peniche, utiliza-se um conversor de energia genérico, de geometria bastante simples que permita calcular os valores teóricos de capacidade de energia absorvida.

Um corpo que oscile na água vai sempre produzir ondas e conseqüentemente energia. Um corpo pequeno pode produzir ondas de iguais dimensões que um corpo grande, desde que o mais pequeno oscile com maior amplitude. Para absorver energia, ou seja, retirar energia das ondas, é necessário que o oscilador provoque o deslocamento da água com a fase certa, isto é, para absorver energia tem que se cancelar ou reduzir as ondas que passam pelo conversor. Este

cancelamento é feito quando o objecto é capaz de produzir ondas com fase contrária às incidentes para que estas possam interagir destrutivamente. Geralmente, pode ser dito que um bom conversor de energia de ondas é também um bom criador de ondas.

Segundo Falnes, [4] a absorção total de energia da onda é feita por uma linha infinita de flutuadores, perpendiculares à figura (**Figura 2.4**).

Na **Figura 2.4**, está representada esquematicamente a absorção total de energia da onda. A primeira curva representa a onda incidente. Na segunda e terceira (*b* e *c*), vê-se as ondas criadas pelo flutuador, simétricas no caso do movimento de arfagem, e anti-simétricas no caso de translação horizontal, respectivamente. A última curva é a soma de todas as anteriores. A onda radiada tem sempre uma amplitude que é igual a metade da amplitude da onda incidente.

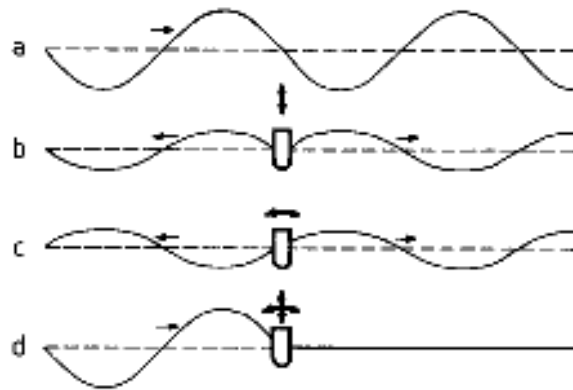


Figura 2.4 Representação bidimensional da interacção de uma linha infinita de flutuadores com ondas incidentes

Quando se considera que em vez de uma linha infinita de flutuadores apenas se tem um absorvedor pontual, quando este absorve energia, irradia uma onda circular que se afasta do flutuador e que interfere destrutivamente com a incidente, **Figura 2.5**. Por definição, este flutuador é de dimensão muito reduzida em comparação com o comprimento de onda.

Um corpo axissimétrico deste tipo que tenha apenas um movimento de arfagem, consegue absorver uma energia máxima igual a:

$$P_{MAX} = J \frac{\lambda}{2\pi} \quad (2.5.1)$$

Em que:

- J – Energia transportada;
- $\frac{\lambda}{2\pi}$ - Largura de absorção (ou de captura).

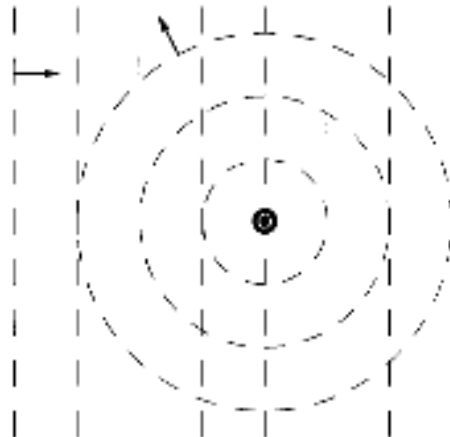


Figura 2.5 Representação tridimensional da interação de um *point absorber* com ondas incidentes

A condição óptima de fase corresponde ao caso em que a fase das ondas radiada e incidente é tal que as cavas da primeira correspondam às cristas da segunda. No caso de se ter apenas um modo de oscilação, que é o que vai ser estudado aqui, a condição óptima de ângulo de fase acontece quando o sistema estiver em ressonância com a onda. Isto significa que a frequência da onda é igual à frequência natural do sistema de oscilação. Assim, a velocidade de oscilação do sistema está em fase com a força de excitação da onda que nele actua.

Capítulo 3

Modelo de Previsão e Reconstituição

Para caracterizar o clima de agitação marítima é necessário desenvolver um modelo que represente os processos tanto de geração, como de propagação e de transformação de ondas. Este modelo tem de ser capaz de representar as ondas e os seus processos para as duas situações: águas profundas e águas pouco profundas.

Em primeiro lugar, existe a necessidade de caracterizar o estado do mar a uma escala oceânica para que se tenham dados de entrada na simulação da zona costeira. Isto é, o modelo de reconstituição implementado tem de possuir a capacidade de simular o estado do mar numa grelha bastante grande caracterizada pelas elevadas profundidades, para, em seguida, retirar parâmetros de onda nos limites da grelha menor que sirvam de condições de fronteira desta. Portugal está sujeito a muita ondulação e por isso é necessário representar as zonas onde se gera essa ondulação para que as condições junto à costa possam ser reconstituídas.

São, portanto, utilizados dois modelos numéricos, cada um aplicado a uma zona de diferente profundidade. O modelo *WAM* sendo mais apropriado a profundidades elevadas, é aplicado à escala oceânica enquanto que o modelo *SWAN* é aplicado nas zonas em que existe a transição para águas pouco profundas.

Tanto o modelo *WAM* como o *SWAN* possuem várias opções para a escolha dos métodos a aplicar nos cálculos das variáveis utilizadas. É necessário escolher os mais adequados para este estudo tendo em conta alguns factores como o tempo de cálculo e a zona geográfica.

3.1 Implementação do Modelo

O modelo de reconstituição utilizado necessita de representar a dependência da propagação das ondas em águas pouco profundas e que permita realizar um estudo de distribuição espacial de energia das ondas.

Para tal, é necessário aninhar dois modelos numéricos que englobem todos os efeitos de geração e propagação de ondas: *WAM* ciclo 4 e *SWAN* versão 40.41. O primeiro modelo é corrido em escala oceânica e fornece as condições de fronteira ao segundo.

Ambos os modelos são de terceira geração e baseiam-se na integração da equação de balanço de acção espectral. O modelo *WAM* é utilizado com técnicas de aninhamento em duas direcções de forma a obter uma melhor resolução para as condições de fronteira. Foram utilizadas três grelhas com diferentes dimensões (**Tabela 3.1** e **Figura 3.1**), [7].

| Grelha | Norte | Sul | Este | Oeste | $\Delta x \times \Delta y$ (°) |
|--------|-------|-----|------|-------|--------------------------------|
| WAM 1 | 70° | 14° | 20° | -64° | 2° × 2° |
| WAM 2 | 68° | 20° | 4° | -50° | 1° × 1° |
| WAM 3 | 60° | 24° | 0° | -33° | 0.5° × 0.5° |

Tabela 3.1 Grelhas computacionais para as simulações do WAM

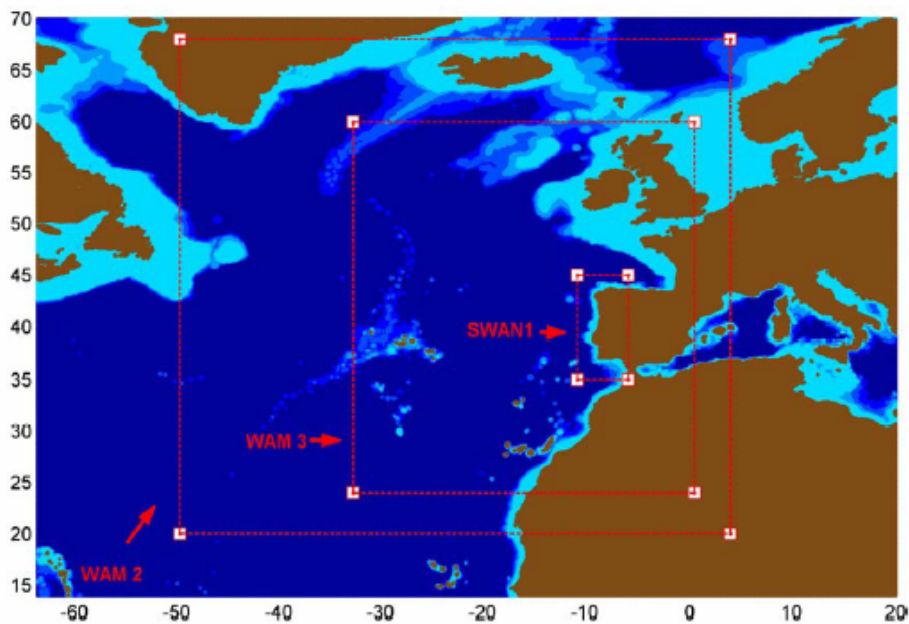


Figura 3.1 Grelhas espaciais utilizadas no WAM

O espectro das ondas é descrito utilizando 25 frequências e 24 direcções, sendo 0.0418 Hz a frequência mais baixa. A equação de balanço de energia é integrada a cada 300 segundos e os resultados são retirados de 3 em 3 horas. Neste trabalho apenas se executou o segundo modelo, *SWAN*, tendo sido fornecidos os dados provenientes do *WAM*, assim como os campos de vento.

A propagação das ondas em áreas costeiras é influenciada pela batimetria e para obter uma representação real dos seus efeitos, é necessário aumentar a resolução espacial em direcção à costa. Para tal, as simulações do SWAN são feitas utilizando um esquema com grelhas aninhadas duas vezes, como está apresentado na **Figura 3.3**.

Por uma questão de economia de tempo de cálculo, o principal critério ao estabelecer a dimensão das grelhas e a resolução no espaço geográfico, é de não ultrapassar 200 pontos de malha numa direcção.

A batimetria é proveniente da base de dados *DBDBV* desenvolvida pelo *Naval Oceanographic Office*, [5].

A zona costeira de Peniche é caracterizada pela presença das Ilhas Berlengas. Devido à sua dimensão, estas não são representadas na batimetria utilizada, **Figura 3.2**. De forma a tentar representar com maior precisão esta morfologia, são feitas duas simulações gerais no SWAN: a primeira com a batimetria original, ou seja, sem ilhas, e a segunda com as ilhas representadas.

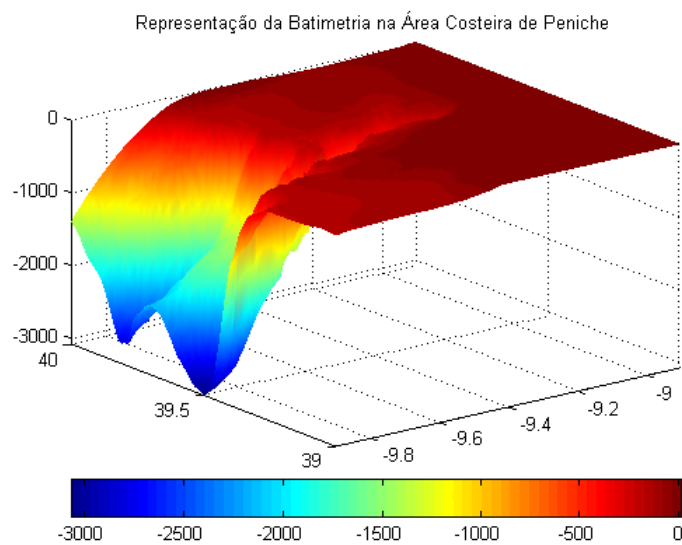


Figura 3.2 Grelha batimétrica da zona costeira de Peniche

A representação das ilhas no ficheiro da batimetria é feito manualmente utilizando os “pontos – terra”. Esta representação manual não é mais que substituir, no local real das ilhas, a profundidade que aí se encontra pela “profundidade” da terra, ou seja, por um valor positivo constante que representa a terra no ficheiro de entrada.

Esta segunda simulação, com as ilhas representadas, é feita com as mesmas grelhas da primeira simulação.

No **Capítulo 5** do presente trabalho, faz-se um estudo da situação energética na costa portuguesa. Numa primeira análise, procurou obter-se as localizações dos máximos de energia transportada pelas ondas a fim de se determinarem os pontos mais propícios à absorção de potência de onda. Visto que se encontraram duas zonas distintas com concentrações elevadas de máximos de energia perto da costa, optou-se por fazer uma terceira grelha que inclui estas duas zonas. Esta terceira grelha tem menores dimensões que as duas anteriores e uma maior resolução.

A primeira área do SWAN é de $10^{\circ} W$ a $6^{\circ} W$ e de $42.25^{\circ} N$ a $35.25^{\circ} N$, encaixada no modelo WAM.

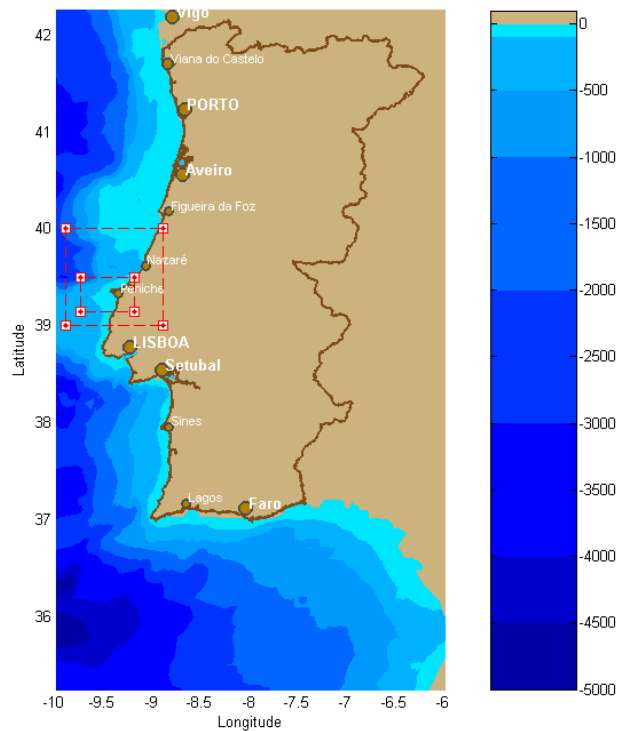


Figura 3.3 Grelhas espaciais utilizadas no SWAN

A segunda simulação que representa o domínio de alta resolução está localizada na zona costeira de Peniche, de $9.9^{\circ} W$ a $8.9^{\circ} W$ e de $40^{\circ} N$ a $39^{\circ} N$.

A terceira grelha, utilizada para o estudo do potencial energético, tem os seguintes limites: de $9.75^{\circ} W$ a $9.2^{\circ} W$ e de $39.15^{\circ} N$ a $39.5^{\circ} N$.

A escolha do número de pontos desta grelha foi feita tendo em conta a localização das Berlengas. Isto é, escolheu-se o número de pontos da grelha para que a localização das ilhas corresponda à localização de alguns pontos e assim, estas ficarem melhor caracterizadas.

Para o modelo *SWAN* os parâmetros numéricos utilizados nos cálculos são apresentados na **Tabela 3.2**. As 30 frequências são distribuídas logaritmicamente entre 0.05 Hz e 0.6 Hz e as 36 direcções são igualmente espaçadas.

| Grelha | $\Delta x \times \Delta y$ (°) | nf | n θ | ngx \times ngy = np |
|--------|--------------------------------|----|------------|--------------------------|
| SWAN 1 | 0.02° \times 0.02° | 30 | 36 | 81 \times 91 = 7371 |
| SWAN 2 | 0.01° \times 0.01° | 35 | 36 | 101 \times 101 = 10201 |
| SWAN 3 | 0.005° \times 0.005° | 35 | 36 | 71 \times 111 = 7881 |

Tabela 3.2 Grelhas computacionais utilizadas nas simulações do SWAN

O esquema numérico utilizado é o *S&L* – um esquema ascendente de segunda ordem que pode ser utilizado nas áreas grandes para simulações em regime não estacionário.

Para os dados de entrada considerou-se um crescimento linear do vento e a formulação de *Janssen* que é igual à utilizada no modelo *WAM Cycle4*, [9].

3.2 Validação do Modelo

A implementação de um modelo de reconstituição exige que este seja válido para a situação em estudo. Assim, esta implementação apenas fica completa se se comprovar que os resultados simulados pelo modelo são válidos. A validação do modelo é feita comparando os resultados simulados com os reais obtidos pela bóia.

A bóia mantida pelo IH registou valores de alguns parâmetros de onda, como a sua altura e o período, para o ponto correspondente à sua localização: 39°25' N e 9°21'30" W. Assim, para poder comparar estes dois grupos de resultados (simulados e reais), o modelo *SWAN* foi preparado para calcular as características das ondas nesse mesmo ponto.

A validação dos resultados é feita para os dois casos a estudar: com e sem ilhas. Simulam-se as duas situações e comparam-se com os dados reais com o objectivo de perceber qual o caso que mais se aproxima da realidade.

É importante estudar os dois casos visto que existem diferenças substanciais na propagação das ondas quando há ou não a presença das Berlengas. A visualização da distribuição espacial da

altura significativa e direcção média das ondas (Figura 3.4 a Figura 3.8) permite ver o efeito sombra provocado pela presença das ilhas. Observando alguns casos que exemplificam as direcções médias mais frequentes das ondas pode ver-se a influência desta na propagação e direcção do efeito sombra.

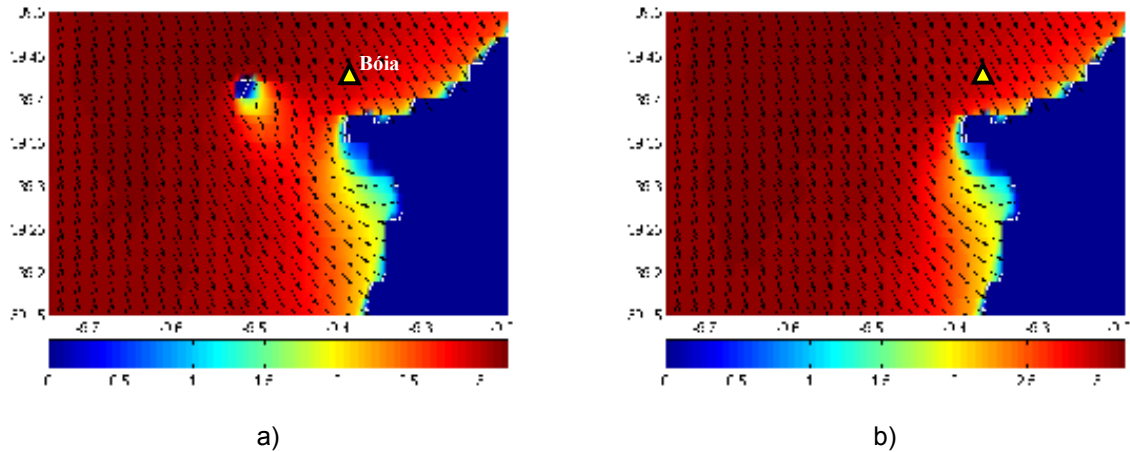


Figura 3.4 Efeito sombra das Ilhas Berlengas na distribuição espacial da altura significativa e direcção médias das ondas. Representação da localização da bóia ondógrafo. a) Com ilhas em 13-03-1985.12h. b) Sem ilhas 13-03-1985.12h

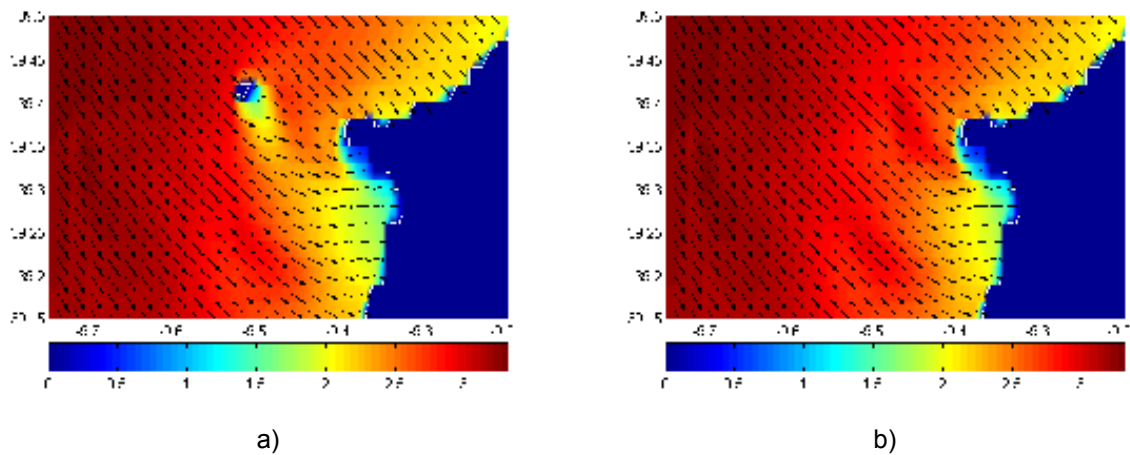


Figura 3.5 Efeito sombra das Ilhas Berlengas na distribuição espacial da altura significativa e direcção médias das ondas. a) Com ilhas em 10-12-1981.06h. b) Sem ilhas em 10-12-1981.06h

No geral, podem ver-se as diferenças evidentes entre os dois casos: com e sem Berlengas. Apesar de haver mudanças acentuadas junto às ilhas, estas quase nunca se propagam até à costa. Assim, as condições de ondulação na zona costeira não sofrem grandes alterações para

quase todas as direcções. Na **Figura 3.6** vê-se o único caso em que a influência das ilhas na propagação das ondas chega ao cabo Carvoeiro.

Quando a direcção tem o sentido de Norte – Sul e Oeste – Este, verifica-se que a influência é menor que para os casos em que as ondas vêm de Noroeste.

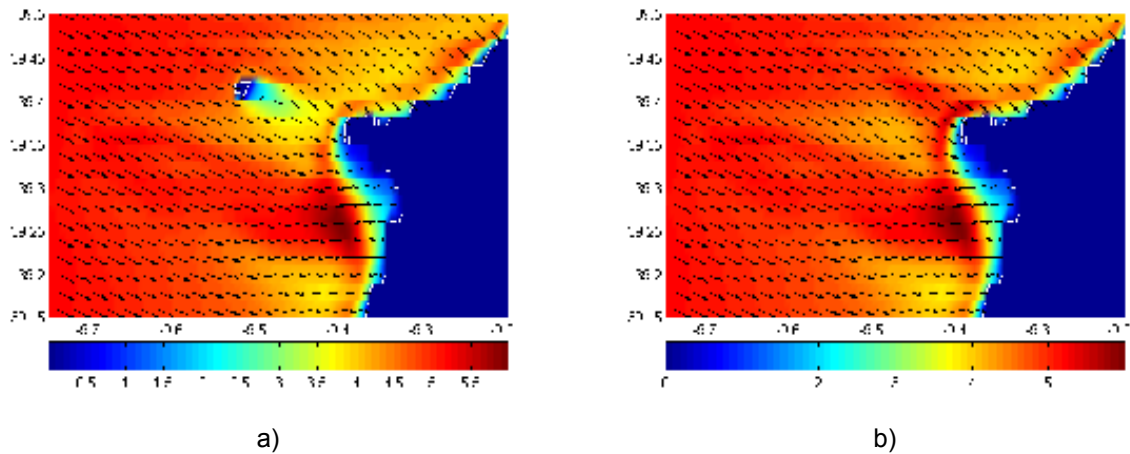


Figura 3.6 Efeito sombra das Ilhas Berlengas na distribuição espacial da altura significativa e direcção médias das ondas. a) Com ilhas em 12-01-1982.09h. b) Sem ilhas em 12-01-1982.09h

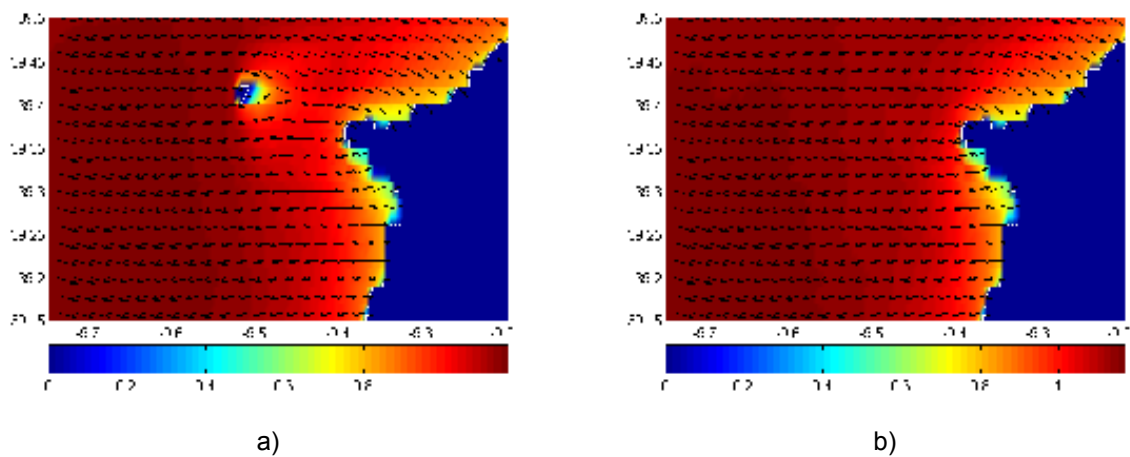


Figura 3.7 Efeito sombra das Ilhas Berlengas na distribuição espacial da altura significativa e direcção médias das ondas. a) Com ilhas em 18-11-1983.00h. b) Sem ilhas em 18-11-1983.00h

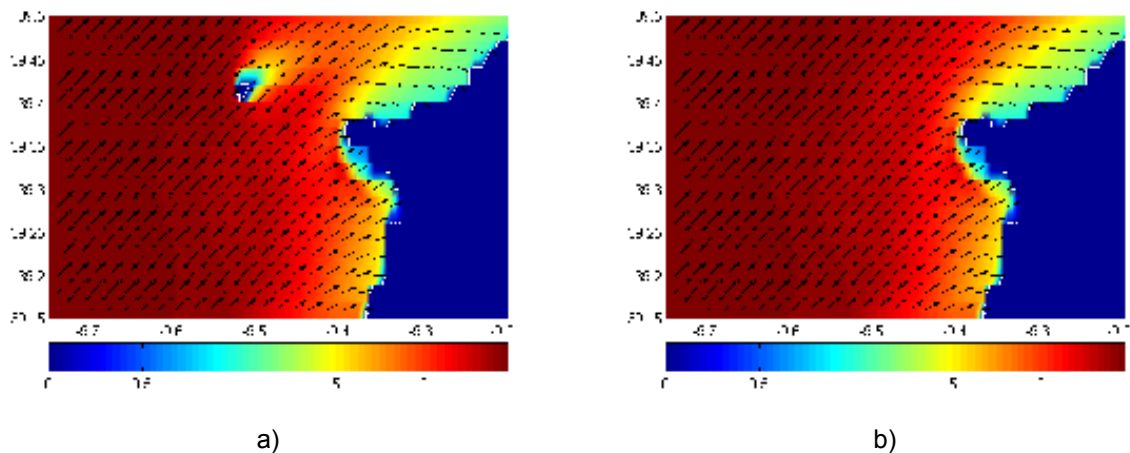


Figura 3.8 Efeito sombra das Ilhas Berlengas na distribuição espacial da altura significativa e direcção média das ondas. a) Com ilhas em 21-15-1983.15h. b) Sem ilhas em 21-15-1983.15h

3.2.1 Descrição dos Dados Reais Utilizados

A validação do modelo de reconstituição implementado exige a comparação dos valores obtidos por este, com dados reais. Estes dados de agitação marítima reais são fornecidos pelo IH e correspondem a medições efectuadas por uma bóia ondógrafo localizada ao largo de Peniche entre os anos de 1980 e 1985. O relatório ao qual se teve acesso, [6], fornece dados de altura significativa da onda máxima, altura da onda máxima e período médio entre zeros ascendentes. As medições efectuadas têm uma resolução de três horas e, no geral, é fornecido um valor diário destes três parâmetros.

O valor diário medido corresponde ao valor máximo da altura significativa e altura máxima da onda, que geralmente ocorrem no mesmo instante de tempo. Quando estes máximos ocorrem em instantes diferentes, são registados dois valores para o mesmo dia. Cada mês de dados tem duas tabelas de valores: uma que fornece a altura significativa máxima e outra que fornece a altura máxima e as correspondentes localizações temporais. Isto é, para cada valor de altura significativa máxima, tem-se a altura da onda, o período médio entre zeros ascendentes e o instante em que ocorre. E para cada valor máximo de altura de onda, tem-se a altura significativa e o período médio correspondentes, e a hora a que ocorre. Quando estes dois instantes são diferentes, são fornecidos dois valores de altura significativa e período: o que corresponde à altura significativa máxima e o que corresponde à altura máxima. Se os instantes a que ocorrem as duas alturas são idênticos, apenas é fornecido um valor diário.

Como já foi referido, os dados medidos pela bóia estão compreendidos entre os anos de 1980 e 1985. A dificuldade em obter campos de vento para fazer as simulações para todos os meses de dados reais obtidos, apenas permitiu que se fizessem comparações para 19 meses, **Tabela 3.3**.

| Ano | Meses | | |
|------|-----------|----------|----------|
| 1981 | Dezembro | | |
| 1982 | Janeiro | Março | Agosto |
| | Fevereiro | Julho | |
| 1983 | Janeiro | Julho | Outubro |
| | Fevereiro | Agosto | Novembro |
| | Junho | Setembro | Dezembro |
| | | | |
| 1984 | Dezembro | | |
| 1985 | Janeiro | | |
| | Março | | |
| | Abril | | |

Tabela 3.3 Meses para os quais se obtiveram dados reais

| | | % dados disponíveis | |
|----------|-----------|---------------------|-------|
| | | mensal | anual |
| 1981 | Dezembro | 100 | 8 |
| 1982 | Janeiro | 94 | 34 |
| | Fevereiro | 100 | |
| | Março | 35 | |
| | Julho | 100 | |
| | Agosto | 81 | |
| 1983 | Janeiro | 77 | 44 |
| | Fevereiro | 61 | |
| | Junho | 43 | |
| | Julho | 65 | |
| | Agosto | 71 | |
| | Setembro | 87 | |
| | Outubro | 35 | |
| | Novembro | 47 | |
| Dezembro | 42 | | |
| 1984 | Dezembro | 77 | 7 |
| 1985 | Janeiro | 71 | 19 |
| | Março | 58 | |
| | Abril | 100 | |

Tabela 3.4 Percentagem de dados disponíveis para a validação do modelo

É necessário referir que estes meses não se encontram completos. Isto é, existem dias por preencher com medições efectuadas. Assim, e tendo em conta apenas um valor diário, correspondente à altura significativa máxima, para cada dia do mês, é possível determinar a percentagem de dados realmente disponíveis para este estudo, **Tabela 3.4**.

O facto de existirem em alguns casos dois valores diários de altura significativa e período médio entre zeros ascendentes foi tido em conta e, assim, apenas neste capítulo, utilizaram-se todos os valores disponíveis de forma a que as comparações entre valores sejam feitas com o maior número de dados possível.

3.2.2 Comparação de Resultados

A bóia da qual se obteve resultados encontrava-se ao largo de Peniche ($39.25^{\circ} N$, $9.213^{\circ} W$) e era mantida pelo IH. Os dados recolhidos dizem respeito a 6 anos de medições – de 1980 a 1985 – e contêm informação da altura significativa (H_s), altura máxima (H_{max}) e período médio entre zeros ascendentes (T_z).

Para o intervalo de tempo em que se obteve dados reais, apenas alguns meses são aqui utilizados. A **Tabela 3.3** mostra a que meses pertencentes a cada ano se tiveram acesso.

A validação é feita para a altura significativa e para o período médio entre zeros ascendentes. No *SWAN*, este último parâmetro é designado por $Tm02$, ou seja, é calculado através dos momentos de ordem 0 e 2 do espectro de variância (**Figura 3.9** e **Figura 3.10**). Nestes gráficos estão representadas as três simulações feitas e os dados reais. A primeira simulação é feita com a segunda grelha espacial do *SWAN*, não representando as ilhas na batimetria. A segunda (G1) e terceira (G2) simulações são executadas na presença das ilhas, sendo para a primeira utilizada a segunda grelha e para a segunda simulação, a terceira grelha do *SWAN*, **Figura 3.3**.

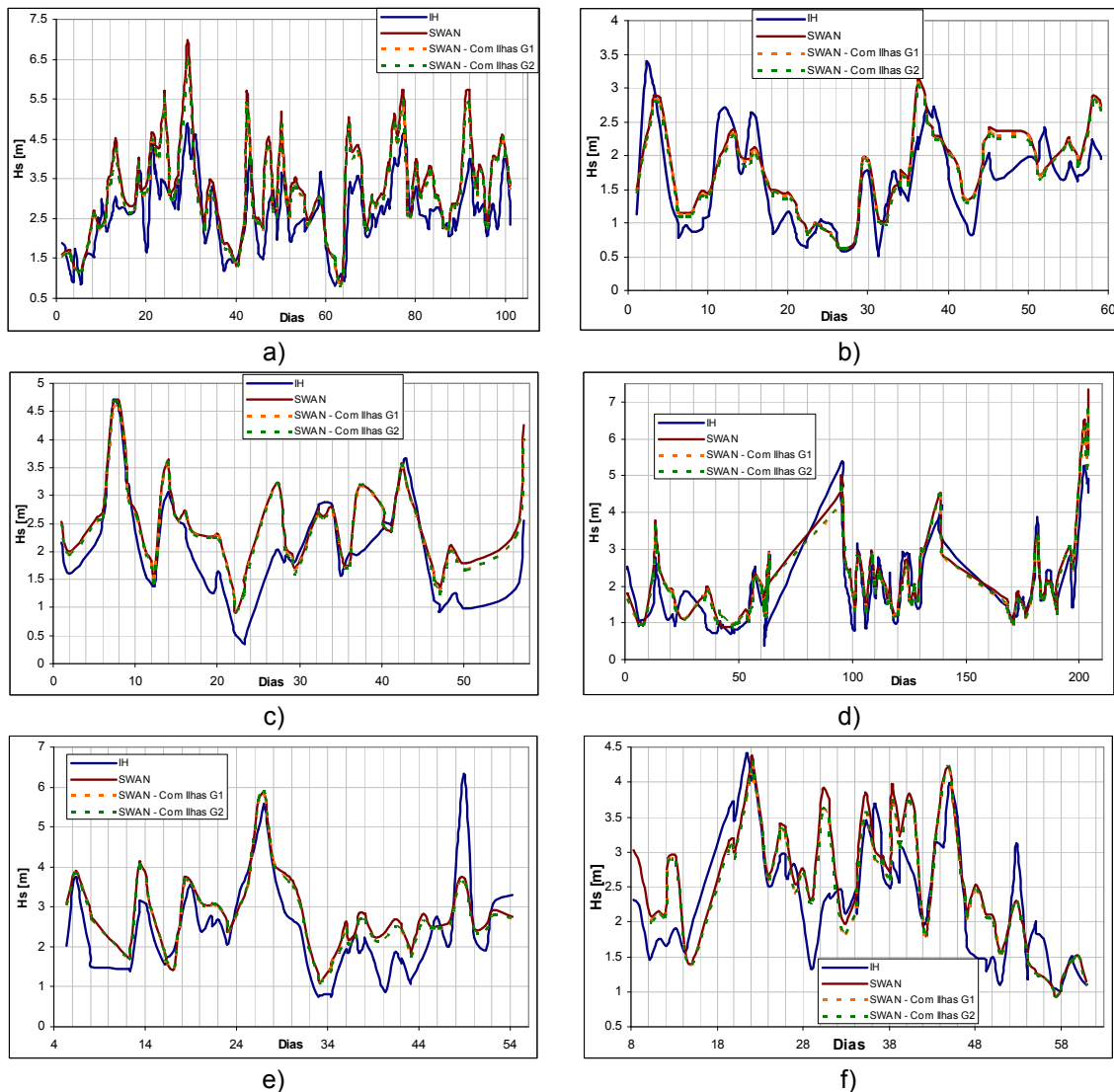


Figura 3.9 Comparação entre os valores de altura significativa reais e simulados. a) Dados entre 01-12-1981 e 11-03-1982. b) Dados para Julho e Agosto de 1982. c) Dados para Janeiro e Fevereiro de 1983. d) Dados entre Junho e Dezembro de 1983. e) Dados entre 05-12-1984 e 23-01-1985. f) Dados entre 08-03-1985 e 30-04-1985

A comparação directa destes resultados permite concluir, numa primeira análise, a qualidade dos resultados simulados. Observando os gráficos da **Figura 3.9** que dizem respeito à altura significativa da onda, pode ver-se que, no geral, os resultados simulados conseguem representar a evolução deste parâmetro.

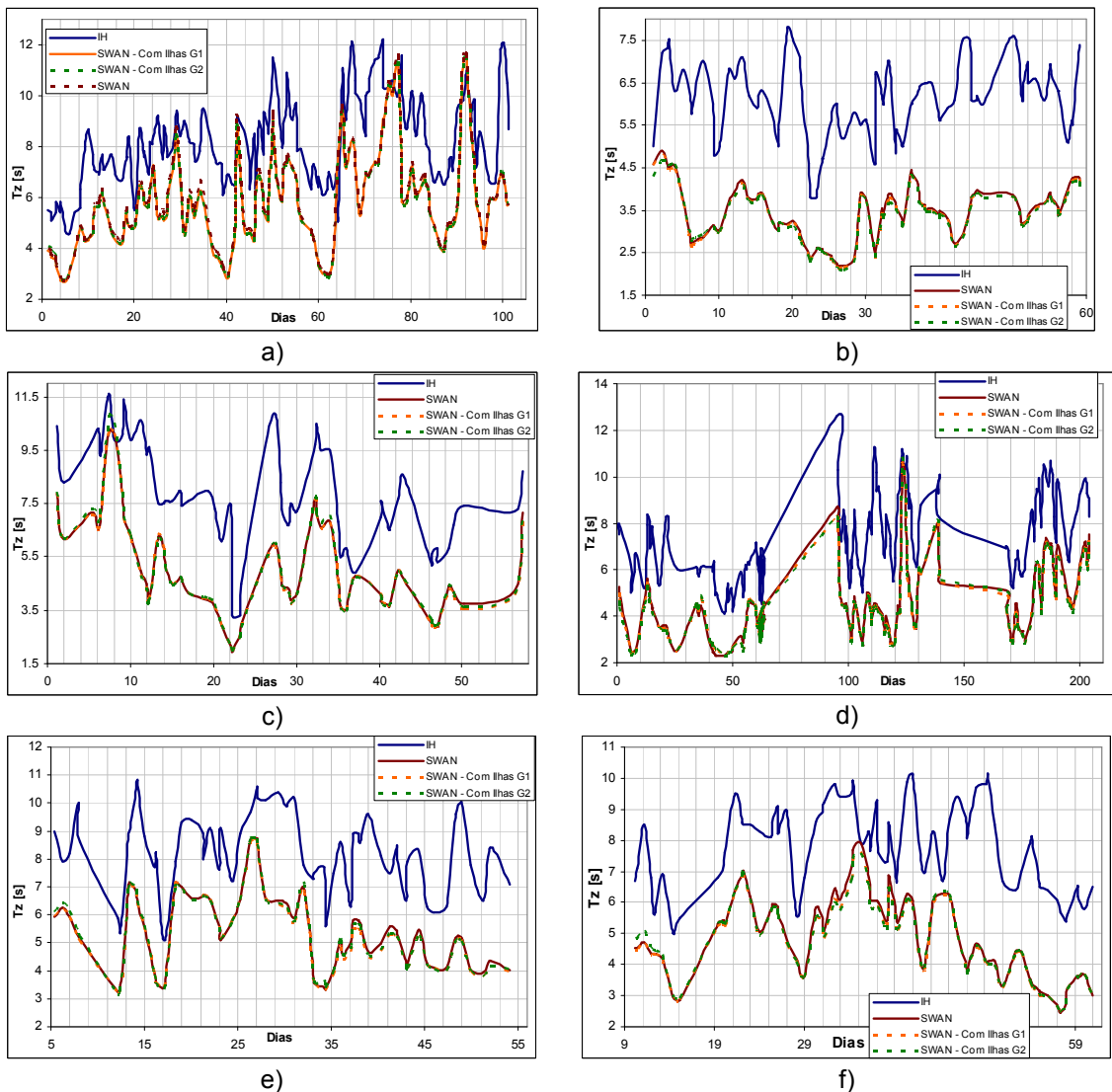


Figura 3.10 Comparação entre os valores de período médio entre zeros ascendentes reais e simulados. a) Dados entre 01-12-1981 e 11-03-1982. b) Dados para Julho e Agosto de 1982. c) Dados para Janeiro e Fevereiro de 1983. d) Dados entre Junho e Dezembro de 1983. e) Dados entre 05-12-1984 e 23-01-1985. f) Dados entre 08-03-1985 e 30-04-1985

Os meses de dados aqui apresentados representam, na sua maioria, os meses de Inverno e os mais próximos desta estação. Assim, é possível verificar algumas situações de tempestade ($H_s > 3$ metros) características desta altura do ano. Como se pode observar nos gráficos de comparação, quando estas situações ocorrem, os dois grupos de dados (simulados e reais) tendem a aumentar a distância entre eles.

As várias simulações feitas estão bastante próximas, com poucas diferenças entre elas. O facto de as simulações em que as ilhas estão representadas na batimetria não trazerem resultados

melhores, possivelmente está relacionado com a localização da bóia. Como se viu na **Figura 3.4**, esta encontra-se relativamente afastada da zona onde o efeito sombra se poderá sentir.

Outra característica observável nos gráficos da **Figura 3.9** é que os resultados simulados são, geralmente, sobrestimados, ou seja, tirando alguns casos particulares, as simulações fornecem resultados superiores aos reais. A comparação de resultados do período médio entre zeros ascendentes não traz tão boas conclusões como para a altura significativa. Como se pode observar nos vários gráficos da **Figura 3.10**, ao contrário do caso da altura significativa, os dados simulados do período médio entre zeros ascendentes são subestimados.

Esta disparidade de valores pode estar relacionada com a diferença entre o método de cálculo utilizado para cada grupo de dados. Os resultados reais são calculados através do método directo, ou seja, é calculada directamente a média dos períodos entre zeros ascendentes dum registo, enquanto que para os dados simulados, este parâmetro é calculado através do método espectral. Se o registo da bóia apenas tiver alguns minutos, a amostra de dados pode não representar este parâmetro na realidade.

3.2.3 Resultados Estatísticos

Os modelos de previsão necessitam, como foi dito anteriormente, de ser validados. A validação por observação feita em **3.2.2** permite tirar conclusões gerais aceitáveis sobre a comparação de dados.

Apesar disso, a validação do modelo não pode apenas ser baseada em observações directas de comparação de resultados. É necessário que se faça uma comparação entre valores estatísticos determinados através dos resultados obtidos.

As estatísticas calculadas permitem concluir de forma mais correcta sobre a validade do modelo. Estas conclusões permitem analisar se o modelo se adequa à zona em estudo e se fornece resultados próximos dos reais. Entre as elações a retirar, estão os métodos escolhidos nos modelos numéricos que podem não ser os mais adequados.

Os parâmetros estatísticos a calcular são os seguintes:

- $$\tilde{X} = \frac{\sum_{i=1}^n X_i}{n}$$
 - Valor Médio dos Dados Medidos; (3.2.1)

- $\tilde{Y} = \frac{\sum_{i=1}^n Y_i}{n}$ - Valor Médio dos Dados Calculados; (3.2.2)

- $Bias = \frac{\sum_{i=1}^n (X_i - Y_i)}{n}$ - Tendência; (3.2.3)

- $RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (X_i - Y_i)^2}{n}}$ - Erro Quadrático Médio; (3.2.4)

- $SI = \frac{RMSE}{\tilde{X}}$ - Índice de Dispersão; (3.2.5)

- $r = \frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \tilde{X})(Y_i - \tilde{Y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (X_i - \tilde{X})^2 \sum_{i=1}^n (Y_i - \tilde{Y})^2}}$ - Coeficiente de Correlação de *Pearson*. (3.2.6)

Em que X_i e Y_i representam os dados para cada ponto (registados e simulados, respectivamente) e n é o número total de dados. Os resultados são apresentados na **Tabela 3.5**.

No caso da altura significativa, o valor da tendência (*Bias*) mostra que foram obtidos bons resultados com as simulações visto que está bastante perto de zero e o facto de ser negativa revela que os valores simulados são sobrestimados, como já tinha sido observado na **Figura 3.9**. Para o período calculado os resultados não são tão bons, com erros significativamente longe de zero. O facto de ser positiva mostra que o modelo subestimou o período médio entre zeros ascendentes, como já tinha sido comentado.

Os resultados para o erro quadrático médio têm um comportamento semelhante ao erro, como seria de esperar: mostram bons resultados para a altura significativa e não tão bons para o período.

| | n | Bmed | Smed | Bias | RMSE | SI | r | |
|----------------|--------|--------|-------|--------|--------|-------|-------|-------|
| Sem Ilhas - G1 | Hs [m] | 2.153 | 2.514 | -0.361 | 0.689 | 0.320 | 0.849 | |
| | Tz [s] | 7.499 | 4.846 | 2.270 | 2.880 | 0.384 | 0.737 | |
| Com Ilhas - G1 | 585 | Hs [m] | 2.153 | 2.428 | -0.274 | 0.622 | 0.289 | 0.852 |
| | Tz [s] | 7.499 | 4.752 | 2.375 | 2.951 | 0.393 | 0.743 | |
| Com Ilhas - G2 | Hs [m] | 2.153 | 2.429 | -0.276 | 0.626 | 0.291 | 0.853 | |
| | Tz [s] | 7.499 | 4.764 | 2.358 | 2.943 | 0.392 | 0.740 | |

Tabela 3.5 Parâmetros estatísticos para as situações em estudo

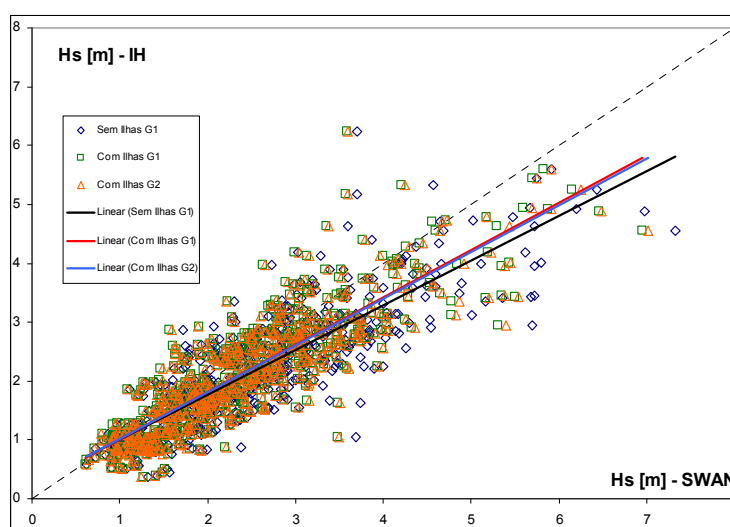


Figura 3.11 Gráfico de dispersão da altura significativa de onda

O índice de dispersão mostra resultados aceitáveis para os dois parâmetros, sendo melhor para a altura significativa. Para os dois parâmetros, o coeficiente de correlação de *Pearson* está bastante próximo de 1 o que mostra que os dois conjuntos de dados de cada parâmetro têm uma correlação positiva, isto é, quando um aumenta, o outro aumenta também.

Comparando os resultados obtidos nas três simulações realizadas, pode observar-se que, para o segundo caso, ou seja, no caso de as ilhas estarem representadas e utilizando grelha número 1, os resultados são ligeiramente melhores. Seria de esperar que os melhores resultados fossem para a segunda grelha, isto é, para a terceira simulação, visto que esta tem a melhor resolução mas não é isso que acontece. Na realidade, a segunda grelha utilizada não é adequada a este estudo. Isto deve-se ao facto de a batimetria utilizada não ter a resolução compatível com a nova grelha. Assim, quando se utiliza uma grelha nos cálculos que possui um refinamento não acompanhado pela batimetria, os resultados acabam por não ser, como se viu, os melhores. Como se viu em 3.1, a resolução da terceira grelha utilizada no SWAN (a que corresponde na

Tabela 3.5 a G2) é de 0.005° (aproximadamente 500 metros) enquanto que a resolução da batimetria é de 0.01° (~ 1 quilómetro), ou seja, o modelo numérico faz a interpolação da grelha batimétrica para cada 0.01° . Como se está a pedir resultados para cada 0.005° , a grelha não vai estar tão bem definida, porque o fundo do mar não está bem representado.

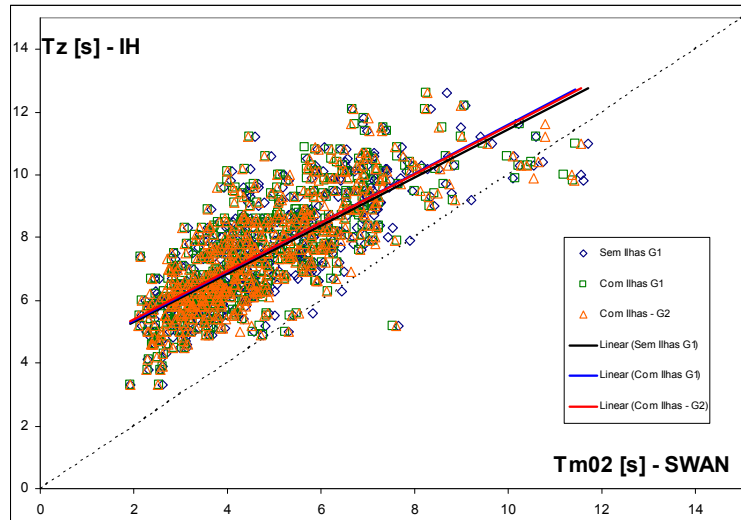


Figura 3.12 Gráfico de dispersão do período médio entre zeros ascendentes

O coeficiente de correlação de *Pearson* calculado anteriormente mostra, como foi dito, a correlação entre dois grupos de valores. Outra forma de a observar é construindo gráficos de dispersão (**Figura 3.11** e **Figura 3.12**).

Em cada um dos gráficos pode ver-se que os pontos se dispõem do canto inferior esquerdo para o canto superior direito o que sugere que existe uma correlação positiva entre os dois conjuntos de dados, medidos e calculados, como já se tinha mostrado através do coeficiente de correlação de *Pearson*, r .

A linha a tracejado nos gráficos representa o ideal de correlação entre os dados. Isto é, se a linha de tendência que se representou para cada grupo de dados se sobrepusesse a esta função ($y = x$), a correlação entre os dados seria perfeita, ou seja, igual a 1 (um). Assim, a simulação que mais se aproxima da realidade é a que tem uma linha de tendência que mais se aproxima também dessa função. Posto isto, pode-se concluir que, para o caso da altura significativa, a simulação que corresponde ao segundo caso, ou seja, grelha inicial com as ilhas representadas, é a que tem melhores resultados. Para o período, a primeira simulação possui melhores resultados de correlação. Como se pode ver, estas conclusões foram já retiradas anteriormente com o auxílio da **Tabela 3.5**.

Capítulo 4

Caracterização do Clima de Agitação Marítima na Costa Portuguesa

O estudo climático de agitação marítima requer a recolha e análise de dados durante um período de tempo bastante longo. Um registo de aproximadamente 20 anos fornece dados suficientes para realizar um estudo deste género.

A bóia do IH utilizada para obter dados reais de agitação marítima encontrava-se ao largo de Peniche e apenas registou valores de 1980 a 1985. Sendo este período de tempo bastante inferior ao necessário, este estudo é apenas uma demonstração de uma verdadeira análise do clima de agitação marítima.

Assim, utilizando os dados disponíveis, é possível, recorrendo ao modelo de previsão já validado, caracterizar o clima de agitação marítima na costa de Peniche.

A costa oeste portuguesa está exposta às condições marítimas do Oceano Atlântico. Este é particularmente influenciado pelas tempestades que ocorrem no Atlântico Norte e que originam uma ondulação predominante de Noroeste. Além disso, a costa de Peniche está também sujeita à acção do vento que se faz sobretudo sentir com a direcção Oeste – Este. Todos estes factores fazem com que toda a costa oeste possua condições de agitação marítima características e com alguma constância. Como já foi dito, um dos contras da energia das ondas é a sua variabilidade temporal o que torna um problema a injeção de potência da rede eléctrica nacional que requer alguma continuidade.

A caracterização do clima de agitação marítima passa por identificar as distribuições dos parâmetros de onda assim como os seus valores máximos e médios. A altura significativa, o período de pico e a direcção das ondas são os parâmetros em análise. A frequência conjunta dos dois primeiros parâmetros fornece dados importantes sobre o estado do mar e é, por isso, também aqui analisada.

Para obter estes dados, foi utilizado o modelo de reconstituição implementado no **Capítulo 3**, recorrendo à primeira grelha utilizada, sem as ilhas representadas (**Tabela 3.5**). A identificação

das frequências dos parâmetros das ondas, permite determinar as distribuições espaciais típicas destes para as diferentes alturas do ano. A **Figura 4.1** mostra a distribuição espacial típica de altura significativa e direcção média de onda para os meses de Inverno, Verão e para o total dos meses estudados. Para o Verão foram utilizados os dados dos meses de Junho, Julho e Agosto. Para a estação do Inverno, incluíram-se os meses de Dezembro, Janeiro e Fevereiro. Pode ver-se uma alteração de valores bastante significativa. A direcção média tende a aproximar-se mais de Norte para os meses de Verão e a altura significativa é bastante maior para os meses de Inverno.

Recorrendo a estatísticas anuais, foram obtidas as distribuições de cada parâmetro (**Figura 4.2 a Figura 4.9**), assim como os seus valores máximos e médios.

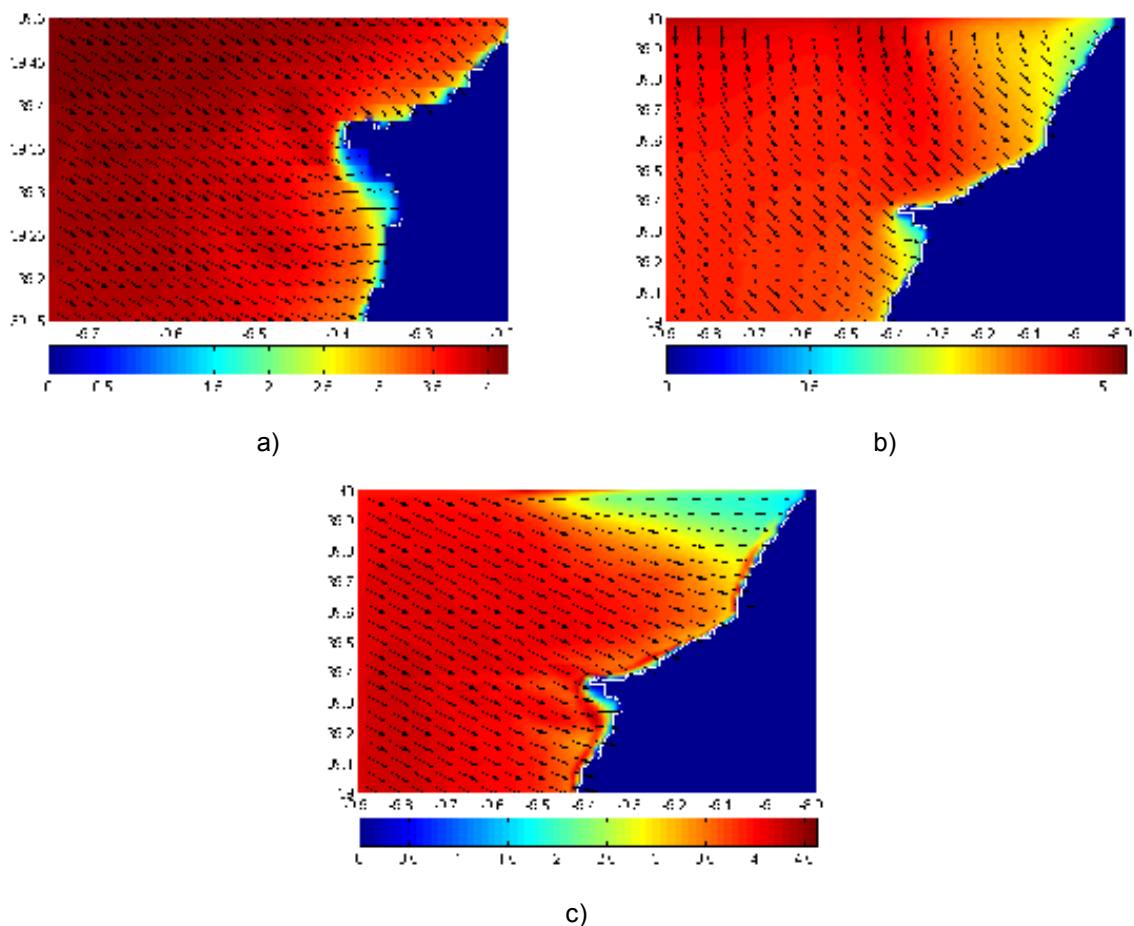


Figura 4.1 Distribuição espacial típica de altura significativa e direcção média das ondas.
a) Meses de Inverno. b) Meses de Verão. c) Total

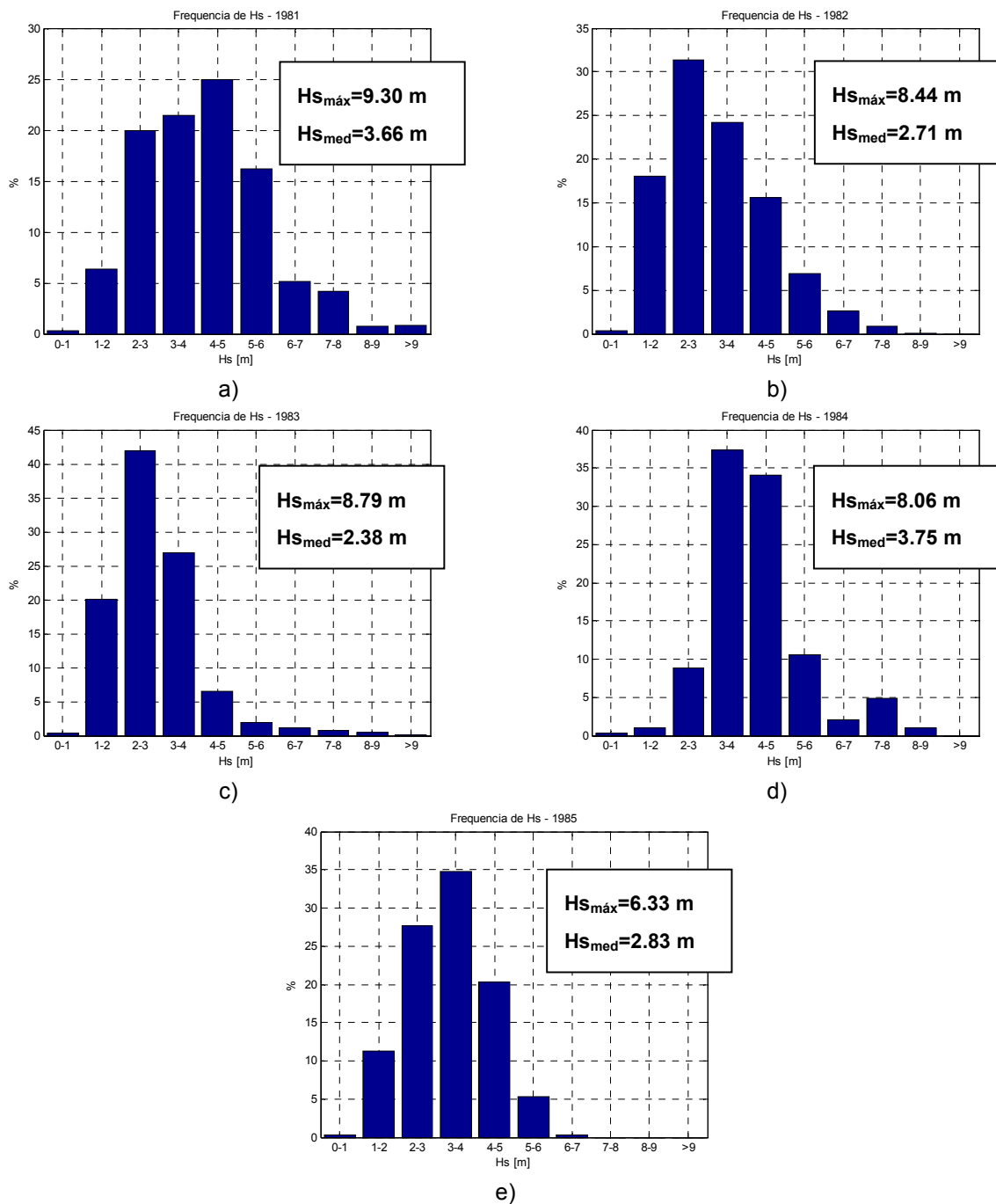


Figura 4.2 Frequência relativa da altura significativa. a) 1981. b) 1982. c) 1983. d) 1984. e) 1985

A **Figura 4.2** mostra a distribuição anual relativa da altura significativa. A observação directa dos gráficos permite dizer que as distribuições variam conforme os anos. Estas diferenças devem-se ao facto de para cada ano, os meses de dados disponíveis serem diferentes. Por exemplo, para os anos de 1981 e 1984, (**Figura 4.2 a**) e **d**) só existem dados para o mês de Dezembro, um

mês de Inverno, e por isso, como se pode observar, as classes relativamente altas (3-4, 4-5, e 5-6) possuem frequências elevadas de H_s . Outro factor que o comprova é a altura significativa média que está ligeiramente acima da dos outros anos.

No geral, existem diferenças substanciais entre o clima de agitação marítima dos meses de Inverno e os de Verão. Nos gráficos da **Figura 3.9**, pode ver-se que a maior parte dos picos de altura significativa que correspondem a situações de tempestade ($H_s > 3$ metros) ocorrem nos meses de Inverno: Dezembro, Janeiro e Fevereiro.

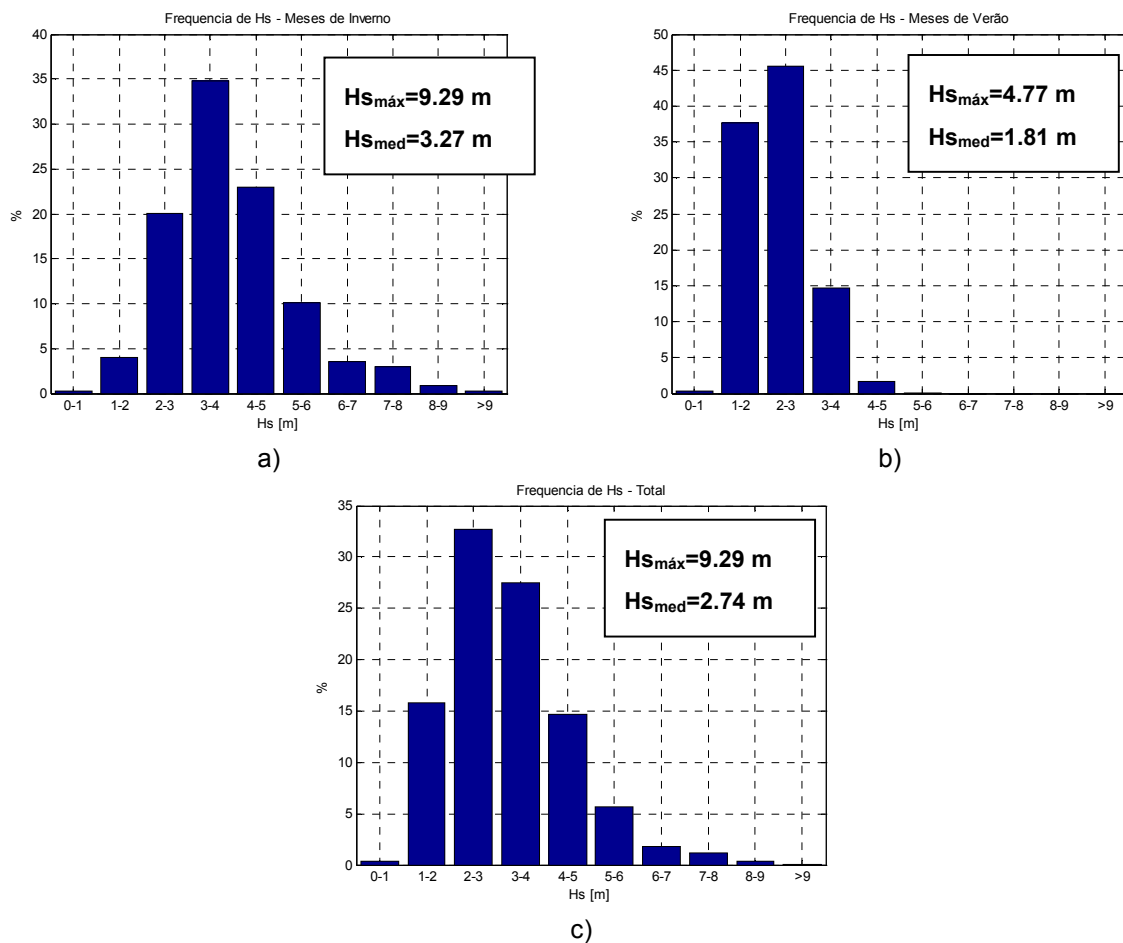


Figura 4.3 Distribuições de altura significativa. a) Meses de Inverno. b) Meses de Verão. c) Total

Como se pode ver na **Figura 4.3**, a frequência de altura significativa acima dos três metros é superior nos meses de Inverno. Ou seja, a ocorrência de estado do mar que correspondente a tempestades é maior para estes meses. Observando os valores máximos e médios pode

também concluir-se que são os dois superiores para o caso da **Figura 4.3 a)**. Pode observar-se uma mudança óbvia das distribuições de altura significativa para as diferentes estações.

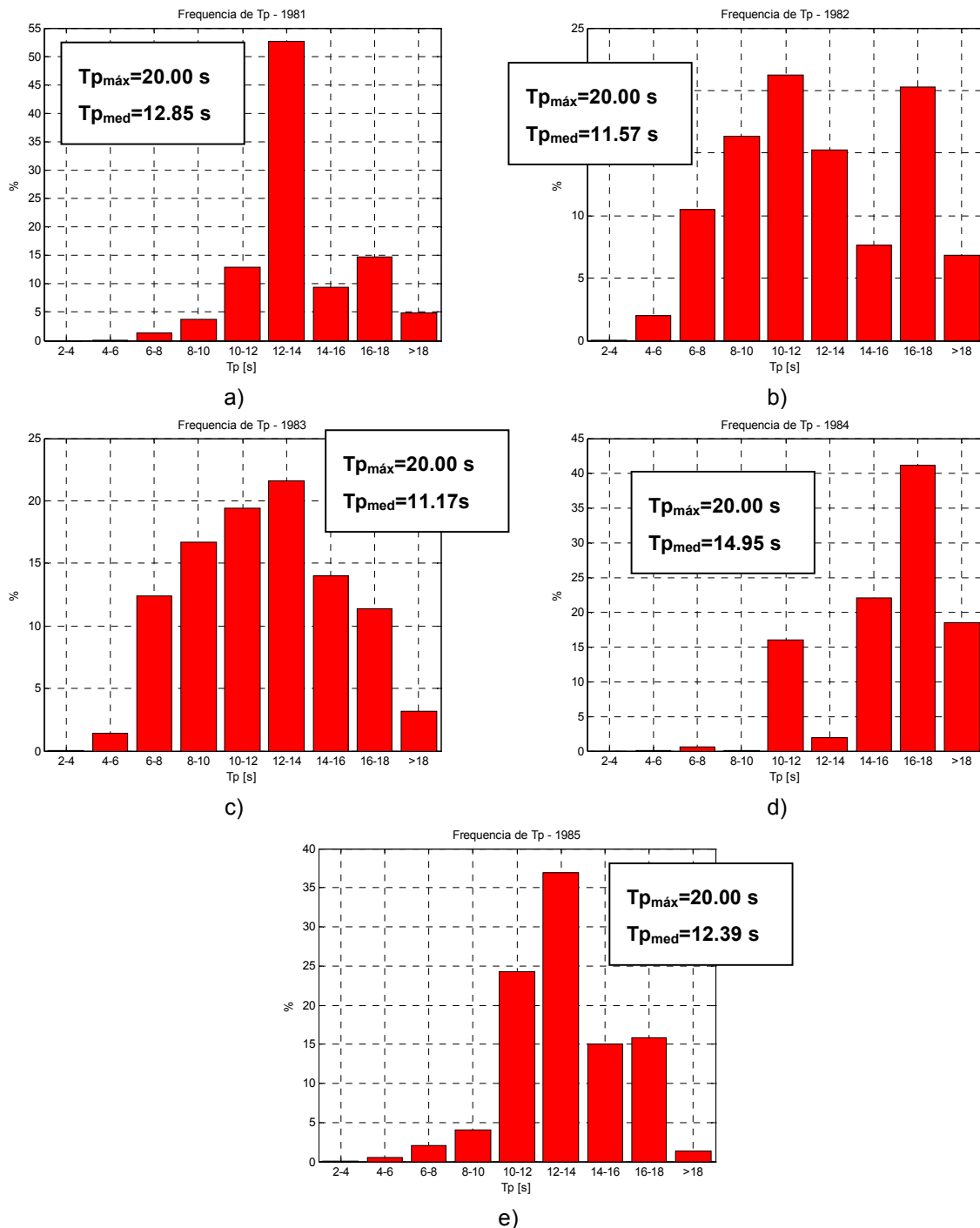


Figura 4.4 Frequência relativa do período de pico. a) 1981. b) 1982. c) 1983. d) 1984. e) 1985

No geral, o período de pico mostra um comportamento bastante irregular entre os vários anos, **Figura 4.4**. Pode ver-se que, para os meses de Inverno, a distribuição de valores se encontra em classes diferentes comparando com a distribuição de Verão. Para o primeiro caso, o período de pico ocorre sobretudo em classes superiores a 10 segundos. Nos meses de Verão, a situação é oposta, estando estas classes mais altas com baixas frequências.

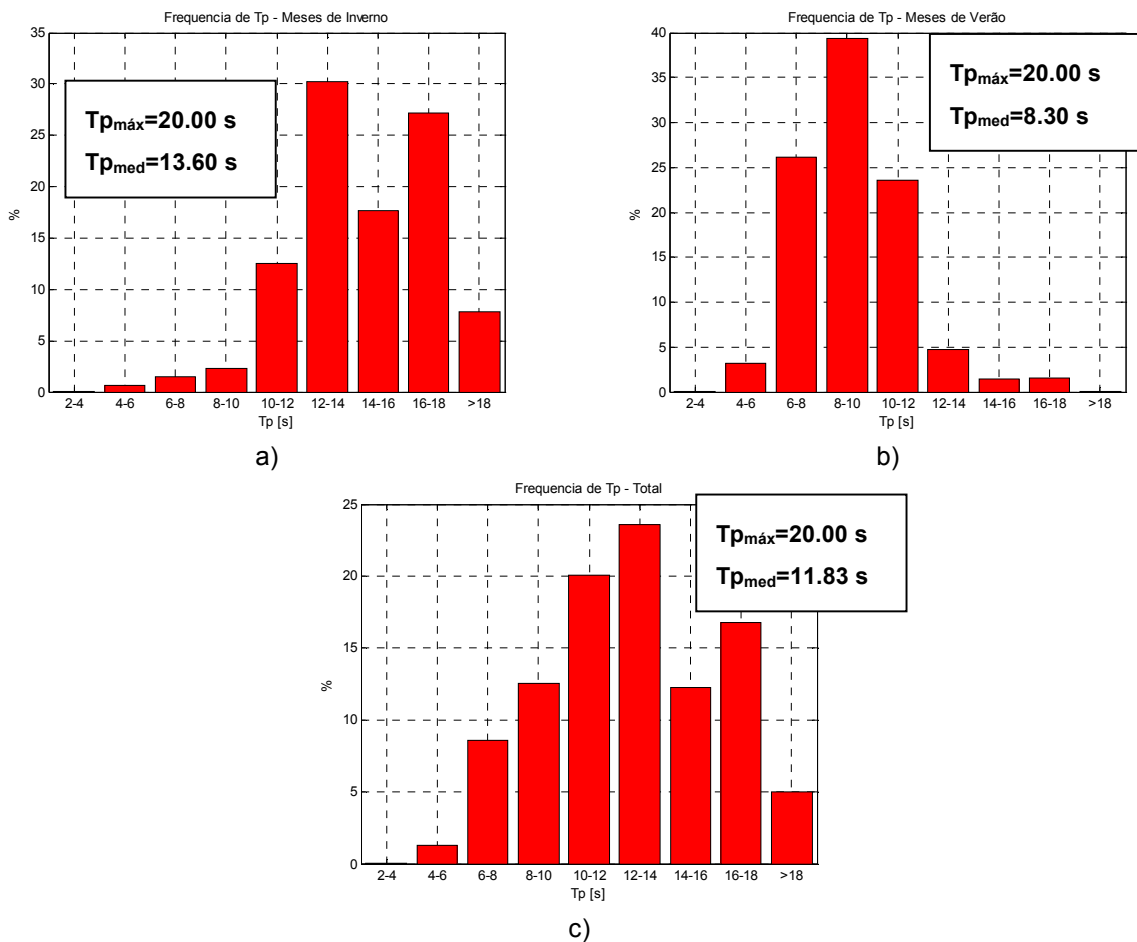


Figura 4.5 Frequência relativa do período de pico. a) Meses de Inverno. b) Meses de Verão. c) Total

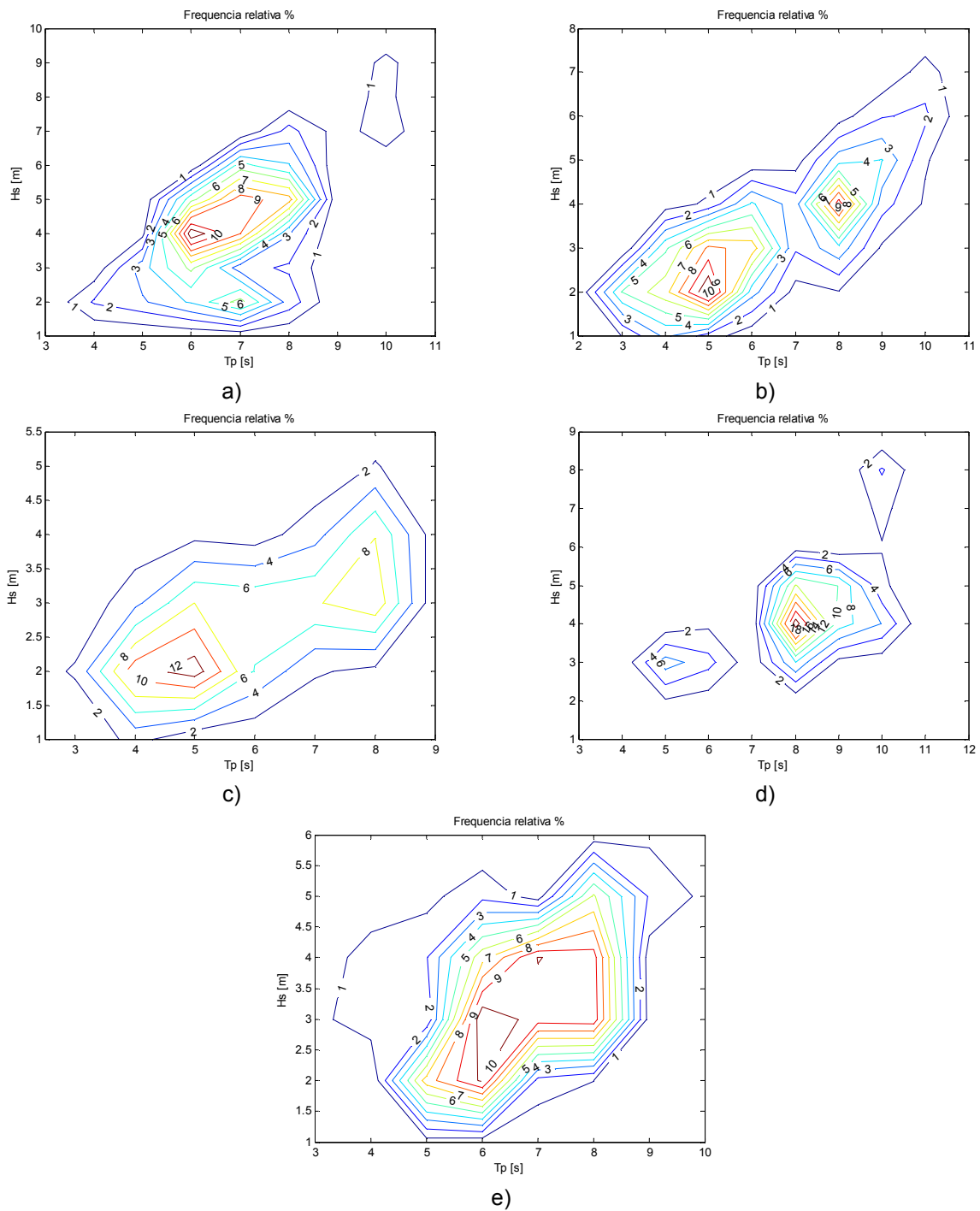


Figura 4.6 Distribuições conjuntas de altura significativa e período de pico. a) 1981. b) 1982. c) 1983. d) 1984. e) 1985

As frequências conjuntas de altura significativa e período de pico permitem fazer uma boa caracterização do estado do mar e prever a possibilidade de ocorrência de situações extremas de agitação marítima. Através da **Figura 4.7**, podem ver-se grandes alterações de valores entre as duas estações do ano estudadas, havendo um aumento no intervalo conjunto de valores de altura significativa e período de pico mais provável de encontrar.

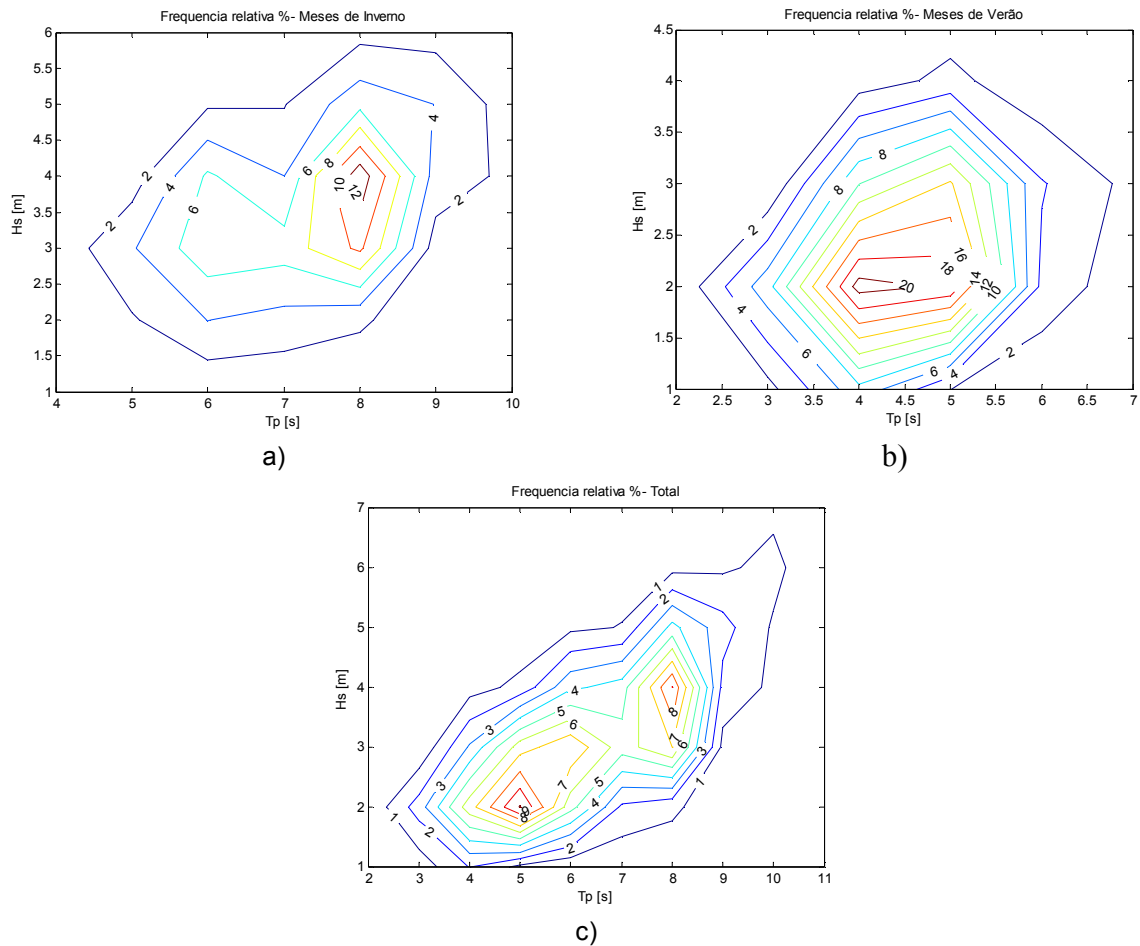


Figura 4.7 Distribuições conjuntas relativas para altura significativa e período de pico de onda. a) Meses de Inverno. b) Meses de Verão. c) Total

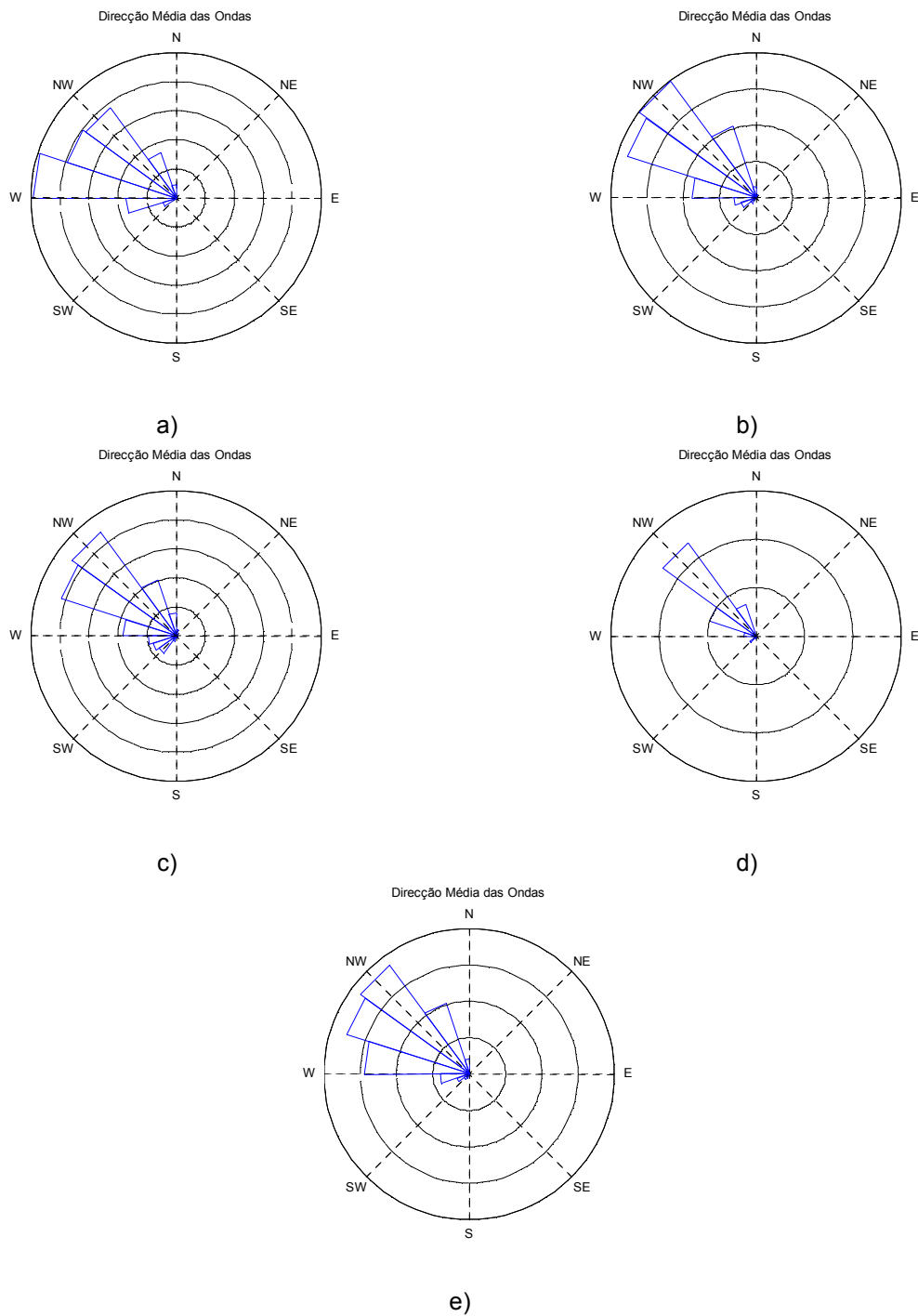


Figura 4.8 Distribuição da direcção média das ondas. a) 1981. b) 1982. c) 1983. d) 1984. e) 1985

Como já se sabe, a costa oeste portuguesa está exposta a uma ondulação predominante com a direcção de Noroeste, como se pode ver na **Figura 4.8**. A distribuição da direcção média das ondas encontra-se quase integralmente no quadrante limitado pelas direcções de norte e oeste,

sendo, na maior parte dos casos, maior na que corresponde a noroeste. A **Figura 4.9** mostra que há pequenas alterações na direcção média das ondas dependentes da altura do ano. Para os meses de Verão a direcção aproxima-se mais de Norte, enquanto que para os meses de Inverno existe uma maior ocorrência de valores perto de Oeste.

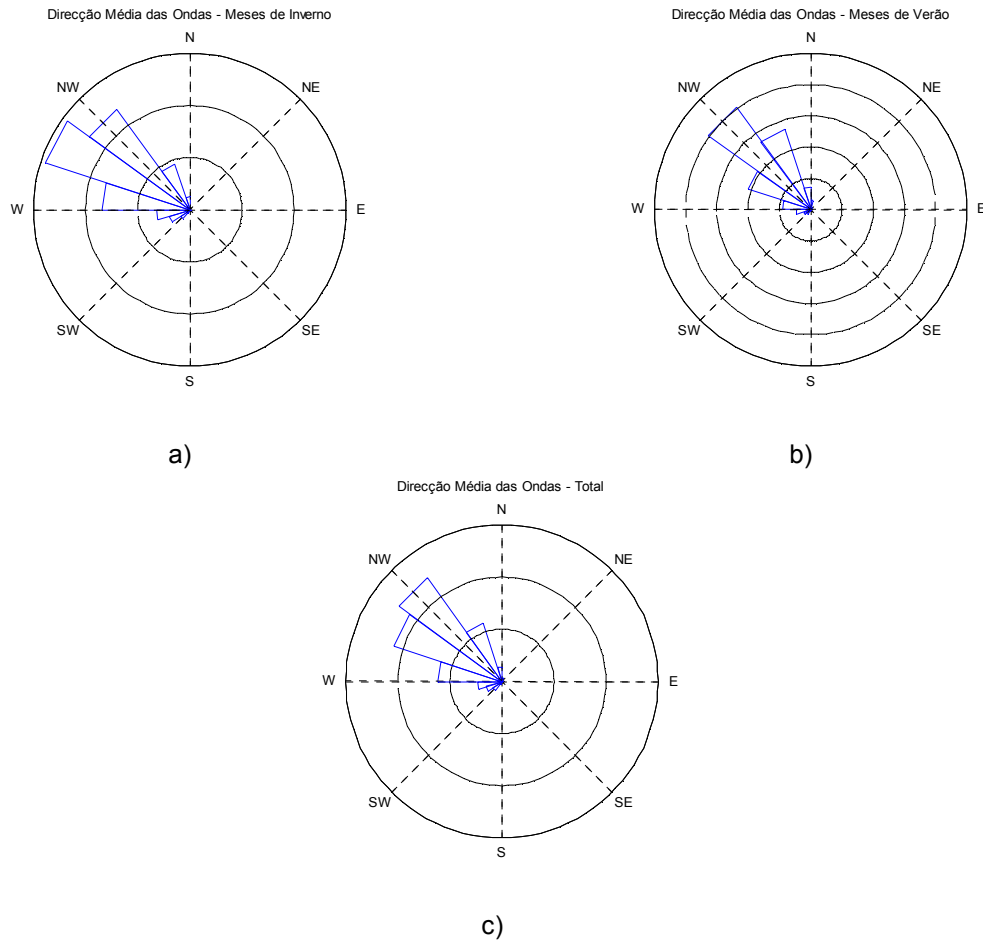


Figura 4.9 Distribuição da direcção média das ondas. a) Meses de Inverno. b) Meses de Verão. c) Total

Capítulo 5

Avaliação da Distribuição da Energia das Ondas na Costa Portuguesa

Como já foi dito, o objectivo deste estudo é perceber qual a capacidade energética das ondas junto à costa portuguesa, na zona de Peniche. Usando um conversor de energia genérico, o conversor pontual, pretende-se chegar a valores teóricos de energia potencialmente absorvida por estes e tentar perceber quais as zonas mais propícias à obtenção de energia das ondas. A morfologia do local e as actividades piscatórias são factores adicionais a ter em conta na escolha destas zonas.

Os cálculos deste capítulo vão ser feitos considerando a presença das Ilhas Berlengas, de forma a tentar obter uma situação mais próxima da realidade.

5.1 Identificação das Zonas Mais Energéticas

O modelo *SWAN* permite calcular o transporte de energia das ondas, ou seja, a potência de onda, como foi visto em 2.4.1. Através da distribuição espacial da potência de onda, é possível determinar quais as zonas ao longo da costa de Peniche que têm maior potencial de extracção de energia.

Para cada instante de tempo, a distribuição espacial da potência de onda permite obter o seu valor máximo (**Figura 5.1**). Tendo estes valores máximos diários, é possível fazer uma distribuição mensal e, por sua vez, retirar o valor máximo mensal de potência. Identificando a localização desses máximos, é possível construir a **Figura 5.2**.

Como se pode ver na **Figura 5.2** uma grande parte dos valores máximos que se verificam, localizam-se nos limites da grelha o que mostra que na realidade estariam mais longe da costa, se a grelha fosse maior. Perto da costa, pode observar-se uma zona com bastantes máximos. Para perceber melhor a distribuição de energia nesta zona, definiu-se uma grelha mais pequena e com maior resolução. Esta segunda grelha aqui utilizada é a que corresponde à última grelha utilizada no **Capítulo 3** aquando da validação de resultados.

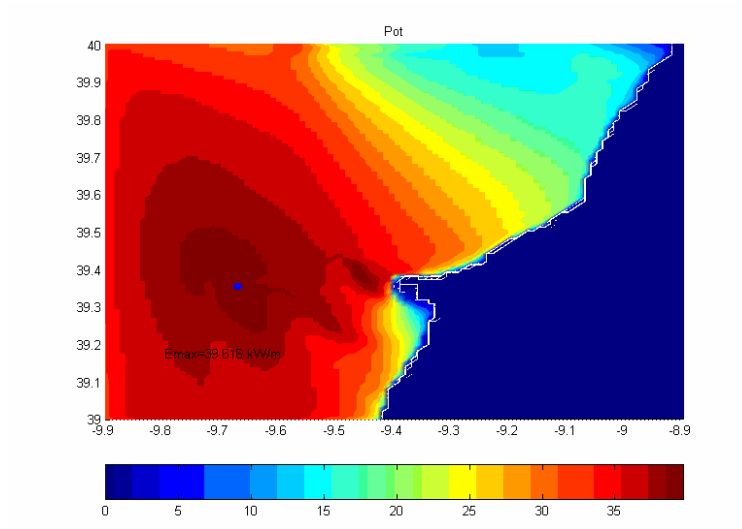


Figura 5.1 Exemplo da localização do máximo espacial de energia das ondas para um dado instante de tempo

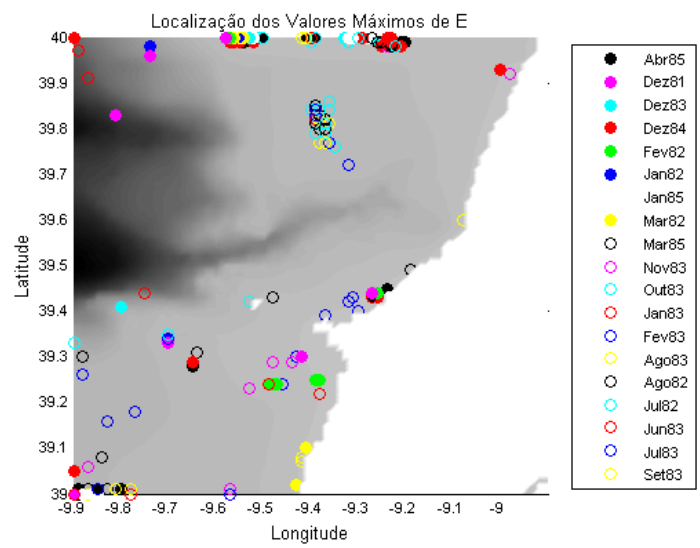


Figura 5.2 Localização espacial dos máximos mensais de energia das ondas – grelha 1

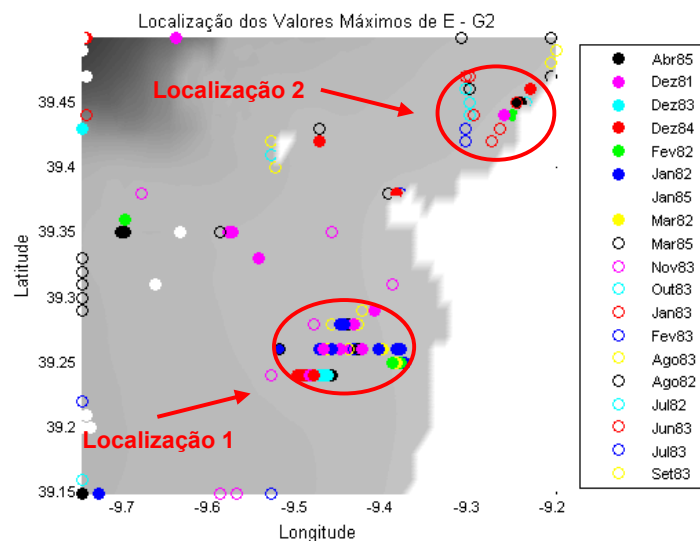


Figura 5.3 Localização espacial dos máximos mensais de energia das ondas – grelha 2

A **Figura 5.3** identifica a localização dos máximos mensais. Como se pode ver, comparando com a **Figura 5.2**, a diminuição da dimensão da grelha permite identificar um maior número de máximos numa área de maior interesse, perto da costa de Peniche. Com esta distribuição, verifica-se que duas zonas distintas possuem uma maior concentração destes valores. Assim, identificam-se duas localizações de interesse com potencial de extracção de energia. Para cada localização, foi definido um ponto médio que se pretende que represente os parâmetros de onda da área correspondente.

| | Latitude (°) | Longitude (°) |
|---------|--------------|---------------|
| Ponto 1 | 39.25 | -9.45 |
| Ponto 2 | 39.45 | -9.25 |

Tabela 5.1 Localização dos pontos para a avaliação da capacidade energética

Na **Tabela 5.1** encontram-se as coordenadas dos pontos utilizados para estudar a captura de energia das ondas. Através destes valores, é possível retirar do modelo numérico o espectro paramétrico que permite calcular a potência máxima absorvida por absorção pontual.

5.2 Cálculo da Potência Máxima Absorvida

Como foi visto no capítulo anterior, Falnes [4] chegou a uma fórmula matemática de calcular a potência máxima que um conversor pontual consegue absorver. Para a poder utilizar é necessário ter em conta que se está a estudar uma situação de mar real, ou seja, ondas irregulares que são constituídas por várias componentes com diferentes frequências e comprimentos de onda. Assim, o estudo terá que ser feito tendo em conta as componentes de cada onda.

Na secção anterior, determinou-se que o cálculo desta iria incidir em dois pontos escolhidos tendo em conta a localização média dos máximos de potência de onda.

Para cada um dos pontos, retirou-se o espectro de variância de duas dimensões e também a potência de onda para cada dia.

Em primeiro lugar, é necessário determinar em que tipo de profundidade de água os pontos se encontram. Através do valor médio do comprimento de onda fornecido pelo SWAN e da profundidade conhecida nesse local, é possível determinar se se encontra em águas profundas, médias ou pouco profundas. Este resultado permite determinar qual o tipo de aproximação a usar (**Tabela 2.1**).

O espectro de energia fornece para cada valor de frequência de onda, um valor de S , densidade do espectro, em m^2/Hz .

Como se viu nas equações (2.4.4) e (2.4.5), a potência de onda é o produto entre a energia do espectro e a velocidade de grupo. A integração deste valor para todas as componentes de onda, ou seja, ao longo de todas as frequências do espectro, dá a potência da onda.

Através da relação de dispersão (equação (2.1.11)), calcula-se a velocidade de grupo e o comprimento de cada componente. A primeira multiplica-se pelo valor de S (espectro de variância, equação (2.3.9)) correspondente e, utilizando a regra dos trapézios, é feita a integração para todas as frequências.

$$P = \rho g \sum_{i=1}^{n-1} \frac{(y_{i+1} + y_i)(\omega_{i+1} - \omega_i)}{2} \quad (5.2.1)$$

Em que y corresponde à função obtida através do produto entre S e c_g . O limite n corresponde ao número máximo de frequências, ou seja, 35.

Desta forma obtém-se a potência de onda. Para calcular a potência máxima absorvida pelo conversor pontual, equação (2.5.1), é necessário integrar o produto entre a potência de cada componente e a largura de absorção correspondente.

$$P_{abs}^{m\acute{a}x} = \frac{\rho g}{2\pi} \sum_{i=1}^{n-1} \frac{(y_{i+1} + y_i)(\omega_{i+1} - \omega_i)}{2} \lambda_i \quad (5.2.2)$$

Para identificar o tipo de profundidade em que as zonas a estudar se encontram, foram calculados os limites de transição de águas (**Figura 2.2**) e comparados com a profundidade local. Na **Figura 5.4** pode ver-se esta comparação. A linha preta representa a profundidade da água em cada ponto que é, naturalmente, constante ao longo do tempo. A vermelho está representada a função $L/20$, que é o limite inferior para se considerar que se encontra em águas pouco profundas. A função a azul, $L/2$, representa o limite máximo das grandes profundidades. Assim, se a função que representa a profundidade estiver entre as outras duas, o ponto encontra-se em águas intermédias. Se estiver acima da função $L/2$, está em águas profundas e se estiver abaixo de $L/20$, encontra-se em águas pouco profundas.

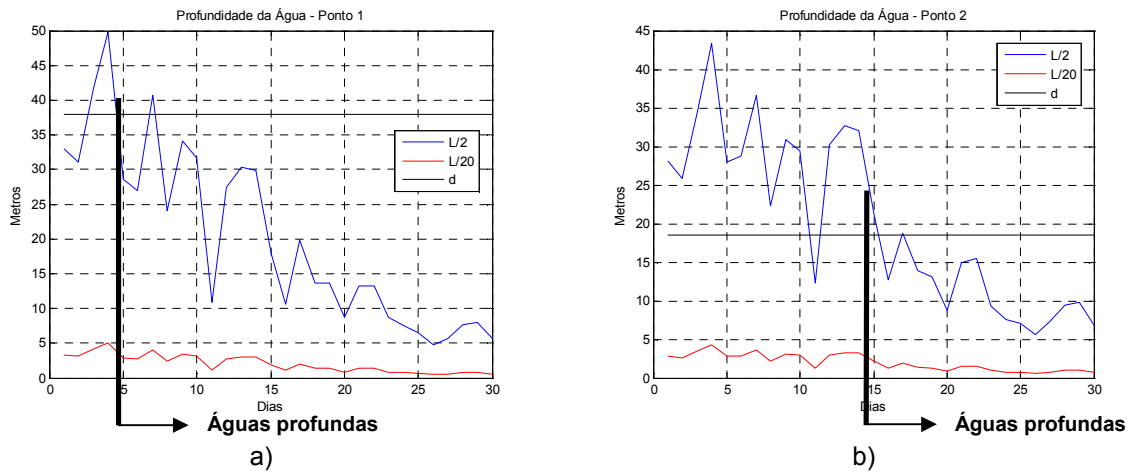


Figura 5.4 Classificação do tipo de profundidade para Abril de 1985. a) Ponto 1. b) Ponto 2

Na **Figura 5.4**, apresentam-se os resultados apenas para o mês de Abril de 1985. Este estudo de profundidade é feito para todos os meses de dados, nos quais se encontram resultados semelhantes aos aqui representados. Ou seja, para todos os dados, verificou-se que os pontos de estudo transitavam entre águas profundas e intermédias e a decisão de se simplificar considerando sempre águas profundas, foi tomada tendo em conta todos os resultados obtidos.

Comparando os valores da potência de onda calculados pelo *SWAN* e integrando através da regra dos trapézios, verifica-se que existem diferenças insignificantes de resultados, o que permite concluir que a aproximação feita, apesar de grosseira, é viável.

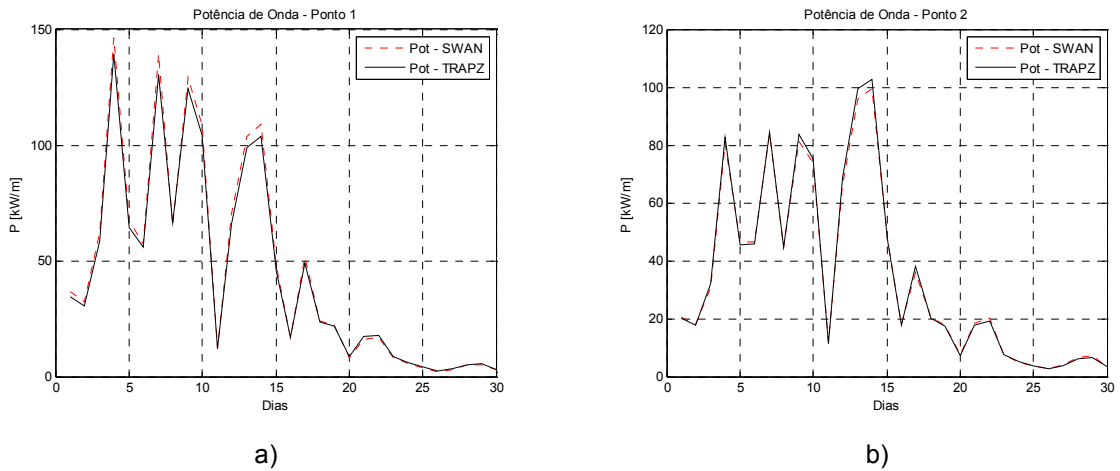


Figura 5.5 Potência de onda (transporte de energia) para Abril de 85. a) Ponto 1. b) Ponto 2

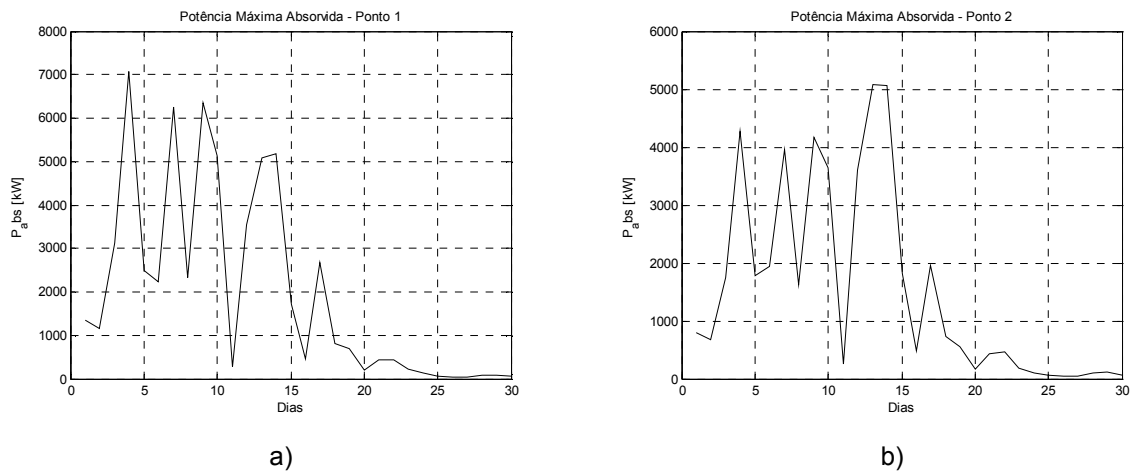


Figura 5.6 Potência máxima absorvida por um conversor pontual para Abril de 85. a) Ponto 1. b) Ponto 2

A **Figura 5.5** mostra a distribuição da potência de onda para os dois pontos ao longo de Abril de 1985. A comparação entre os valores calculados pela regra dos trapézios e pelo *SWAN* é feita para todos os meses. Para os restantes, o comportamento é semelhante. Atingem-se valores máximos de potência de onda entre os 100 e 200 kW/m e a média está compreendida entre 30 e 100 kW/m. No

Capítulo 1 identificaram-se valores de referência para a potencialidade energética da costa de Peniche, [8] e [1], que se aproximam bastante dos obtidos através do modelo de simulação. A potência absorvida pelo flutuador pontual pode atingir valores como mostra a **Figura 5.6**. Para o mês representado, Abril de 1985, o ponto 1 atinge 7000 kW.

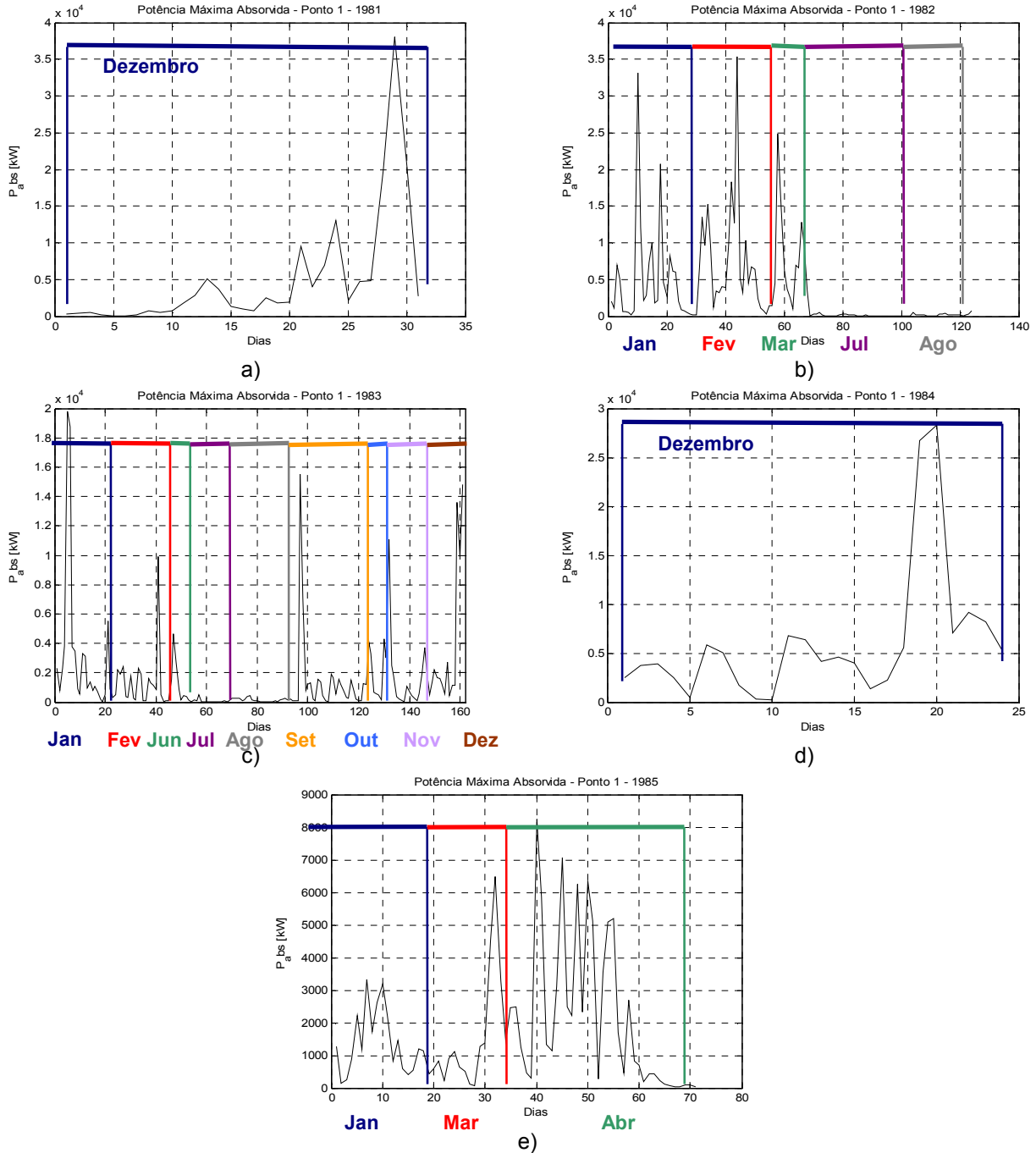


Figura 5.7 Distribuições anuais da potência máxima absorvida – ponto 1. a) 1981. b) 1982. c) 1983. d) 1984. e) 1985

A observação de **Figura 5.5** e **Figura 5.6**, permite concluir que a distribuição de potências, tanto de onda como a absorvida, têm comportamentos bastante parecidos entre as duas localizações. Isto mostra que ao longo da costa de Peniche, as ondas se propagam com características semelhantes. Apesar disso, no primeiro ponto atingem-se valores mais elevados.

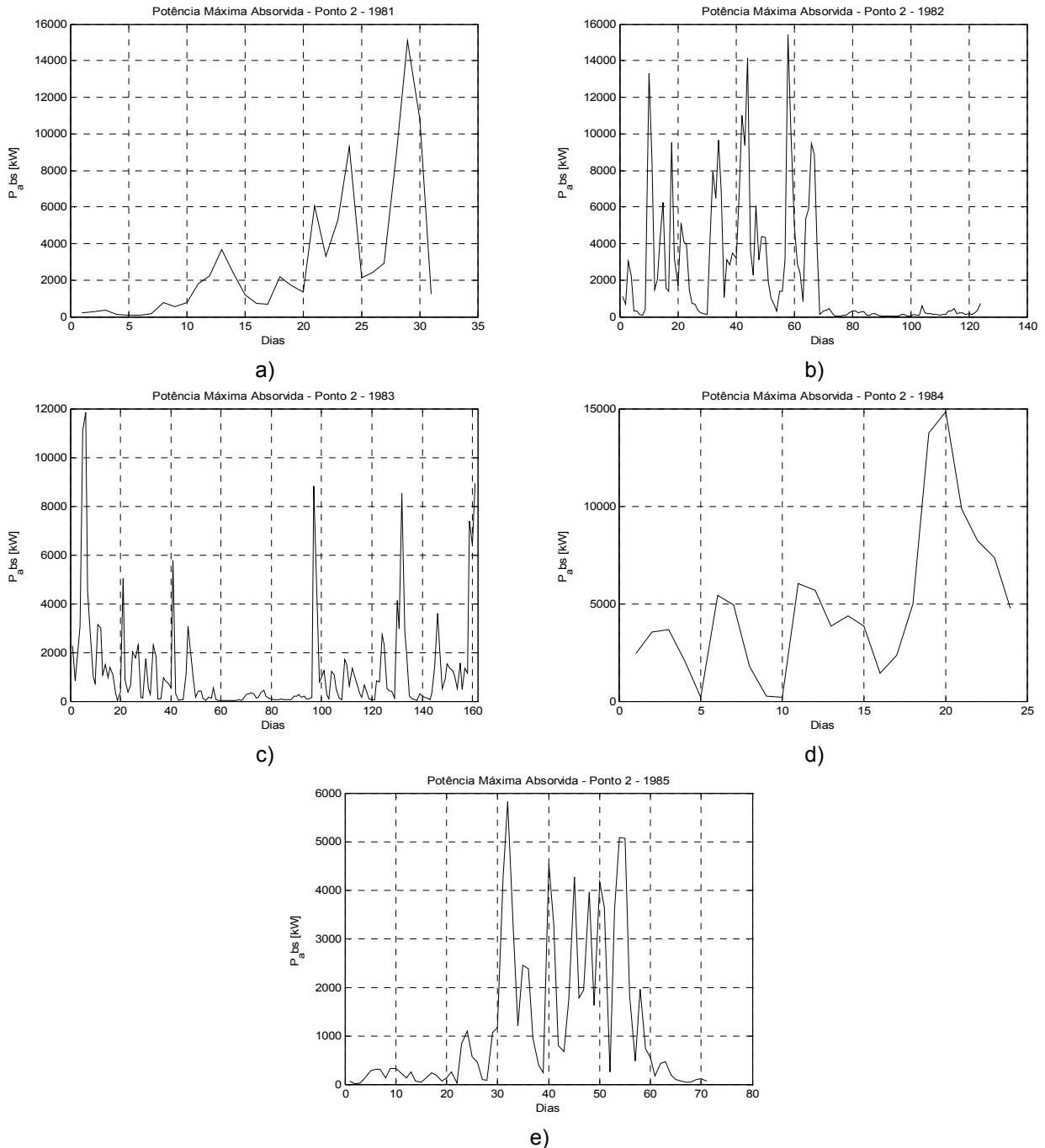


Figura 5.8 Distribuições anuais de potência máxima absorvida – ponto 2. a) 1981. b) 1982. c) 1983. d) 1984. e) 1985

Na **Figura 5.7** pode ver-se a potência máxima absorvida para todos os anos em estudo. Como foi visto na **Secção 3.2.1**, estes anos não são compostos por meses consecutivos. Assim, nesta figura é representada a divisão destes anos pelos meses utilizados. De notar que estas divisões representam também uma quebra nos valores, não se podendo portanto interpretar estes gráficos como distribuições contínuas de potência máxima absorvida. Na **Figura 5.8**, estas divisões não estão representadas mas é necessário ter em conta que elas existem.

As distribuições anuais de potência máxima absorvida (**Figura 5.7** e **Figura 5.8**) não permitem representar adequadamente o comportamento deste parâmetro ao longo do ano. Como se pode observar, as diferenças entre os meses representados são acentuadas. O facto de existirem picos bastante elevados em alguns instantes de tempo, torna difícil a observação do comportamento da potência absorvida em alguns meses em que os valores são menos altos. As variações de valores são bastante elevadas e os picos representam potências da ordem dos milhares de *kW*. Comparando os dois pontos, pode-se dizer que o primeiro atinge valores mais elevados para todos os anos.

Na **Secção 3.2.2**, tinha-se chegado à conclusão que os meses de Inverno trazem valores de altura significativa superiores. Aqui, as conclusões são semelhantes. Os anos de *1981* e *1984*, que têm uma representação sobretudo da estação de Inverno, atingem picos mais elevados. Alguns destes picos de potência correspondem a picos de altura significativa o que revela um estado do mar energético nesse instante de tempo. Para perceber melhor estas diferenças, pode observar-se a **Tabela 5.2**, que representa os valores máximos anuais de potência máxima absorvida para cada ponto e a data em que ocorrem. Pode ver-se que, para os anos maioritariamente constituídos por meses de Inverno, os valores são mais elevados. Além disso, é possível também aqui observar as significantes diferenças entre as duas localizações em estudo.

| Ano | Ponto | Potência máxima absorvida [kW] | Data |
|------|-------|--------------------------------|-----------------|
| 1981 | 1 | 38048 | 29 de Dezembro |
| | 2 | 15072 | 29 de Dezembro |
| 1982 | 1 | 35381 | 15 de Fevereiro |
| | 2 | 15400 | 1 de Março |
| 1983 | 1 | 19822 | 7 de Janeiro |
| | 2 | 11846 | 8 de Janeiro |
| 1984 | 1 | 28282 | 20 de Dezembro |
| | 2 | 14831 | 20 de Dezembro |
| 1985 | 1 | 8249.9 | 30 de Março |
| | 2 | 5823.4 | 22 de Março |

Tabela 5.2 Valores máximos de potência máxima absorvida e sua localização temporal

Capítulo 6

Conclusões e Trabalho Futuro

6.1 Conclusão

O objectivo deste trabalho era desenvolver um modelo de reconstituição que permita caracterizar a agitação marítima na costa portuguesa e que tenha em conta tanto os processos de geração e propagação em águas profundas como os processos de transformação em águas pouco profundas. Assim, foram usados dois modelos numéricos acoplados: *WAM* e *SWAN*. Foram fornecidos dados do primeiro para utilizar como condições de fronteira do segundo.

A comparação de resultados foi feita recorrendo a um conjunto de dados reais obtidos através de uma bóia do IH que os recolheu entre 1980 e 1985. Como o estudo incidiu sobre a zona da costa de Peniche, teve-se o cuidado de procurar perceber qual a influência das ilhas Berlengas que não estavam representadas na batimetria original. Na **Secção 3.2**, viu-se que existem diferenças significativas na distribuição espacial da altura significativa e direcção média das ondas quando as ilhas estão presentes. Em **Figura 3.4** a **Figura 3.8** mostra que o efeito sombra destas depende da direcção das ondas. Tanto a sua dimensão como direcção de propagação variam conforme este parâmetro das ondas, verificando-se que, para direcções de Noroeste, este é mais significativo. Quando as ondas provêm de Norte ou Oeste, o efeito sombra é pouco visível na distribuição espacial da altura significativa, enquanto que para ondas de Noroeste, a influência das ondas pode propagar-se até à costa.

A comparação entre os dados reais, medidos por uma bóia ondógrafo, e calculados pelo modelo *SWAN*, permitiu concluir sobre a validade dos resultados obtidos através do modelo desenvolvido. As comparações entre a altura significativa e o período médio entre zeros ascendentes mostraram que, para o primeiro parâmetro, o modelo produz bons resultados, enquanto que para o período as conclusões já não são as mesmas. Na **Secção 3.2.3**, calcularam-se os valores estatísticos que mostram, com maior exactidão, que, para a altura significativa, se tem bons resultados, enquanto que, para o período, os resultados ficam aquém do esperado.

A segunda grelha utilizada, mais pequena e mais refinada, ao contrário do que se poderia esperar, não traz melhores resultados que a primeira. Isto vem do facto de a resolução da batimetria não acompanhar a resolução da grelha mais refinada. Assim, os melhores resultados provêm do caso em que se utiliza a primeira grelha, com limites de $9.9^{\circ} W$ a $8.9^{\circ} W$ e de $40^{\circ} N$ a $39^{\circ} N$, com as ilhas representadas no ficheiro batimétrico.

A caracterização da agitação marítima realizada no **Capítulo 4** mostrou a distribuição de alguns parâmetros ao longo dos meses estudados. Foram apresentadas as frequências relativas da altura significativa e do período de pico das ondas. A comparação entre os meses de Inverno e Verão mostrou as diferenças do estado do mar entre estas duas estações do ano. Para os meses de Inverno viu-se que a altura significativa possui valores máximos e médio mais altos do que para os meses de Verão. Resultados também visíveis para o período de pico. A distribuição da direcção média das ondas mostra uma maior frequência para o intervalo entre Oeste e Norte, sendo maior para a direcção de Noroeste, o que comprova a predominância da ondulação de Noroeste que se faz sentir na costa portuguesa.

O modelo de reconstituição desenvolvido permitiu obter as distribuições espaciais da potência das ondas na costa de Peniche. A partir destes resultados, obtiveram-se as zonas ao longo da costa com maior potencial energético, ou seja, as zonas onde ocorreram máximos espaciais com maior frequência. Com a identificação destas zonas, calcularam-se os valores máximos de potência absorvida por um conversor pontual, o que permitiu concluir que a localização número 1 (**Figura 5.3**), tem um maior potencial, tendo máximos mensais mais elevados que na segunda localização.

Concluindo, este trabalho permitiu analisar a distribuição espacial da energia das ondas numa zona específica da costa portuguesa, e retirar valores teóricos de potência absorvida por um conversor.

6.2 Trabalho Futuro

A constante edição de novas versões do modelo numérico *SWAN* permitem que um estudo de caracterização da agitação marítima vá sendo melhorado utilizando novos métodos de cálculo e procurando ajustar, através de uma análise de sensibilidade, as opções possíveis à zona costeira em questão.

A utilização de outros dados reais, provenientes de outras bóias colocadas em diferentes zonas da costa, poderá também ser utilizada para tentar validar o modelo para toda a costa

portuguesa. A generalização deste estudo vai permitir que se faça uma análise detalhada da capacidade de extracção de energia para toda a costa continental.

Neste estudo foi utilizado um conversor de energia genérico que, na realidade, não existe. Interessaria, pois, utilizar um conversor real de forma a obter valores de potência absorvida reais e não teóricos.

Bibliografia

- [1] Aguiar, R., Pontes, M.T., Oliveira Pires, H., 2003. A Nearshore Wave Energy Atlas for Portugal. Proceedings of the ASME 22nd International Conference on Offshore Mechanics and Arctic Engineering, Paper OMAE37407.
- [2] Booij, N., Haagsma, I.J.G., Holthuijsen, L.H., Kieftenburg, A.T.M.M., Ris, R.C., van der Westhuysen, A.J., Zijlema, M., 2004. User Manual for SWAN, Version 40.41. Delft University of Technology, Delft, The Netherlands.
- [3] Clément, A., et al., 2002. Wave energy in Europe: current status and perspectives. *Renewable and Sustainable Energy Reviews* 6, 405 – 431.
- [4] Falnes, J., 2002. *Ocean Waves and Oscillating Systems*. Cambridge University Press, Cambridge, Cap.5 e 6.
- [5] http://gcmd.nasa.gov/records/GCMD_DBDBV.html.
- [6] Instituto Hidrográfico. Inventário de Dados de agitação marítima. Medições efectuadas pelo IH (1992). 7/92-A.
- [7] Pilar, P., Guedes Soares, C., Carretero, J.C., November 2008. 44-year wave hindcast for the North East Atlantic European Coast. *Coastal Engineering*, Volume 55, Issue 11, Pages 861-871.
- [8] Rusu, E., Guedes Soares, C., 2008. Wave Energy assessments in the coastal environment of Portugal continental. Proceedings of the ASME 27th International Conference on Offshore Mechanics and Arctic Engineering (OMAE 2008), ASME Paper OMAE2008-57820.
- [9] Rusu, L., Pilar, P., Guedes Soares, C., November 2008. Hindcast of the wave conditions along the west Iberian coast. *Coastal Engineering*, Volume 55, Issue 11, Pages 906-919.
- [10] Stewart, R.H., 2002. *Introduction to Physical Oceanography*. Texas A & M University, Cap. 16.
- [11] The SWAN team: Booij, N., Haagsma, I.J.G., Holthuijsen, L.H., Kieftenburg, A.T.M.M., Ris, R.C., van der Westhuysen, A.J., Zijlema, M., 2006. SWAN, Technical Documentation, Cycle III, version 40.51. Delft University of Technology, Delft, The Netherlands.

[12] WAMDI group: Hasselmann, S., Hasselmann, K., Bauer, E., Janssen, P.A.E.M., Komen, G.J., Bertotti, L., Lionello, P., Guillaume, A., Cardone, V.C., Greenwood, J.A., Reistad, M., Zambresky, L., and Ewing, J.A., 1988. The WAM model – A Third Generation Ocean Wave Prediction Model, *J. Phys. Ocean.*, vol. 18, 177 p.

[13] Young, I.R., 1999. *Wind Generated Ocean Waves*. University of Adelaide, Austrália, Cap. 3 e 4.