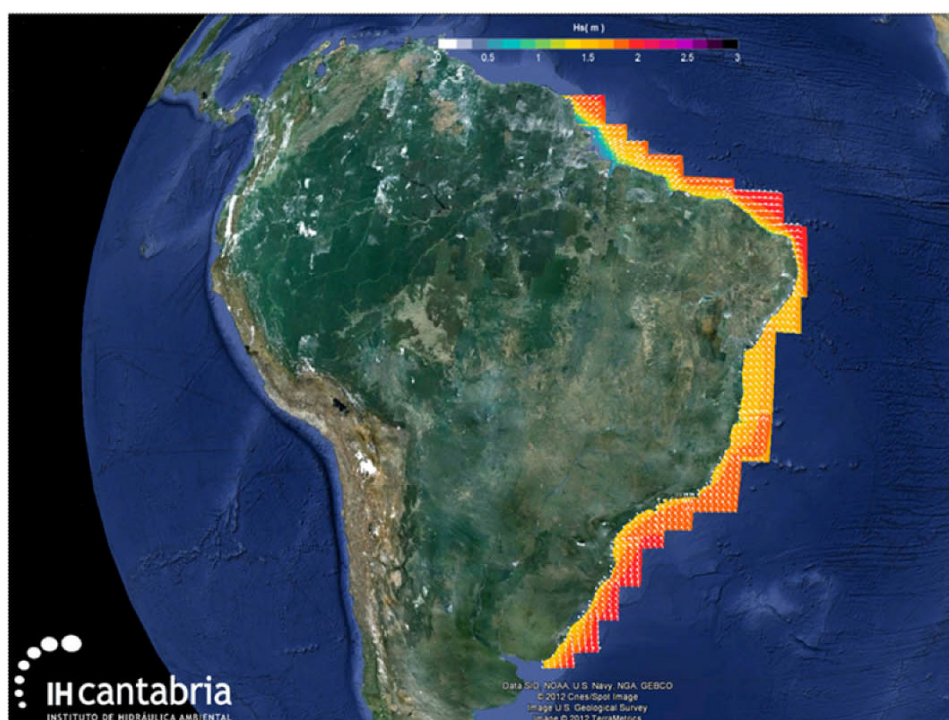


DOCUMENTO EM REVISÃO

SMC<sup>®</sup> BRASIL

# ONDAS



## DOCUMENTO TEMÁTICO



Instituto de Hidráulica Ambiental da Universidade da Cantábria (IH-Cantábria)  
Universidade da Cantábria  
Laboratório de Oceanografia Costeira - Universidade Federal de Santa Catarina  
Instituto Oceanográfico – Universidade de São Paulo

#### **Informações da pessoa de Contato**

**Professor: Mauricio González**

Endereço: c/Isabel Torres nº 15  
Parque Científico e Tecnológico da Cantábria 39011 Santander  
Espanha  
E-mail: [mauricio.gonzales@unican.es](mailto:mauricio.gonzales@unican.es)  
Tel.: +34 942 201 616  
Fax: +34 942 266 361  
<http://www.Ihcantabria.com>

**Professor: Antonio Henrique da Fontoura Klein**

Universidade Federal de Santa Catarina  
Centro de Filosofia e Ciências Humanas  
Departamento de Geociências  
Campus Universitário - Trindade  
Florianópolis, SC- Brasil - CEP: 88040-900  
E-mail: [antonio.klein@ufsc.br](mailto:antonio.klein@ufsc.br)  
Tel.: 55-48-37212577  
<http://loc.ufsc.br/>

**Professor: Moysés Gonsales Tessler**

Universidade de São Paulo  
Endereço: Rua Anna Nastari Brunetti, 62 Granja Viana, Cotia, São Paulo - Brasil.  
CEP: 06709-135  
E-mail: [mgtessle@gmail.com](mailto:mgtessle@gmail.com)  
Tel.: [55-11-98381-8410](tel:55-11-98381-8410)  
<http://lde.io.usp.br/>

**Adalberto Eberhard (Diretor)/ Leila Swerts (Gerente) / Márcia Oliveira (Analista Ambiental)**

Ministério do Meio Ambiente  
Esplanada dos Ministérios, Bloco B, sala 950  
Brasília - DF - Brasil - CEP: 70068-900  
E-mail: [adalberto.eberhard@mma.gov.br](mailto:adalberto.eberhard@mma.gov.br); [leila.swerts@mma.gov.br](mailto:leila.swerts@mma.gov.br); [marcia.oliveira@mma.gov.br](mailto:marcia.oliveira@mma.gov.br)  
Tel.: 55- 61- 2028-1161 / 55-61-2028-1364  
<http://www.mma.gov.br/>

#### **Observação Jurídica**

Nenhum dos participantes, nem as instituições as quais representam no desenvolvimento do SMC-Brasil, são responsáveis pela utilização dada a esta publicação.

## **Contribuições e Desenvolvimento**

### **Instituto de Hidráulica Ambiental da Cantábria (IH-Cantábria)**

#### **Universidade da Cantábria**

**Instituição líder do projeto:** Mauricio González (principal pesquisador do projeto), Raúl Medina, Omar Gutiérrez (Coordenador do projeto), Nabil Kakeh, Cynthia Martínez, Roland Garnier, Lara Ruiz, Jara Martínez, Verónica Canovas, Laura Ribas de Almeida, Belén López, Fernando Méndez, Antonio Espejo, Melisa Menéndez, Ana Abascal, Sonia Castanedo.

### **Laboratório de Oceanografia Costeira - Universidade Federal de Santa Catarina (UFSC)**

**Líder local do projeto:** Antonio Klein (principal pesquisador do projeto), Clarissa Brellinger De Luca, Priscila Hoerbe Soares, Paula Gomes da Silva, Jonas Gomes Oliveira, Maiara Werner Pinto, Charline Dalinghaus, Caio Trajano Siqueira Salgado e Julia Gil dos Santos.

### **Instituto Oceanográfico – Universidade de São Paulo (USP)**

**Líder local do projeto:** Moyses Gonzalez (Principal pesquisador), Samara Cazzoli Y Goya.

## **Financiamento do projeto**

Agência Espanhola de Cooperação Internacional para o Desenvolvimento – AECID

Ministério do Meio Ambiente- MMA Brasil

Ministério do Planejamento, Orçamento e Gestão/Secretaria de Patrimônio da União- MP-SPU Brasil.

## **Colaboração (Fornecimento de dados)**

Marinha do Brasil

Instituto Nacional de Pesquisas Hidroviárias (INPH)

## ÍNDICE

### CAPÍTULO 1

<b>1. INTRODUÇÃO</b>	<b>1.1</b>
<b>1.1 O que encontrará neste documento</b>	<b>1.3</b>
<b>1.2 Objetivos do documento</b>	<b>1.3</b>
<b>1.3 Escopo do Banco de Dados</b>	<b>1.4</b>

### CAPÍTULO 2

<b>2. METODOLOGIA DE TRABALHO E MODELO CONCEITUAL</b>	<b>2.1</b>
<b>2.1 Introdução</b>	<b>2.1</b>
<b>2.2 Descrição geral das ondas</b>	<b>2.1</b>
<b>2.2.1 Como se gera as ondas</b>	<b>2.1</b>
<b>2.2.2 Como as ondas se transformam em seu trajeto até a costa</b>	<b>2.2</b>
<b>2.2.3 Por que é importante conhecer as características das ondas na costa</b>	<b>2.5</b>
<b>2.3 Metodologia de geração do banco de dados das ondas do SMC-Brasil e sua propagação até a costa.</b>	<b>2.6</b>

### CAPÍTULO 3

<b>3. REANÁLISE GLOBAL – GLOBAL OCEAN WAVES (GOW)</b>	<b>3.1</b>
<b>3.1 Introdução</b>	<b>3.1</b>
<b>3.2 Metodologia</b>	<b>3.2</b>
<b>3.3 Área de estudo</b>	<b>3.3</b>
<b>3.4 Dados utilizados para a simulação</b>	<b>3.5</b>
<b>3.4.1 Batimetrias</b>	<b>3.5</b>
<b>3.4.2 Reanálise Atmosférica</b>	<b>3.6</b>
<b>3.5 Modelo Numérico</b>	<b>3.6</b>
<b>3.6 Resultados gerais e na área do Brasil</b>	<b>3.7</b>
<b>3.7 Conclusões</b>	<b>3.8</b>
<b>3.7.1 Limitações destes resultados</b>	<b>3.8</b>
<b>3.7.2 Artigos científicos recomendados para o aprofundamento neste tema</b>	<b>3.9</b>

**CAPÍTULO 4**

<b>4. TRANSFERÊNCIA DE DINÂMICAS EM ÁGUAS INTERMEDIÁRIAS – <i>DOWNSCALED OCEAN WAVES (DOW)</i></b>	<b>4.1</b>
<b>4.1 Introdução</b>	<b>4.1</b>
<b>4.2 Banco de dados disponíveis</b>	<b>4.1</b>
<b>4.2.1 Batimetrias</b>	<b>4.1</b>
<b>4.2.2 Condições de contorno (GOW)</b>	<b>4.3</b>
<b>4.2.3 Reanálise Atmosférica</b>	<b>4.4</b>
<b>4.3 Metodologia</b>	<b>4.4</b>
<b>4.3.1 Introdução</b>	<b>4.4</b>
<b>4.3.2 Primeira etapa: Seleção de casos para propagar</b>	<b>4.5</b>
<b>4.3.2.1 Projeto de malhas</b>	<b>4.5</b>
<b>4.3.2.2 Seleção de dados para a classificação dos estados do mar</b>	<b>4.6</b>
<b>4.3.2.3 Calibração dos dados selecionados</b>	<b>4.9</b>
<b>4.3.2.4 Classificação dos estados de mar</b>	<b>4.11</b>
<b>4.3.3 Segunda Etapa: Propagação dos casos selecionados</b>	<b>4.16</b>
<b>4.3.3.1 Modelo Numérico</b>	<b>4.16</b>
<b>4.3.3.2 Efeito do nível do mar na propagação das ondas</b>	<b>4.19</b>
<b>4.3.4 Terceira Etapa: Reconstrução de séries temporais</b>	<b>4.20</b>
<b>4.3.4.1 Biblioteca de casos propagados</b>	<b>4.20</b>
<b>4.3.4.2 Reconstrução de séries temporais</b>	<b>4.22</b>
<b>4.4 Validação dos resultados</b>	<b>4.24</b>
<b>4.4.1 Introdução</b>	<b>4.24</b>
<b>4.4.2 Método de validação</b>	<b>4.24</b>
<b>4.4.3 Dados disponíveis para a validação</b>	<b>4.25</b>
<b>4.4.3.1 Boias</b>	<b>4.28</b>
<b>4.4.3.2 Dados de satélite</b>	<b>4.30</b>
<b>4.4.4 Resultados da validação</b>	<b>4.32</b>
<b>4.4.4.1 Validação a partir das boias</b>	<b>4.32</b>
<b>4.4.4.2 Validação a partir dos dados de satélite</b>	<b>4.33</b>

<b>4.5 Variabilidade espacial e temporal das ondas no Brasil</b>	<b>4.37</b>
<b>4.5.1 Resultados do clima marítimo na costa brasileira</b>	<b>4.38</b>
4.5.1.1 Altura significativa média ( <i>H<sub>s</sub></i> )	4.39
4.5.1.2 Direção do fluxo médio de energia	4.39
4.5.1.3. Altura significativa de onda superada 12 h ao ano ( <i>H<sub>s12</sub></i> )	4.42
4.5.1.4 Variação sazonal de altura significativa:	4.42
<b>4.6 Pontos de ondas incluídos no SMC-Brasil</b>	<b>4.45</b>
<b>4.7 Conclusões</b>	<b>4.46</b>
4.7.1 Limitações destes resultados	4.47
4.7.2 Artigos científicos recomendados para o aprofundamento neste tema	4.48

## CAPÍTULO 5

<b>5. PROPAGAÇÃO DE ONDAS ATÉ A COSTA</b>	<b>5.1</b>
<b>5.1 Introdução</b>	<b>5.1</b>
<b>5.2 Bancos de dados disponíveis</b>	<b>5.1</b>
5.2.1 Batimetrias	5.1
5.2.2 <i>Downscaling</i> de ondas	5.2
<b>5.3 Metodologia</b>	<b>5.2</b>
5.3.1 Introdução	5.2
5.3.2 Primeiro Passo: Pré-processo	5.4
5.3.2.1. Malhas de propagação de ondas	5.4
5.3.3 Segundo passo: Simulação numérica	5.4
5.3.3.1 Modelo Numérico	5.5
5.3.3.2 Níveis de maré	5.6
5.3.4 Terceiro passo: Pós-processo	5.7
5.3.4.1 Biblioteca de casos	5.7
5.3.4.2 Reconstrução de séries temporais	5.7
5.3.4.3. Análise das séries temporais em pontos e perfis de interesse	5.9
5.3.4.3.1 Altura e direção das ondas e profundidade na área de quebra	5.9
5.3.4.3.2 Transporte litorâneo de sedimentos	5.13
5.3.4.3.3 Direção do fluxo médio de energia das ondas	5.23

---

<b>5.4 Conclusões</b>	<b>5.24</b>
<b>5.4.1 Limitações dos dados</b>	<b>5.25</b>

---

## **ANEXO I**

---

<b>I. Calibração dos dados de ondas e reanálise GOW</b>	<b>I.1</b>
<b>I.1 Banco de dados de ondas de altímetros</b>	<b>I.1</b>
<b>I.2 Metodologia de calibração</b>	<b>I.3</b>
<b>I.3 Calibração</b>	<b>I.5</b>
<b>I.4 Fichas de calibração ao longo do litoral brasileiro</b>	<b>I.9</b>
<b>I.5 Artigos científicos recomendados para aprofundamento na calibração dos dados de ondas de reanálise GOW</b>	<b>I.9</b>

---

## **ANEXO II**

---

<b>II. Algoritmo de Classificação das Ondas (Classificação dos Estados de mar)</b>	<b>II.1</b>
<b>II.1 Introdução</b>	<b>II.1</b>
<b>II.2 Algoritmo de Máxima Dessimilaridade</b>	<b>II.1</b>

---

## **ANEXO III**

---

<b>III. Método de reconstrução das séries temporais de ondas</b>	<b>III.1</b>
<b>III.1 Introdução</b>	<b>III.1</b>
<b>III.2 Interpolação RBF</b>	<b>III.1</b>

---

## **ANEXO IV**

---

<b>IV. Artigos científicos de interesse para o documento</b>	<b>IV.1</b>
--	-------------

---

## **REFERÊNCIAS**

---



## **CAPÍTULO 1**

---

### **INTRODUÇÃO**

## 1. INTRODUÇÃO

Nos últimos anos, globalmente, o uso da área costeira tem aumentado. Este uso tem provocado um número elevado de atuações para tirar proveito dos recursos da costa. Foram desenvolvidas cidades costeiras, portos, bem como a exploração das praias para o turismo, etc. Estas áreas costeiras, devido à grande pressão socioeconômica, urbanística, etc. vêm sofrendo alterações, as quais na maioria das vezes têm causado o rompimento de seu equilíbrio e degradação.

Os avanços científicos, metodologias e ferramentas numéricas na área costeira, têm permitido entender em maior medida os processos que ocorrem nesta e, portanto, como o equilíbrio da área costeira é afetado pelas distintas atuações. Este conhecimento tem permitido identificar as ondas como um dos principais motores dos processos pelo entorno litorâneo.

As ondas são um processo estocástico produzido pelo arrasto do vento sobre a superfície do oceano. As ondas, depois da sua geração, podem viajar grandes distâncias e, por esta razão, as ondas recebidas por uma praia pode ser de origem local ou distante. Quando as ondas se aproximam da costa, experimentam uma série de processos que vão modificando-as, tais como: o empinamento de onda, refração, difração, reflexão e finalmente a rebentação. Cada um destes processos é explicado mais adiante neste documento.

As ondas e os contornos costeiros mantêm uma interação mútua, uma vez que a forma da costa é o resultado das características das ondas na área. Por outro lado, as mudanças na forma da costa também induzem mudanças nas características das ondas. Portanto, esta interação mútua das ondas-morfologia e morfologia-ondas, nos indicam que os estudos e atuações na costa requerem a propagação das ondas junto a praia.

No geral as informações sobre ondas são obtidas a partir de registros de boias, dados visuais, radares ou, em alguns casos, simulações numéricas, por isso tendem a serem escassas e em geral não têm a cobertura espacial e temporal adequada para analisar a variabilidade nas escalas necessárias para entender adequadamente a dinâmica da área. Além do elevado custo das empresas de campo.

Os avanços computacionais, disponibilidade de dados de reanálise de vento e pressão em nível global, disponibilidade de outras fontes de informação sobre as

ondas como os dados de satélite, a melhoria dos modelos numéricos e metodologias de simulação de ondas, têm permitido nos últimos anos gerar bancos de dados de ondas, calibrados e validados com grande resolução espacial e temporal no planeta.

O SMC-Brasil conta com um banco de dados de reanálise de ondas distribuído ao longo da costa do Brasil. Estas séries proporcionam informações em qualquer ponto da costa do Brasil. Este banco de dados conta com duas séries horárias de estados de mar de 60 anos. O SMC-Brasil também conta com as metodologias e ferramentas necessárias para propagar, de águas profundas até junto a praia e séries temporais de ondas, o que permite realizar estudos litorâneos em alta resolução espacial e temporal.

O banco de dados incluído no SMC-Brasil e descrito neste documento foi gerado em duas etapas. Na primeira delas foi gerada uma reanálise global que permitiu determinar as características gerais das ondas em águas profundas próximas à costa do Brasil. Este banco de dados foi gerado dentro do âmbito do projeto ‘Efeitos da mudança climática na costa da América Latina e do Caribe (C3A)’, financiado pela Comissão Econômica para a América Latina e Caribe (CEPAL). Na segunda etapa, dentro do presente projeto, foi realizado um *downscaling*, para transferir as ondas até uma posição próxima à costa. O banco de dados do SMC-Brasil é o resultado destas etapas, sendo calibrado e validado para ser aplicado em estudos de dinâmica costeira e em projetos de engenharia em geral.

Finalmente existe uma terceira etapa, que consiste na propagação das ondas até a costa ou junto à praia. Esta última etapa deve ser realizada em cada estudo ou projeto, posto requer desde batimetrias com detalhamento de alta resolução, aplicação de modelos de propagação válidos muito próximos da costa, até a consideração das características locais da área de estudo.

As metodologias para a geração, calibração e validação das ondas, bem como sua transferência até a costa, é o resultado da pesquisa do IH-Cantábria nos últimos 5 anos.

## 1.1 O que encontrará neste documento

Este documento descreve a metodologia e ferramentas incorporadas ao SMC-Brasil, as quais permitiram obter as ondas em águas exteriores, sua calibração, validação e transferência junto à praia. Estas ferramentas e dados permitirão realizar projetos de dinâmica costeira, recomposição de praias, estudos de impacto ambiental, etc., na costa Brasileira.

A metodologia está composta por 3 partes: a primeira parte consiste de uma simulação em escala global, a qual se obtém as ondas em águas profundas em qualquer ponto do oceano; na segunda parte, é realizado um "*downscaling*" da zona costeira do Brasil, nesta etapa da metodologia obtém-se as ondas em profundidades intermediárias; e finalmente, na terceira parte, as ondas são transferidas até a costa com alta resolução espacial. Em todas estas etapas, foram realizados processos de calibração e validação dos dados gerados.

As duas primeiras partes da metodologia têm um caráter global e regional, uma vez que o objetivo das mesmas consiste em propagar as ondas até perto da costa do Brasil. Os resultados destas duas etapas compõem o banco de dados de ondas denominado DOW (*Downscaled Ocean Waves*) do SMC-Brasil. Neste documento é dada uma ênfase especial ao procedimento seguido para obter as séries temporais das ondas, sua calibração, validação e descrição das mesmas.

Por outro lado, a terceira parte da metodologia tem um caráter local, devendo assim ser aplicada em estudos e projetos locais que sejam realizados na costa brasileira. Uma vez que os resultados de cada projeto são particulares e específicos para cada estudo, a ênfase nesse caso é somente na metodologia de propagação de ondas e no cálculo dos resultados de interesse no estudo de praias, como o transporte de sedimentos e a direção do fluxo médio de energia de onda.

## 1.2 Objetivos do documento

O objetivo deste documento é descrever detalhadamente os bancos de dados de ondas incorporados ao SMC-Brasil, bem como as metodologias utilizadas para seu cálculo e reconstrução nos pontos da costa.

Da mesma forma, são estabelecidos os seguintes objetivos específicos:

- Descrever a metodologia seguida para a geração do banco de dados global (em águas profundas, denominada GOW (*Global Ocean Waves*)). Este banco de dados foi obtido por meio de métodos numéricos de reanálise.
- Descrever a calibração realizada nos dados da reanálise.
- Descrever a metodologia seguida para a obtenção das séries temporais reconstruídas em profundidades intermediárias, através de métodos de *downscaling*.
- Descrever a validação realizada nos dados do *downscaling*.
- Descrever e caracterizar as séries temporais de ondas na costa do Brasil obtida a partir do *downscaling*.
- Descrever a metodologia implantada no SMC-Brasil para transferir as ondas até os pontos na costa.
- Descrever o procedimento seguido para determinar as direções do fluxo médio de energia e transporte de sedimentos junto a praia.

### 1.3 Escopo do Banco de Dados

O banco de dados de ondas exterior (GOW) incluído no SMC-Brasil é de propriedade da IH-Cantábria. O SMC-Brasil permite o processamento e análise de tais dados ao longo da costa do Brasil. No entanto, os dados como tal não estão disponíveis para os usuários do sistema. O uso inadequado destes dados ou os resultados obtidos a partir destes dados e ferramentas, não são de responsabilidade do IH-Cantábria e do grupo que desenvolveu o projeto e as ferramentas.

Os usuários não poderão utilizar técnicas de engenharia reversa, descompilar ou fazer o download do banco de dados de ondas do SMC-Brasil.



## **CAPÍTULO 2**



# **METODOLOGIA DE TRABALHO E MODELO CONCEITUAL**

## 2. METODOLOGIA DE TRABALHO E MODELO CONCEITUAL

### 2.1 Introdução

Este capítulo se dedica à descrição dos conceitos básicos da onda, bem como à explicação de forma generalizada da metodologia utilizada para gerar o banco de dados de ondas do SMS-Brasil. Dando ênfase nos conceitos gerais relacionados à geração e propagação das ondas.

A metodologia está dividida em três etapas, tal como descrito no capítulo anterior, cada uma delas tem um objetivo distinto e bem definido. Neste capítulo são descritas estas etapas, no entanto, nos seguintes são descritas em detalhes as distintas etapas.

### 2.2 Descrição geral das ondas

#### 2.2.1 Como se gera as ondas

As ondas observadas na superfície do mar é uma consequência do atrito do ar sobre a superfície do mesmo. Portanto, distante da costa as ondas dependem da intensidade do vento, do tempo em que o vento sopra sobre a superfície do mar, sobre qual área o vento afeta a superfície (*fetch*) e em que direção o vento sopra.

Existem diferentes teorias que explicam a geração de ondas pelo vento. Uma das mais aceitas (Jeffrey, 1925) propõe que as ondas obtém energia do vento em virtude das diferenças de pressão causadas pelo efeito de bloqueio exercido pelas cristas da mesma onda. A figura 2.1 mostra um esquema de funcionamento do modelo de Jeffrey. Nela, se observa um esquema da superfície do mar, onde as linhas contínuas sobre a superfície do mar representam o vento e as linhas abaixo da superfície do mar representam o movimento da água. Portanto, o vento exerce um aumento da pressão na parte traseira da crista (+) e uma diminuição na parte



dianteira da crista (-), este gradiente de pressão impulsiona a perturbação para frente.

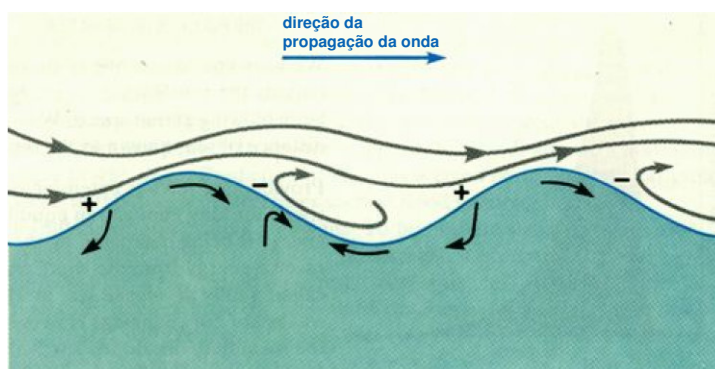


Figura. 2.1 - Modelo de Jeffrey de geração de ondas. Este diagrama mostra o processo de geração das ondas de vento, apresentando como o fluxo de ar causa diferenças de pressão diferenciais que acentuam as ondas. Áreas positivas e negativas da pressão são mostradas mediante os símbolos de mais e menos. As setas curvadas representam os fluxos de ar e água.

Agora, as ondas na superfície do oceano pode apresentar duas aparências distintas. Em algumas ocasiões são observadas ondas de distintos tamanhos que viajam em diferentes direções, a distintas velocidades, conhecidas como *sea*. O *sea* está refido às ondas que se encontram dentro da água onde sopra o vento que as gera e, portanto, tem uma aparência caótica.

Por outro lado, quando as ondas viajam e encontra-se distante da zona de geração, produz um ordenamento devido à dispersão da frequência das ondas, e são observadas ondas de cristas bem definidas, que viajam de forma organizada. Esta condição é denominada *swell*.

### 2.2.2 Como as ondas se transformam em seu trajeto até a costa

As ondas viajam grandes distâncias até que atinge a costa e quebra. Nesta viagem está sujeita a diferentes processos que as modificam e condicionam. No

oceano existem 3 zonas bem diferenciadas em função das ondas: águas profundas, intermediárias e rasas.

A definição destas zonas depende do comprimento da onda,  $L$ , (distância entre duas cristas da onda) e a profundidade média da água,  $d$ . A tabela 2.1 indica as zonas de propagação das ondas. Em cada uma destas zonas as ondas se comportam de forma distinta.

Tabela 2.1 – Definição das zonas de propagação das ondas.

ZONA	$d/L$
Águas profundas	0.5 a $\infty$
Intermediárias	0.05 a 0.5
Águas rasas	0 a 0.05

Em águas profundas as ondas não são afetadas pelo fundo, por isso as ondas viajam dependendo de sua frequência (ondas dispersivas). No entanto, quando a profundidade diminui, a interação com o fundo modifica as condições das ondas. Os processos pelos quais as ondas são modificadas: empinamento de onda, refração, difração e reflexão.

O **empinamento de onda** é uma mudança na altura e comprimento da onda devido à variação da profundidade. Se, além disso, a direção de propagação das ondas é oblíqua à orientação das isóbatas, essas tendem a girar até que a orientação da frente de onda e da batimetria sejam paralelas, sendo este fenômeno que afeta a altura e direção das ondas, conhecido como **refração**. Quando as ondas ao propagarem-se encontram um obstáculo ou descontinuidade (uma ilha, grandes variações de batimetria, ou um quebra-mar) pode ocorrer uma **reflexão** na zona do obstáculo e **difração** nas laterais do obstáculo. A **difração** ocorre quando uma frente de onda ao encontrar um obstáculo ou descontinuidade produz uma transferência lateral de energia da zona não protegida para a protegida pelo obstáculo, produzindo mudanças na altura e direção das ondas. A reflexão ocorre quando as ondas encontram um obstáculo e parte de sua energia é refletida, uma vez que parte delas se propagam em direção oposta à original. A figura 2.2 mostra um exemplo de cada um destes processos.

Em zonas próximas à costa, as ondas podem ter sofrido difração e refração, por isso em geral adquirem uma direção próxima à orientação da costa; uma vez que a profundidade diminui, a altura da onda continua aumentando por empinamento. No entanto, isto ocorre só até certo limite, pelo fato das ondas se tornarem instáveis e então ocorre sua quebra. Já se tentou explicar de diferentes formas o momento em que inicia a rebentação, embora não haja um critério padrão. A rebentação é o mecanismo que existe para dissipar a energia da onda. Existem distintos tipos de rebentação em função da altura, período da onda e da inclinação da praia.

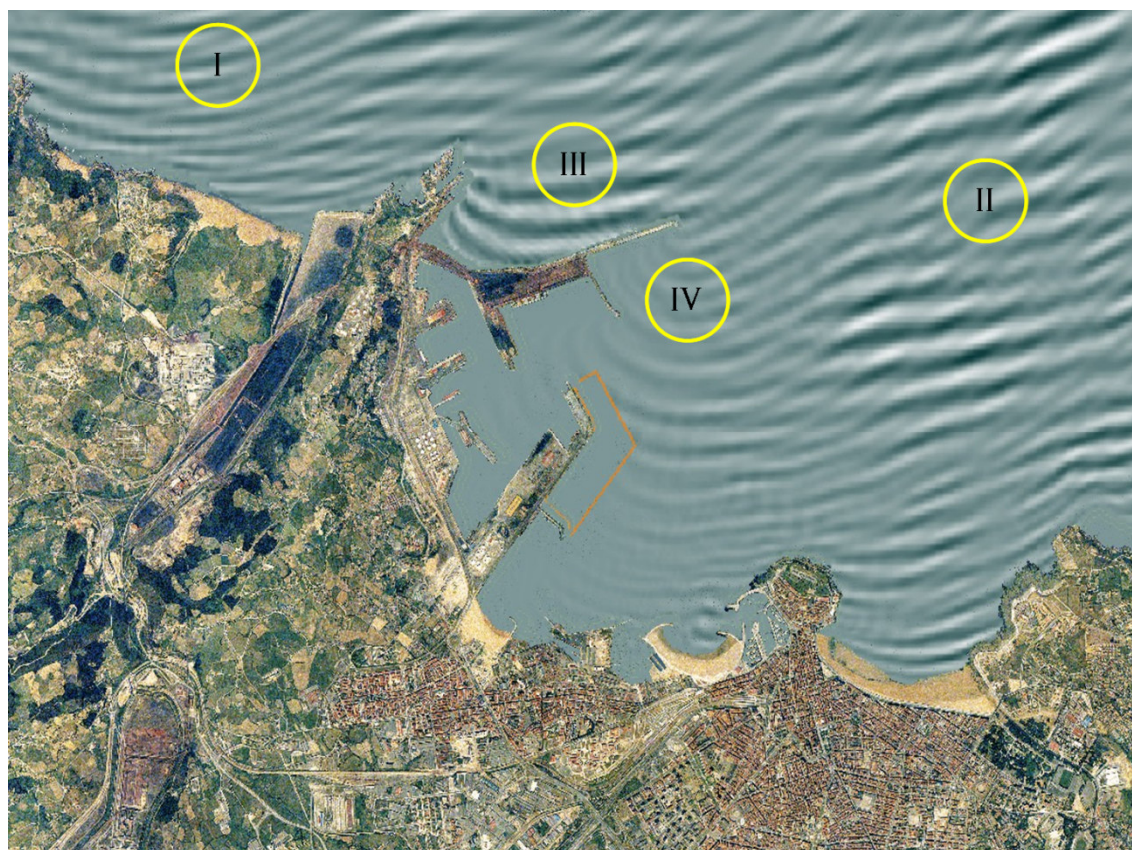


Figura 2.2 - I Refração; II Empinamento; III Reflexão e IV Difração

### 2.2.3 Por que é importante conhecer as características das ondas na costa

Como explicado anteriormente, as ondas sofrem diversas transformações desde que são geradas até que atinja a costa. É este último que condiciona as características morfológicas da costa, especialmente das praias.

Nas praias existe uma relação entre as ondas (dinâmica marinha) e a forma (morfologia) da praia, denominada "Morfodinâmica de praias". Assim a morfologia da praia corresponde às condições da dinâmica, mas também a dinâmica depende das condições morfológicas. Por estas razões quando ocorre uma atuação na costa é necessário conhecer com os melhores detalhes, as condições das dinâmicas das ondas. Portanto, como explicado anteriormente, essa transforma e muda de condições ao viajar, sendo necessário conhecer as condições específicas das ondas na área de estudo.

Para caracterizar as ondas em uma praia, tradicionalmente foram utilizados registros obtidos por meio de boias ou instrumentos colocados nas proximidades. Este tipo de informação tem certas limitações, por exemplo, os tempos de amostragem são curtos e são obtidas informações apenas em um ponto. Por estas razões, e outras mais, tornou-se necessário o uso de informações obtidas a partir de métodos de reanálise baseados em modelos numéricos. Os modelos numéricos devem ser capazes de resolver os processos antes explicados, que condicionam as transformações das ondas a partir de águas profundas até a costa.

Hoje em dia existem modelos numéricos muito avançados, que permitem conhecer a variabilidade espacial das ondas. No entanto, essas também mudam com o tempo, às vezes há ondas grandes, às vezes pequenas. Isto ocorre porque as condições que geram as ondas também mudam. As condições médias, "estacionárias", das ondas durante um intervalo de tempo (1 hora, por exemplo) são denominadas "estado de mar". As praias também reagem a estas variações, assim, para entender como funciona uma praia devem-se realizar simulações numéricas com todos os estados de mar conhecidos ou possíveis.

As condições específicas da propagação das ondas, a alta variabilidade temporal e espacial da mesma e as condições específicas dos modelos numéricos fazem com que a obtenção das condições de ondas junto à praia, seja um processo complexo e trabalhoso.

O IH-Cantábria desenvolveu, com base em uma metodologia própria, um banco de dados de ondas em águas profundas (*Global Ocean Waves, GOW*) e uma metodologia para propagar até a costa uma série de ondas de várias décadas

em alta resolução temporal (estados de mar de 1 hora). Este banco de dados, a metodologia seguida para gerá-lo e a metodologia para propagá-lo até a costa, estão detalhadas a seguir.

### **2.3 Metodologia de geração do banco de dados de ondas do SMC-Brasil e sua propagação até a costa.**

A metodologia seguida para gerar as ondas e propagá-las até qualquer praia do Brasil está composta de três etapas principais (figura 2.3). Neste documento, cada uma das etapas foi dedicado um capítulo para descrever em detalhes cada passo da metodologia.

Na primeira etapa é realizada uma reanálise global. Que por sua vez consiste na simulação numérica das condições das ondas durante um longo período sobre a superfície dos oceanos do planeta utilizando forças atmosféricas globais. Nesta reanálise foi dada ênfase na zona oceânica adjacente à costa do Brasil, sendo colocada uma malha com maior resolução nesta zona. As malhas usadas na área do Brasil têm uma resolução de 0.25°, obtidas a partir das bases de dados “*General Bathymetric Chart of the Oceans*” (GEBCO). A simulação numérica foi realizada com o modelo *Wave Watch III*, versão 2.2 (Tolman, 2002) e foi forçada com a reanálise atmosférica NCEP/NCAR sobre a batimetria global obtida também do banco de dados GEBCO. O resultado obtido consiste em um conjunto de séries horárias de estados de mar em cada um dos nós das malhas. Ou seja, para a zona adjacente ao Brasil, foram obtidas séries de estados de mar de longa duração a intervalos de 1 hora e obtida uma série temporal a cada 0.25° x 0.25°. Esta reanálise denominada GOW (*Global Ocean Waves*) foi obtida no âmbito do projeto ‘Efeitos da mudança climática na costa da América Latina e do Caribe (C3A)’, financiado pela Comissão Econômica para a América Latina e Caribe (CEPAL). Neste contexto desenvolveram-se metodologias específicas para avaliar os impactos da mudança climática em zonas costeiras dos países da América Latina e Caribe.

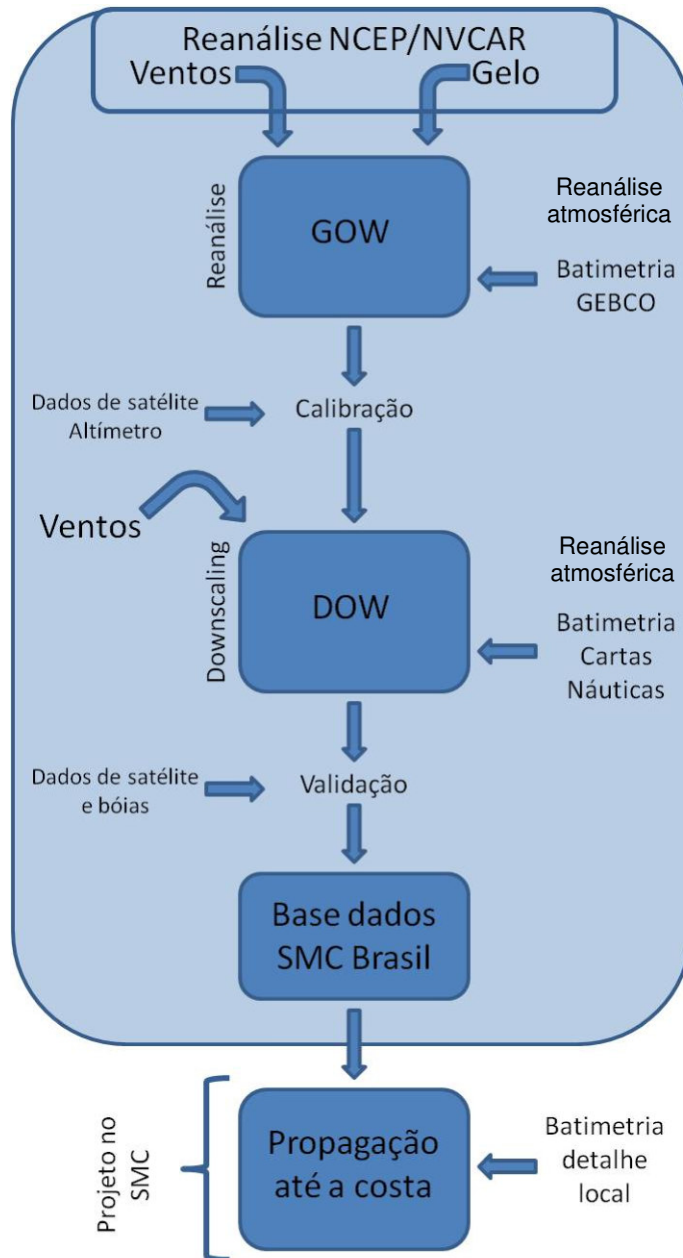


Figura 2.3 - Diagrama das etapas para propagação das ondas.

A segunda etapa consiste na realização de um *downscaling*. Os dados GOW têm características globais, o objetivo de realizar um *downscaling* é proporcionar características regionais a este banco de dados. Para alcançar este objetivo, foram realizadas uma série de simulações numéricas, aplicando o modelo SWAN

(Booij *et al.*, 1999) e utilizando batimetrias com maior detalhe e ventos regionais. Estas simulações foram realizadas em 17 malhas com 1 km de resolução. Devido à batimetria obtida a partir do banco de dados GEBCO, não ter a precisão adequada a esta resolução, a batimetria destas malhas foi melhorada com a informação das cartas náuticas incluídas no SMC-Brasil. Por outro lado, devido ao elevado número de simulações necessárias para realizar esta parte da metodologia, foi empregada uma técnica de classificação para selecionar o número de estados de mar mínimo que abrangesse a variabilidade das ondas em cada uma das malhas utilizadas. Foram realizadas as simulações destes estados de mar e, posteriormente, utilizando uma técnica de interpolação, reconstruídas as séries nos nós das malhas. As séries reconstruídas, geradas nesta etapa da metodologia, são denominadas DOW (*Downscaled Ocean Waves*).

Estas duas primeiras etapas da metodologia encontram-se implantadas no SMC-Brasil (Dados GOW, as simulações de estados de mar representativas e funções de transferência). Estes dados e ferramentas estão disponíveis para realizar estudos na costa do Brasil. No entanto, para aplicá-los em uma área de estudo ainda é necessário transferi-los até a costa a uma maior resolução espacial.

A terceira parte da metodologia neste documento descreve os fundamentos teóricos para saber como se realiza esta última transferência. Essa etapa deve ser realizada em específico para cada praia estudada, uma vez que a transferência das ondas está altamente influenciada pelas características locais da área, em especial da batimetria. Por esta razão, em alguns casos é possível incorporar dados batimétricos de campanhas de campo com maior detalhe do que aqueles obtidos em cartas náuticas. Nesta etapa, novamente deve-se realizar simulações numéricas no modelo de propagação de ondas OLUCA, que se encontra incorporado ao SMC-Brasil.

Este modelo parabólico que resolve a fase tem algumas características que permitem propagar as ondas até a costa levando em conta os principais processos físicos aos quais as ondas estejam sujeitas até a rebentação, como a refração-difração, que os modelos usados nas etapas anteriores não resolvem (WWIII e SWAN). No entanto este modelo tem requisitos específicos que fazem com que se invista um esforço importante na geração das malhas de propagação. Para realizar a transferência da série de estados de mar, é necessário novamente realizar uma classificação da série reconstruída DOW. Para isso se emprega a mesma técnica utilizada na segunda parte da metodologia. Posteriormente é

escolhida a malha mais adequada para cada caso selecionado e são realizadas as simulações. Finalmente as séries são reconstruídas utilizando novamente a técnica de interpolação.

A técnica de classificação utilizada nas últimas duas etapas, é a técnica de desigualdade máxima (MaxDiss). Esta técnica é especialmente projetada para organizar e classificar espaços multidimensionais. Em Snarey *et al.* (1997) pode-se encontrar uma descrição desta técnica, a qual consiste em buscar os grupos de dados mais distintos entre um conjunto. Esta técnica foi aplicada a conjuntos muito distintos de dados e o IH-Cantábria a aplicou com sucesso na classificação de estados de mar (Camus *et al.*, 2010). Da mesma forma, a técnica utilizada para reconstruir as séries depois da propagação, é uma técnica de interpolação adequada para interpolar em espaços multidimensionais, como os gerados na classificação de ondas. A técnica de interpolação baseia-se em funções de base radial (RBF). Ao longo do documento são indicados claramente em quais momentos estas técnicas são aplicadas e estão descritas em maior detalhe nos anexos II e III deste documento.



## **CAPÍTULO 3**



### **REANÁLISE GLOBAL *GLOBAL OCEAN WAVES (GOW)***

### 3. REANÁLISE GLOBAL – *GLOBAL OCEAN WAVES (GOW)*

#### 3.1 Introdução

Neste capítulo está descrita a reanálise global das ondas realizada pelo IH-Cantábria, bem como o procedimento seguido para obtê-la.

Esta reanálise global foi desenvolvida no âmbito do projeto ‘Efeitos da mudança climática na costa da América Latina e do Caribe (C3A)’, financiado pela Comissão Econômica para a América Latina e Caribe (CEPAL). Este projeto desenvolveu uma metodologia específica para a avaliação dos impactos da mudança climática nas zonas costeiras. Esta metodologia e ferramentas são de grande utilidade para avaliar impactos, planejar medidas de adaptação e realizar uma análise econômica das mesmas. Os resultados deste projeto foram publicados em 6 documentos, que abordam temas tão variados quanto a análise dos agentes, o estudo da vulnerabilidade das costas, a avaliação dos impactos derivados e a integração de todos os fatores na avaliação dos riscos associados aos impactos estudados.

Esta reanálise global permite conhecer as características dos fluxos de ondas de forma global e aproximando-se o suficiente da região do Brasil para obter séries de longa duração que descrevam a dinâmica das ondas na área.

Este banco de dados como veremos neste capítulo, descreve adequadamente o comportamento geral das ondas na região oceânica próxima ao Brasil, no entanto, ainda que tenha pontos próximos à costa, não pode ser aplicado diretamente em estudos costeiros. Isto se deve a uma série de limitações relacionadas com a escala dos processos e a baixa precisão da batimetria GEBCO nas proximidades da costa.

Por outro lado, este banco de dados é sim adequado para definir as características do clima marítimo na região (águas profundas) e, a partir destas, utilizando-as como condições de contorno, realizar um *downscaling* que permita transferir a informação de ondas até uma região mais próxima da costa.

### 3.2 Metodologia

A realização da reanálise consiste em simular numericamente as condições de ondas globais durante um período de 60 anos (devido à duração das forçantes). Para isto se utilizou uma malha global e uma sub-malha na área do Brasil com resolução de 1/4 de grau.

A simulação foi realizada com o modelo numérico WWIII, em uma malha global de 1.5° x 1° e sub-malhas com maior resolução. Na costa do Brasil alojou-se uma malha de 0.5° x 0.5°. As simulações foram forçadas com a reanálise atmosférica NCEP/NCAR a qual inclui variabilidade de ventos globais e de cobertura de gelo. Esta reanálise tem uma resolução espacial de 1.9° e temporal de 6 h.

Os parâmetros obtidos para cada nó das malhas da reanálise são: altura significativa ( $H_s$ ), período médio ( $T_m$ ), período de pico ( $T_p$ ), direção de pico ( $\theta_p$ ), direção média ( $\theta_m$ ), dispersão direcional, bem como os espectros direcionais.

Foi realizada uma validação preliminar utilizando dados de satélite e boias. Posteriormente foi realizada uma filtragem de *outliers*. Esta filtragem é importante para eliminar os dados relacionados a furacões que são medidos pelos satélites, mas não são reproduzidos adequadamente nos campos de vento devido à resolução.

A figura 3.1 mostra um diagrama do procedimento seguido para realizar a reanálise.

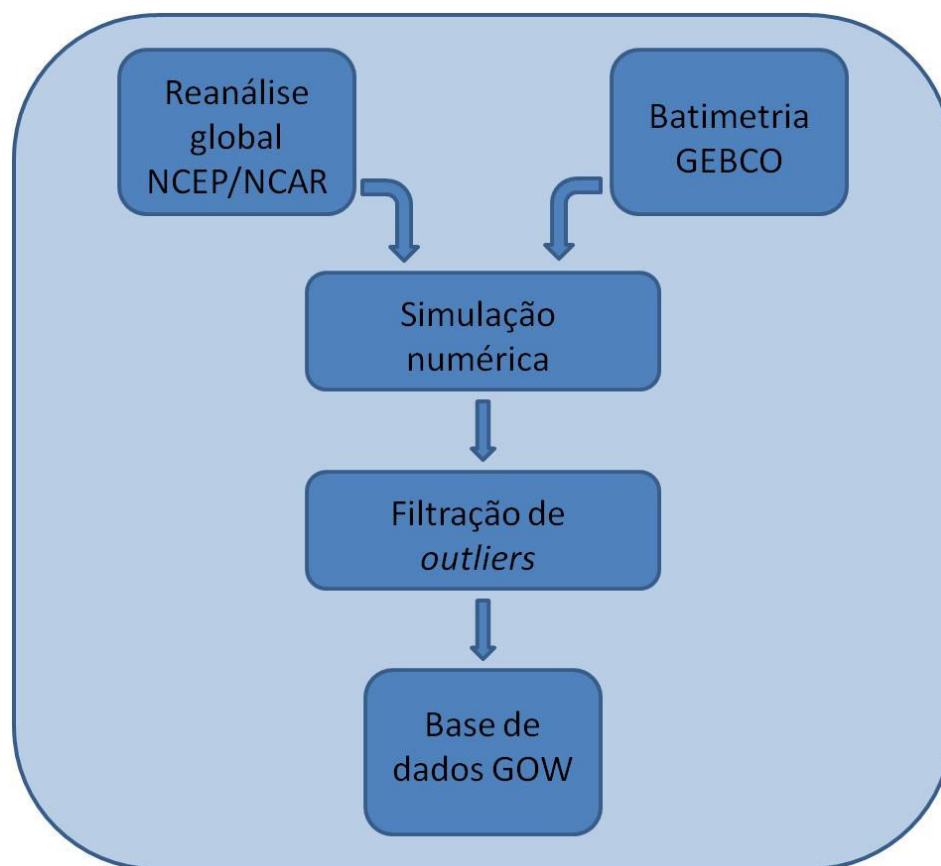


Figura 3.1 - Diagrama do procedimento para realizar a reanálise.

### 3.3 Área de estudo

A reanálise GOW é estruturada em diferentes escalas espaciais. Em primeiro lugar, foram determinadas as ondas em uma malha global (figura 3.2) que proporciona dados de ondas em todo o globo com resolução espacial de 1.5° em longitude e 1° em latitude.

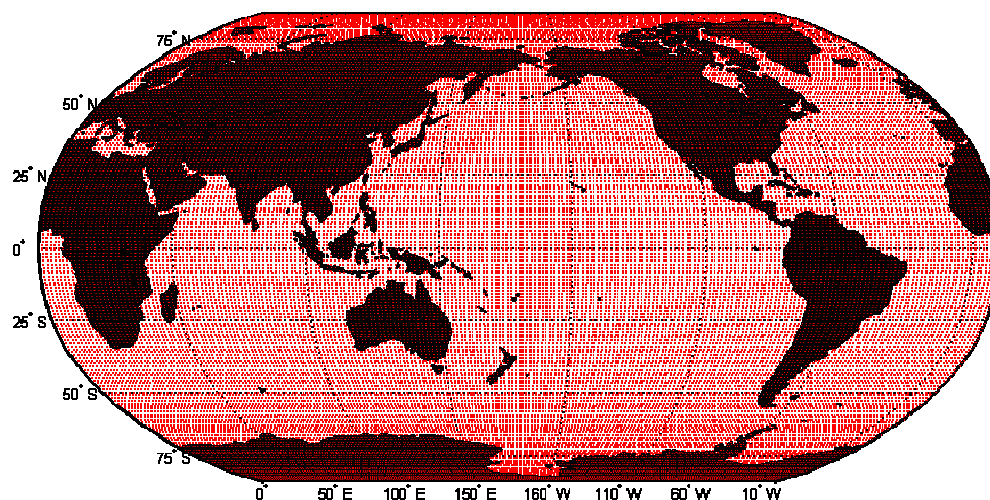


Figura 3.2 – Malha global da reanálise GOW 1.0 em projeção Mercator. Malha gerada no projeto C3A (CEPAL).

Nesta malha global foram alojadas uma série de malhas para o estudo das áreas de detalhe com maior grau de definição. Assim, na costa brasileira, foi colocada uma malha com resolução  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  (figura 3.3).

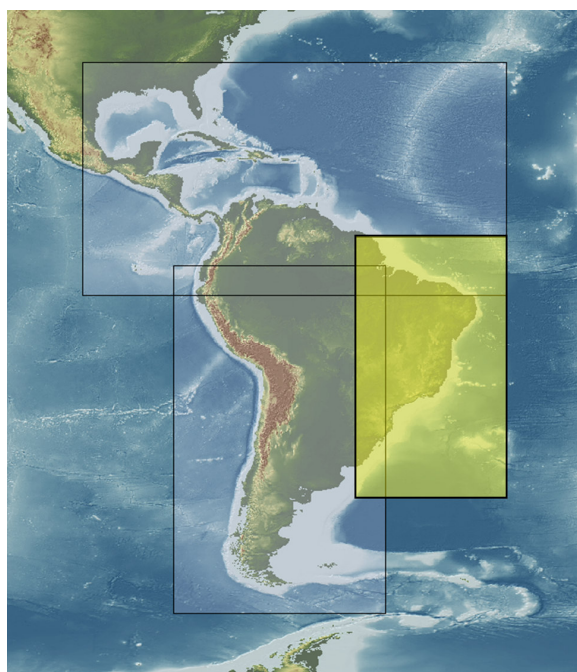


Figura 3.3 - Malha com resolução  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  na costa brasileira. Malha gerada no projeto C3A (CEPAL).

## 3.4 Dados utilizados para a simulação

### 3.4.1 Batimetrias

Nesta etapa do procedimento as ondas se propagam, geralmente, em condições de águas profundas, sendo que somente as irregularidades batimétricas de grande escala, como áreas de mudanças drásticas de profundidade ou as irregularidades da costa, são importantes.

A simulação de ondas nesta etapa foi realizada em escala global, sendo utilizado como fonte batimétrica o *General Bathymetric Chart of the Oceans* (GEBCO por sua sigla em inglês) (figura 3.4). Esta batimetria reflete adequadamente as características globais do fundo marinho.

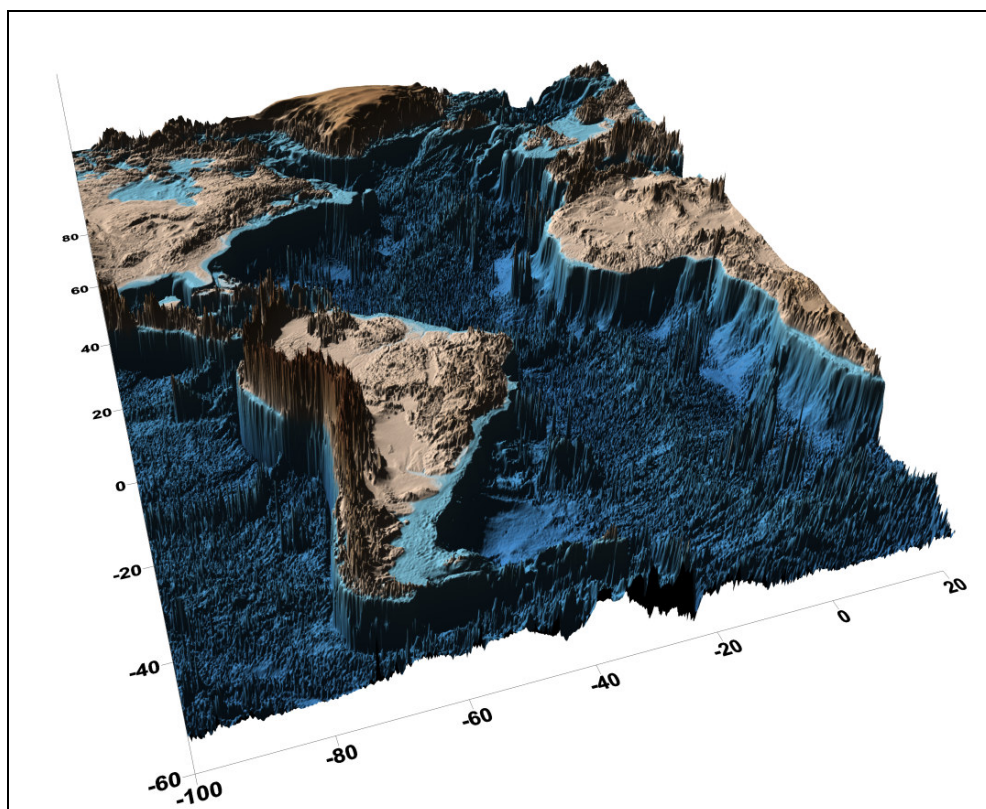


Figura 3.4 - Batimetria em escala global, proveniente do GEBCO.

Este banco de dados batimétricos, com resolução de meio minuto, foi construído baseando-se na combinação de dados procedentes de sondas de barcos e satélites.

Os dados desta batimetria encontram-se disponíveis através do *British Oceanographic Data Centre* (BDOC).

### 3.4.2 Reanálise Atmosférica

Como explicado anteriormente, as condições meteorológicas são as principais forças que produzem as ondas sobre a superfície oceânica. Portanto, para realizar uma reanálise de ondas é necessário contar com dados atmosféricos globais de qualidade.

Na atualidade as reanálises globais mais conhecidas são: a ERA-40, que abrange um período de 45 anos (desde 1957 até 2002) e a ERA-Interim, desde 1989 até a atualidade. Ambas realizadas pelo *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF); a JRA-25, desde 1979 até a atualidade, da *Japan Meteorological Agency* (JMA); e a *NCEP/NCAR Reanalysis Project*, desde 1948 até a atualidade, realizada pelo *National Center for Environmental Prediction* (NCEP) e o *National Center for Atmospheric Research* (NCAR). Esta última é uma das reanálises globais que cobrem um período maior, enquanto que a ERA-Interim e a JRA-25 constituem as séries de dados com a melhor assimilação de dados instrumentais, a partir das informações de satélite.

Para o cálculo da reanálise do SMC-Brasil foram selecionados como forçantes dos campos de ventos procedentes da reanálise global NCEP/NCAR a 10 metros de altura.

Esta reanálise tem uma resolução espacial de 1.9° e temporal de 6 horas para o período de 1948-2009.

## 3.5 Modelo Numérico

O modelo numérico utilizado na simulação das ondas em nível global foi o modelo *Wave Watch III* versão 2.2 (Tolman, 1997; 1999). O *Wave Watch III* (WWIII) é um modelo de terceira geração desenvolvido pela NOAA/NCEP, similar ao modelo WAM (Wamdig, 1988; Komen *et al.*, 1994). O WWIII é o

último desenvolvimento do modelo inicial WWI elaborado pela Universidade de Delft (Tolman, 1989), posteriormente refinado pela NASA no WWII.

A versão WWIII difere das anteriores em muitos e importantes pontos, que incluem aspectos relacionados com: a estrutura, método numérico de resolução e parametrizações físicas. O WWIII resolve a equação de equilíbrio de densidade espectral. A hipótese fundamental assumida na resolução é que as propriedades do meio (correntes e batimetria), bem como as do campo de ondas, variam, no espaço e no tempo, em escalas muito maiores que um comprimento de onda. Como uma limitação do modelo, ele não é capaz de simular os efeitos de propagação das ondas em profundidades reduzidas tão eficazmente como os outros modelos.

### **3.6 Resultados gerais e na área do Brasil**

Com os resultados da reanálise foram obtidas séries espectrais de estados de mar em cada um dos nós das malhas e sub-malhas utilizadas. As séries são de 60 anos com estados de mar a um intervalo de uma hora. Cada estado de mar contém os seguintes parâmetros: altura significativa ( $H_s$ ), período médio ( $T_m$ ), período de pico ( $T_p$ ), direção de pico ( $\theta_p$ ), direção média ( $\theta_m$ ), dispersão direcional e os espectros de energia. A área do Brasil conta com séries a cada  $0.5^\circ$ . Como um exemplo dos resultados, na figura 3.5, é mostrado o campo de alturas significativas obtidas da simulação numérica para o tempo determinado.



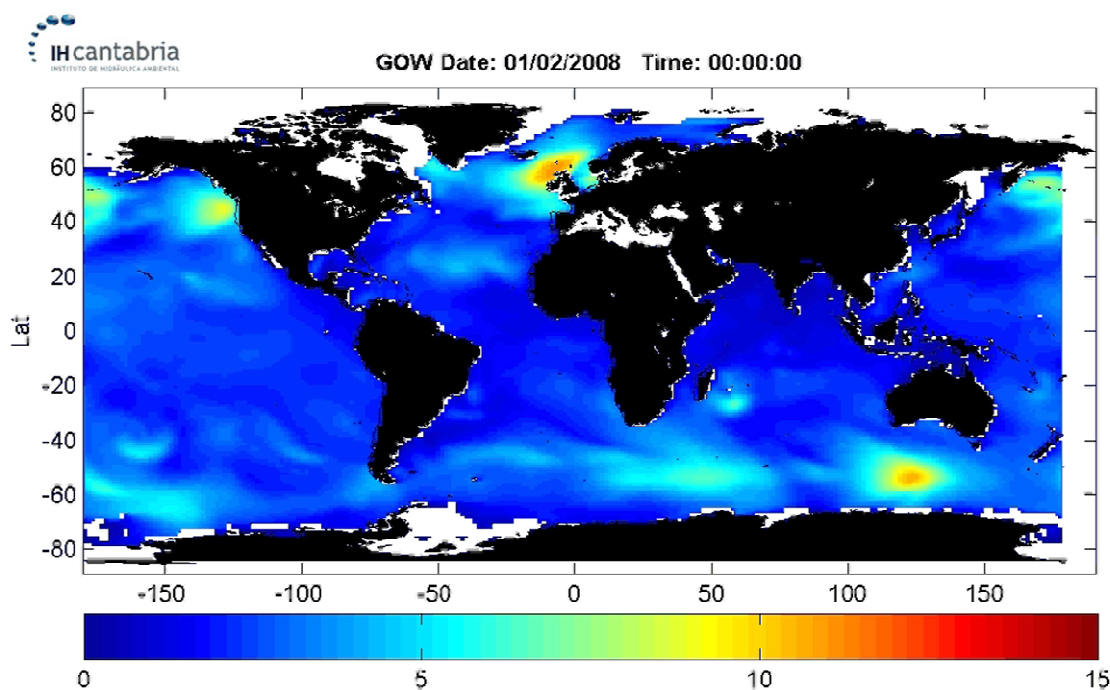


Figura 3.5 – Exemplo dos resultados obtidos a partir da reanálise global (H<sub>s</sub>).

### 3.7 Conclusões

A reanálise GOW do IH-Cantábria é um banco de dados de ondas atualizado, com resolução horária e com resultados detalhados ao longo da costa brasileira, oferecendo tanto parâmetros espectrais de ondas como espectros direcionais completos.

Estas séries podem ser utilizadas como forçantes de modelos regionais e também para descrever o clima marítimo em águas profundas de uma determinada região.

#### 3.7.1 Limitações destes resultados

Considerando a baixa resolução desta batimetria e que a qualidade das medições dos altímetros montados em satélites não são favoráveis em zonas costeiras, as simulações realizadas com esta fonte batimétrica em áreas próximas

às costas e de baixa profundidade não são adequadas para sua aplicação diretamente em estudos costeiros.

Por este motivo, o banco de dados GOW foi utilizado como condição de contorno de simulações regionais (DOW). Estas simulações regionais foram realizadas com o modelo de propagação de ondas SWAN. O modelo SWAN também se baseia na equação de conservação de ação de onda, mas demonstrou resolver mais eficazmente os fenômenos que afetam as ondas em profundidades reduzidas. No entanto tanto o SWAN como o WWIII, pelo fato de serem modelos que fazem uma média da energia, não são capazes de resolver adequadamente a refração-difração. É por isso que nos casos onde há estes fenômenos, é necessário aplicar um modelo que resolva a fase, como o modelo OLUCA. Estas simulações e o procedimento de *downscaling* são descritos no capítulo seguinte.

### **3.7.2 Artigos científicos recomendados para o aprofundamento neste tema**

Nesta seção está listada uma série de artigos científicos recomendados para leitura, com o intuito de compreender melhor os conceitos explicados neste capítulo:

- B.G. Reguero, M. Menéndez, F.J. Méndez, R. Mínguez, I.J. Losada, **A Global Ocean Wave (GOW) calibrated reanalysis from 1948 onwards**, Coastal Engineering, Volume 65, July 2012, Pages 38-55, ISSN 0378-3839, 10.1016/j.coastaleng.2012.03.003.

Estes artigos encontram-se no Anexo IV deste documento.

## **CAPÍTULO 4**



# **TRANSFERÊNCIAS DE DINÂMICAS EM ÁGUAS INTERMEDIÁRIAS *DOWNSCALED OCEAN WAVES (DOW)***

## **4. TRANSFERÊNCIA DE DINÂMICAS EM ÁGUAS INTERMEDIÁRIAS – *DOWNSCALED OCEAN WAVES (DOW)***

### **4.1 Introdução**

As características do banco de dados GOW, explicadas no capítulo anterior, são tais que não é adequado utilizá-lo para realizar estudos na costa brasileira. Algumas de suas principais limitações são devido à baixa qualidade da batimetria nas áreas de baixa profundidade.

Este capítulo explica a realização de uma série de simulações executadas com o objetivo de aproximar as ondas até a costa, valendo-se de dados batimétricos de maior resolução e incluindo os ventos como forçantes nas propagações.

Para a realização destas simulações, a costa brasileira foi dividida em 17 áreas e foi aplicado o modelo numérico SWAN. As condições de contorno das simulações foram obtidas a partir do banco de dados GOW.

Em vista da duração das séries GOW e da impossibilidade de propagar cada estado de mar, primeiramente foi aplicada uma técnica de classificação para selecionar um conjunto de estados de mar característicos. Cada um destes estados foi propagado e, posteriormente, através de uma técnica de interpolação foram reconstruídas as séries em cada um dos nós das malhas. Este procedimento é denominado *downscaling*.

Ao longo deste capítulo é feita a descrição passo a passo de como foi realizado o desenvolvimento deste *downscaling*.

### **4.2 Bancos de dados disponíveis**

### 4.2.1 Batimetrias

Depois de uma série de análises da batimetria GEBCO, foi detectada uma série de imprecisões em áreas próximas da costa. Em alguns casos, na ordem de dezenas de metros. Estas imprecisões são devido à fonte da informação, uma vez que os sensores de satélites têm problemas nas áreas próximas da costa. Então não há nenhuma solução suficiente para definir adequadamente o relevo marinho, ilhas, penínsulas, etc...

Com o objetivo de melhorar a resolução da batimetria obtida a partir do banco de dados GEBCO, foram incluídas no banco de dados batimétricos as informações das cartas náuticas do Brasil, que se encontram inseridas no SMC-Brasil. A figura 4.1 mostra a batimetria obtida a partir desta combinação.

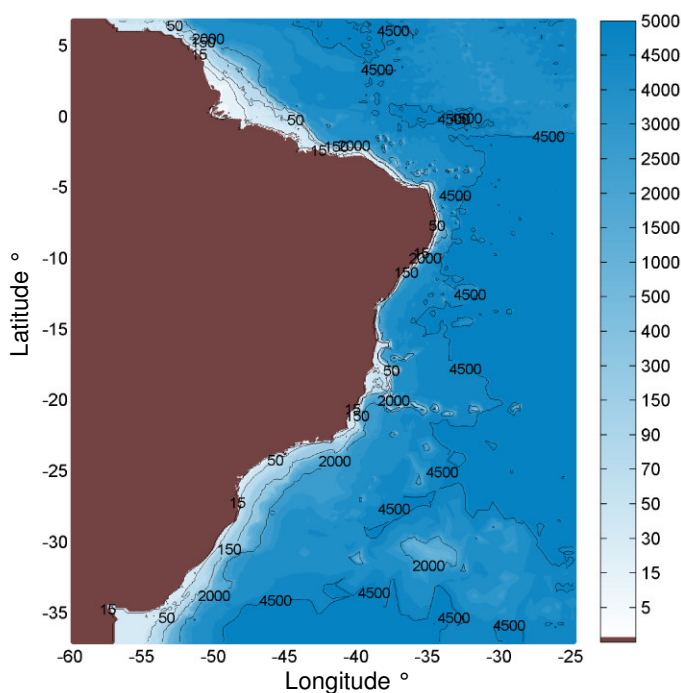


Figura 4.1. Batimetria da costa brasileira.

Este procedimento foi realizado de tal forma, que a cota 0 das cartas náuticas corresponde com o nível da Baixa Mar Mínima Viva (Sizígia) do Equador (BMVE).

#### 4.2.2 Condições de contorno (GOW)

Para conhecer as condições das ondas na área próxima à costa do Brasil é necessário conhecer quais são as condições no exterior. Esta informação é obtida a partir do banco de dados GOW, gerada mediante a reanálise explicada no capítulo 3 deste documento.

Em especial se trabalha com uma das sub-malhas GOW que foi colocada frente à costa brasileira (figura 4.2). Esta malha tem uma resolução de  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ . Os dados de cada nó são séries espectrais com uma duração de 60 anos. O período que cobre a séries é de 1948 a 2009, com uma cobertura  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  ao longo da costa brasileira.

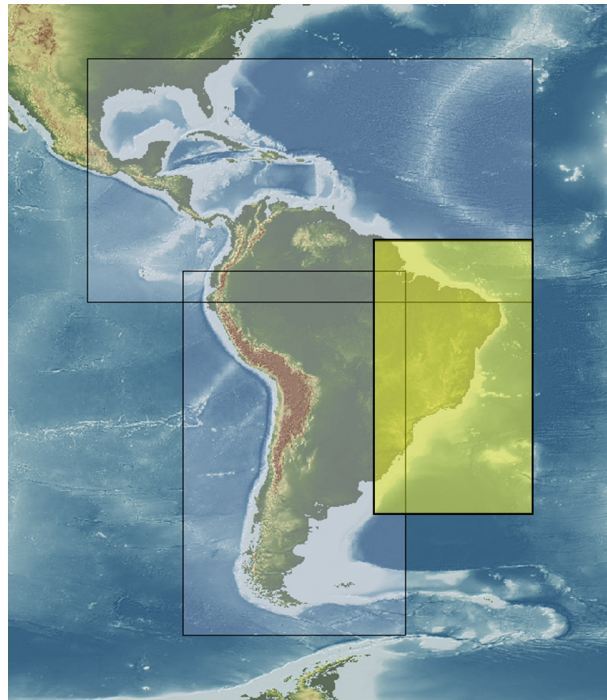


Figura 4.2 – Malha GOW com resolução  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  na costa brasileira (projeto C3A, CEPAL).

Para realizar o *downscaling* foi selecionada uma série de pontos GOW utilizados como condições de contorno e os dados destes pontos foram calibrados previamente. A metodologia de calibração aplicada é produto da pesquisa desenvolvida no IH-Cantábria e encontra-se detalhadamente descrita no Anexo I.

### 4.2.3 Reanálise Atmosférica

A onda na costa é produto da combinação das ondas distante e das geradas pelo vento local. Por esta razão não se pode realizar um *downscaling* de forma adequada caso o vento não seja incluso nas simulações.

Para a realização do *downscaling* conta-se com os campos de vento da reanálise global NCEP/NCAR a 10 metros de altura. A resolução espacial é de 1.9° x 1.9° e temporal de 6 horas para o período de 1948-2009. Estes campos de vento são os mesmos que foram utilizados para a reanálise GOW, sendo que uma descrição mais detalhada pode ser encontrada no capítulo 3 deste documento.

Durante o desenvolvimento do presente projeto, referente aos campos de vento, não se contava com um banco de dados o qual apresentasse uma maior resolução espacial e temporal. No entanto, recomenda-se no futuro, desenvolver um *downscaling* de ventos próximos à costa, que permita melhorar a qualidade do banco de dados do vento local e, portanto, das contribuições locais para as ondas, que são muito importantes na área norte do Brasil.

## 4.3 Metodologia

### 4.3.1 Introdução

A metodologia a seguir no desenvolvimento do *downscaling* é produto de um intenso trabalho de pesquisa e desenvolvimento, realizado no IH-Cantábria nos últimos anos. Deste trabalho resultaram teses de doutorado (por exemplo, Camus, 2009) e publicações científicas (Camus *et al.*, 2010; Camus *et al.*, 2010; Mínguez *et al.*, 2011; Reguero *et al.*, 2012; Camus *et al.*, 2013) que dão

robustez, bem como validade aos resultados obtidos neste *downscaling* e que encontram-se disponíveis para sua aplicação em projetos costeiros através do SMC-Brasil.

A metodologia permite transferir séries de estados de mar de longa duração até pontos próximos à costa, através de um número reduzido de propagações; essa por sua vez, possui três etapas fundamentais. Na primeira delas é realizada uma seleção otimizada dos casos mais representativos dos estados de mar, utilizando uma técnica de classificação de desigualdade máxima (ver Anexo II). A segunda etapa consiste na propagação dos estados de mar selecionados, através de um modelo numérico. Finalmente, na terceira etapa é reconstruída uma série completa em pontos de interesse, a partir dos casos propagados. Esta reconstrução é realizada aplicando uma técnica de interpolação de funções radiais (ver detalhes no Anexo III). Abaixo estão descritos cada um dos passos a seguir para completar as três etapas da metodologia.

#### **4.3.2 Primeira etapa: Seleção de casos para propagar**

Nesta primeira etapa uma série de malhas foram projetadas ao longo da costa brasileira, em que foram realizadas as simulações. A batimetria destas malhas foi obtida a partir da informação das cartas náuticas incluídas no SMC-Brasil. Para cada malha foram selecionados forçantes de ondas exterior e vento. Os dados de ondas utilizados foram obtidos a partir da reanálise GOW descrita no capítulo anterior. Cada uma destas séries, como será visto mais adiante, foi calibrada com dados de altimetria de satélite. As forçantes atmosféricas consideradas correspondem aos pontos da reanálise atmosférica, descrita no capítulo anterior mais próximos a cada ponto das malhas.

Assim, para cada uma das malhas se conta com séries de estados de mar de 60 anos que devem ser propagadas. Isto representa aproximadamente 534 mil estados de mar distintos e o mesmo número de propagações para cada uma das malhas. Realizar estas simulações não é viável, sendo aplicada para cada malha uma técnica de classificação de estados de mar, a qual permite encontrar os 500 estados mais representativos. A técnica utilizada aplica critérios de desigualdade máxima para selecionar os estados a serem propagados.



### 4.3.2.1 Projeto de malhas

Para cobrir toda a costa brasileira foram projetadas 17 malhas retangulares. As malhas foram projetadas de tal forma que o limite mar adentro delas coincide com a posição dos pontos GOW. A resolução destas malhas é aproximadamente de 1 km x 1 km. Uma condição adicional no projeto das malhas é que existe uma zona de sobreposição entre cada duas malhas vizinhas, para reduzir a influência das fronteiras nos fluxos de ondas que sejam propagados até o interior das malhas. A figura 4.3 mostra a configuração das 17 malhas.

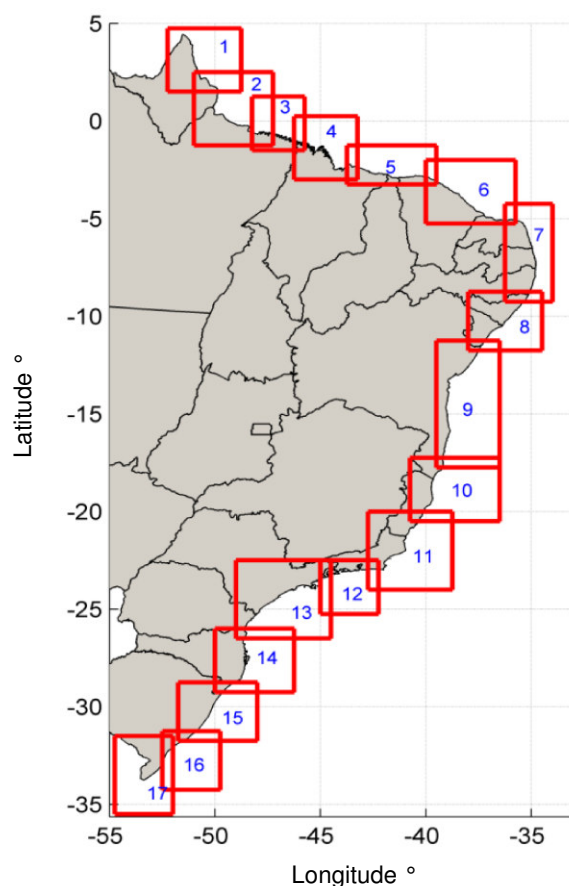


Figura 4.3 – Malhas de propagação utilizadas no *downscaling*.

### 4.3.2.2 Seleção de dados para a classificação dos estados de mar

Devido às dimensões das malhas, não basta selecionar um ponto de ondas no contorno das malhas, já que as condições das ondas variam espacialmente. Por esta razão, a metodologia desenvolvida considera o efeito da variabilidade espacial do clima marítimo nas propagações. A figura 4.4 mostra um exemplo de um conjunto de condições para propagar. Neste gráfico, cada seta indica a posição de um ponto de ondas (em azul) e vento (verde). Observar as diferenças entre os vetores azuis serve para entender a necessidade de levar em conta esta variabilidade espacial nas propagações das ondas.

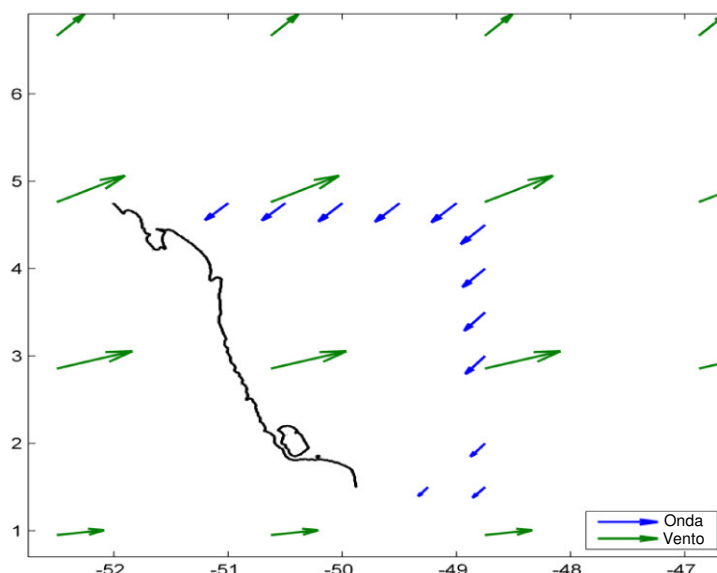


Figura 4.4 – Condições de ondas e vento na malha de propagação 1. Em azul a magnitude e direção da altura de onda significativa ( $H_s$ ) e em verde a magnitude e direção do vento. Escala: altura de onda significativa (em m).

Portanto, para definir cada caso de propagação é necessário considerar vários pontos de ondas localizados sobre o contorno da malha e os mais próximos do campo de vento. Por exemplo, para o caso da malha 1, a localizada mais ao norte (figura 4.5), os pontos em verde representam os nós disponíveis de GOW e as cruzes pretas os nós mais próximos da reanálise meteorológica. Para a definição da variabilidade espacial do clima marítimo foram selecionados os nós marcados com círculo (preto no caso das ondas e vermelho para o atmosférico).

Desta forma, para esta malha, em cada nó GOW se tem 5 séries de 3 parâmetros ( $H_s$ ,  $T_m$  e  $\theta_m$ ), e para a reanálise atmosférica 6 séries de 2 parâmetros

( $W_x$  e  $W_y$ ). Ou seja, os contornos estão definidos por  $5 \times 3 + 6 \times 2 = 27$  séries de parâmetros, de forma que:

$$X_i = \{H_{s,1}, T_{m,1}, \theta_{m,1}, \dots, H_{s,5}, T_{m,5}, \theta_{m,5}, W_{x,1}, W_{y,1}, \dots, W_{x,6}, W_{y,6}\}_i \quad i = 1, \dots, N$$

Onde  $N$  é o número total de dados em cada série. Neste caso  $N=534,000$  (60 anos, com frequência horária).

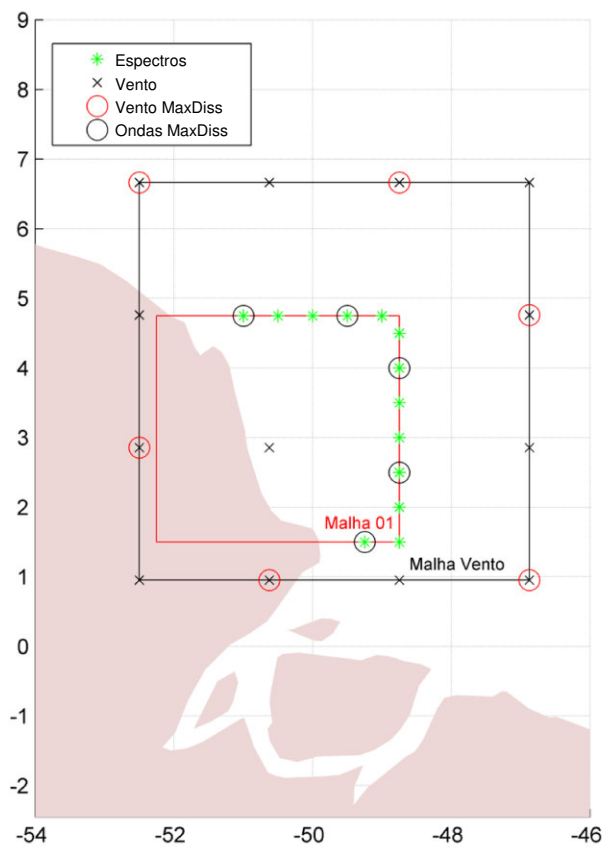


Figura 4.5 – Pontos de ondas e vento utilizados na seleção dos casos representativos do clima marítimo em águas profundas através do MaxDiss para o caso da malha 01 da costa brasileira.

Desta forma, foram selecionados os pontos GOW para cada uma das malhas. A figura 4.6 mostra as malhas usadas, bem como os pontos usados em cada uma delas.

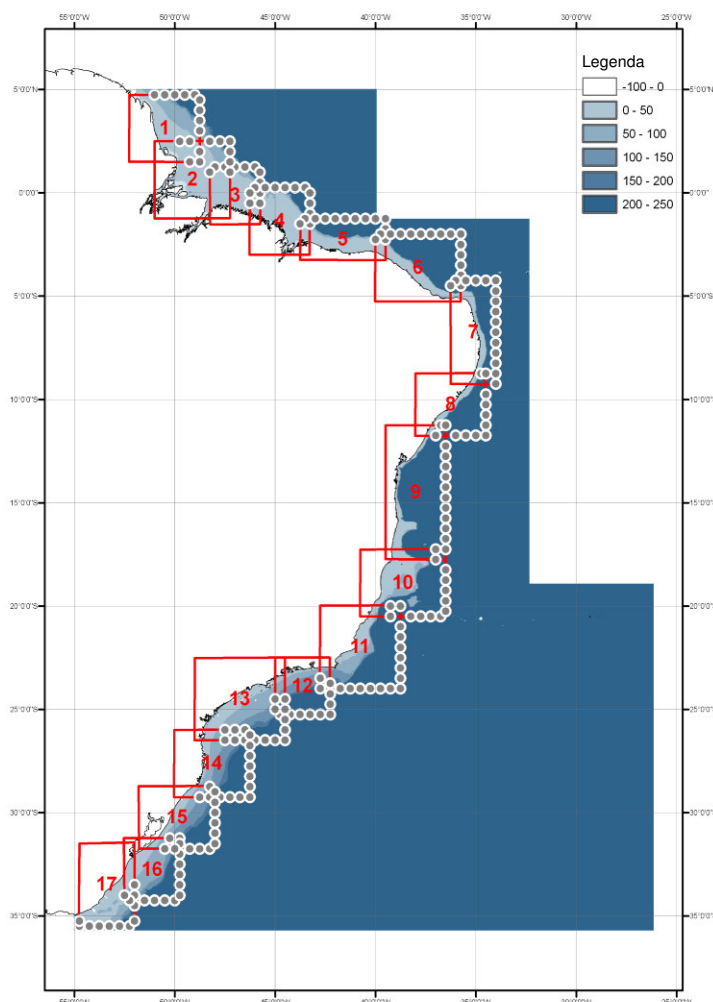


Figura 4.6 – Pontos calibrados (em cinza) ao longo da costa brasileira.

### 4.3.2.3 Calibração dos dados selecionados

Cada um dos pontos GOW selecionado deve ser calibrado para evitar possíveis desvios nos resultados. A metodologia aplicada para a calibração, descrita em Mínguez *et al.*, (2011) permite agrupar os dados por setores direcionais, de tal forma que a correção dos dados de um mesmo ponto é distinta dependendo da direção dos mesmos.

A necessidade de organizar os dados instrumentais por setores direcionais limita o uso de boias e, por esta razão, a calibração foi realizada utilizando dados de altímetro (satélite).

Os dados foram agrupados em setores direcionais de 22.5° de tal forma que cada um dos setores foi ajustado com base em 20 quantís equidistantes da escala de Gumbel de máximos. Desta forma obteve-se uma calibração direcional que permitiu corrigir, quando necessário, os dados de cada setor direcional de forma independente. Esta técnica foi aplicada na calibração de dados GOW (por exemplo, Reguero *et al.*, 2012) de diversos lugares como uma etapa prévia à realização de um *downscaling*.

No caso do *downscaling* do SMC-Brasil foi realizada a calibração de cada um dos pontos GOW utilizados nos contornos das malhas. Para cada ponto GOW foi gerada uma ficha de calibração como a mostrada na figura 4.7. Nesta ficha foram resumidos os resultados da calibração de um ponto GOW. A descrição completa das fichas de calibração pode ser consultada no Anexo I, no entanto, agora basta observar o gráfico da função de distribuição cumulativa (*Cumulative distribution function*) localizado no centro da ficha. No gráfico pode-se observar a distribuição dos dados de satélite em azul e os de GOW em verde, neste caso em particular, os dados da reanálise GOW subestimam os dados instrumentais. A linha vermelha representa, novamente, os dados de reanálise GOW uma vez aplicada à metodologia de calibração. Como se pode comprovar no gráfico, a distribuição dos dados calibrados e o intervalo de confiança (área sombreada em vermelho) se ajustam adequadamente aos dados de satélite.

No anexo I está descrita detalhadamente a metodologia utilizada e mostra uma seleção das fichas de calibração obtidas a partir dos pontos GOW utilizados no *downscaling*.

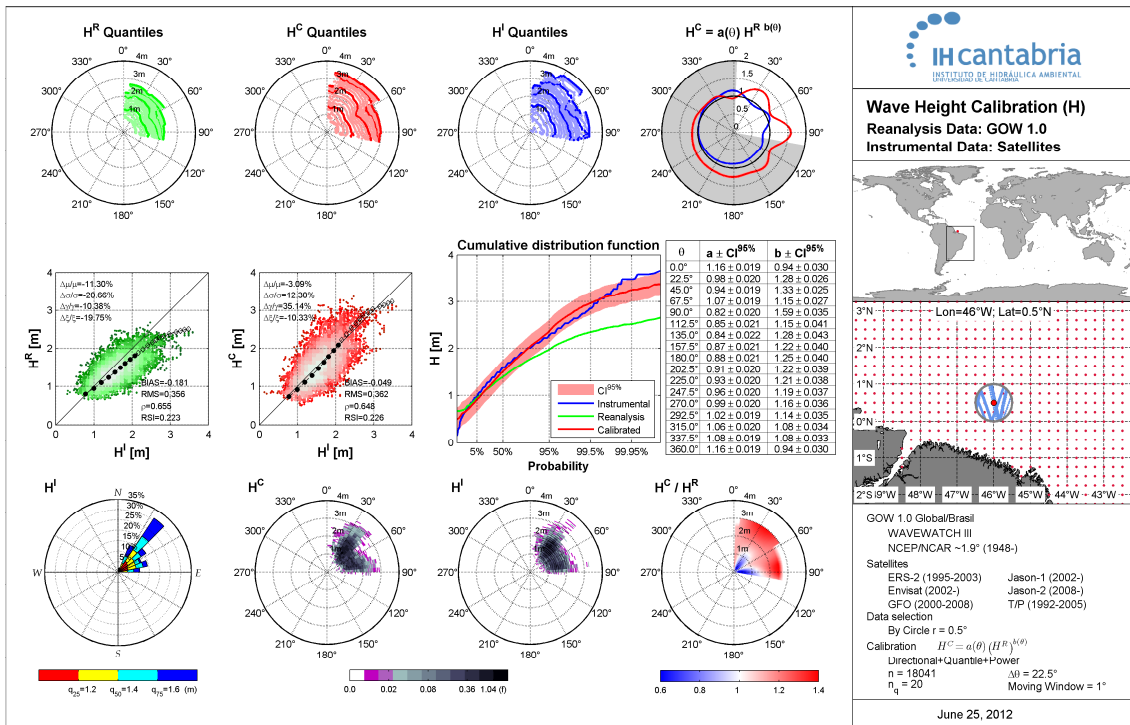


Figura 4.7. Ficha de calibração de um ponto de dados GOW na área norte da costa brasileira (0.5° N, 46° W).

#### 4.3.2.4 Classificação dos estados de mar

Continuando, para cada malha haverá séries de 534.000 estados de mar e é necessário que cada um dos estados seja propagado até a costa. Por razões lógicas não é possível propagar cada um dos estados em cada uma das malhas. Por tanto, recorre-se as técnicas estatísticas que permitem reduzir o número de casos a serem propagados sem perder a variabilidade que as séries representam.

Geralmente, quando se trabalha em espaços multidimensionais ( $H_s$ ,  $T_p$ , e  $\theta$  em cada ponto do contorno da malha), certos componentes podem estar correlacionados, o que supõe informação redundante. A análise das componentes principais permite reduzir a dimensionalidade de uma amostra de dados mediante a projeção de um novo espaço de dimensões menores, mas que conserva o máximo da variância dos dados.

A aplicação desta técnica requer, em primeiro lugar, a decomposição das direções das ondas e do vento em seus componentes zonais e meridionais ( $x$  e  $y$ ), e em segundo lugar a padronização de todas as variáveis para evitar problemas devido à diferença de escalas. De tal forma que os dados fiquem definidos da seguinte forma:

$$X_i = \{H_{s,1}, T_{m,1}, \theta_{mx,1}, \theta_{my,1}, \dots, H_{s,5}, T_{m,5}, \theta_{mx,5}, \theta_{my,5}, W_{x,1}, W_{y,1}, \dots, W_{x,6}, W_{y,6}\}_i \quad i = 1 \dots N \quad (4.2)$$

Posteriormente, aplica-se a técnica de componentes principais aos dados do clima marítimo padronizados. A média temporal de cada variável é zero devido à padronização, sendo que:

$$X^*(x, t) = \sum_{i=1}^d EOF_{X_{*i}} \square PC_{X_{*i}}(t) \quad (4.3)$$

Cada EOF tem um valor de variância associado, portanto, quanto maior o número de modos, maior é a variância representada. Para exemplificar, a figura 4.8 mostra o valor da variância acumulada em função do número de modos espaciais. Pode-se observar que considerando os primeiros 5 modos, representam mais de 90% da variância e contando os primeiros 25, é praticamente 100%.

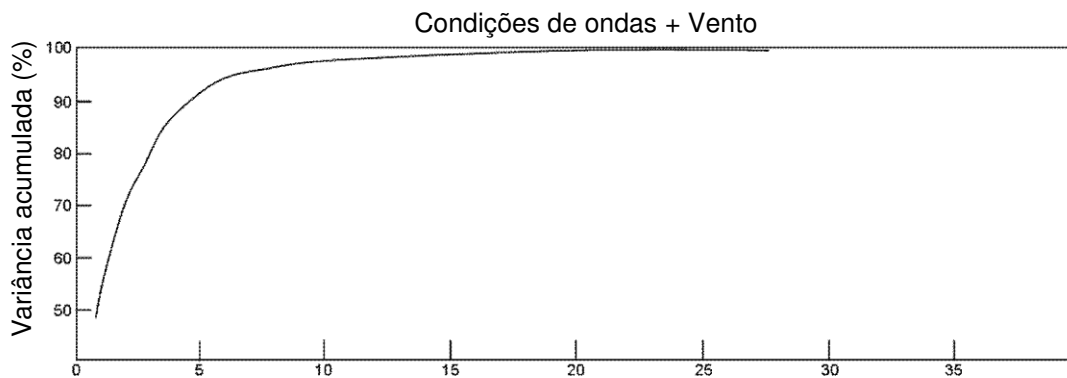


Figura 4.8 - Variância explicada em função do número de EOFs.

Uma vez reduzida a dimensionalidade do clima marítimo multidimensional mediante a aplicação de EOFs, aplica-se o algoritmo de Desigualdade Máxima (MaxDiss) aos componentes principais  $PC_{X_{*i}}(t)$  do espaço reduzido. Uma descrição detalhada da técnica de MaxDiss encontra-se no anexo II. O objetivo de aplicar esta técnica consiste em selecionar  $M$  casos representativos para serem

propagados mediante o modelo numérico. O número de componentes principais consideradas é tal que representam 99.0% da variância total dos dados.

No início da aplicação do algoritmo MaxDiss, seleciona-se o dado que apresenta a maior altura de onda significativa no contorno da área considerada. O subconjunto selecionado no espaço de projeção dos EOFs é reconstruído através dos  $d$  modos espaciais  $EOF_{X^*i}$  considerados para voltar ao espaço original. Os casos selecionados são buscados no banco de dados de partida, desta forma dispõe-se de situações reais a propagar.

O subconjunto formado por  $M=500$  casos no espaço de projeção das EOFs é definido como:

$$D_j^{EOF} = \{PC_{X^*1}^D, \dots, PC_{X^*d}^D\}_j \quad j=1 \dots M \quad (4.4)$$

que no espaço original dos dados é definido como:

$$D_j = \{H_{s,1}^D, T_{m,1}^D, \theta_{mx,1}^D, \theta_{my,1}^D, \dots, H_{s,5}^D, T_{m,5}^D, \theta_{mx,5}^D, \theta_{my,5}^D, W_{x,1}^D, W_{y,1}^D, \dots, W_{x,6}^D, W_{y,6}^D\}_j \quad j=1 \dots M \quad (4.5)$$

Dada a elevada dimensão dos dados selecionados, a título de exemplo, na figura 4.9 são mostradas a distribuição dos casos selecionados (em verde) sobre os dados de partida (em vermelho) para os três parâmetros  $\{H_s, T_m, \theta_m\}$  de um dos pontos de ondas e os dois parâmetros  $\{W_x, W_y\}$  de um dos pontos de vento da figura 4.5. São os casos em verde os que são propagados.



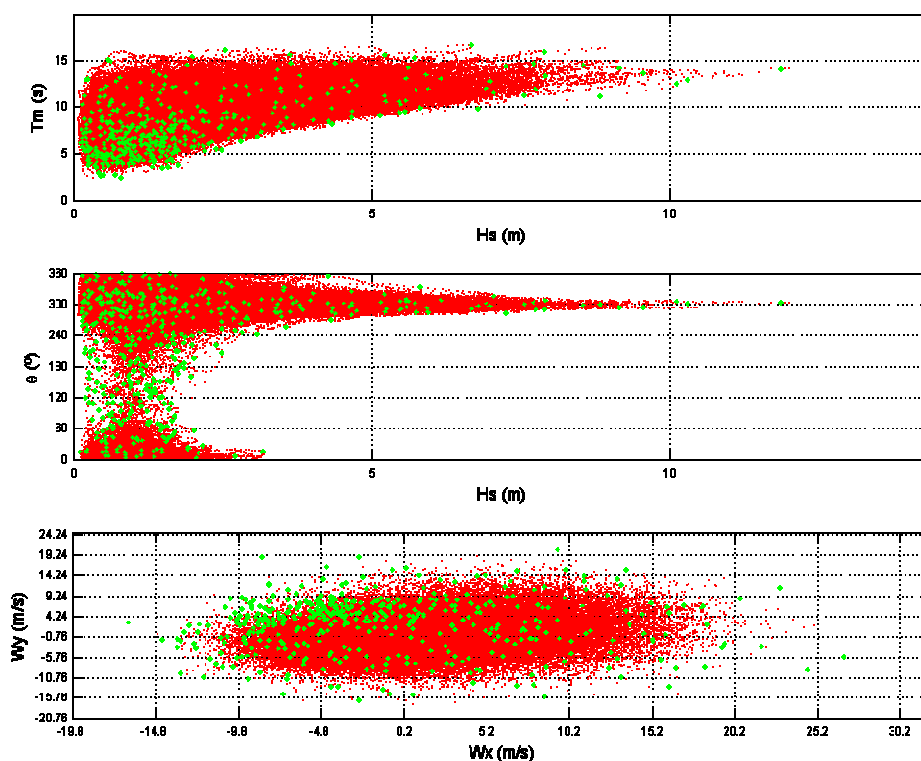


Figura 4.9 - Distribuição dos casos selecionados correspondentes aos dados de um dos pontos de onda e um dos pontos de vento dos utilizados na seleção com MaxDiss.

Em resumo, os passos necessários para a seleção dos casos representativos do clima marítimo com variabilidade espacial em águas profundas (figura 4.10) são:

- Em primeiro lugar são escolhidos os  $n1$  pontos de reanálise (GOW) que definem as condições de contorno das ondas e os  $n2$  pontos que definem os campos de ventos. Assim são transformadas as variáveis direcionais em seus componentes  $x$  e  $y$ , e padronizadas todas as variáveis.
- Em segundo lugar, é aplicada a técnica EOF aos dados padronizados obtendo os  $d$  primeiros modos que expliquem um determinado percentual de variância (por exemplo, 99.9%).
- Em terceiro lugar, aplicando o algoritmo MaxDiss são selecionados os  $M$  casos representativos dos componentes principais dos dados do clima

marítimo no espaço de projeção das EOFs, e identificados estes casos selecionados no espaço original dos mesmos.

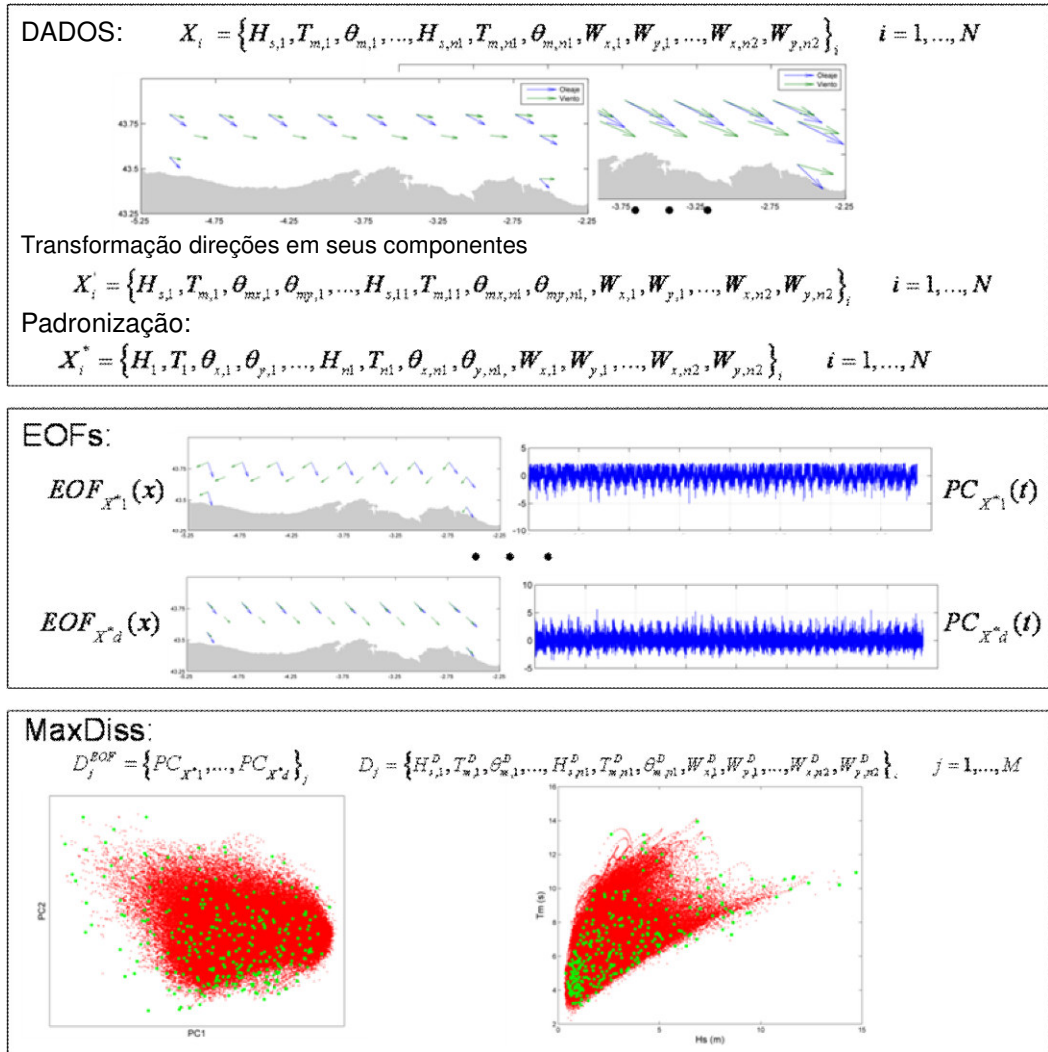


Figura 4.10 – Esquema do processo seguido para a seleção dos casos representativos do clima marítimo e vento com variabilidade espacial em águas profundas.

### 4.3.3 Segunda Etapa: Propagação dos casos selecionados

Cada um dos M casos selecionados previamente deve ser propagado em sua respectiva malha. Para realizar esta etapa da metodologia usamos um modelo numérico com a capacidade de reproduzir os principais fenômenos que as ondas estão submetidas em propagações destas características. Os principais fenômenos a considerar neste nível de propagação são o empinamento, refração e a difração. Além disso, o modelo numérico deve ser capaz de propagar qualquer direção de ondas e incluir condições de contorno variáveis.

Na atualidade, os modelos de propagação de ondas podem ser divididos em dois grandes grupos: modelos que resolvem a fase, baseados nas equações de conservação de massa e de *momentum*, dependentes do tempo e integrados na vertical; e os modelos de média de fase, que se baseiam na equação de equilíbrio de energia espectral. Os modelos que resolvem a fase se limitam a áreas pequenas, da ordem de 0 – 10km, já que requerem de 10 - 100 etapas de tempo por período de ondas. Por outro lado, os modelos com média na fase podem ser utilizados em áreas mais extensas porque não necessitam de alta resolução espacial. Portanto, nesta fase do estudo foi empregado um modelo numérico de média de fase.

Uma consideração adicional para realizar as propagações é o nível de maré, pois dependendo dessa variável, a altura da coluna de água aumenta ou diminui, o que afeta em grande medida as ondas.

#### 4.3.3.1 Modelo Numérico

O modelo selecionado para realizar o *downscaling* é o SWAN desenvolvido pela *Delft University of Technology*. O modelo está baseado na equação da ação de onda que faz média na fase e não reconstrói a superfície do mar no espaço e tempo (Booij *et al.*, 1999).

Esta base teórica gera um dos principais atrativos deste modelo, que é a possibilidade de propagar as ondas em todas as direções. Além disso, é possível a aplicação deste tipo de modelo às superfícies extensas, uma vez que não requer um número mínimo de pontos de cálculo por comprimento de onda. No entanto, as últimas versões deste modelo (terceira geração) incorporaram fenômenos exclusivos de profundidades rasas, como a rebentação de ondas e as interações

não lineares (tríades), que permitiram ampliar o âmbito de aplicação destes modelos. Como é um modelo energético, consegue-se simular a geração das ondas por vento.

A equação que resolve o modelo de propagação SWAN é a seguinte:

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial C_x N}{\partial x} + \frac{\partial C_y N}{\partial y} + \frac{\partial C_\sigma N}{\partial \sigma} + \frac{\partial C_\theta N}{\partial \theta} = \frac{S}{\sigma} \quad (4.6)$$

$$N(\sigma, \theta) = \frac{E(\sigma, \theta)}{\sigma} \quad (4.7)$$

Trata-se de um modelo que resolve a equação de transporte de energia, no qual as variações locais da energia espectral no tempo e as variações do fluxo de energia no espaço são compensadas com as saídas e entradas de energia no sistema. Neste caso, o espaço apresenta quatro dimensões, duas correspondentes ao espaço geográfico  $x$  e  $y$  e as outras ao espaço espectral, sendo a frequência e a direção seus componentes.

É considerada a densidade de ação  $N(\sigma, \theta)$  no lugar da densidade de energia espectral  $E(\sigma, \theta)$  porque na presença de correntes, se conserva a densidade de ação e não a densidade de energia. As variáveis independentes são  $\sigma$  (frequência relativa, no caso de correntes), e  $\theta$  (direção de incidência das ondas).

Na equação (4.6) o primeiro termo na parte esquerda da equação, representa a variação local da densidade de ação no tempo, o segundo e o terceiro termos representam a propagação da ação no espaço geográfico (sendo  $C_x$  e  $C_y$  a velocidade de propagação da energia de ondas na direção  $x$  e  $y$ , respectivamente). O quarto termo representa a mudança na frequência relativa devido às variações na profundidade e nas correntes ( $C_\sigma$ , representa a velocidade de propagação no espaço da frequência). O quinto termo representa a refração induzida pela profundidade ou as correntes (sendo  $C_\theta$ , a velocidade de propagação no espaço direcional).

O termo localizado na parte direita da equação representa as fontes e sumidouros da energia espectral, contemplando a geração de ondas por vento (é neste termo onde são incluídos os ventos locais no *downscaling*), a dissipação de

energia por *whitecapping*, o atrito com o fundo, e por rebentação das ondas, e as interações não lineares das ondas (tríades ou quádruplas).

As expressões das velocidades de propagação da densidade de energia nas diferentes dimensões são a partir da teoria linear, apresentando as expressões a seguir (Rogers *et al.*, 1999):

$$C_x = \frac{dx}{dt} = \frac{1}{2} \left[ 1 + \frac{2kd}{\sinh 2kd} \right] \frac{\sigma k_x}{k^2} + U_x \quad (4.8)$$

$$C_y = \frac{dy}{dt} = \frac{1}{2} \left[ 1 + \frac{2kd}{\sinh 2kd} \right] \frac{\sigma k_y}{k^2} + U_y \quad (4.9)$$

$$C_\sigma = \frac{d\sigma}{dt} = \frac{\partial \sigma}{\partial d} \left[ \frac{\partial d}{\partial t} + \bar{U} \cdot \nabla d \right] - c_g \bar{k} \cdot \frac{\partial \bar{U}}{\partial s} \quad (4.10)$$

$$C_\theta = \frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{1}{k} \left[ \frac{\partial \sigma}{\partial d} \frac{\partial d}{\partial m} + \bar{k} \cdot \frac{\partial \bar{U}}{\partial m} \right] \quad (4.11)$$

onde,

$\bar{k} = (k_x, k_y)$  é o número de onda de magnitude  $k$  (relacionado com  $\sigma$  através da equação de dispersão da teoria linear);

$d$ : profundidade ou calado;

$\bar{U} = (U_x, U_y)$  é a velocidade da corrente;

$s$ : coordenada espacial na direção de propagação  $\theta$ ;

$m$ : coordenada espacial na direção perpendicular a  $s$ .

#### 4.3.3.2 Efeito do nível do mar na propagação das ondas

As ondas se propagam sobre a superfície do mar. O nível do mar varia principalmente em função da maré astronômica. Ainda que em algumas zonas a maré meteorológica possa chegar a ser da mesma ordem de magnitude que a maré astronômica. No Documento Temático de Níveis há uma explicação detalhada destes fenômenos, bem como de sua descrição na costa do Brasil.

Variando o nível do mar, a profundidade em que se propagam as ondas é alterada, sendo que para um mesmo estado de mar o efeito da batimetria é distinto se ocorre em maré alta ou baixa. O efeito da maré é considerado importante quando as variações de nível são maiores que 1.0 m. Portanto, este efeito deve ser considerado nas propagações das ondas.

Este fenômeno é incluído na caracterização do clima marítimo em águas rasas através da propagação dos casos selecionados em uma série de níveis representativos de todas as possíveis situações (por exemplo, o nível da Baixa Mar Mínima Viva (Sizígia) do Equador (BMVE), nível médio do mar (NMM) e a maré alta máxima viva equinocial (PMVE)). A propagação de cada um dos casos selecionados nos três níveis permite interpolar linearmente qualquer nível associado a cada estado de mar da série temporal.

Os níveis de propagação (BMVE, NM e PMVE) dependem das características da maré astronômica da área coberta por cada malha. O nível de maré alta utilizado na propagação de cada uma das malhas foi caracterizado através do nível máximo apresentado em cada uma delas (A figura 4.11 mostra os níveis máximos da amplitude de maré observadas). A reconstrução da série completa é realizada com cada um dos três níveis considerados, de cada uma das malhas, e interpolando-o posteriormente conforme a série temporal que define a evolução do nível do mar no ponto de interesse.

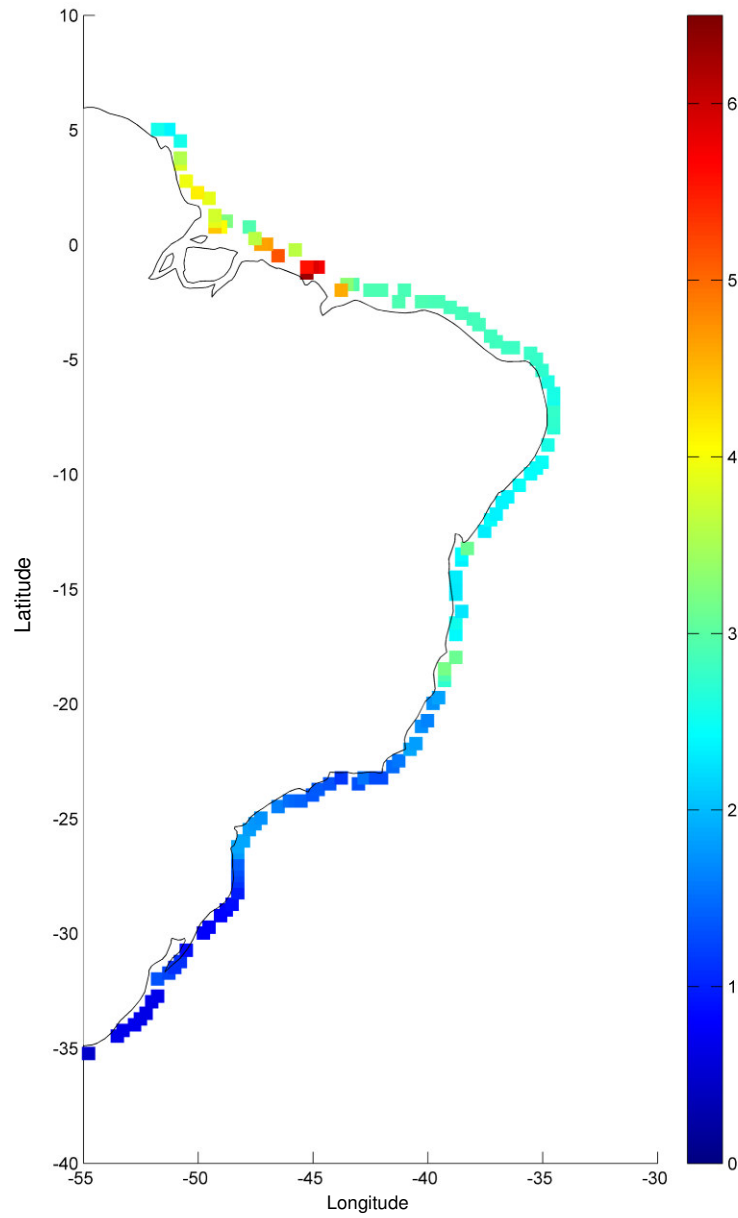


Figura 4.11 – Caracterização do alcance máximo de maré (m) na costa do Brasil (ver o Documento Temático de Níveis).

### 4.3.4 Terceira Etapa: Reconstrução de séries temporais

#### 4.3.4.1 Biblioteca de casos divulgados

Uma vez propagados os  $M=1500$  casos de ondas representativos do clima marítimo em águas profundas, nos três níveis de maré, para cada uma das 17 malhas, é construída uma biblioteca de casos. A definição de cada um destes casos é feita em função das condições de contorno das ondas e o campo de ventos utilizados em cada simulação.

Nesta biblioteca, a partir das condições antes mencionadas, podem-se obter para cada caso simulado em qualquer nó da malha os parâmetros de altura de onda significativa ( $H_s$ ), período médio ( $T_m$ ), período de pico ( $T_p$ ) e direção média de onda ( $\theta_m$ ).

O conjunto das 1500 propagações realizadas em todas as malhas de cálculo estabelecidas define uma biblioteca de casos. Esta por sua vez, está formada por 500 valores horários dos parâmetros espectrais considerados  $\{H_s, T_m, T_p, \theta_m\}$  por cada um dos 3 níveis de maré  $\{BMVE, NM, PMVE\}$  nos nós das malhas de cálculo correspondentes a determinadas condições climáticas em águas profundas, específicas para cada uma das 17 malhas. Na figura 4.12 é mostrado um esquema das características apresentadas nesta biblioteca para a malha 01. Neste caso, somente foi representado o parâmetro espectral  $H_s$ , no nível médio de maré, sendo semelhante para o resto dos parâmetros.

Cada um dos casos propagados representa um conjunto de dados de ondas em águas profundas, ou seja, aquelas situações de clima marítimo onde ondas no contorno da malha de computação e campo de vento associado apresentam algumas características semelhantes. Este conjunto de dados gerados é denominado DOW (*Downscaled Ocean Waves*). A quantidade de condições de ondas em águas profundas representada por cada caso supõe uma probabilidade de apresentação deste caso.



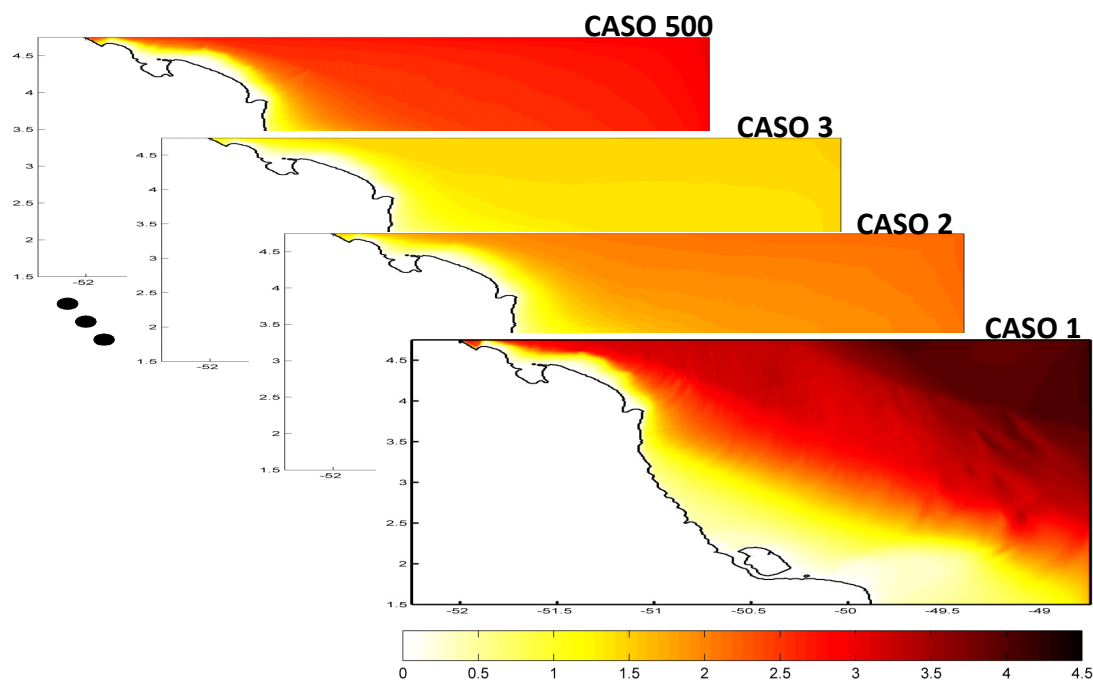


Figura 4.12 - Esquema da biblioteca de casos de  $H_s$  gerada a partir dos 500 casos selecionados em nível médio de maré.

#### 4.3.4.2 Reconstrução de séries temporais

Finalmente, é importante esclarecer que há para cada ponto de cada uma das 17 malhas, 500 propagações de estados de mar em 3 níveis de maré. Estas propagações compõem o banco de dados DOW, sendo que este banco de dados não conta com séries temporais de estados de mar. Este banco de dados de 1500 propagações que está armazenado no SMC-Brasil e, a partir destas e o ondas e vento nos contornos, aplicando o procedimento aqui descrito, são obtidas as séries temporais de estados de mar.

As séries de estados de mar são obtidas interpolando cada estado de mar entre as 1500 propagações realizadas. Esta interpolação é executada em duas partes, na primeira para obter séries de fluxos de ondas em um nível de maré e na segunda para obter a série no nível de maré correspondente.

Na primeira interpolação é aplicada uma técnica baseada em funções de base radial (*Radial Basis Functions*, RBF), que estão especificamente projetadas para

dados de alta dimensionalidade e não distribuídos uniformemente (Franke, 1982). Os detalhes desta técnica estão descritos no Anexo III. Desta interpolação são obtidas três séries de estados de mar, cada uma delas associadas aos níveis de *BMVE*, *NM*, *PMVE*. Estas séries não contam com a informação do nível de maré real em que as ondas foram apresentadas.

Na segunda interpolação, a partir das três séries obtidas previamente, em um nível de maré constante, é obtida uma série em que cada estado de mar é interpolado em seu nível real. Esta interpolação é realizada linearmente.

O diagrama na figura 4.13 resume graficamente a metodologia descrita nesta seção.

## 4.4 Validação dos resultados

### 4.4.1 Introdução

Para comprovar a veracidade dos dados obtidos a partir do *downscaling* é necessário que sejam validados. Uma validação consiste em comparar os resultados simulados com os dados medidos através de instrumentos em campo.

A primeira etapa de toda validação, consiste em compilar os dados e informações confiáveis para comparar com os resultados obtidos das simulações, neste caso, do *downscaling*. No Brasil, somente foi possível dispor de dados de uma boia instrumental localizada na costa do Rio Grande do Sul. Por outro lado, o IH-Cantábria compilou informações publicadas em artigos científicos (por exemplo, Araujo *et al.*, 2003) e o banco de dados de ondas de satélite (AVISO). Estas informações foram utilizadas para realizar a validação.

A validação foi realizada através de comparações diretas dos dados e o cálculo de parâmetros que medem o desvio entre duas séries.

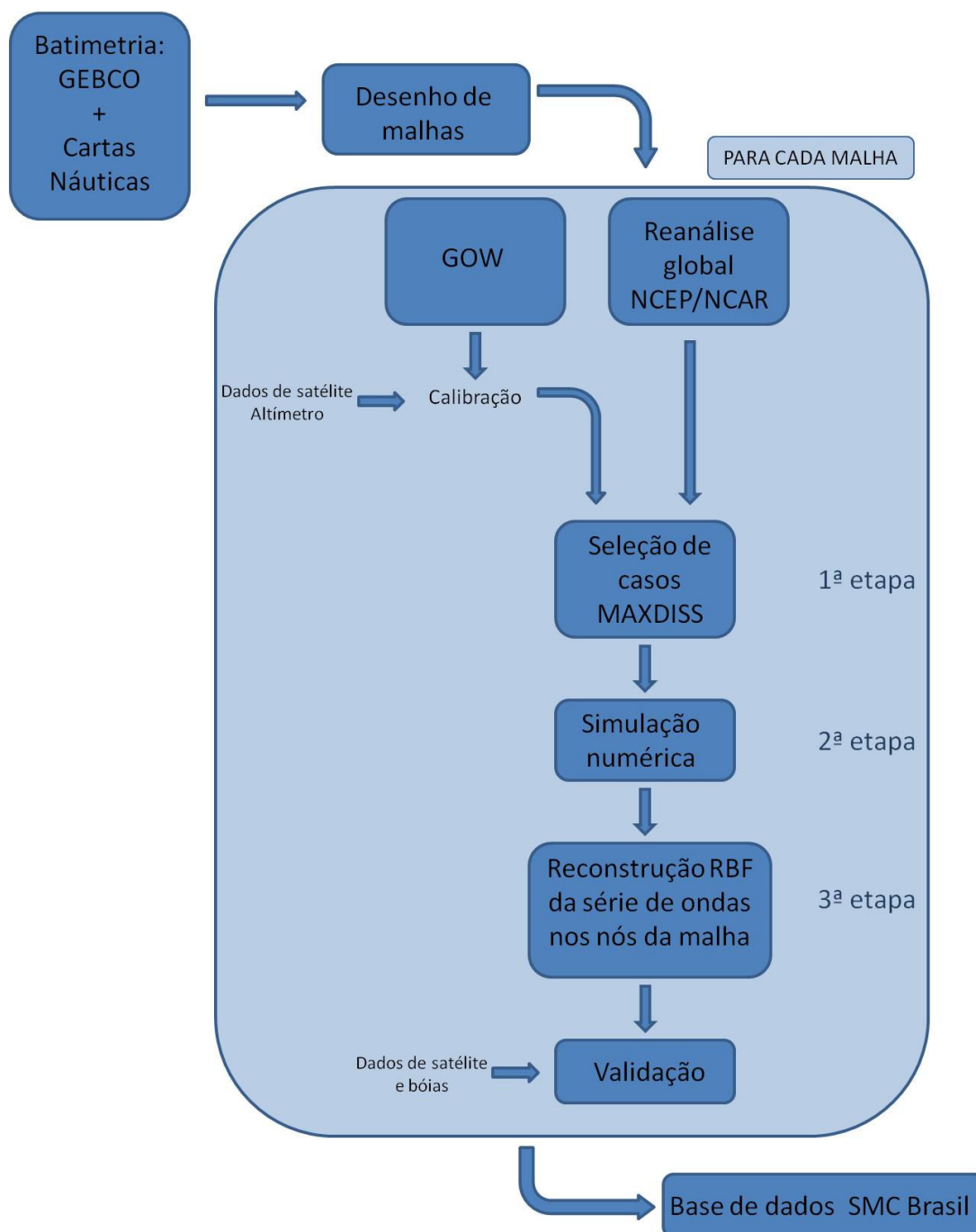


Figura 4.13 – Metodologia para a obtenção dos dados DOW.

#### 4.4.2 Método de validação

A validação dos resultados é realizada comparando dados instrumentais com os dados obtidos a partir do *downscaling*. Esta comparação é realizada em termos do desvio dos pares de dados (*downscaling* – instrumental) em relação a uma bissetriz, por meio da raiz quadrada, do erro quadrático médio, do índice de dispersão e da correlação da bissetriz.

A raiz quadrada ou BIAS mede o desvio sistemático entre duas variáveis como a diferença entre as médias de tais variáveis, dando informações de quanto diferem entre si os momentos de ordem 1.

$$BIAS = \bar{x} - \bar{y} \quad (4.12)$$

O erro quadrático médio (RMS, *Root Mean Square*) mede a precisão com que se parecem duas variáveis, considerando tanto a raiz quadrada como a variância ou precisão entre elas, contendo a informação dos momentos de ordem 1 e 2.

$$RMS = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - y_i)^2} \quad (4.13)$$

O índice de dispersão (SI, *Scatter Index*) é um parâmetro adimensional que mede a dispersão dos dados de duas variáveis com relação à reta bissetriz. Se todos os pontos se situassem sobre a reta bissetriz, este índice teria um valor de 0.

$$SI = \frac{\sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - y_i)^2}}{\bar{x}} = \frac{RMS}{\bar{x}} \quad (4.14)$$

O coeficiente de correlação da regressão para o modelo de regressão  $\hat{y}_i = x_i$  (reta bissetriz), é denominado coeficiente de correlação da reta bissetriz ou  $\rho$ . Esse por sua vez, mede a intensidade da relação de igualdade entre duas variáveis e está definido entre 0 e 1, considerando este último valor quando

existe uma correlação perfeita entre ambas as variáveis, ou seja, os valores de das variáveis são iguais.

$$\rho = \sqrt{R^2} \quad (4.15)$$

onde  $R^2$  para este caso é a porcentagem de ajuste, por um, entre as duas variáveis:

$$R^2 = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{y})^2}{\sum_{i=1}^n (y_i - x_i)^2 + (x_i - \bar{y})^2} \quad (4.16)$$

No geral todas as comparações são realizadas em termos de quartís, os quais dividem ou separam a população de dados em segmentos iguais.

#### 4.4.3 Dados disponíveis para a validação

A comparação dos resultados do *downscaling* com os dados medidos é indispensável para demonstrar sua validade. A fonte de dados mais comum e preferida são as boias. Estes instrumentos proporcionam informação confiável e completa das ondas em uma posição fixa.

Durante o desenvolvimento do SMC-Brasil foi impossível obter uma série de boias que permitisse realizar uma validação espacial e temporal adequada de todos os dados de reanálise. No entanto, o IH-Cantábria realizou diversos *downscaling* para diferentes partes do mundo, em que foram realizadas validações extensas. A título de exemplo, a figura 4.15 mostra algumas fichas de validação realizadas na costa norte da Espanha e na costa do Mediterrâneo. Nestas fichas é possível observar a validação entre os dados simulados numericamente e os dados instrumentais observados na rede de boias de Portos do Estado. Esta validação é de um alto nível de complexidade e rigorosidade, pelo fato de serem realizadas comparações escalonares e direcionais através de técnicas de classificação. Com a ajuda destas fichas é possível demonstrar que os resultados obtidos foram satisfatórios quando aplicado estas técnicas para outros lugares do mundo.

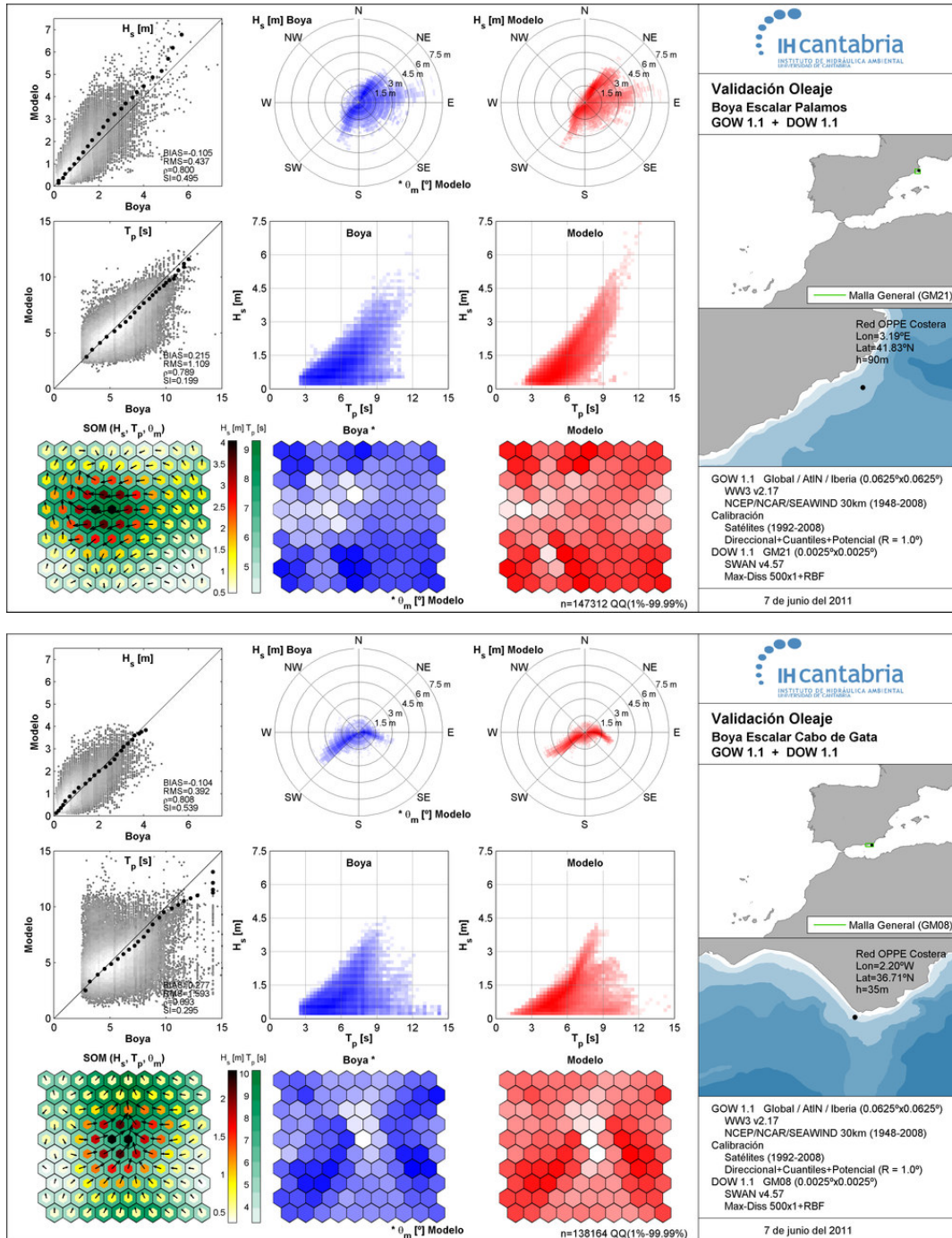


Figura 4.15a. Exemplos de validação de dados DOW com boias na costa do Mediterrâneo Espanhol. De cima para baixo, boias em Palamos (41.38° N, 3.19° W) e boia em Cabo de Gata (36.71° N, 2.20° W).

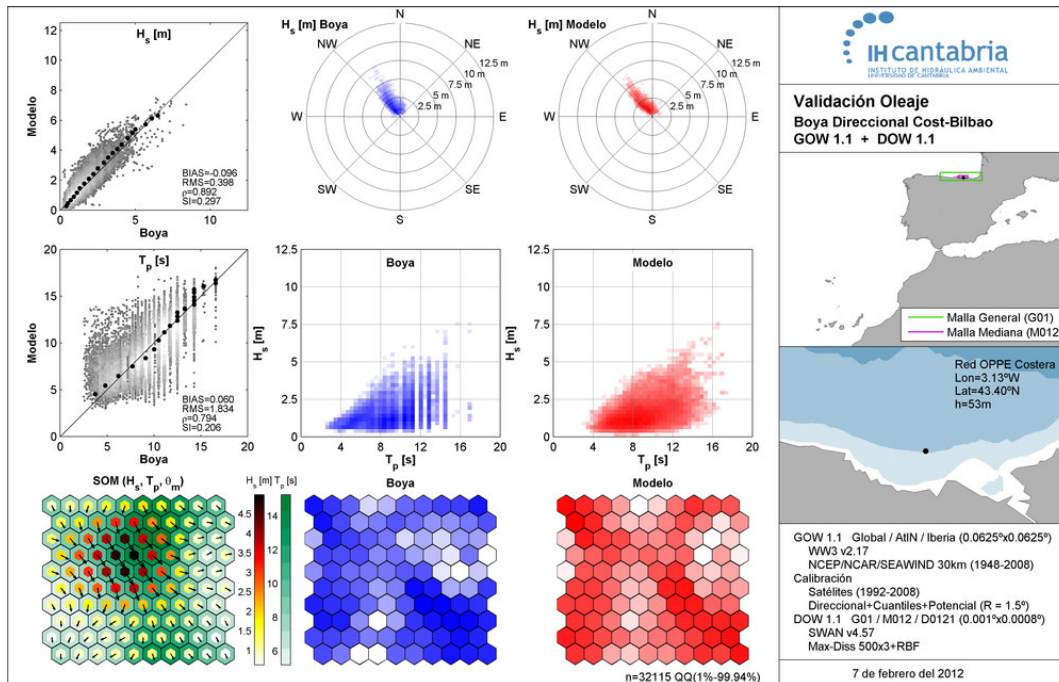


Figura 4.15b. Exemplos de validação de dados DOW com boias na costa do norte da Espanha. Boia de Bilbao (43.40° N, 3.13° W).

Por esta razão, utilizamos o banco de dados de ondas obtido a partir de satélite. Os dados de satélite estão amplamente distribuídos em toda a área de estudo e, através de um altímetro, coletam alturas de ondas ao longo da trajetória do satélite.

#### 4.4.3.1 Boias

As boias são os instrumentos de medida de ondas *in situ* mais utilizados, uma vez que fornecem a informação mais completa e confiável das ondas em uma posição fixa. As boias seguem o movimento da superfície do mar, determinando a evolução da superfície livre em um ponto por meio de um acelerômetro vertical situado em seu interior (boias escalonares). Algumas boias têm incorporados outros dispositivos sobre dois eixos ortogonais, tal como inclinômetros ou acelerômetros horizontais e uma bússola eletrônica para fazer referencia ao norte magnético. Com estes dispositivos são estimadas as acelerações horizontais, o ângulo e orientação da inclinação da boia (boias direcionais). Por tanto, com os dados registrados pelas boias podem ser

calculados tanto os distintos parâmetros espectrais (escalonares ou direcionais) como os diferentes parâmetros estatísticos das ondas. A boia disponível no projeto é de propriedade da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, localizada na posição 29° 59' 58" S, 50° 06' 09" W no Rio Grande do Sul, a 17 metros de profundidade (ver figura 4.14) da praia de Tramandaí, cidade homônima. Os dados disponíveis da boia são os espectros de frequência  $S(\omega)$  e direcionais  $S(\omega, \theta)$  e parâmetros estatísticos e espectrais dos estados de mar como a altura de onda significativa ( $H_s$ ), altura máxima ( $H_{max}$ ), altura média ( $H_m$ ), o período de pico ( $T_p$ ), o período médio ( $T_m$ ) e a direção média das ondas ( $\theta_m$ ), no período de novembro de 2006 a setembro de 2007.



Figura 4.14 – Localização da boia em Tramandaí.

Por outro lado, no artigo de Araujo *et al.* (2003) foram publicados dados de uma boia localizada a 35 km da Ilha de Santa Catarina a uma profundidade aproximada de 80 m (figura 4.15). No desenvolvimento deste trabalho não foram contados dados desta boia, no entanto, podemos repetir as análises realizadas pelos autores para os dados que dispomos e realizar comparações visuais.



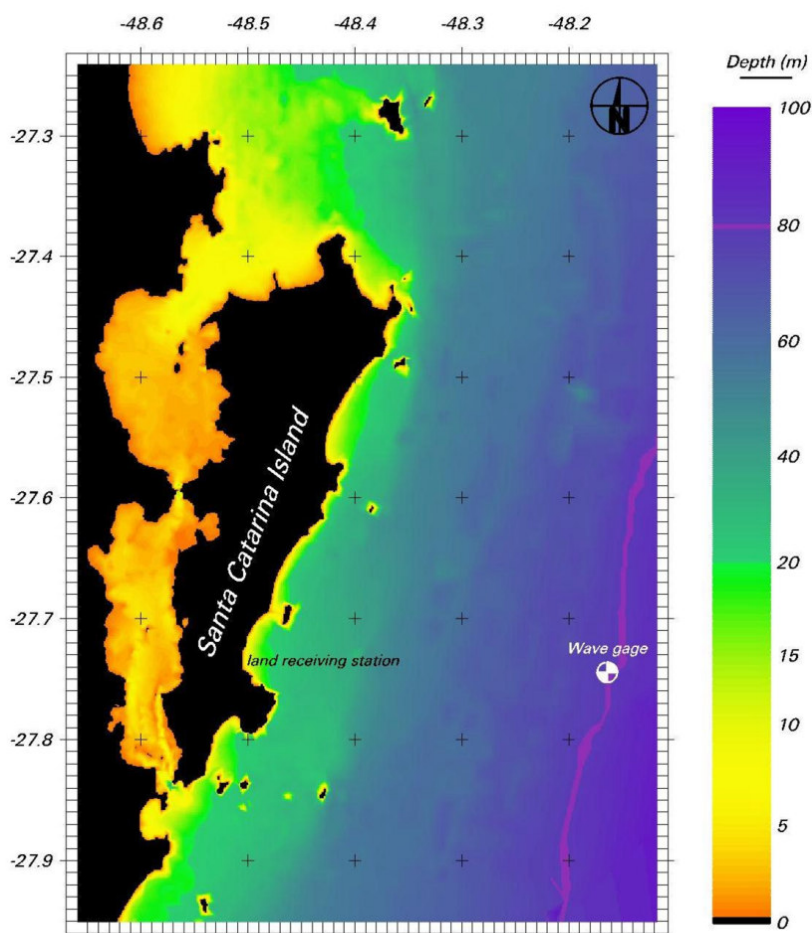


Figura. 4.15 – Posição da boia utilizada em Araujo *et al* (2003). Gráfico obtido em Araujo *et al* (2003).

#### 4.4.3.2 Dados de satélite

Os satélites podem levar diferentes instrumentos, mas são os satélites com altímetros de radar (RA, *Radar Altimeter*) os que têm sido utilizados por mais tempo. Na atualidade, conta-se com dados de altimetria provenientes de diferentes missões, por exemplo, Jason 1, Jason 2, TOPEX, ERS-2, Envisat e GFO. Estes dados abrangem o período de 1992 a 2008. Na figura 4.16 é apresentada a distribuição espacial de diversos bancos de dados de satélites

obtidos pelo IH-Cantábria ao longo do mar Atlântico, Caribe e Pacífico, na costa da América Latina.

O altímetro é um radar que transmite pulsos até a superfície terrestre. O tempo de retorno do sinal, bem como sua modificação de frequência após a reflexão do pulso na superfície do mar, são valores que se relacionam com o nível do mar ou a rugosidade da superfície. Desta maneira, é possível determinar com grande precisão, variáveis oceanográficas de vital importância como a maré meteorológica, a altura de onda ou a velocidade do vento.

Em oposição à infinidade de vantagens e novidades que oferece, a altimetria de satélite apresenta um grande inconveniente que restringe a utilização dos dados provenientes desta fonte. Este inconveniente é a resolução dos dados medidos, tanto espacial como temporal. O satélite orbita ao redor da terra com uma trajetória fixa, tardando entre 10 e 15 dias para passar duas vezes pelo mesmo ponto, portanto, os dados provenientes de satélites são idôneos para estimar o regime médio de ondas em uma área.

Este banco de dados foi utilizado para validar o *downscaling* realizado. A figura 4.16 mostra a aparência do rastreamento do satélite na América do Sul.



Figura 4.16. Rastreamentos de satélite obtidos pelo IH-Cantábria ao longo da costa da América Latina (1992 a 2008).

#### 4.4.4 Resultados de validação

##### 4.4.4.1 Validação a partir das boias

###### **Boia de Tramandaí:**

Foi realizada a comparação quantil-quantil do período de medições da boia com os dados do *downscaling* correspondentes (figura 4.17). Os quantís estão em escala de Gumbel, que proporciona uma maior importância ao extremo superior da distribuição. Os quantís se ajustam muito bem para a bissetriz, o que reflete em um BIAS e SI pequenos. Pode-se concluir que a validação desta série é aceitável.

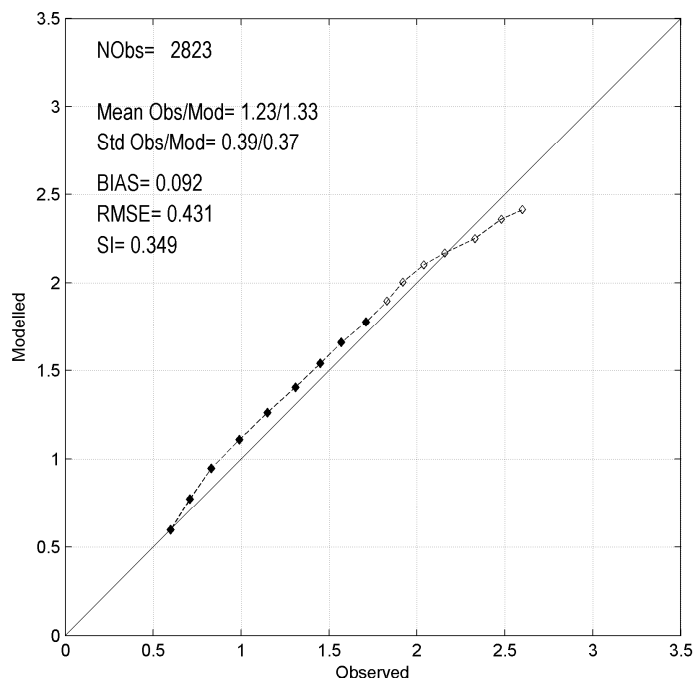


Figura 4.17. Validação em um ponto, correspondente à boia de Tramandaí.

Com relação aos dados publicados por Araujo *et al* (2003), uma vez que não contou com os dados, o procedimento utilizado foi repetir os mesmos resultados publicados pelos autores, para o mesmo período de dados. A figura 4.18 mostra histogramas sazonais de altura significativa para a boia (em azul) e a reanálise (em amarelo). São observadas leves diferenças, por exemplo, na primavera e verão a reanálise superestima um pouco o observado na boia, no entanto, no outono se observa uma leve subestimação. Mesmo assim, visualmente nota-se que as características sazonais médias do clima marítimo observadas na boia são reproduzidas adequadamente na reanálise. Lamentavelmente sem os dados é impossível realizar uma análise mais detalhada.

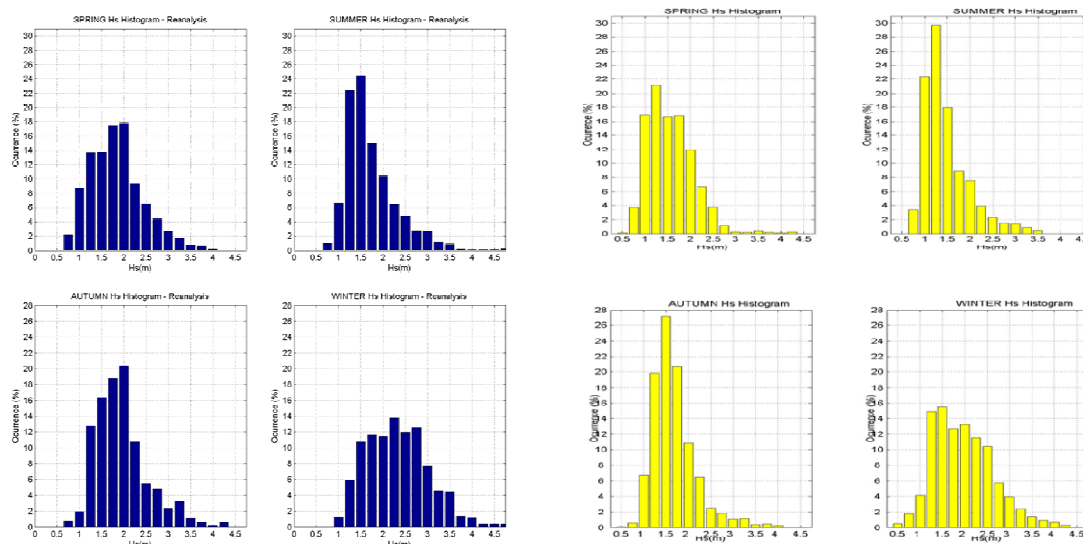


Figura 4.18 - Histogramas sazonais de altura significativa para a boia (em azul, obtidos de Araújo *et al.*, 2003) e a reanálise DOW (em amarelo).

#### 4.4.4.2 Validação a partir de dados de satélite

Os dados de satélite não são medições pontuais, assim não se tem dados ao longo de um caminho ou traço que segue o satélite, sendo que a validação requer certo procedimento específico. Este procedimento é descrito a seguir:

1. Determinação da densidade dos dados de satélite nas malhas do *downscaling*. Para determinar esta densidade foram utilizados enquadramentos de 5 km por lado. A título de exemplo, na figura 4.19, são mostrados os gráficos de densidade de uma malha ao norte (malha 1) e outra ao sul (malha 10). Nestes gráficos observam-se a linha costeira e dois enquadramentos com os valores de densidade representados em colorido.
2. Para cada enquadramento, onde haja mais de 500 medições de satélite (cor vermelha no gráfico), foi realizada a validação. A validação consistiu na realização do *scatterplot* e na determinação das respectivas estatísticas, tal como explicado previamente. A figura 4.20 mostra dois dos *scatterplots* obtidos, o primeiro deles (esquerda) corresponde a um ponto na malha (2.69° N, 49.34° W) a uma profundidade de 31m. O segundo corresponde a

um ponto na malha 17 (35.29° S, 54.13° W) a uma profundidade de 23m. Em ambos os casos é observado um bom ajuste entre a simulação e os resultados.

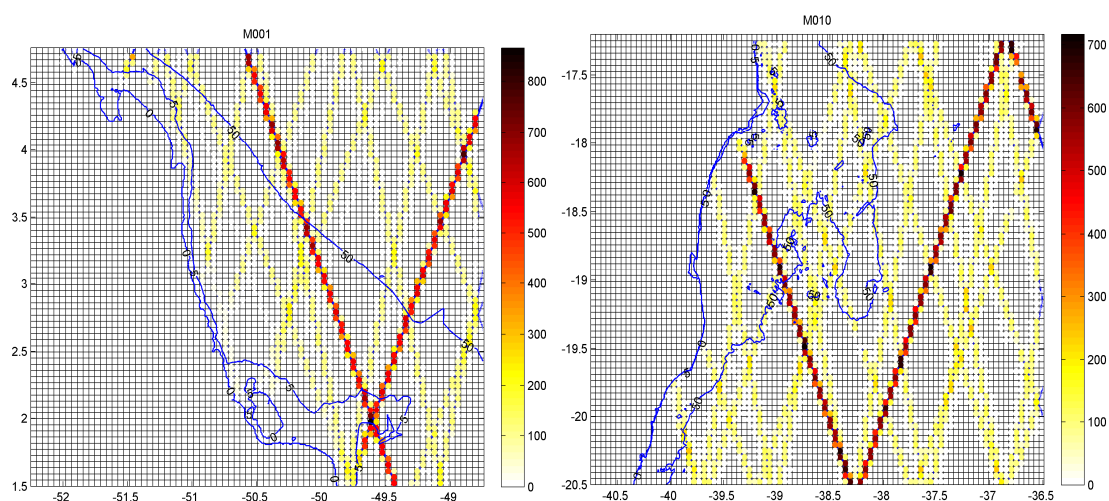


Figura 4.19. Gráficos de densidade de uma malha ao norte (acima) e outra ao sul (abaixo) do Brasil.

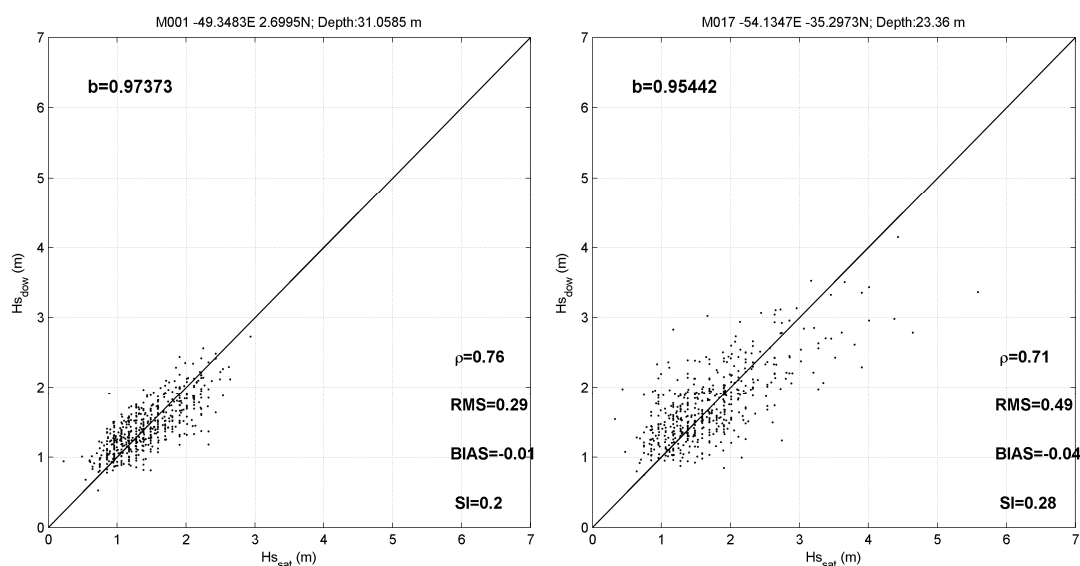


Figura 4.20 - *Scatterplots* obtidos para os pontos (esquerda) na malha 1 (norte) e (direita) na malha 17 (sul).

3. As validações são apresentadas em mapas, onde para cada enquadramento em que foi realizada a validação, são indicados os valores dos parâmetros de validação. Desta forma, é possível ter uma ideia espacial da validação realizada. A figura 4.21 mostra os valores de BIAS, SI e RMS obtidos para toda a costa do Brasil. Como se pode ver, os valores de BIAS indicam que os desvios máximos dos dados simulados são cerca de 30%. O SI, indica que a dispersão é em geral menor que 25% e RMS menores que 0.50 na área sul e menores que 0.20 na área norte. Como um parâmetro adicional da validação foi determinado o coeficiente  $\beta$ . Este parâmetro corresponde à inclinação obtida ao realizar um ajuste linear entre ambos os conjuntos de dados. Portanto, valores de  $\beta=1$  implica que os valores são idênticos,  $\beta < 1$  indicam subestimação e  $\beta > 1$  superestimação.

Na figura 4.21 podem-se observar os mapas obtidos na validação. No geral são observados valores adequados em cada um dos parâmetros, concluindo que o *downscaling* realizado reproduz estatisticamente o clima marítimo na costa do Brasil.

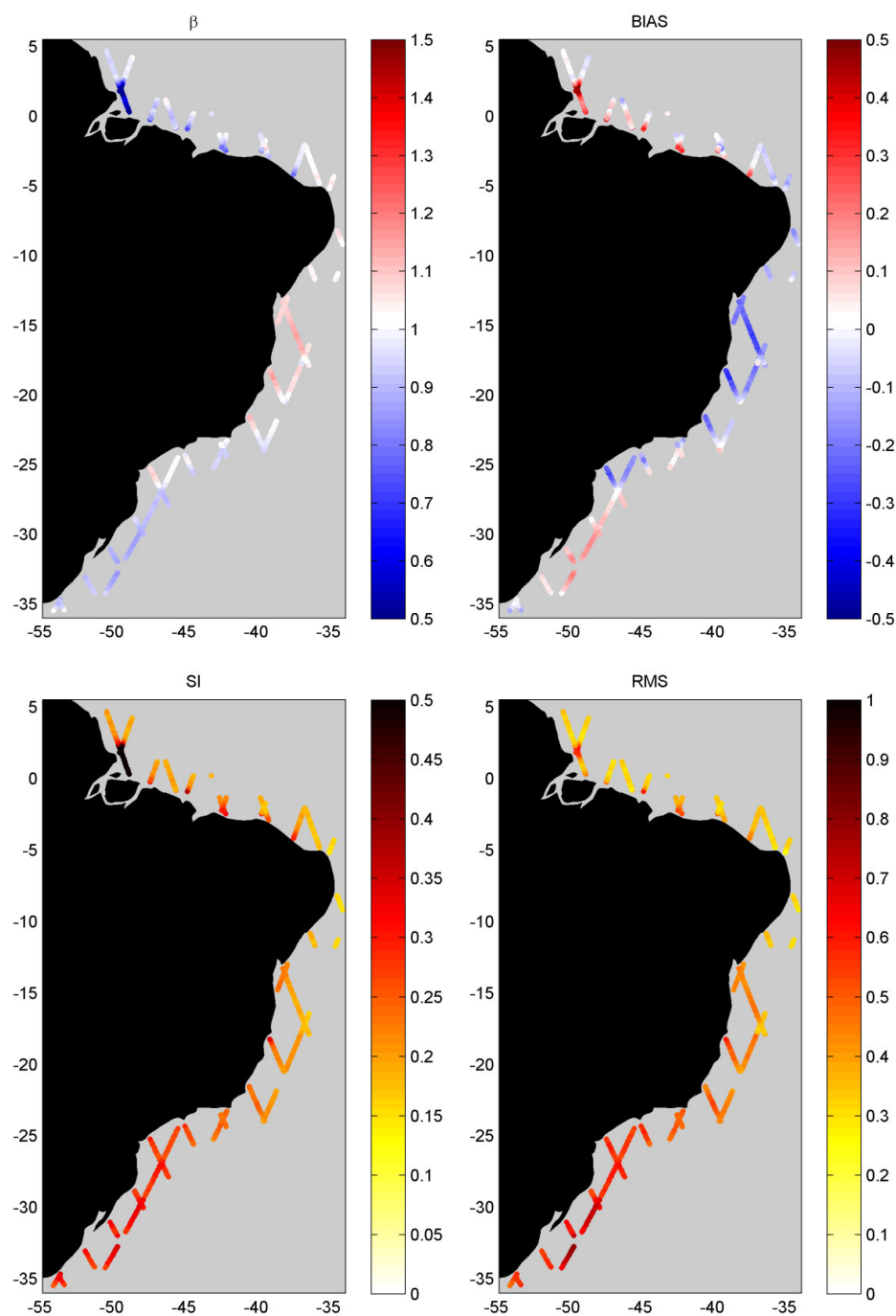


Figura 4.21 - Valores de BIAS, SI e RMS obtidos para toda a costa do Brasil.



## 4.5 Variabilidade espacial e temporal das ondas no Brasil

Com o objetivo de sintetizar toda a informação proporcionada pelas séries de ondas, foram calculados os parâmetros estatísticos capazes de resumir e ressaltar a informação mais significativa presente no banco de dados de ondas do SMC-Brasil. Esta descrição das condições de onda, que mostra a variabilidade espacial, constitui o primeiro passo para realizar um estudo de engenharia costeira ou de gestão de litoral, em qualquer ponto da costa brasileira.

A lista de parâmetros estatísticos calculados em relação as ondas está apresentada a seguir:

- $H_s$  Altura de onda significativa média anual;
- $H_{s12}$  Altura de onda significativa superada 12 horas ao ano;
- $\theta_{FME}$  Direção do fluxo médio de energia das ondas;

$$\theta_{FME} = \text{atan} \left( \frac{\sum_{i=1}^N H_s^2 C_g \sin \theta}{\sum_{i=1}^N H_s^2 C_g \cos \theta} \right) \quad (4.17)$$

$$C_g = \frac{L}{T_p} n \quad (4.18)$$

$$n = 0.5 \frac{1 + 2kh}{\sinh 2kh} \quad (4.19)$$

Sendo:

- $N$  = número de estados de mar;
- $C_g$  = celeridade de grupo;
- $H_s$  = altura significativa de onda;
- $\theta$  = direção de onda;
- $L$  = comprimento de onda;
- $T_m$  = período médio;
- $K$  = número de onda;

- $h$  = profundidade.

#### 4.5.1 Resultados do clima marítimo na costa brasileira

Para uma melhor compreensão dos resultados que serão caracterizados mais adiante, dividimos a área de estudo em dois setores, norte e sul (Figura 4.22).

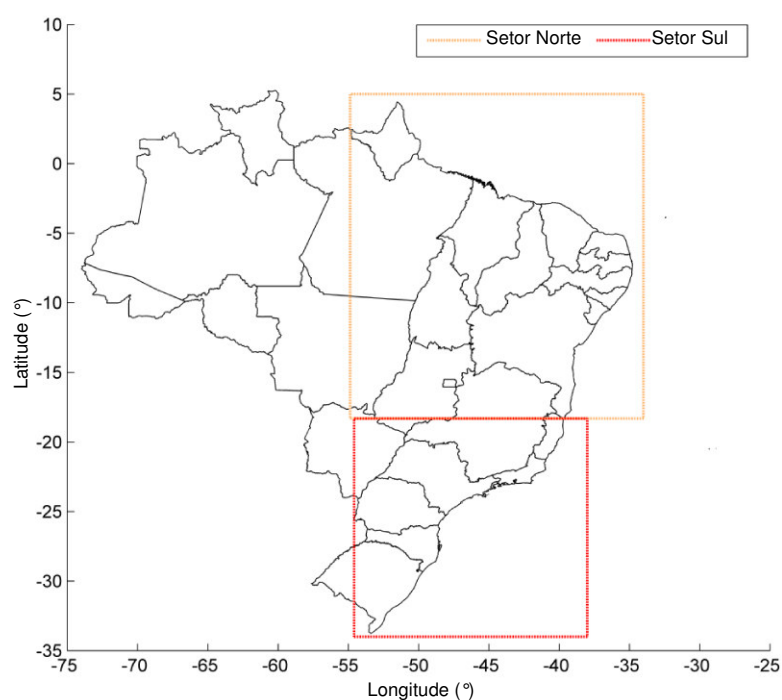


Figura 4.22 – Divisão da costa brasileira em dois setores norte e sul em função de suas características de clima marítimo.

Para visualizar e interpretar facilmente os valores de cada um dos parâmetros estatísticos mencionados anteriormente ao longo da costa brasileira foram criados mapas com os resultados obtidos.

#### 4.5.1.1 Altura significativa média ( $H_s$ )

A altura significativa é definida como o valor médio do terço de ondas maiores de um estado de mar. O mapa mostra o valor médio anual como indicador das condições médias anuais da altura de onda. As maiores alturas médias ocorrem no sul do país, com valores em torno de 2.5 metros. Estes fluxos de ondas estão associados aos ventos intensos das frentes frias sinóticas e à formação de anticiclones subtropicais do Atlântico Sul (Pianca *et al.*, 2010). No setor norte o valor médio é de 1.5 metros devido principalmente à área de convergência intertropical, ou pela passagem de tempestades tropicais. (figura 4.23)

#### 4.5.1.2 Direção do fluxo médio de energia

A figura 4.24 mostra a direção dominante do fluxo médio anual da costa brasileira. Analisando os resultados é possível observar as ondas de sudoeste na costa sul até aproximadamente a latitude 5° S. Nesta área as ondas são regidas pelos impulsos do *swell* gerados por tempestades extratropicais do Atlântico Sul, com maiores alturas de ondas e períodos em relação ao norte da costa brasileira. Este setor, no entanto, recebe fluxos de ondas do L e NE de curto período ou tipo **swell de vento** com alturas de onda que raramente excedem os 2m, gerados principalmente pelos ventos Alísios da Zona de Convergência Intertropical (ITCZ).

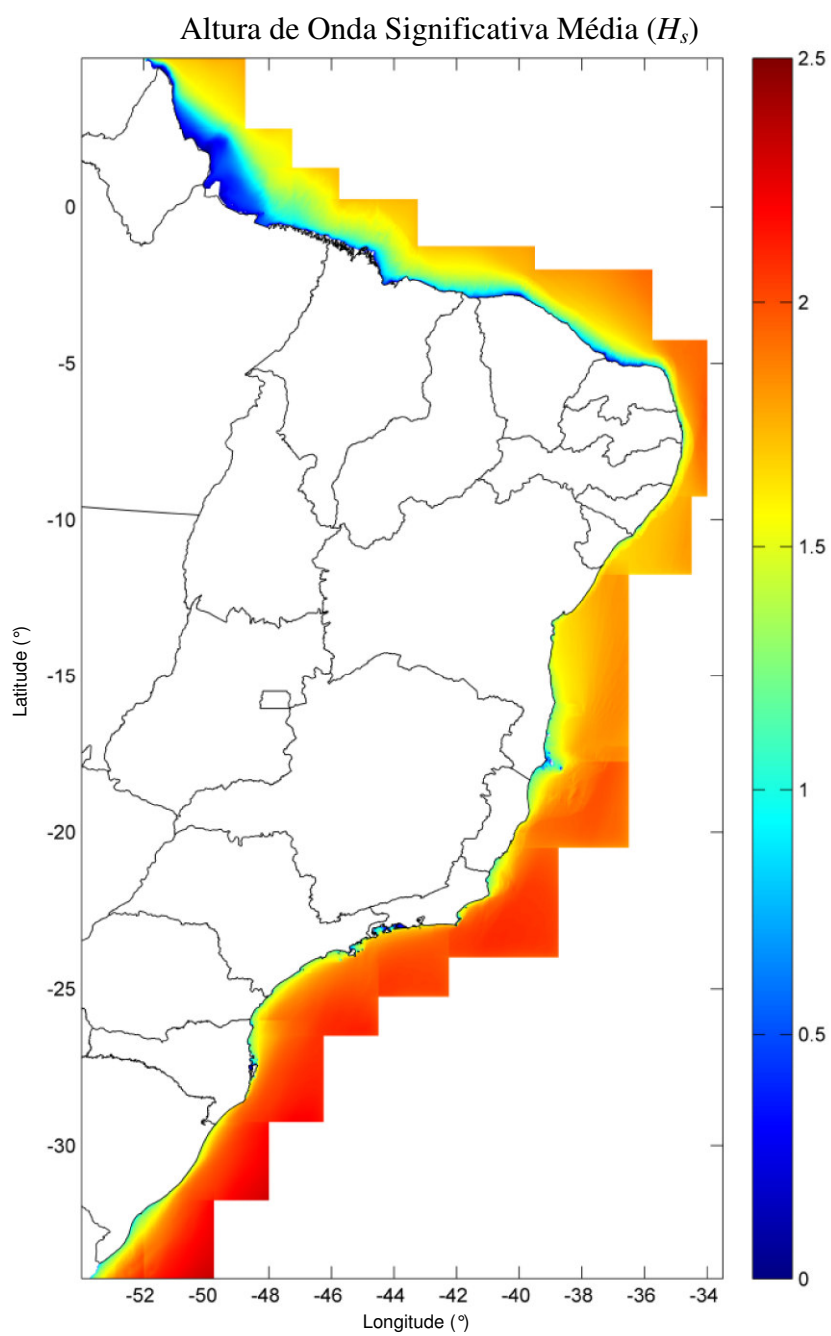


Figura 4.23 - Altura significativa de onda média anual (metros).

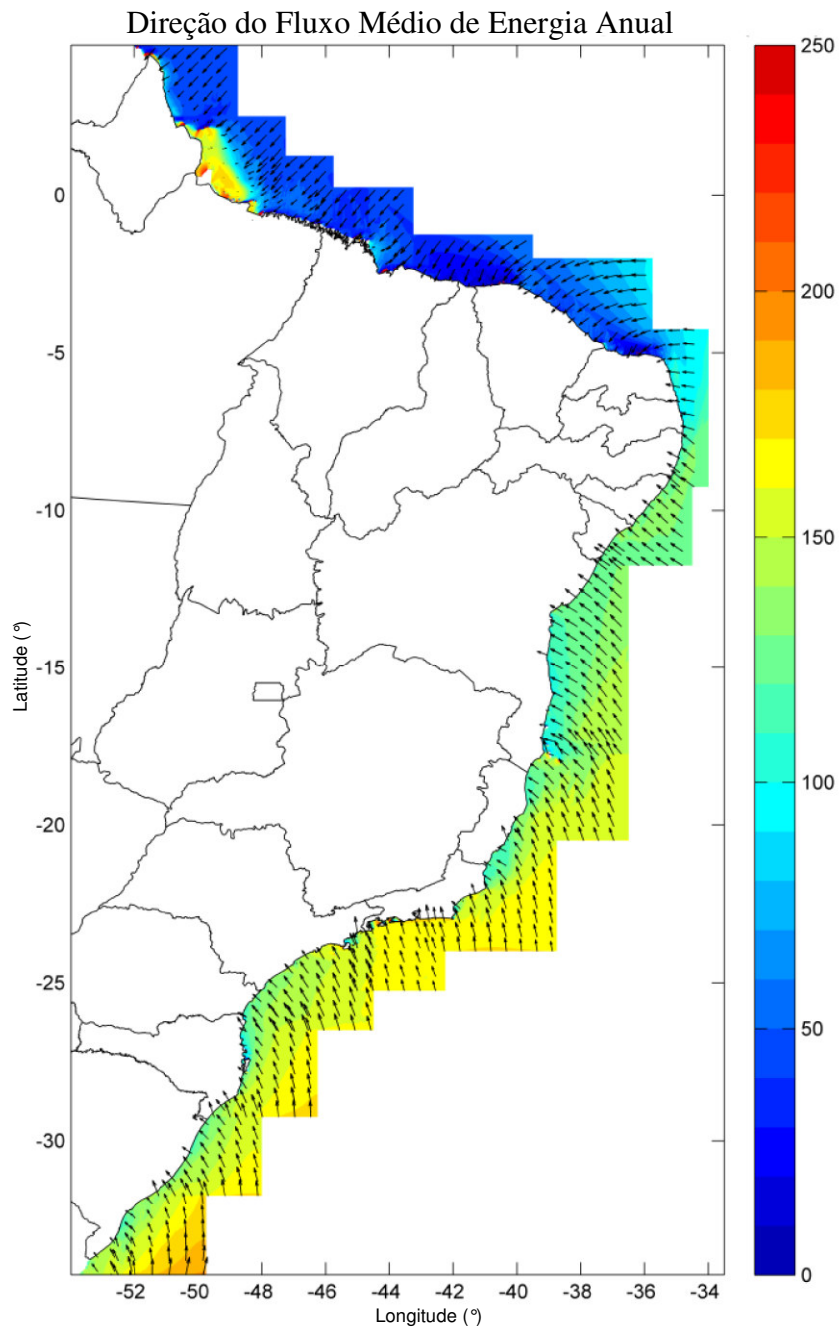


Figura 4.24 – Direção do fluxo médio anual (graus).

### 4.5.1.3 Altura significativa de onda superada 12 h ao ano ( $H_{s12}$ )

A  $H_{s12}$  que poderia estar associada à tempestade anual média, a qual mostra uma variabilidade espacial similar à encontrada nas alturas médias anuais. Os valores máximos encontram-se no setor sul, devido aos fluxos de ondas altamente desenvolvidos, gerados ao SE do Brasil por tempestades extratropicais que viajam até a costa sul e sudeste do Brasil. Esta área é afetada por alturas máximas da ordem de 8 metros em águas profundas. Os valores de  $H_{s12}$  diminuem progressivamente até o norte, encontrando-se com valores de aproximadamente 4 m na costa do Pará (Figura 4.25)

### 4.5.1.4 Variação sazonal da altura significativa

No padrão sazonal da altura significativa de onda na costa brasileira é observada uma maior intensidade das ondas nos meses de verão (janeiro e fevereiro) no setor norte e no restante dos meses no setor sul (abril, maio, junho, julho, agosto, setembro e outubro). Pianca *et al.*, 2010, explica que a variação sazonal da energia de ondas na costa do Brasil está controlada pela passagem de tempestades extratropicais mais intensas no sul e sudeste do Brasil, enquanto que no norte e nordeste as condições mais energéticas ocorrem nos meses de verão como resposta à intensificação dos ventos Alísios do Hemisfério Norte.

Nos meses de dezembro e março os fluxos de ondas apresentam um padrão de transição onde a intensidade é a mesma em toda a costa, com alturas que não superam os 2m (Figura 4.26). A região central do país (estados da Bahia, Sergipe e Alagoas) é caracterizada por ser uma área de abrigo entre as costas norte e sul devido à baixa intensidade das ondas nos meses de domínio do ZCIT (janeiro, fevereiro, março e dezembro).

A variabilidade mensal das ondas foi manifestada ao longo do ano na costa brasileira como resposta aos diferentes padrões atmosféricos dominantes nas costas do país. Devido à limitação na representação de uma escala espacial de tal magnitude não, foi viável a descrição do clima marítimo ponto a ponto neste documento.

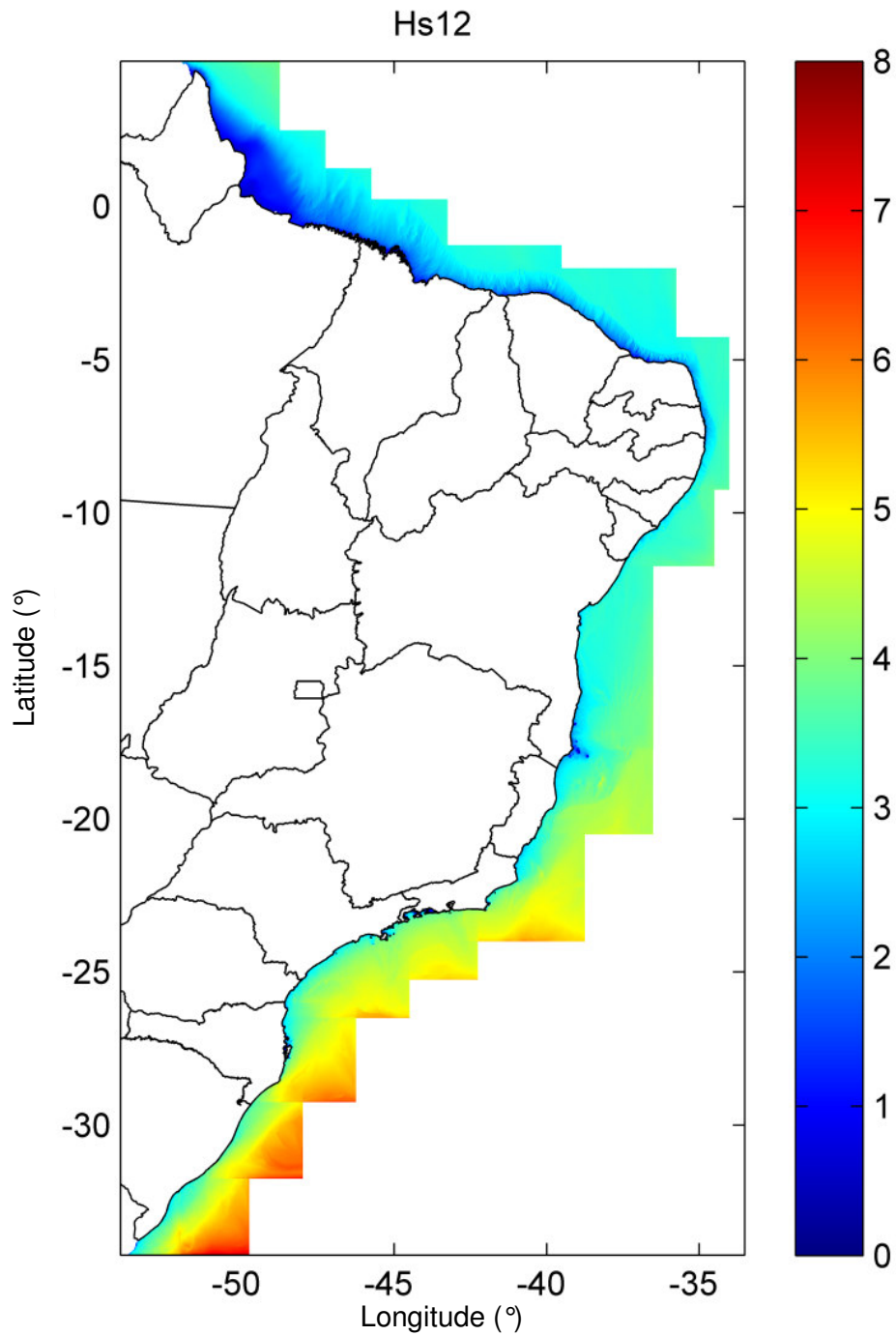


Figura 4.25 Altura significativa de onda superada, em média, 12 horas ao ano (metros).

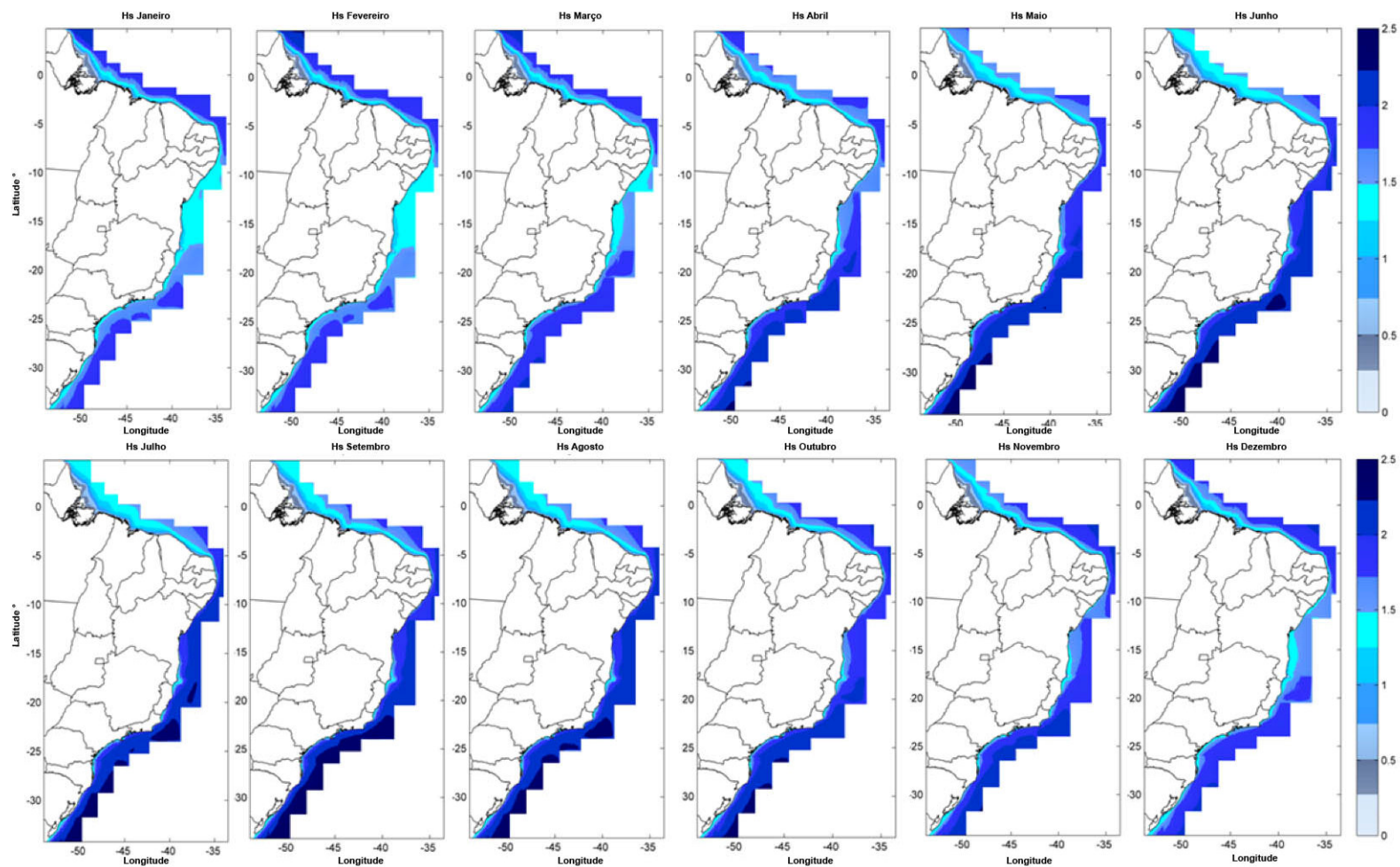


Figura 4.26: Variabilidade sazonal de Hs (m).



#### 4.6 Pontos de ondas DOW incluídos no SMC-Brasil

Na seção anterior foi descrita a variabilidade espacial dos dados obtidos a partir do *downscaling*. Esta informação encontra-se disponível através do SMC-Brasil, em especial através do SMC-Tools, para ser utilizada em estudos da costa brasileira. No entanto, armazenar em cada um dos nós das malhas, as funções de transferência das 1500 simulações (500 em cada um dos 3 níveis de maré) no SMC-Brasil, resulta em uma alta demanda de recursos computacionais e em grande medida proporcionam informação redundante (a informação entre os nós vizinhos é praticamente idêntica).

Por esta razão, no SMC-Tools foi armazenada somente uma seleção de nós. Esta seleção está composta por todos os nós das áreas costeiras até a *cota* -20 m ( $\Delta x=1$  km) e um nó a cada 10 km mais profundo. Com esta seleção de pontos é possível estudar qualquer ponto da costa brasileira. A figura 4.27 mostra um detalhe da costa ao norte do Rio de Janeiro em que se apreciam os pontos nos quais é possível reconstruir as séries de estados de mar.

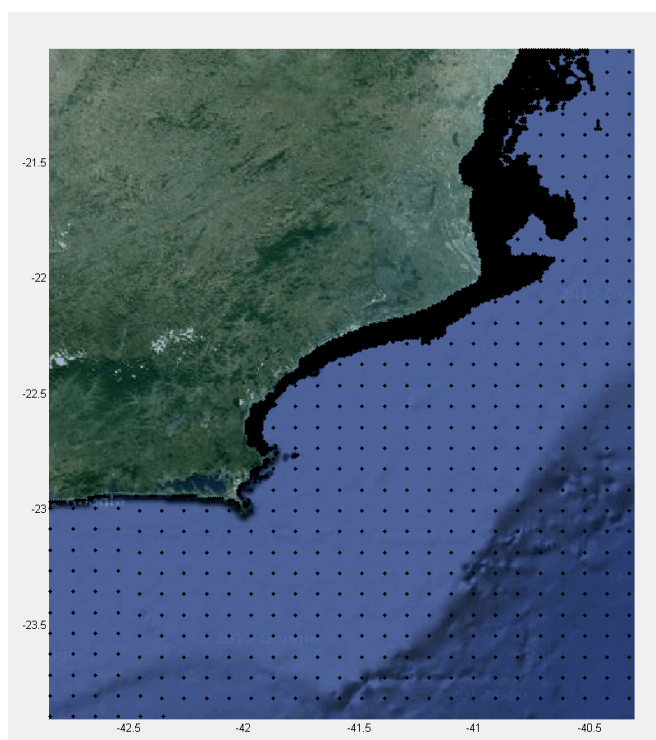


Figura 4.27 – Pontos onde é possível reconstruir as séries dos estados de mar.

A reconstrução das séries é realizada a partir destas 1500 propagações de um ponto selecionado aplicando a metodologia explicada ao longo deste capítulo. Este procedimento é realizado internamente, sendo que o usuário do SMC-Brasil reconstrói a série de um ponto dado de forma direta e sem etapas intermediárias. O tempo necessário para que o SMC-Brasil realize o procedimento varia entre 3 e 10 minutos em função do computador disponível. Mais informações sobre como executar este procedimento estão descritas no manual de SMC-Tools.

## 4.7 Conclusões

O objetivo de realizar um *downscaling* é aproximar o banco de dados GOW à costa utilizando dados batimétricos e vento com maior resolução. O banco de dados GOW foi obtido no projeto C3A financiado pela CEPAL.

A execução do *downscaling* consistiu na realização de uma série de simulações dos casos característicos em malhas de maior resolução, melhorando as batimetrias e ventos locais para criar um conjunto de funções de transferência. Com base nestas funções de transferência é possível reconstruir as séries de ondas em cada um dos nós das malhas nas proximidades da costa.

A definição dos casos característicos foi realizada através da técnica de classificação de desigualdade máxima (MaxDiss) e a posterior reconstrução das séries por meio da técnica de interpolação de funções de base radial (RBF).

As funções de transferência das ondas, que serve para reconstruir as séries dessas em pontos próximos à costa (Pontos DOW) a partir do banco de dados em águas profundas (GOW), encontram-se armazenado no SMC-Brasil e estão disponíveis para serem aplicadas em estudos costeiros ao longo da costa do Brasil.

No SMC-Brasil foram selecionadas uma série de pontos de cada uma das malhas, sendo que em cada um destes pontos é onde as séries de estados de mar podem ser reconstruídas (pontos a cada quilômetro em profundidades menores que -20 m e pontos a cada 10 km a profundidades maiores).

### 4.7.1 Limitações destes resultados

O banco de dados DOW, como explicado ao longo deste capítulo, tem uma série de vantagens com relação ao banco de dados GOW, no entanto, também tem uma série de limitações. Estas limitações requerem que o uso dos dados DOW por si mesmos, para os estudos costeiros, seja realizado com certas restrições.

- Entre as principais limitações do banco de dados DOW pode-se mencionar que as simulações foram realizadas com a batimetria de cartas náuticas, ainda que tenham uma maior resolução que os dados de GEBCO, somente têm um escopo regional e em alguns casos as condições locais da batimetria descrita podem ter mudado.
- Com relação ao modelo, é importante lembrar que o SWAN não resolve corretamente a difração das ondas, devendo-se ter cuidado com o ponto escolhido.
- Os pontos DOW devem ser aplicados como pontos intermediários em um estudo de dinâmica costeira. A propagação final, até a costa, deve ser realizada com um modelo numérico que resolva a refração-difração, como o OLUCA, em malhas com maior resolução (da ordem dos 20 ou 40 m). No entanto, se na área de interesse não existe a difração, os dados DOW podem ser considerados representativos das ondas próximo à costa.

O tamanho das malhas projetadas tornou necessária a inclusão do vento como forçante nas simulações, no entanto, a reanálise disponível de vento não tem uma resolução adequada especialmente na área tropical. Os ventos desta área são responsáveis por certas condições de ondas, sendo que é impossível reproduzi-las sem os dados adequados. Para melhorar a qualidade dos dados de ondas é necessário incluir nas simulações uma reanálise de vento com maior resolução.

#### 4.7.2 Artigos científicos recomendados para o aprofundamento neste tema

Nesta seção está listada uma série de artigos ou documentos de leitura recomendada para a compreensão dos conceitos explicados neste capítulo:

- Paula Camus, Fernando J. Mendez, Raul Medina, Antonio Tomas, Cristina Izaguirre, **High resolution *DOWNSCALED OCEAN WAVES (DOW)* reanalysis in coastal areas**, Coastal Engineering, Volume 72, February 2013, Pages 56-68, ISSN 0378-3839, 10.1016/j.coastaleng.2012.09.002.
- Paula Camus, Fernando J. Mendez, Raul Medina, **A hybrid efficient method to downscale wave climate to coastal areas**, Coastal Engineering, Volume 58, Issue 9, September 2011, Pages 851-862, ISSN 0378-3839, 10.1016/j.coastaleng.2011.05.007.

Estes artigos encontram-se no Anexo IV deste documento.

## **CAPÍTULO 5**



# **PROPAGAÇÃO DAS ONDAS ATÉ A COSTA**

## 5. PROPAGAÇÃO DAS ONDAS ATÉ A COSTA

### 5.1 Introdução

Até este ponto foi explicada a parte da metodologia utilizada para gerar o banco de dados de ondas (GOW) e as funções de transferência (DOW) que estão disponíveis no SMC-Brasil. Este banco de dados permite conhecer o clima marítimo próximo à costa em qualquer ponto da costa brasileira. Para aproveitar este banco de dados no desenvolvimento de projetos é necessário poder transferir a informação deste, a um ponto qualquer próximo à linha de costa.

Este capítulo descreve a metodologia a ser seguida para realizar este último procedimento. Este processo é similar à utilizada no *downscaling* e descrita no capítulo 4 deste documento, embora haja diferenças importantes, destacando: o modelo numérico de propagação de ondas, as características das malhas de propagação, os níveis de maré a considerar, entre outras.

A metodologia aqui descrita está incorporada ao SMC-Brasil, sendo que todo o procedimento demonstrado, foi realizado de forma simples e direta através do software para a execução de um estudo na costa.

### 5.2 Bancos de dados disponíveis

#### 5.2.1 Batimetrias

Neste nível de aproximação à costa é necessário contar com batimetrias de alta resolução, de tal forma que a zona intermaré, bancos, estruturas feitas pelo homem sejam perfeitamente reconhecíveis. Este tipo de batimetria é obtida através de campanhas de campo. Na maioria das vezes é necessário editá-las para detalhar as estruturas naturais e artificiais que não têm o detalhamento suficiente. O SMC-Brasil conta com um módulo de recomposição do terreno projetado para ajudar nestas tarefas.

#### 5.2.2 *Downscaling* de ondas

As funções de transferências geradas no *downscaling* e explicadas nos capítulos anteriores permitem obter séries de estados de mar de longa duração (60 anos com frequência horária) em pontos próximos à costa.

As séries de estados de mar são as condições de contorno para a propagação das séries até os pontos localizados na costa.

## 5.3 Metodologia

### 5.3.1 Introdução

Nesta seção é descrita a metodologia empregada para propagar as séries de estados de mar DOW até um ponto na costa. Esta metodologia corresponde somente ao último passo da metodologia geral de propagação de ondas descrita neste documento.

A metodologia para transferir os pontos DOW para pontos na costa é composta por três passos equivalentes aos realizados na elaboração do *downscaling* (capítulo 4). No primeiro passo, é feita uma seleção de casos a serem propagados, no segundo são propagados os casos selecionados e no terceiro é reconstruída a série em um ou vários pontos da praia, denominados pontos objetivos. O diagrama que resume esta metodologia está na figura 5.1.

Obter a série de ondas em pontos objetivos ao longo da linha de costa permite avaliar a direção da energia de onda, transporte de sedimentos e uma série de resultados adicionais que são necessários para entender o funcionamento de uma praia.

Este procedimento deve ser realizado pelo usuário para cada projeto. O SMC-Brasil tem incorporadas as ferramentas necessárias para realizar este procedimento da forma mais automática possível, no entanto, é importante que o usuário conheça e entenda qual é o procedimento seguido.

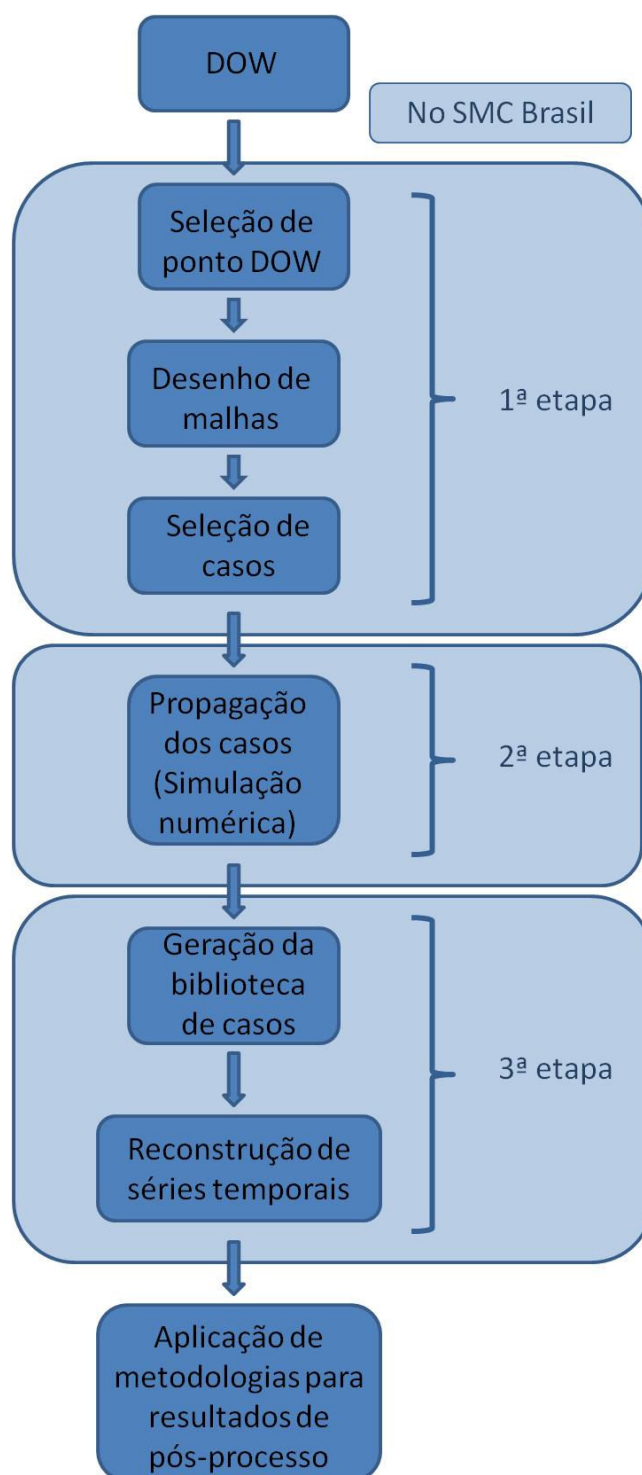


Fig. 5.1 - Metodologia para a propagação das ondas até a costa.



## **5.3.2 Primeiro Passo: Pré-processo**

### **5.3.2.1. Malhas de propagação de ondas**

Nesta parte final do procedimento é utilizado o modelo OLUCA SP (ver manual de referência OLUCA SP) incorporado no SMC-Brasil para realizar as simulações. Este modelo possui vantagens importantes, neste nível de propagação, sobre o SWAN utilizado previamente para os pontos DOW. No entanto, tem certas limitações no tipo de ondas que pode propagar, principalmente em relação à direção das ondas (uma vez que este modelo soluciona uma aproximação parabólica da equação da inclinação suave). Por esta razão, para propagar todos os estados de mar contidos na série DOW escolhida, várias malhas devem ser projetadas com orientações adequadas para propagar os estados de mar da área. Para isto é necessário conhecer a variabilidade direcional das ondas na área.

Em geral, dependendo das características da praia e da série DOW são necessárias entre 2 ou 3 malhas de OLUCA com distintas orientações. A figura 5.2 mostra alguns exemplos de malhas para propagar uma série DOW.

### **5.3.3 Segundo passo: Simulação numérica**

A série reconstruída DOW tem aproximadamente 500.000 estados de mar, sendo que é impossível propagá-los um a um, por esta razão, como na seção anterior da metodologia geral (explicada no capítulo 4) foi aplicada a técnica de classificação MaxDiss para selecionar um número de estados de mar característicos a propagar, que por sua vez depende do grau de precisão desejado nas séries a serem reconstruídas. Quanto maior é o número de simulações realizadas, melhor será a qualidade das séries reconstruídas e maior também será o tempo de espera para obter uma série final. Como recomendação geral, é considerado que um número mínimo de 100 casos de ondas selecionados por nível de maré seja suficiente para obter um resultado satisfatório.

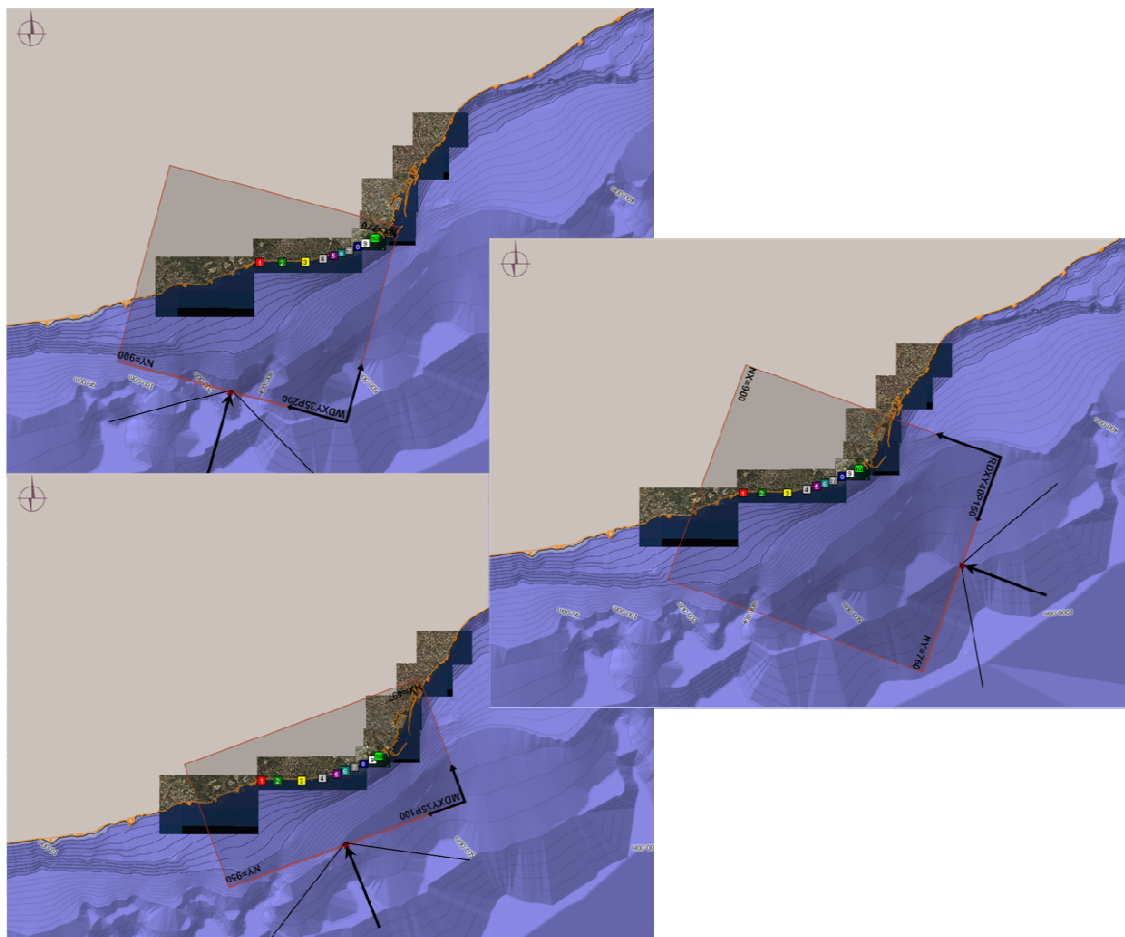


Figura 5.2. Exemplos das malhas de propagação de ondas com o modelo OLUCA. Para cada malha as linhas em preto indicam o intervalo de direções das ondas que podem ser propagadas.

### 5.3.3.1 Modelo Numérico

Para realizar a propagação de cada estado de mar escolhido até a costa é utilizado o modelo numérico OLUCA. Esse é um modelo de propagação de ondas parabólico, que resolve adequadamente todos os processos que as ondas são submetidas ao aproximar-se da costa: refração, difração, empinamento e rebentação de ondas. O único processo que não é resolvido, devido ao método em que as equações são resolvidas, é a reflexão uma vez que seu uso não é adequado para estudar os locais onde este fenômeno é importante (por exemplo,

docas de portos). Uma descrição detalhada do modelo pode ser encontrada nos Manuais de Referência do OLUCA MC e SP.

Entre as vantagens deste modelo, incorporado ao SMC-Brasil, destaca-se a capacidade de acolher malhas e sua eficiência na propagação de estados de mar.

### 5.3.3.2 Níveis de maré

Como vimos a propagação das ondas em áreas de baixa profundidade, é afetada pela profundidade e pelas características do fundo. Por esta razão, em áreas muito próximas à costa é necessário considerar os distintos níveis de maré, principalmente quando a faixa de maré é maior que 1 m.

O SMC-Brasil incorpora esta variabilidade na transferência das ondas até a costa, propagando os estados de mar em três diferentes níveis de maré: Maré alta, Nível médio e Maré baixa (figura 5.3).

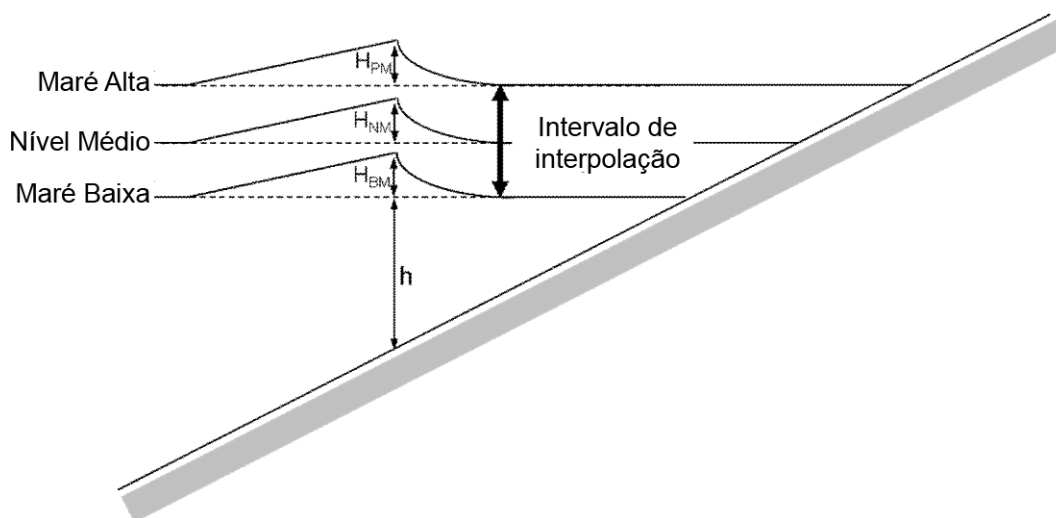


Figura 5.3. O diagrama indica os níveis de maré nos quais são realizadas as propagações de ondas e o intervalo em que é validada a interpolação.

Desta forma, é obtida uma série de estados de mar por cada nível de mar propagado. Finalmente, é realizada uma interpolação linear para obter o estado de mar em nível real de propagação.

É claro que este procedimento implica em triplicar o número de casos a serem propagados e, portanto, o tempo de execução. É possível realizar simplificações e propagar os estados de mar somente dos níveis de maré ou mesmo em apenas um nível de maré. Estas simplificações são adequadas em praias de micro marés, porém em praias de meso e macro marés é necessário propagar 2 ou 3 níveis.

### **5.3.4 Terceiro passo: Pós-processo**

#### **5.3.4.1 Biblioteca de casos**

Como resultado das simulações obtém-se uma biblioteca de casos semelhante à obtida na etapa dois deste procedimento. No entanto, devido à distinta orientação das malhas, somente podem ser reconstruídas as séries de estados de mar na área comum a todas as malhas.

A figura 5.4 mostra um exemplo de propagação até a costa utilizando três malhas (enquadramentos preto, vermelho e amarelo) adequadas para distintas orientações de ondas (setas com o mesmo código de cores que as malhas). Neste exemplo, a área comum às três malhas foi indicada (polígono em verde). Somente neste espaço é possível reconstruir séries temporais, sendo que é necessário ser extremamente cuidadoso no projeto das malhas de propagação.

#### **5.3.4.2 Reconstrução de séries temporais**

A reconstrução das séries de resultados é realizada através de interpolação RBF (Anexo III). Esta reconstrução pode ser realizada em um ou vários pontos, ao longo de um perfil. As séries reconstruídas por esta metodologia são adequadas para estudar o comportamento de uma praia, identificar a área de rebentação, o transporte de sedimentos, o fluxo de energia etc.

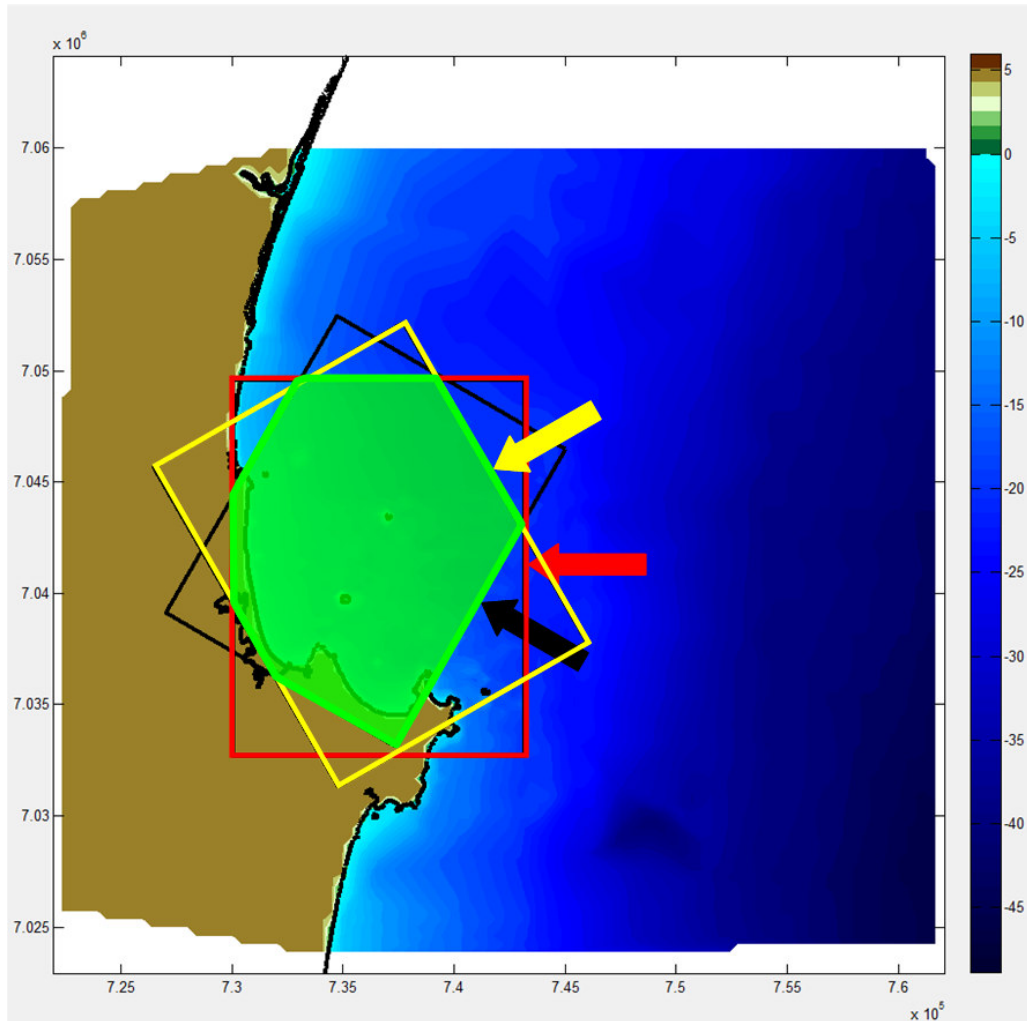


Figura 5.4 – Área de intersecção (polígono verde) resultado da combinação de três malhas com distintas orientações (preta, vermelha e amarela). Somente nesta área é possível reconstruir séries de ondas.

### 5.3.4.3. Análise das séries temporais em pontos de interesse

#### 5.3.4.3.1 Altura e direção das ondas e profundidade na área de quebra

É imprescindível calcular a quebra das ondas, uma vez que seus parâmetros são necessários para o cálculo do transporte litorâneo ao longo da costa. Mesmo assim, são nos pontos de quebra onde se obtém a direção do fluxo médio de energia.

A quebra, para uma onda irregular, não é produzida em um único ponto, mas sim em uma área chamada de rebentação. No entanto, pode-se supor a hipótese de que a quebra de onda seja produzida em um ponto determinado, de modo que as características da onda na quebra ( $H_{brms}$ ,  $h_b$ ,  $\alpha_b$ ), estariam associadas a tal ponto.

A metodologia implementada no SMC-Brasil para determinar as séries de estados de mar na posição de quebra é uma extensão da metodologia utilizada para reconstruir séries temporais em qualquer ponto, sendo explicada previamente. O método consiste em determinar, a partir de uma série de perfis perpendiculares à costa, a posição da quebra para cada um dos casos propagados. A partir destes cálculos é realizada a reconstrução das séries temporais, utilizando a interpolação RBF, nos três níveis de maré. Finalmente é realizada uma interpolação linear entre os níveis de maré.

Existem diversos métodos para tentar definir o ponto de início da quebra para um estado de mar (fluxo de mar irregular). No SMC-Brasil, conta-se com dois critérios implantados: O critério da velocidade máxima horizontal e o critério do percentual de ondas quebradas.

### **Critério de velocidade máxima**

Este critério assume que para as ondas irregulares, a quebra começa a ser relevante onde ocorrem as velocidades máximas da corrente litorânea induzida pelas ondas.

O critério está fundamentado no conceito do tensor de radiação definido por Longuet-Higgins e Stewart (1962). De acordo com este conceito, podem-se considerar os movimentos na passagem de uma onda: o movimento instantâneo das partículas e o movimento líquido ou transporte de massa. Em águas profundas o transporte de massa é pequeno. No entanto, em profundidades reduzidas, onde a onda se propaga ao longo de uma encosta (como é o caso de uma praia), a aceleração da onda diminui e a velocidade instantânea aumenta, o mesmo que a velocidade do transporte de massa.

Quando ocorre a quebra, é produzido um excesso de fluxo de quantidade de movimento, denominado tensor de radiação. É o tensor de radiação o gerador de correntes induzidas pelas ondas em praias. Portanto, em um sistema de correntes litorâneas dominado por forças induzidas pela quebra das ondas, a área de intensidade máxima das correntes está associada aos maiores gradientes de dissipação das ondas.

Por isto, é estabelecido como ponto de quebra das ondas, aquele em que a velocidade da corrente litorânea da área de rebentação é máxima. No entanto, os padrões de correntes podem apresentar correntes de retornos ou serem muito irregulares devido aos efeitos da batimetria, estes efeitos podem interferir erroneamente na posição da área de quebra.

Um inconveniente deste critério é que requer o cálculo a priori das correntes induzidas pelas ondas. O SMC-Brasil conta com o modelo COPLA SP (ver Manual de Referência COPLA MC/SP) para determinar estas correntes.

A figura 5.5 mostra um exemplo de localização da posição de quebra, determinada utilizando o critério de velocidade máxima, para um caso de ondas propagado sobre um perfil determinado (gráfico inferior). O gráfico superior

mostra a evolução da altura da onda (azul) e da velocidade (verde) ao longo do perfil. A posição onde se encontra a velocidade máxima e como consequência da quebra destas ondas, aparece indicada com a marca (\*) nos três gráficos. O gráfico superior indica a altura e no gráfico intermediário a direção encontrada neste ponto do perfil.

### **Critério de percentual de ondas quebradas**

Este critério para determinar o ponto de partida da quebra de onda irregular considera que a onda quebra quando o percentual de ondas quebradas da distribuição estatística  $Q_b$ , atinge um valor limite  $Q_{bCR}$ .

O valor limite considerado é  $Q_{bCR}=10\%$ .

Este critério deve ser aplicado utilizando o modelo de Battjes e Janssen (1978), implementado no OLUCA-SP. Este modelo estabelece que a turbulência devido à quebra seja o principal mecanismo de dissipação de energia da onda, estando este processo associado ao percentual de ondas quebradas em uma determinada profundidade, que, por sua vez, está ligado às propriedades estatísticas do estado de mar em tal ponto.



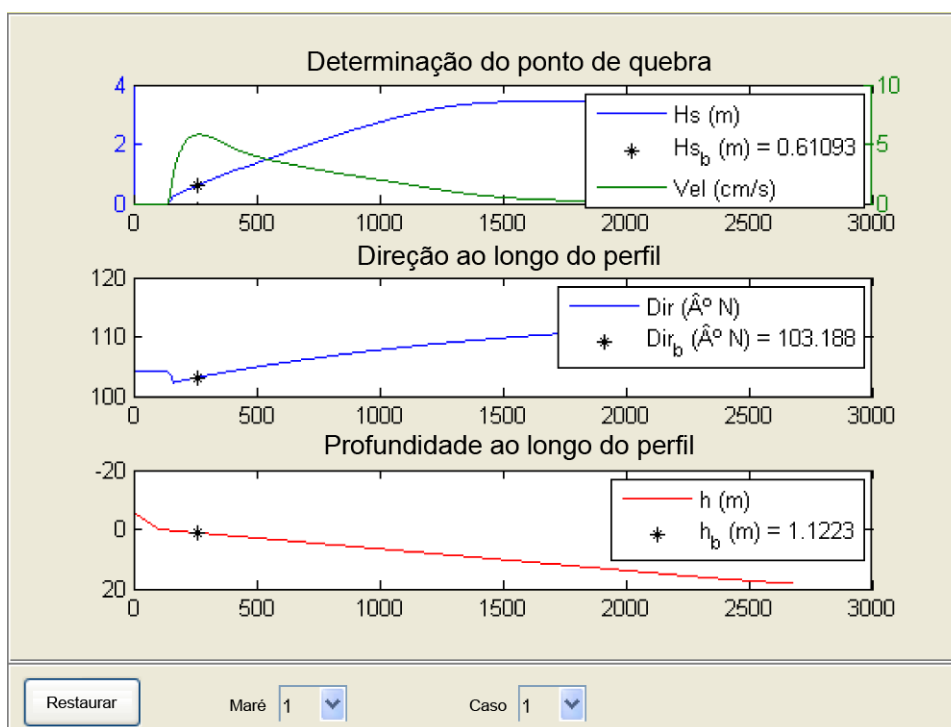


Figura 5.5 – Evolução dentro da área de rebentação em um perfil definido (o asterisco indica o ponto de velocidade máxima e, portanto, o de quebra).

### **Observações sobre a metodologia**

Quando se realizam os cálculos da posição da quebra de ondas, bem como dos parâmetros dos estados de mar, deve-se levar em conta que:

1. A série de estados de mar resultando da aplicação desta metodologia não está associada a um ponto, mas a uma área de quebra sobre um perfil.
2. A série de estados de mar obtida provém da interpolação linear dos resultados obtidos ao determinar a posição da quebra em distintos níveis do mar, como maré alta, maré média e maré baixa. Portanto, a qualidade dos resultados depende do número de níveis utilizados na interpolação. A figura 5.6 mostra um esquema da interpolação

realizada para obter a posição de quebra a partir da propagação em dois níveis (maré alta e baixa). Na parte superior da figura é mostrado um caso em que o perfil é uniforme, enquanto que na parte inferior é mostrado um caso de perfil com bancos. Em ambos os casos foi propagado um estado de mar de tal forma que se tem uma altura de quebra  $H_{b(P)}$  em maré alta e  $H_{b(B)}$  em maré baixa, localizadas a uma profundidade  $h_{b(P)}$  e  $h_{b(B)}$  e distâncias da costa  $X_{b(P)}$  e  $X_{b(B)}$  respectivamente. No primeiro caso, ao interpolar linearmente a localização da quebra ao nível instantâneo  $Z_t$  a partir dos casos em maré alta e baixa, é obtida a posição  $X_{b(Zt1)}$ . No entanto, no segundo caso, com a presença de uma barra a quebra deve ocorrer na posição  $X_{b(Zt2)}$  para o mesmo nível, mas o resultado interpolado é obtido na posição  $X_{b(Zt1)}$ . Por esta razão, em perfis irregulares é necessário propagar em três níveis para interpolar adequadamente a área de rebentação.

#### 5.3.4.3.2 Transporte de sedimentos

##### Métodos de cálculo do transporte longitudinal

O cálculo do transporte sólido longitudinal na costa pode ser obtido a partir de diversos meios: (1) medindo o transporte litorâneo de sedimento no campo; (2) evidências morfológicas da costa; (3) evolução da linha de costa; e (4) cálculo teórico.

Com relação à medição *in situ* do transporte sólido longitudinal, cabe destacar que se trata de um tema bastante complexo devido à variabilidade espacial e temporal do mesmo. Para a realização de medidas *in situ* de transporte de sedimentos podem-se utilizar distintos métodos com maior ou menor confiabilidade. Um método é a integração espacial e temporal mediante marcadores de sedimento fluorescentes distribuídos na praia, método bastante complexo e que, segundo Kraus et al. (1982), pode chegar a apresentar erros de até 400% no transporte. O problema dos métodos para as medições *in situ* é que normalmente medem somente o transporte em suspensão, sem incluir o transporte pelo fundo, dando resultados que subestimam o transporte litorâneo total. No geral não é simples realizar medições confiáveis desse transporte no

campo, o que limitou a disponibilidade de medições para a validação das formulações teóricas atuais. Por esta razão, as validações tiveram que ser feitas com dados medidos em laboratório, os quais envolvem efeitos de escala que afetam os resultados.

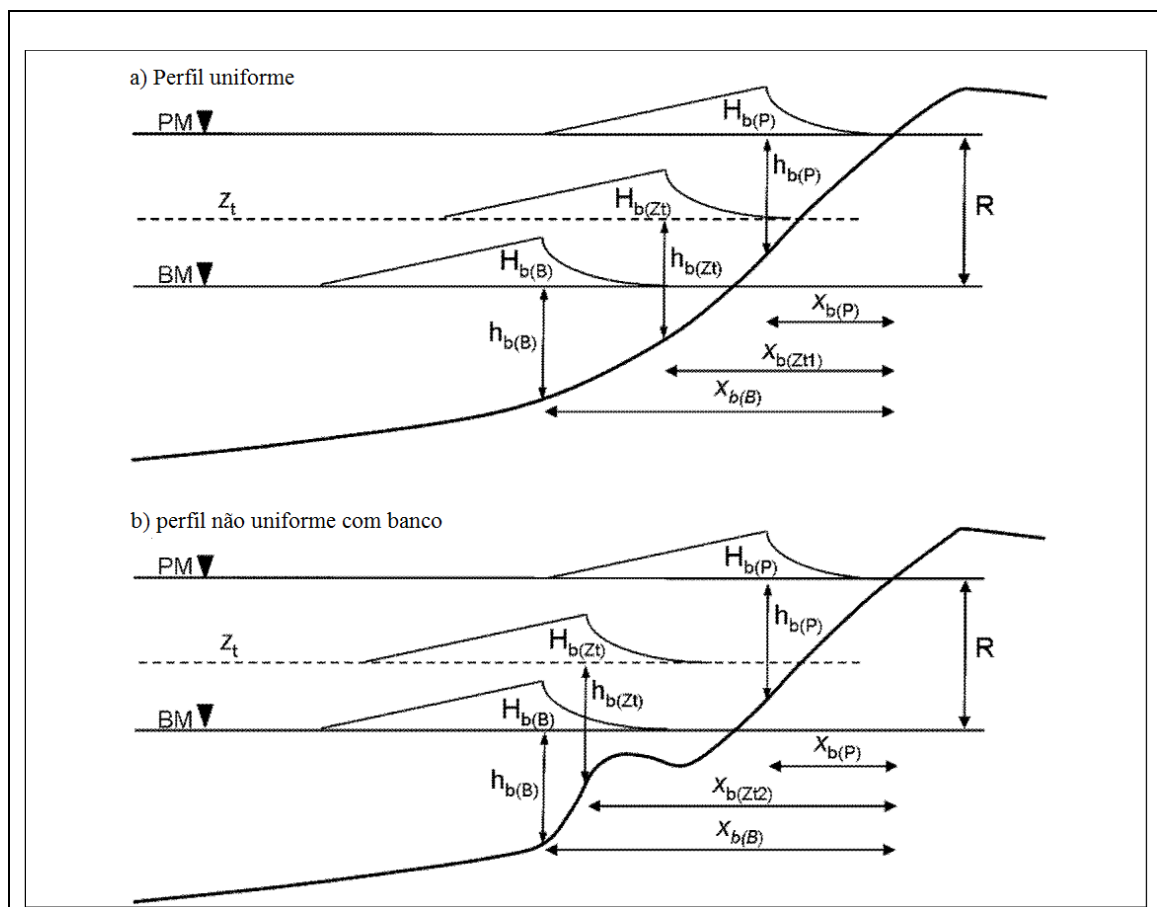


Figura 5.6. Esquema da metodologia para determinar a posição da quebra de um estado de mar a partir da propagação em dois níveis, Maré Alta (PM) e Maré Baixa (PM). Na parte superior é mostrado um perfil uniforme, em que a interpolação no nível instantâneo  $Z_t$  indica que a quebra ocorre na posição  $X_{b(Zt)}$ , o qual é um resultado adequado. No entanto, no perfil não uniforme a interpolação indicar a mesma posição de quebra, sendo que ao existir um banco, este ocorre em uma posição anterior  $X_{b(Zt)}$ , sendo assim, o resultado desta interpolação não é adequado.

Outra forma de obter o transporte litorâneo é mediante evidências morfológicas da costa. A construção de estruturas no litoral, como diques de

portos, quebra-marés etc., normalmente gera um acúmulo de sedimento costa acima, cujo volume pode ser obtido através da subtração de campanhas batimétricas realizadas em diferentes momentos no tempo. Estes métodos são bastante confiáveis, uma vez que integram eventos que ocorrem em diferentes escalas de tempo, proporcionando assim uma taxa média de transporte sólido. Entre as limitações mais importantes destes métodos está a dificuldade de realizar campanhas de campo com a frequência adequada para fazer uma estimativa das medições.

Outro método do cálculo litorâneo é a partir da evolução da linha de costa, a qual pode ser obtida a partir da restituição de fotos aéreas. A vantagem deste método é que permite obter informações valiosas de épocas históricas, das quais não se conta com batimetrias e nem medições; claro, que estão sujeitas à suposição de um perfil de praia que prograda ou retrai com a linha de costa. Este método é muito bom para as praias com estados morfodinâmicos extremos, perfil refletivo ou dissipativo, nas quais não há variações importantes no transporte transversal ao longo de um trecho específico de costa, reduzindo assim o erro cometido por não contar com a batimetria submersa.

Finalmente, estão as formulações teóricas do transporte sólido potencial, as quais dão resultados muito bons quando combinadas com algum dos métodos anteriores que permitam calibrá-las e/ou validá-las. Estes tipos de formulações foram propostas por seus autores a partir de uma série de validações em casos muito específicos em campo e laboratório, sendo muito perigoso em alguns casos estendê-las a outros locais ou condições distintas às de sua calibração.

Existem diversas formulações para o cálculo do transporte litorâneo de sedimentos. No SMC-Brasil foram incorporadas três formulações: CERC (1984), Kamphius (1991) e Bayram et al., (2007).

#### Formulações de transporte sólido litorâneo

##### ***Formulação do CERC (1984)***

A fórmula do CERC relaciona a taxa de transporte de sedimento ao longo da praia, como o **peso imerso**,  $I$ , com o fluxo de energia de ondas por unidade de longitude da costa,  $P_l$ , como:

$$I = KP_L \quad (4.21)$$

sendo  $K$  um coeficiente empírico de proporcionalidade, e;

$$P_l = (EC_g \sin \theta \cos \theta)_b \quad (4.22)$$

onde o sub-índice  $b$  se refere à quebra. A densidade de energia,  $E$ , e a celeridade de grupo,  $C_g$ , no ponto de quebra se aproximam a partir da teoria linear de ondas, como:

$$E = \frac{1}{8} \rho_w g H_b^2$$

$$C_g = (gh_b)^{1/2} \cong \left( \frac{gH_b}{\gamma_b} \right)^{1/2} \quad (4.23)$$

onde:

$\rho_w$  = densidade da água;

$g$  = aceleração da gravidade;

$H_b$ ,  $\theta_b$  e  $h_b$  = altura de onda, ângulo das frentes das ondas com relação à orientação da linha de costa e a profundidade em quebra.

$$\gamma_b = H_b / h_b \quad (4.24)$$

assim, a equação (4.21) fica:

$$I = \frac{K}{16\sqrt{\gamma_b}} \rho_w g^{3/2} H_b^{5/2} \sin(2\theta_b) \quad (4.25)$$

Por outro lado, o peso imerso de sedimento transportado é:

$$I = (\rho_s - \rho_w) g a' q_p \quad (4.26)$$

sendo  $\rho_s$  a densidade do material que forma o sedimento,  $a' = (1-p)$ , onde  $p$  é a porosidade e  $q_p$  o fluxo do transporte sólido. Relacionando as equações 4.25 e 4.26 chega-se a:

$$q_p = \frac{K \rho_w g^{1/2}}{16(\rho_s - \rho_w)(1-p)\sqrt{\gamma_b}} H_b^{5/2} \text{sen}(2\theta_b) \quad (4.27)$$

Observe que  $q_p$  depende diretamente da altura da onda elevada à potência 5/2 e do seno de duas vezes o ângulo, o que significa que o transporte tem um máximo para  $\theta_b = 45^\circ$  e diminui para ângulos maiores ou menores que este.

As primeiras calibrações da fórmula do CERC (1966) foram realizadas baseadas em 9 dados de campo e 150 testes de laboratório, onde foi proposto um valor  $K=0.42$  utilizando a altura de onda com a média quadrática ( $H_{brms}$ ). Komar e Inman (1970) incluíram outras 14 praias, sendo as 9 iniciais e excluíram os dados de laboratório, obtendo  $K=0.77$  com  $H_{brms}$ , que é o valor recomendado pelo Shore Protection Manual (SPM) (1977, 1984), ou  $K=0.39$  com altura da onda significativa ( $H_{bs}$ ). No ano de 1977 o CERC realizou uma revisão do coeficiente K incluindo 33 dados de sedimentos de praia obtidos em 9 projetos de pesquisa independentes. O valor de K obtido a partir destes estudos mostra uma variação em um intervalo de 0.2 a 1.6, propondo como valor médio  $K=0.78$ .

Kraus *et al.* (1982) recomenda, a partir da inclusão de outras praias, um valor médio de  $K=0.58$ .

Observe que a formulação (4.27) do CERC não leva em conta o tamanho médio do grão; para esta expressão é igual o transporte de um sedimento com  $D_{50} = 0.2$  mm ao de um com  $D_{50} = 2$  mm, não sendo verídico. Isso ocorre pois, em sua grande maioria, as propostas anteriores do coeficiente K foram obtidas baseando-se em sedimentos finos, com  $D_{50} < 0.6$  mm (Schonees *et al.*, 1993).

Por isso, autores como Valle, *et al* (1993) propõem uma dependência exponencial do coeficiente K com relação ao  $D_{50}$ , ver a figura 5.6, com a relação:

$$K = 1.4e^{-2.5D_{50}} \quad (4.28)$$

expressão utilizada hoje em dia no CEM (revisão do Shore Protection Manual) para a determinação do coeficiente K (capítulo III.2.3).

Mil-Homens *et al.*, (2013) utilizaram um banco de dados mais amplo, com 247 pontos de amostragem (Tabela 5.1), e analisaram as tendências com relação a um elevado número de parâmetros e descobriram que o melhor ajuste é obtido através da função polinomial.

$$K = \left[ 2232.7 \left( \frac{H_b}{L_0} \right)^{1.45} + 4.505 \right]^{-1} \quad (4.29)$$

que é função da altura da quebra  $H_b$  e do comprimento de onda em águas profundas  $L_0$ . No entanto, ao comparar as formulações 4.28 e 4.29, com o banco de dados, os autores não encontraram uma melhoria importante nos resultados (RMSE de 0.414 e 0.413 respectivamente) e uma alta dispersão nos resultados.

Tabela 5.1. Composição do banco de dados utilizado por Mil-Homens *et al* (2013), nos experimentos de determinação dos parâmetros de ajuste nas formulações do transporte de sedimentos.

Localização/Publicação	Tipo de dados	H <sub>s<sub>b</sub></sub> (m)	–	T <sub>p</sub> (s)	D <sub>50</sub> (mm)	Nº pontos
Localizações diversas/ Schoonees e Theron (1993)	Campo	0.2 3.4	–	5.0 – 12.0	0.18 – 1.0	123
LSTF*, Vicksburg EUA/ Smith et al., (2003)	Lab.	0.2 0.3	–	1.5 – 3.0	0.15	4
Duck, Carolina do Norte / Miller (1999)	Campo	1.7 4.3	–	6.0 – 13.0	0.17	10
Kumar et al., (2003)/ Karwar, Índia	Campo	0.5 1.2	–	5.0 – 18.0	0.18 – 0.2	81

Wang et al., (1998)		0.2	–	3.0 – 10.5	0.2 – 2.25	
/Costa leste e do golfo, EUA	Campo	1.1				29
<b>Total</b>						<b>247</b>

\* Facilidade do transporte de sedimentos em grande escala

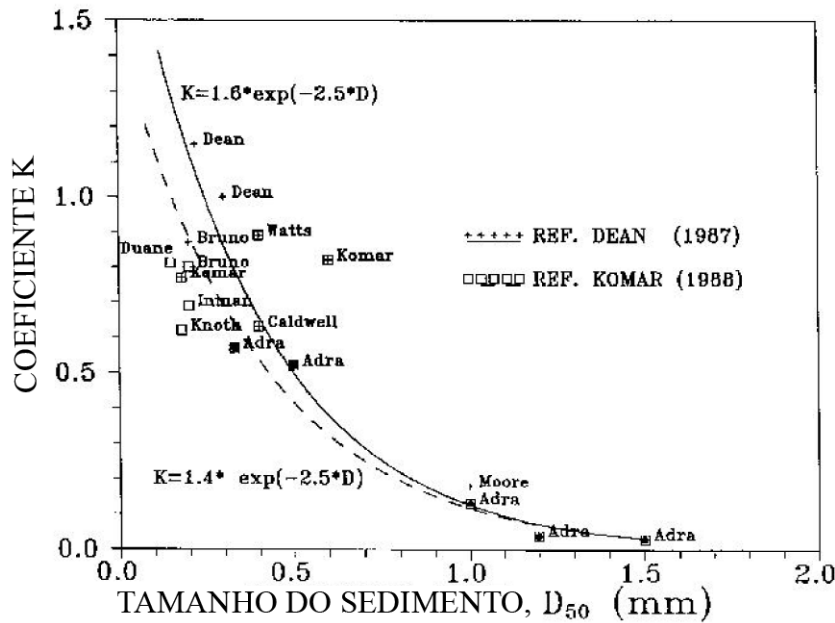


Figura 5.6 – Resultados obtidos por Valle, Medina e Losada (1994), coeficiente K dependente do D<sub>50</sub>.

**Formulação de Kamphuis (1991)**

A formulação de Kamphuis (1991) foi obtida a partir de um extenso banco de dados de laboratório de pequena escala (tabela 5.2). Realizando uma análise dimensional e uma série de suposições do autor, obteve-se a seguinte equação:

$$\left(\frac{l_m}{\rho H_b^3 / T}\right) = k \left(\frac{H_b}{L_0}\right)^p m_b^q \left(\frac{H_b}{D_{50}}\right)^r \sin^s(2\theta_b) \tag{4.30}$$



onde  $l_m$  é a **massa imersa de sedimento** transportado ao longo da costa, expressa em  $kg/s$ .  $l_m$  está relacionada com a taxa de transporte  $Q$  (em  $m^3/s$ ) através de:

$$q_l = \frac{l_m}{(\rho_s - \rho)(1 - p)}, \quad (4.31)$$

onde  $m_b = h_b/\lambda_b$  é a pente da praia ( $\lambda_b$  é a distância a partir da costa até o ponto de quebra),  $p$ ,  $q$ ,  $r$  e  $s$  são coeficientes que foram obtidos de maneira empírica e  $k^*$  é um coeficiente de calibração.

Para as ondas irregulares e considerando os parâmetros de ondas na posição de quebra, tem-se que:

$$\frac{l_m}{\left(\frac{\rho H_s^3}{T_p}\right)} = 1.3 \times 10^3 \left(\frac{H_s}{L_0}\right)^{-1.25} m_b^{0.75} \left(\frac{H_s}{D_{50}}\right)^{0.25} \sin^{0.6}(2\theta_b). \quad (4.32)$$

Considerando  $L_0 = gT_p^2/2\pi$  e executando  $k = k^* \rho (g/2\pi)^{1.25} = 2.27$  a formulação 4.32 pode ser reescrita como:

$$q_l = 2.27 H_s^2 T_p^{1.25} m_b^{0.75} D_{50}^{-0.25} \sin^{0.6}(2\theta_b) \quad (4.33)$$

Schoones e Theron (1996), aplicaram a formulação a um extenso banco de dados e calibraram o coeficiente a um valor de 2.77. Mais adiante Mil-Homens *et al.*, (2013) calibraram os coeficientes e expoentes, chegando a:

$$q_l = 17.5 H_s^{2.75} T_p^{0.89} m_b^{0.86} D_{50}^{-0.69} \sin^{0.5}(2\theta_b) \quad (4.34)$$

Tabela 5.2. Características dos testes usados por Kamphuis (1991)

Características dos dados	
Altura de onda significativa	Entre 0.04 e 0.13 m
Período de pico	~ 1 segundo
Tipo de ondas	Regular e irregular

Tamanho do sedimento

 $D_{50} < 0.18 \text{ mm}$ ***Formulação de Bayram et al., (2007)***

A formulação de Bayram *et al.*, (2007) supõe que o sedimento é suspenso pela ação da quebra das ondas, e então, transportado por qualquer tipo de corrente longitudinal (marés, produzida pelo vento, etc.). Portanto, nesta formulação supõe-se que a maior parte do transporte de sedimentos é realizada por sua suspensão. Os autores utilizaram o banco de dados descrito na tabela 5.1 para comprovar a formulação.

Bayram *et al.*, (2007) partem da ideia que a quebra de ondas suspende o sedimento e mantém uma distribuição da concentração  $c(x,z)$  na área de surf. Assim, o trabalho total necessário para manter o sedimento em suspensão é dado pelo produto da concentração, pelo peso imerso e pela velocidade de queda do grão ( $w_s$ )

$$W = \int_0^{x_b} \int_{-h(x)}^0 c(x,z)(\rho_s - \rho) g w_s dz dx \quad (4.35)$$

onde  $x$  é a coordenada transversal à costa com origem na costa e positiva na direção até o mar e  $z$  é a coordenada vertical com origem no nível de água em repouso e negativa sob a água. O trabalho total ( $W$ ) é considerado como uma fração do fluxo de energia das ondas ( $F=ECg$ ), ou seja,  $W = \epsilon F$ .

A taxa de transporte longitudinal ( $q$ ) é definida como o produto da concentração de sedimento em suspensão e a velocidade da corrente longitudinal ( $V$ )

$$q = \int_0^{x_b} \int_{-d(x)}^0 c(x,z)V(x,z) dz dx. \quad (4.36)$$

Se uma velocidade representativa é considerada e combinada com as equações 4.34 e 4.35, obtém-se

$$q = \frac{\varepsilon}{(\rho_s - \rho)(1 - a') g w_s} F_b \bar{V} \quad (4.37)$$

Onde  $\bar{V}$  é a velocidade longitudinal média na zona de surf e  $\varepsilon$  é um coeficiente adimensional que representa a eficiência das ondas em manter o sedimento em suspensão. Bayram *et al.*, (2007) estimaram o coeficiente através de uma análise adimensional e descobriram que

$$\varepsilon = \left( 9 + 4 \frac{Hs_b}{w_s T_p} \right) \cdot 10^{-5} \quad (4.38)$$

Mil-Homens *et al.*, (2013) realizaram novas análises e propuseram uma formulação potencial para o coeficiente, sendo

$$\varepsilon = \left[ 7.682 \times 10^5 \left( \frac{Hs_b}{L_0} \right)^{1.283} + 1672.2 \right]^{-1} \quad (4.39)$$

Aplicando este coeficiente na formulação e ao banco de dados reduziram o erro quadrático médio menor em um milésimo comparado com o obtido com o coeficiente original.

O fluxo de energia está dado por

$$F_b = \frac{2^{5/4}}{8} \frac{g^{3/2}}{\sqrt{\gamma_b}} \rho Hs_b^{5/2} \cos \theta_b \quad (4.40)$$

onde  $\gamma_b$  é a distância desde a costa até o ponto de quebra.

No caso da velocidade média, esta formulação foi projetada considerando os dados medidos da corrente longitudinal. No entanto, caso não tenha estes, podem ser estimados a partir das características das ondas e do perfil de praia. Bayram

*et al.*, (2007) adotaram uma equação de momentum longitudinal que pressupõe o atrito linear e descarta a mescla lateral, assumindo um perfil de Dean como:

$$\bar{V} = \frac{1}{x_b} \int_0^{x_b} V \, dx = \frac{5}{32} \frac{\pi \gamma_b \sqrt{g}}{c_f} A^{3/2} \sin \theta_b. \quad (4.41)$$

Onde A está dado por:

$$A = \frac{9}{4} \left( \frac{w_s^2}{g} \right)^{1/3}. \quad (4.42)$$

Esta formulação pressupõe que o coeficiente de atrito,  $C_f$  é igual a 0.005 e constante no tempo. Além disso, é importante notar que esta formulação não depende da altura da onda.

### Aplicação das formulações

A qualidade dos resultados ao aplicar as formulações do transporte de sedimentos depende dos possíveis erros no uso e das limitações das formulações.

Com relação aos erros de uso das formulações Bodge e Kraus (1991) destacam o uso de  $K=0.39$  proposto pelo CERC pela passagem de  $H_{brms}$  a  $H_{bs}$  ( $H_{bs} = \sqrt{2} H_{brms}$ ); se passa  $K=0.77$  com  $H_{brms}$  a  $H_{bs}$  é obtido  $K=0.32$ , diferente do proposto  $K=0.39$ , o que produz um erro de 18%. Mesmo assim, pode-se cometer um erro ao definir  $\gamma_b$  ou a porosidade; estes autores discutem que esse equívoco global no transporte, pode chegar a ser da ordem de 30% na definição destes parâmetros. Da mesma forma, estimam que um erro de 10% na definição das alturas de onda e o ângulo em quebra poderia conduzir a erros de 30% no cálculo do fluxo de transporte litorâneo.

Com relação às limitações das formulações, se comparados os resultados dessas com os dados medidos em campo ou de laboratório, encontra-se uma grande dispersão dos resultados. Isto é, principalmente devido a uma série de fatores não levados em conta nas formulações e que podem ser de grande importância no transporte, como a presença de bancos submersos, características morfológicas da praia, o processo de quebra de onda ou os padrões de correntes.

No entanto, a principal limitação destas formulações, é que não se inclui o transporte litorâneo devido aos gradientes de altura de onda, o qual é importante em áreas onde há refração-difração. Somente a formulação mais recente de Bayram *et al.*, (2007) considera este efeito ao incluir na formulação a velocidade litorânea média. No entanto, é necessário contar com os dados de velocidade para poder aplicá-la adequadamente. Os autores para diluir este inconveniente propõem uma formulação para estimar a velocidade. Ao aplicar esta estimativa perde-se a informação dos gradientes de altura de onda.

Em geral, todos os autores coincidem que ainda hoje existe uma grande incerteza no cálculo do transporte litorâneo no momento de aplicar estas formulações, sendo necessário calibrá-las e validá-las através de outros métodos alternativos. No entanto, permitem determinar a ordem de magnitude do transporte litorâneo em uma praia.

Portanto, na aplicação das formulações no SMC-Brasil é necessário indicar o tamanho médio do sedimento ( $D_{50}$ ), escolher alguma das formulações disponíveis e indicar a formulação a ser utilizada para determinar os coeficientes de ajuste. A tabela 5.3 indica um resumo das opções dos parâmetros de ajuste incorporadas. Estes parâmetros também podem ser livremente definidos pelo usuário.

Tabela 5.3 Resumo de aplicação das formulações de transporte litorâneo no SMC-Brasil.

Formulação	Parâmetro de ajuste	Velocidade
CERC (1984)	<ul style="list-style-type: none"> <li>Del Valle <i>et al.</i>, (1993): <math>k = 1.4 \exp(2.5D_{50})</math></li> <li>Mil-Homens <i>et al.</i>, (2013):</li> </ul> $k = \left[ 2237.7 \left( \frac{H_b}{L_0} \right)^{1.45} + 4.505 \right]^{-1}$	Não é necessário
Kamphuis (1991)	<ul style="list-style-type: none"> <li>Kamphuis (1991): <math>k = 2.27</math></li> <li>Schoones e Thenor (1996): <math>k = 2.77</math></li> <li>Mil-Homens <i>et al.</i>, (2013):</li> </ul> $q_t = 17.5 H_s^{2.75} T_p^{0.89} m_b^{0.86} D_{50}^{-0.69} \sin^{0.5} (2\theta_b)$	Não é necessário
Bayram <i>et al.</i> , (2007)	<ul style="list-style-type: none"> <li>Bayram <i>et al.</i>, (2007):</li> </ul> $\varepsilon = \left( 9 + 4 \frac{H_s b_p}{w_s T_p} \right) \cdot 10^{-5}$ <ul style="list-style-type: none"> <li>Mil-Homens <i>et al.</i>, (2013):</li> </ul> $\varepsilon = \left[ 7.682 \times 10^5 \left( \frac{H_s b_p}{L_0} \right)^{1.283} + 1672.2 \right]^{-1}$	É necessário: <ul style="list-style-type: none"> <li>É obtido diretamente a partir dos dados.</li> <li>É calculado a partir de</li> </ul> $\bar{V} = \frac{5}{32} \frac{\pi \gamma_b \sqrt{g}}{c_f} A^{3/2} \sin \theta_b$

### Metodologia aplicada

Como comentado na seção anterior, para o cálculo do transporte litorâneo no Brasil são reconstruídas as séries de ondas em quebra para diferentes perfis ( $H_b$ ,  $\theta_b$ ,  $h_b$ ). Em cada perfil é determinado o transporte litorâneo (em  $m^3/\text{seg}$ ) que ocorre desde a zona de quebra até a costa. O cálculo pode ser realizado com qualquer das três formulações descritas anteriormente. Como visto, as formulações necessitam diferentes parâmetros de entrada que devem ser proporcionados em função da formulação escolhida.

O transporte litorâneo pode ser produzido em dois sentidos ao longo da costa, dependendo da direção das ondas com relação a normal da costa. Em geral, é considerado um observador que olha na direção do mar, é denominado transporte litorâneo positivo quando o sedimento é transportado para a direita do observador (Dean e Dalrymple, 2004), enquanto que se vai para a esquerda do

observador, é denominado transporte litorâneo negativo, tal como mostrado na figura 5.7. O transporte litorâneo líquido é a soma do componente positivo e negativo, enquanto que o transporte longitudinal bruto é a soma das magnitudes de ambos os componentes (soma em valor absoluto).

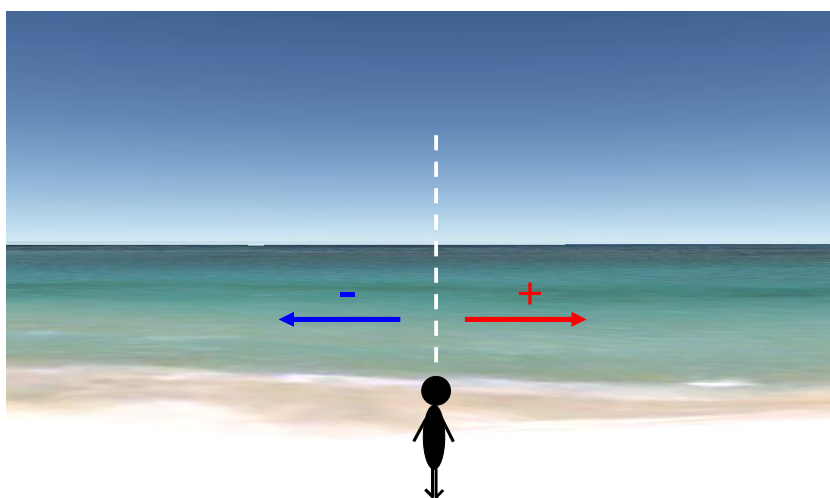


Figura 5.7 – Convenção dos sinais para o transporte longitudinal.

#### 5.3.4.3 Direção do fluxo médio de energia das ondas

A forma em planta de uma praia encontra-se orientada para a direção do fluxo médio de energia das ondas na área. Portanto, a direção do fluxo médio de energia é um parâmetro necessário para determinar se uma praia encontra-se em equilíbrio estático, dinâmico ou em desequilíbrio.

O vetor do fluxo de energia em um ponto ( $\vec{F}_t = F_{xt}\vec{i} + F_{yt}\vec{j}$ ), associado a uma determinada onda, tem como direção a correspondente ao vetor do número de onda (que coincide com a direção de onda) e como magnitude  $\frac{1}{8}\rho g H^2 C_g$ . Sendo  $C_g$  a celeridade de grupo e  $H$  a altura de onda.

O vetor fluxo médio anual de energia é o vetor que soma os fluxos de energia de todos os fluxos de ondas em um ano. Portanto, se em cada hora de um ano existe um fluxo de energia  $F_{x,t} \bar{i} + F_{y,t} \bar{j}$ , o fluxo médio de energia está definido como:

$$\bar{F}_m = \frac{1}{8760} \left( \sum_{t=1h}^{8760} F_{x,t} \bar{i} + \sum_{t=1h}^{8760} F_{y,t} \bar{j} \right) \quad (4.43)$$

$$\bar{F}_m = \bar{F}_x \bar{i} + \bar{F}_y \bar{j} \quad (4.44)$$

Onde a direção deste fluxo médio de energia é definida como:

$$\bar{\theta}_m = \arctan \left( \frac{\bar{F}_y}{\bar{F}_x} \right) \quad (4.45)$$

O procedimento seguido para obter a direção do fluxo médio de energia é o seguinte:

- Obtenção dos fluxos de energia associados a cada estado de mar da série de ondas em quebra em cada perfil;
- Cálculo do vetor da direção do fluxo médio de energia anual; cálculo da direção do fluxo médio de energia multianual.

## 5.4 Conclusões

Neste capítulo foi explicada a metodologia a ser seguida para propagar uma série de estados de mar DOW até a costa. Esta metodologia está incorporada ao SMC-Brasil e tem que ser seguida no desenvolvimento de um projeto que avalie a costa do Brasil.

A metodologia aplicada consiste na seleção de um número determinado de casos de fluxos de ondas típicos. Estes casos são selecionados através da técnica de MaxDiss. O número de casos selecionados para propagar varia em função da



variabilidade nos dados e da qualidade desejada nas séries reconstruídas. É considerado que no mínimo 100 casos selecionados são suficientes para obter um resultado satisfatório.

A propagação é realizada a partir do modelo OLUCA, incorporado ao SMC-Brasil. Este modelo é apropriado para reproduzir a propagação das ondas em águas rasas, sendo que resolve todos os processos que afetam as ondas neste nível em uma praia. O OLUCA demanda a criação de um cuidadoso projeto de malhas, uma vez que deve cumprir com certas condições, detalhadas nos manuais correspondentes.

A reconstrução das séries a partir dos casos propagados é realizada aplicando a técnica de interpolação RBF.

Para incluir o efeito da maré nas propagações, cada propagação deve ser realizada em triplicata, ao nível de maré alta, meia maré e maré baixa. Posteriormente, uma vez reconstruídas as séries, a cada nível é realizada uma interpolação linear ao nível da maré correspondente. Simplificações nesta etapa podem ser realizadas reduzindo o número de níveis propagados especificamente em praias de micro marés. Nas praias de meso e macro marés sempre se deve propagar dois ou três níveis e em micro marés pode-se escolher realizar as propagações somente no nível médio.

O SMC-Brasil está preparado para realizar cálculos estatísticos a partir das séries de estados de mar reconstruídas em pontos ou perfis na costa e para realizar diferentes cálculos necessários com o intuito de entender os processos que ocorrem em uma praia, como a posição da quebra da onda, o transporte de sedimentos, a direção do fluxo médio de energia, etc...

#### **5.4.1 Limitações dos dados**

Com relação às propagações e reconstrução de séries temporais, as limitações estão dadas pela aplicação da metodologia, ou seja, devido à escolha

de malhas, a qualidade da batimetria da área, o número de casos propagados, os níveis de maré escolhidos para realizar as propagações, etc.

Em relação aos resultados de pós-processamento, há certas limitações na determinação da quebra de ondas no perfil e no cálculo do transporte de sedimento, dos quais o usuário deve estar ciente.



**ANEXO I**

## I. Calibração dos dados de onda e reanálise GOW

A calibração é realizada comparando as séries GOW selecionadas com as séries de dados disponíveis. No caso do *downscaling* é necessário contar com um banco de dados instrumental, para realizar a calibração, que se encontre amplamente distribuída por todo o litoral brasileiro e que conte com séries suficientemente grandes para captar a variabilidade dos eventos climáticos e oceanográficos que condicionam a dinâmica marinha da área. Frente a este tipo de características, a melhor alternativa é o banco de dados de ondas obtido a partir de medições de satélite.

A calibração foi realizada aplicando uma metodologia desenvolvida no IH-Cantábria e amplamente explicada em Tomas (2009). Esta metodologia permite calibrar os dados de ondas em função de sua direção e altura.

Nas seções seguintes são explicados os detalhes relacionados com o banco de dados de satélite, utilizado como a metodologia aplicada na calibração.

### I.1 Banco de dados de ondas de altímetros

A única fonte de informação instrumental que permite dar informação global de ondas é a procedente dos satélites, que de forma remota (com órbitas da ordem dos 1000 km por cima da superfície terrestre) determinam os parâmetros das ondas, como  $H_s$ , com erros similares aos das boias (Caires e Sterl, 2002). Os satélites podem levar distintos instrumentos, mas são os satélites com altímetros de radar (RA, *Radar Altimeter*) os que vêm sendo usados por mais tempo. Na figura I.1 é apresentada a distribuição espacial de diversos bancos de dados de satélites obtidos pelo IH-Cantábria ao longo do mar Atlântico, Caribe e Pacífico, na costa da América Latina. Este banco de dados foi utilizado para calibrar os dados da reanálise das ondas na área do Brasil.



Figura I.1: Dados de satélite obtidos pelo IH-Cantábria ao longo da costa da América Latina.

O altímetro é um radar que transmite pulsos até a superfície terrestre. O tempo de retorno do sinal, bem como sua modificação de frequência após a reflexão do pulso na superfície do mar, são valores que se relacionam com o nível do mar ou a rugosidade da superfície. Desta maneira, é possível determinar variáveis oceanográficas de vital importância, como a maré meteorológica, a altura da onda ou a velocidade do vento.

Em oposição à infinidade de vantagens e novidades que oferece, a altimetria de satélite apresenta um grande inconveniente que restringe a utilização dos dados provenientes desta fonte. Este inconveniente é a resolução dos dados medidos, tanto espacial como temporal. O satélite orbita ao redor da terra com uma trajetória fixa, tardando entre 10 e 15 dias para passar duas vezes pelo

mesmo ponto, portanto, os dados provenientes de satélites são idôneos para estimar o regime médio de ondas em uma área.

O uso principal que se costuma fazer destes dados é como complemento dos dados medidos por boias, visuais ou de reanálise, sendo neste último caso de vital importância, pois permite uma calibração espacial dos campos de ondas obtidos pelos modelos numéricos (capítulo 4).

## I.2 Metodologia de calibração

A calibração foi realizada para cada ponto de ondas de reanálise localizado nos contornos das malhas nas quais se executou o *downscaling*.

Os dados de satélite selecionados para a calibração de cada ponto de reanálise são aqueles que estão em uma área circular com direções de 1.5° ao redor do ponto. Os dados de satélite de cada área são propagados até a posição exata dos dados da reanálise para descartar a influência da batimetria.

Uma vez definida a área dos dados de satélite, o passo seguinte é obter os pares de dados GOW e da área do satélite. Para cada fonte de informação é obtida a altura significativa ( $H_s$ ) e a direção média ( $\theta_m$ ), de tal forma se tenha um conjunto de N pares de dados, definidos como

$$H_{s_{GOW}} = \{H_{s_{GOW}}^1, H_{s_{GOW}}^2, H_{s_{GOW}}^3, \dots, H_{s_{GOW}}^N\} \quad (I.1)$$

$$\theta_{m_{GOW}} = \{\theta_{m_{GOW}}^1, \theta_{m_{GOW}}^2, \theta_{m_{GOW}}^3, \dots, \theta_{m_{GOW}}^N\} \quad (I.2)$$

para a reanálise, e

$$H_{s_{ALT}} = \{H_{s_{ALT}}^1, H_{s_{ALT}}^2, H_{s_{ALT}}^3, \dots, H_{s_{ALT}}^N\} \quad (I.3)$$

$$\theta_{m_{ALT}} = \{\theta_{m_{ALT}}^1, \theta_{m_{ALT}}^2, \theta_{m_{ALT}}^3, \dots, \theta_{m_{ALT}}^N\} \quad (I.4)$$

para os dados de altímetro.

Uma vez que os pares de dados temporais GOW/satélite foram estabelecidos, é realizada uma calibração direcional das alturas de onda. Esta calibração direcional é proposta, uma vez que se parte da hipótese de que nem todas as direções exigem a mesma calibração.

A calibração é realizada agrupando setores direcionais de 22.5° de amplitude. Posteriormente, para cada subconjunto de dados é realizado o ajuste quantil-quantil com base em 20 quartís equidistantes na escala de Gumbel de máximos. Esta quantização é empregada para dar o mesmo peso aos dados de toda a gama de variação de altura de onda, desta forma que os regimes médios-baixos, muito mais frequentes, não mascaram os temporais. A equação selecionada para o ajuste é a seguinte:

$$H_{s,c} = \begin{cases} a(\theta)d(\theta)^{b(\theta)-1} H_s & \text{si } H_s \leq d(\theta) \\ a(\theta)H_s^{b(\theta)} & \text{si } H_s > d(\theta) \end{cases} \quad (I.5)$$

Onde  $H_{s,c}$  é a altura de onda significativa corrigida,  $H_s$  é a altura de onda significativa de reanálise,  $a(\theta)$  e  $b(\theta)$  são os coeficientes que dependem da direção de procedência das ondas e  $d(\theta)$  é a altura de onda limite, por baixo da qual a calibração é linear. Observe que a calibração é linear para o regime médio, baixo e potencial, a partir do limite definido pelo parâmetro  $d(\theta)$ , mas há uma continuidade na calibração. Isto dá mais flexibilidade ao modelo para calibrar melhor em todas as direções do regime de altura de onda.

A seleção dos quantís em setores de 22.5° é feita deslocando estes grau a grau, de forma que se obtenha uma variação suave dos quantís ao longo da circunferência.

As variações nos valores adotados nos coeficientes  $a$ ,  $b$  e  $d$  ao longo da rosa de direções, são obtidas supondo-se que há uma variação suave mediante um *spline*. Uma vez avaliados os coeficientes e as alturas de onda limite do trecho linear a cada 22.5 graus, os valores  $s$  associados a qualquer outra orientação são

obtidos interpolando através de uma cúbica. Desta forma é possível expressar cada coeficiente como:

$$a(\theta_i) = a_j + x_j^a (\theta_i - \theta_j) + y_j^a (\theta_i - \theta_j)^2 + z_j^a (\theta_i - \theta_j)^3 \quad (1.6)$$

$$b(\theta_i) = b_j + x_j^b (\theta_i - \theta_j) + y_j^b (\theta_i - \theta_j)^2 + z_j^b (\theta_i - \theta_j)^3 \quad (1.7)$$

$$d(\theta_i) = d_j + x_j^d (\theta_i - \theta_j) + y_j^d (\theta_i - \theta_j)^2 + z_j^d (\theta_i - \theta_j)^3 \quad (1.8)$$

onde  $\theta_i$  é o ângulo de procedência das ondas  $0 \leq \theta_i \leq 360$ , e  $\theta_j$  é a direção em que se conhecem os parâmetros  $a_j$ ,  $b_j$  e  $d_j$  do polinômio cúbico, e os demais parâmetros são os necessários para que a variação seja suave ao longo de toda a circunferência.

Desta forma, conhecendo a direção média da propagação de um estado de mar, tornam conhecidos os coeficientes  $a$ ,  $b$  e  $d$  que se deve aplicar a  $H_{s,GOW}$  para obter  $H_{s,c}$ .

### I.3 Calibração

A metodologia anteriormente descrita foi aplicada em cada um dos pontos localizados nos limites das malhas projetadas para realizar o *downscaling*. Nesta seção, a título de exemplo, é mostrada a calibração dos pontos, um localizado ao norte e o segundo ao sul. A localização destes pontos está mostrada na figura I.2, bem como os rastros do satélite na área de calibração correspondente a cada um dos pontos.



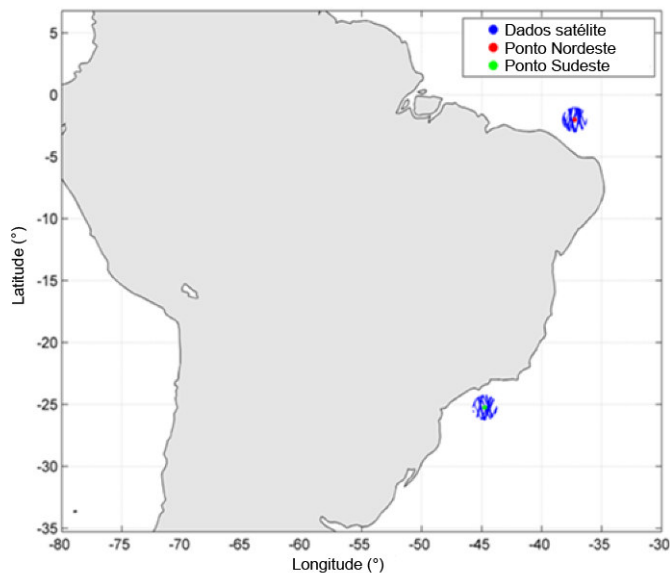


Figura I.2 : Dados de satélite utilizados para a calibração de um ponto da costa norte (vermelho) e outro ponto na costa sudeste (verde).

A figura I.3 mostra a representação dos quantís selecionados por direções para as alturas de onda GOW (painel esquerdo) e para as alturas de onda de satélite (painel direito) no ponto selecionado na costa norte e sul do Brasil. Os quantís são os valores da distribuição que a dividem em partes iguais, ou seja, intervalos que abrangem o mesmo número de valores.

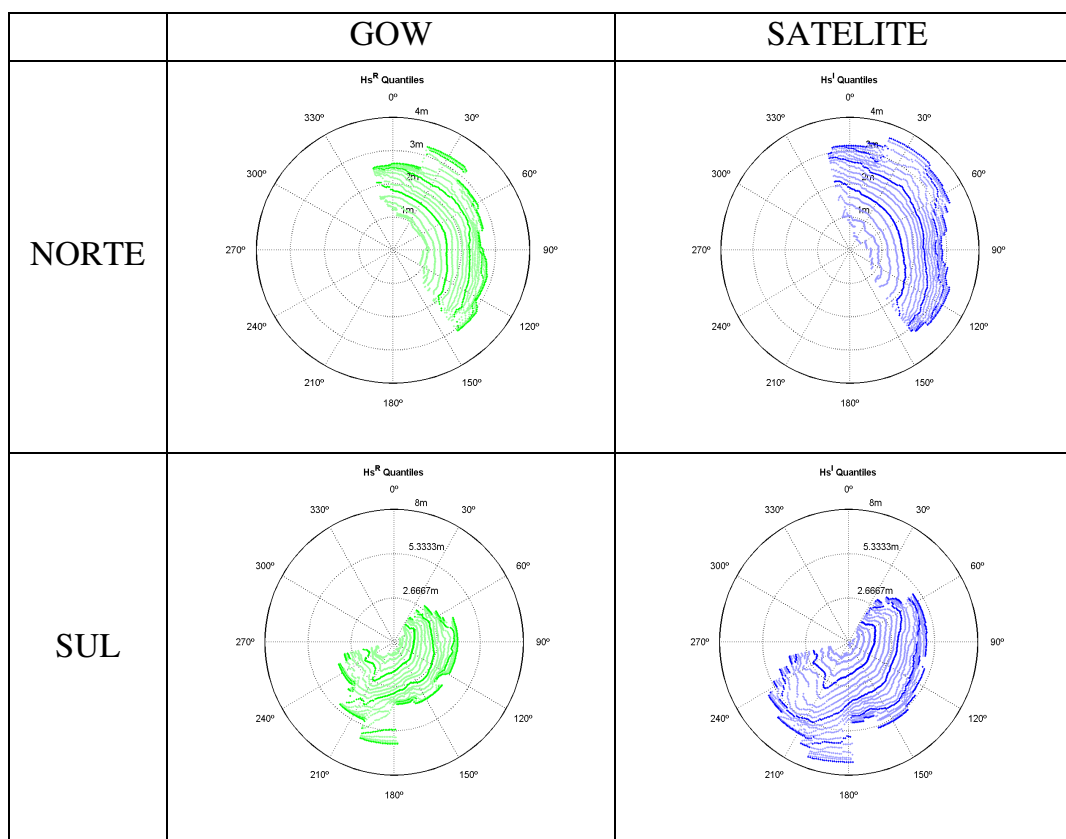


Figura I.3: Quantís da altura de onda selecionados para a calibração em um ponto do litoral NORTE e SUL brasileiro.

Estes gráficos apontam as informações sobre os principais quantís de altura de onda a serem calibrados baseados na direção de procedência das ondas. Assim, é possível ver que no norte as ondas vêm principalmente do norte, nordeste, leste e sudeste, enquanto que as ondas a calibrar no sul são muito variadas, com direções mais energéticas de sudoeste, sul e o sudeste.

No ponto norte obteve-se aproximadamente 71.000 pares de dados, enquanto que para o ponto localizado no sul, 51.000. Ao aplicar a metodologia foram obtidos os coeficientes de calibração  $a$  e  $b$ . O valor dos coeficientes obtidos para o ponto norte e sul estão mostrados nos gráficos I.4 e I.5 respectivamente.

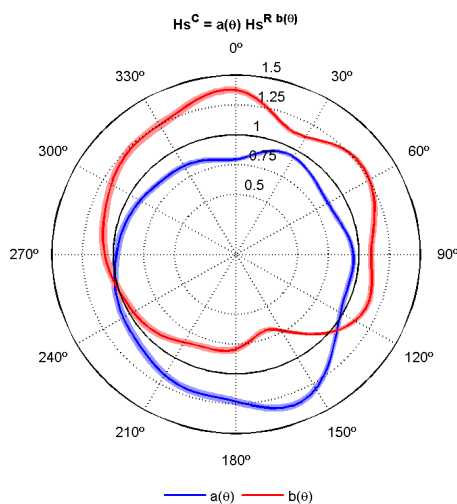


Figura I.4 Rosa de calibração de  $H_s$  obtida para GOW no ponto selecionado do litoral norte brasileiro.

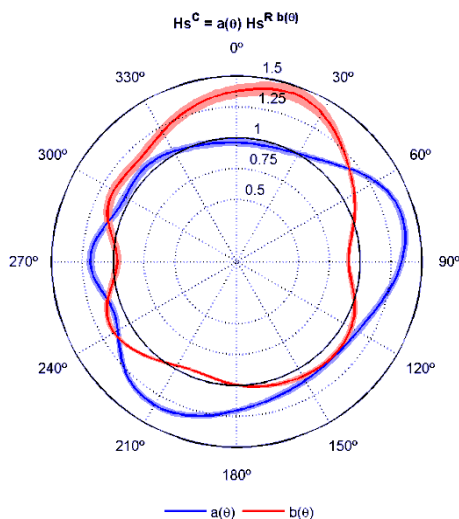


Figura I.5 Rosa de calibração de  $H_s$  obtida para GOW no ponto selecionado na área sudeste do Brasil.

Como pode ser visto em ambas as figuras, os coeficientes  $a$  e  $b$  calculados vão adotando valores compreendidos entre diferentes faixas em função da direção. As linhas representam os polinômios interpolados. A variação é suave, o que indica que os desvios (ou erros) do banco de dados GOW variam em função

da direção de procedência das ondas. Este erro está associado principalmente a erros sistemáticos na definição das forçantes do vento (Tomás *et al.*, 2008).

Finalmente foram obtidos os gráficos quantil-quantil de altura de onda significativa,  $H_s$ , dos dados da série GOW original e calibrada para ambos os pontos (figuras I.6 e I.7).

Em ambos os casos se observa como os dados obtidos diretamente da reanálise subestimam as alturas de onda. Também está claro como a técnica empregada na calibração corrige adequadamente estes valores, sendo finalmente obtidos valores estatisticamente equivalentes aos instrumentais.

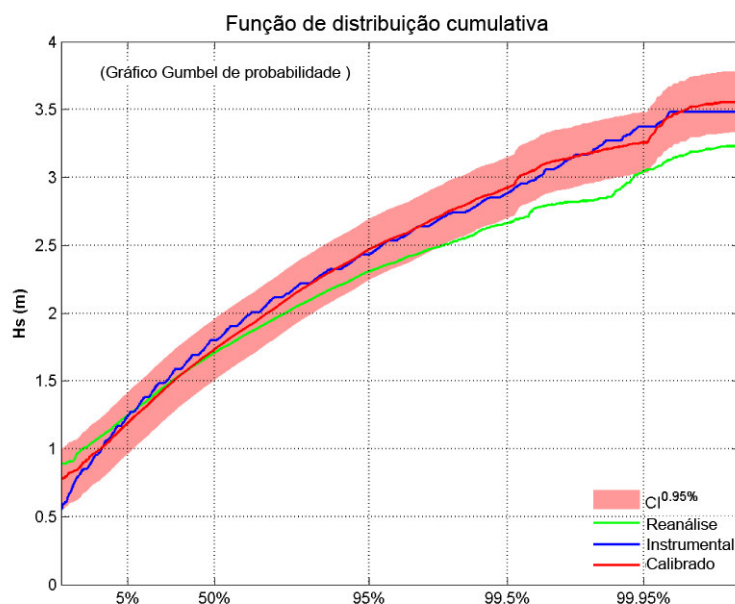


Figura I.6: Distribuição acumulada das alturas de onda instrumentais (satélite) versus GOW calibrado e sem calibrar. Ponto do nordeste brasileiro.

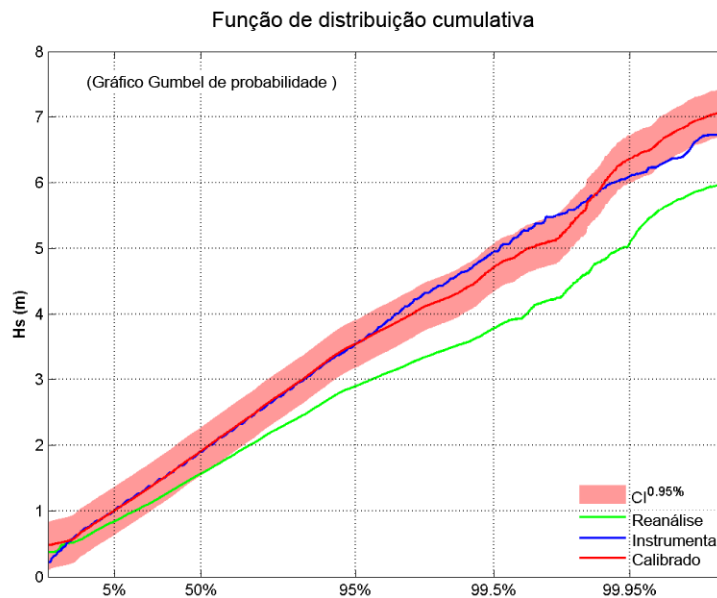


Figura I.7: Distribuição acumulada das alturas de onda instrumentais (satélite) versus GOW calibrado e sem calibrar. Ponto do sudeste do Brasil.

A grande vantagem de calibrar direcionalmente as ondas está no fato de que nem todos os estados de mar da reanálise necessitam a mesma correção, desta forma é possível que ao longo do registro os erros e acertos sejam independentes da direção da onda.

#### I.4 Fichas de calibração obtidas ao longo do litoral brasileiro

Nesta seção é mostrada uma seleção das fichas elaboradas durante a calibração dos dados GOW utilizadas para realizar o *downscaling* na costa brasileira.

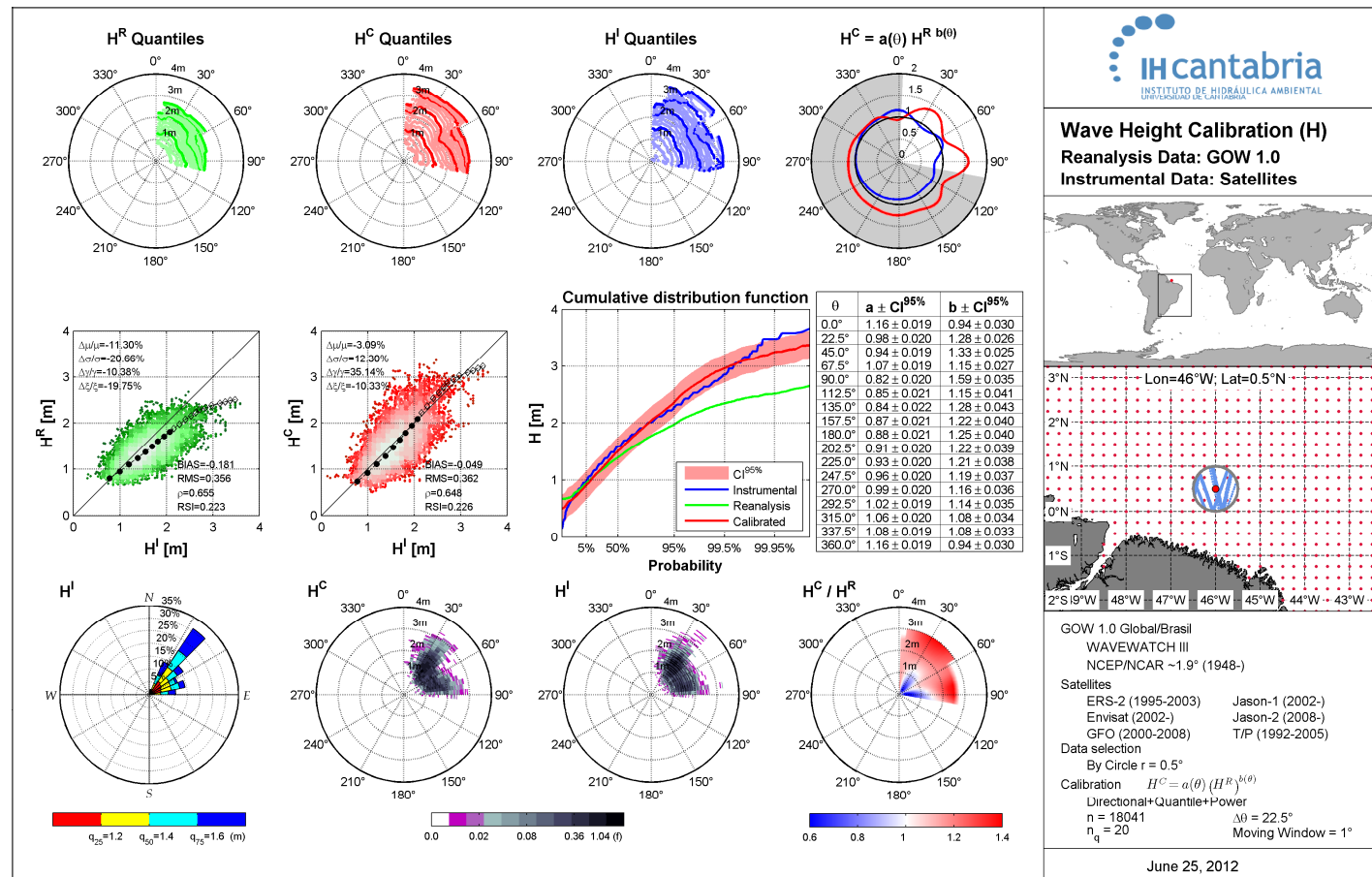


Figura I.8: Ficha de calibração do ponto localizado em 0.5° N, 46° W.

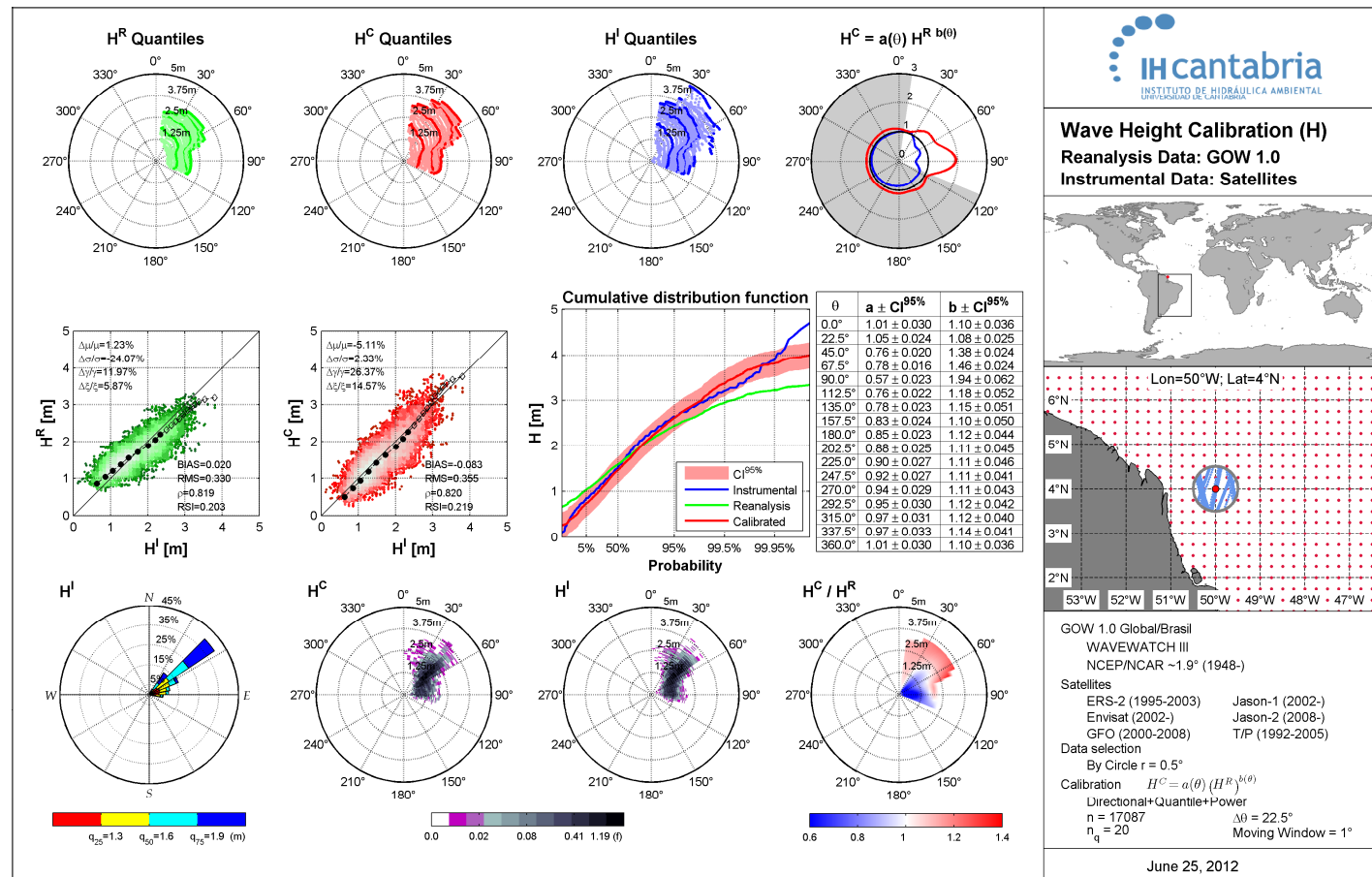


Figura I.9: Ficha de calibração do ponto localizado em 4° N, 50° W.

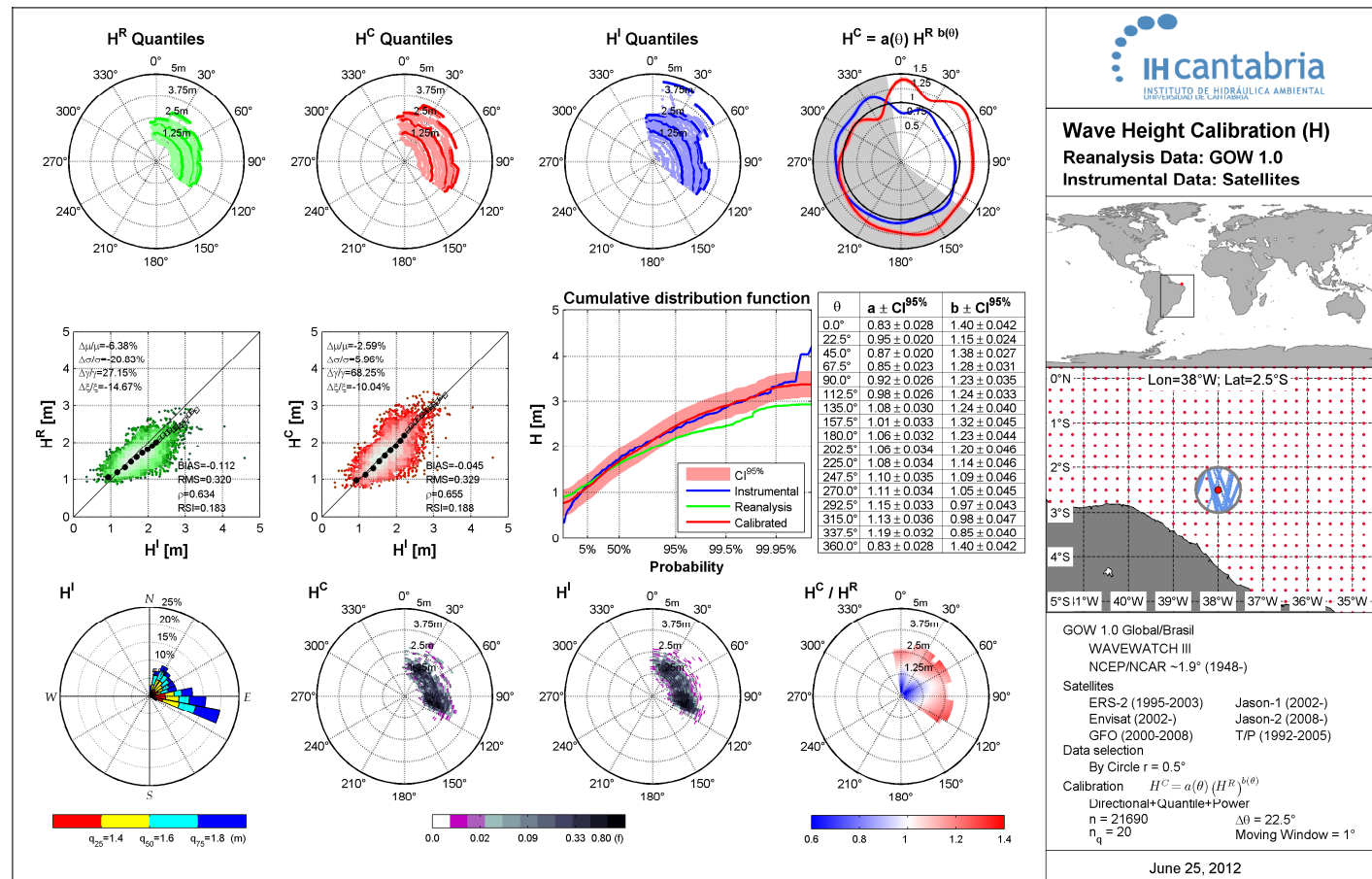


Figura I.10: Ficha de calibração do ponto localizado em 2.5° S, 38° W.



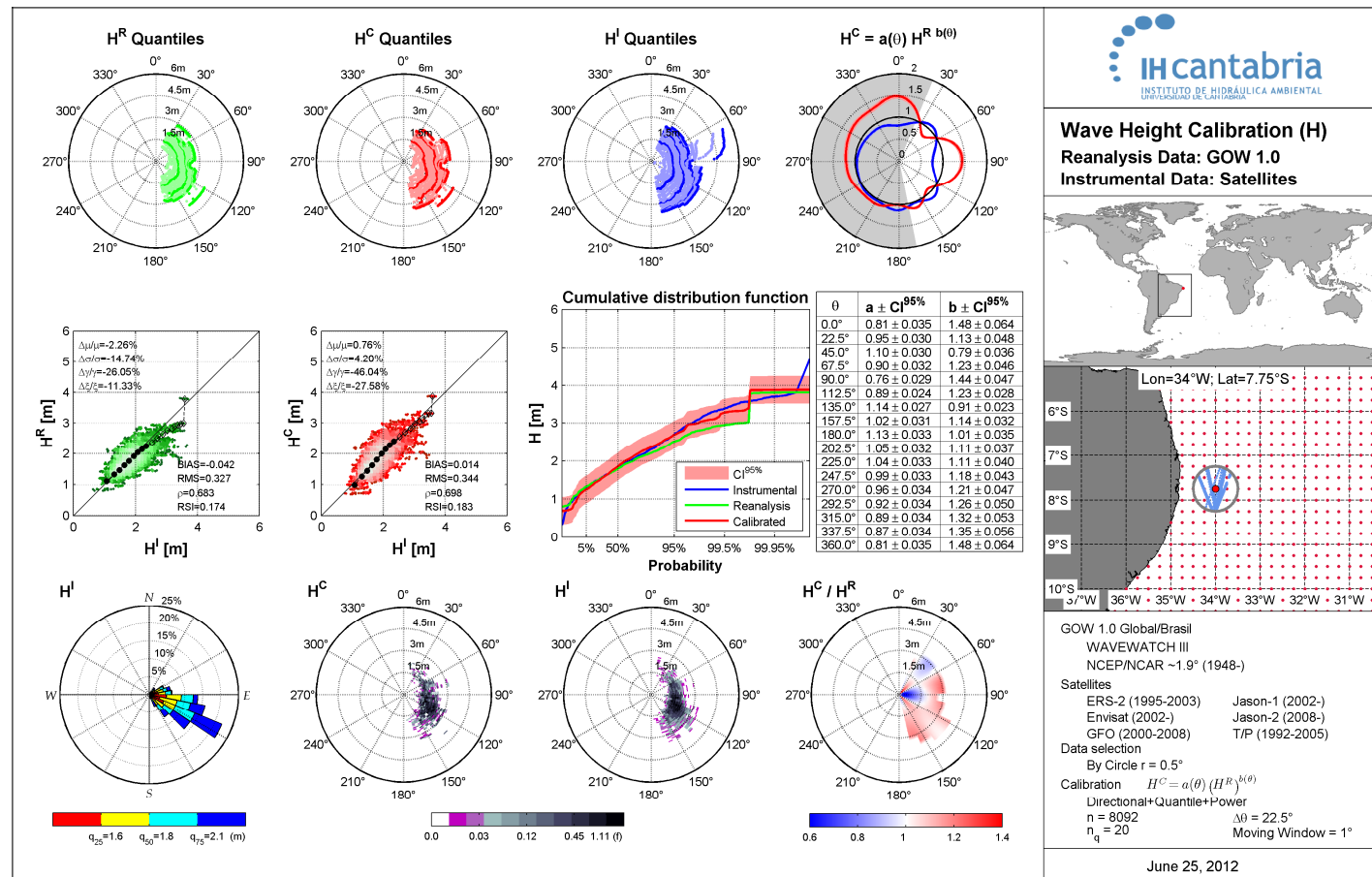


Figura I.11: Ficha de calibração do ponto localizado em 7.75° S, 34° W.

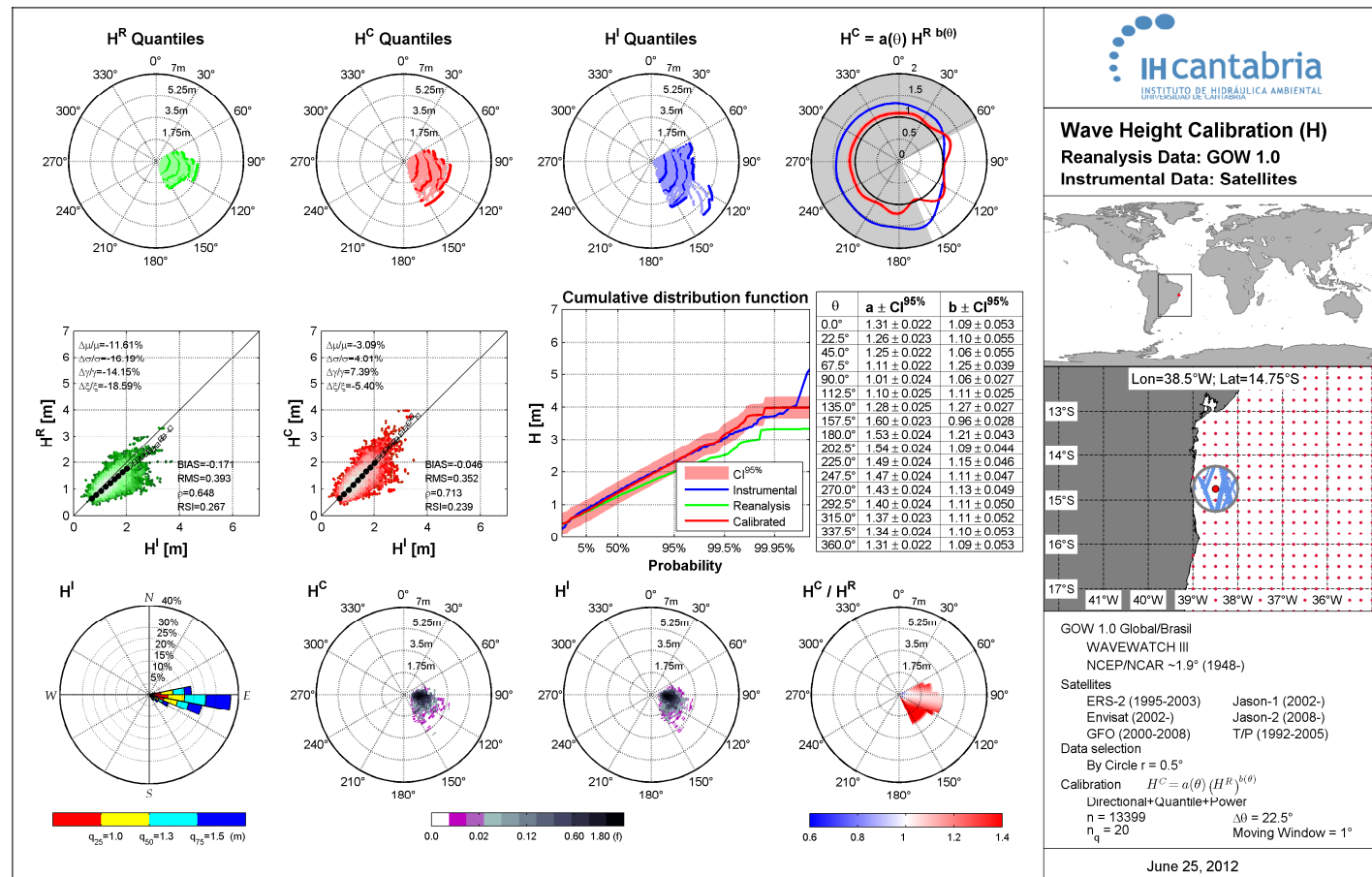


Figura I.12: Ficha de calibração do ponto localizado em 14.75° S, 38.5° W.

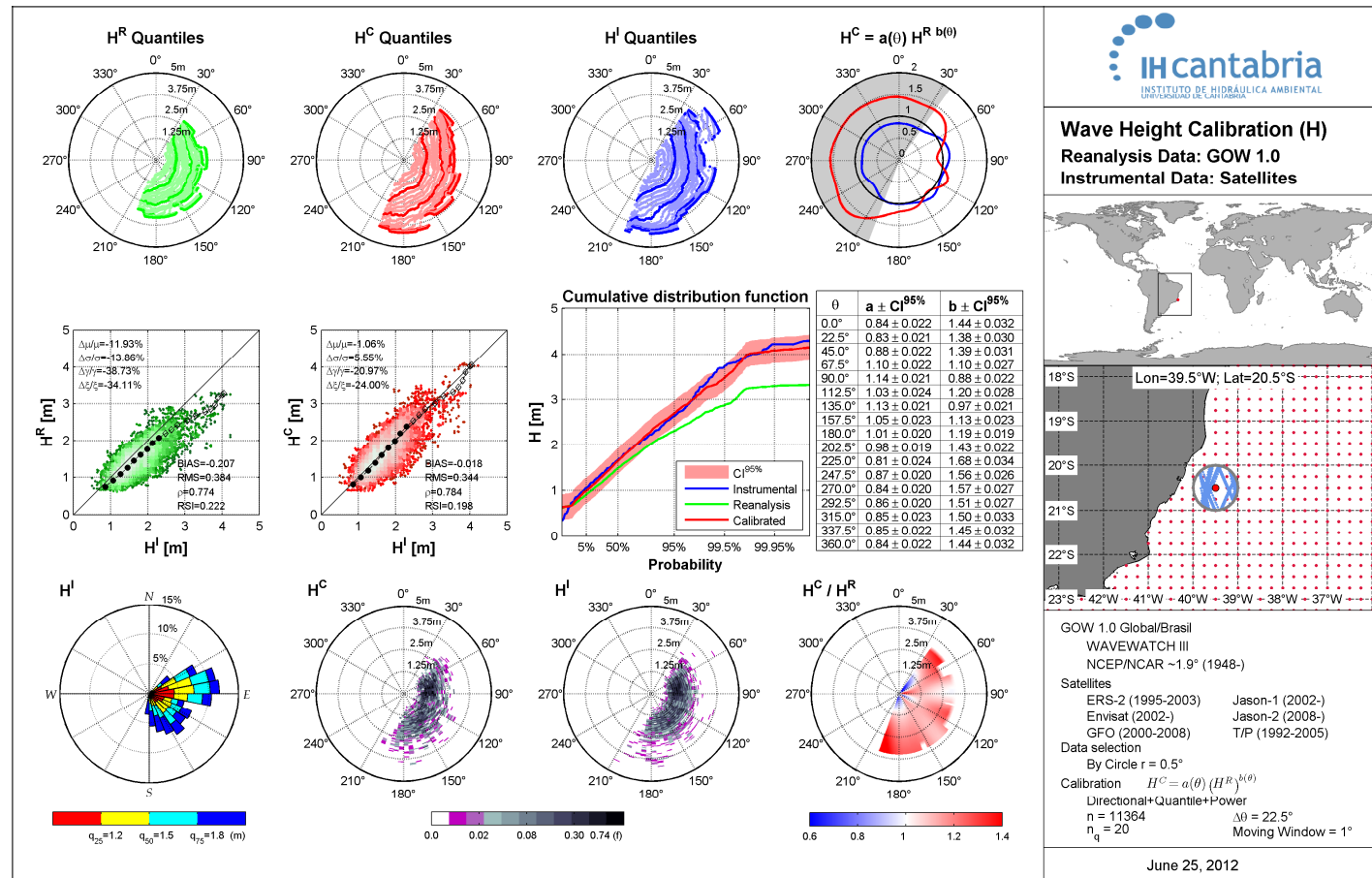


Figura I.13: Ficha de calibração do ponto localizado em 20.5° S, 39.5° W.

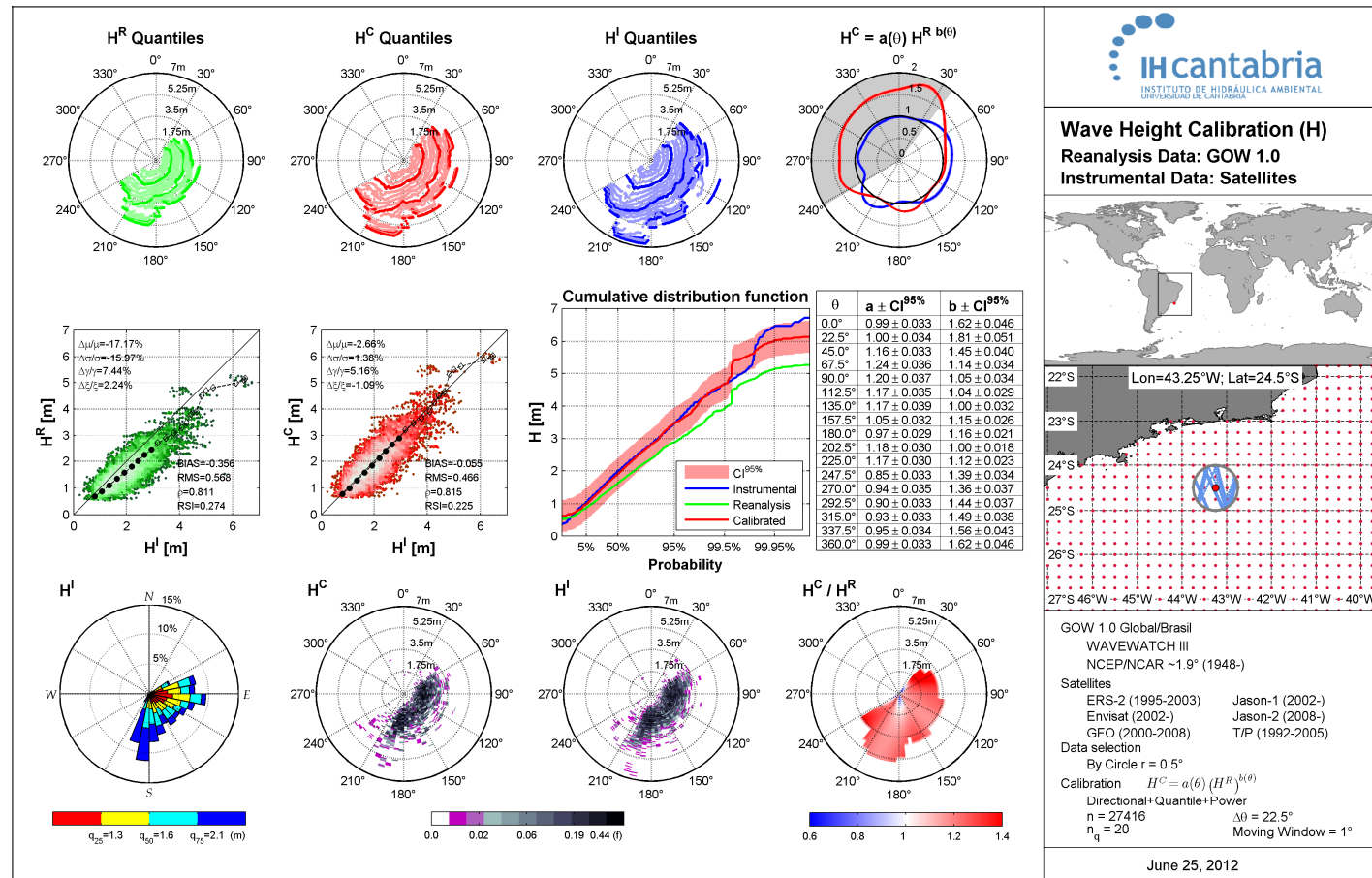


Figura I.14: Ficha de calibração do ponto localizado em 24.5° S, 43.25° W.

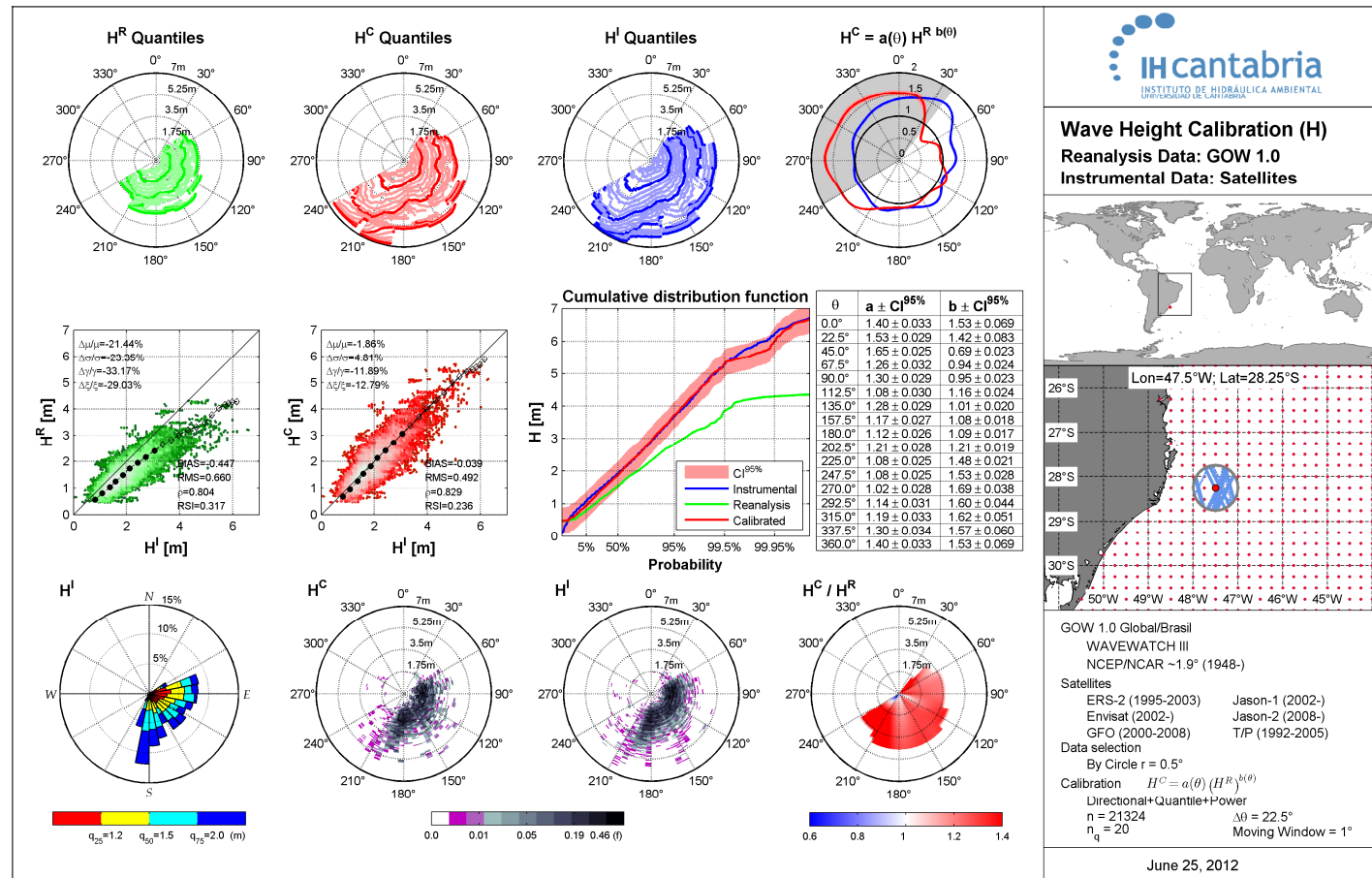


Figura I.15: Ficha de calibração do ponto localizado em 28.25° S, 47.5° W.

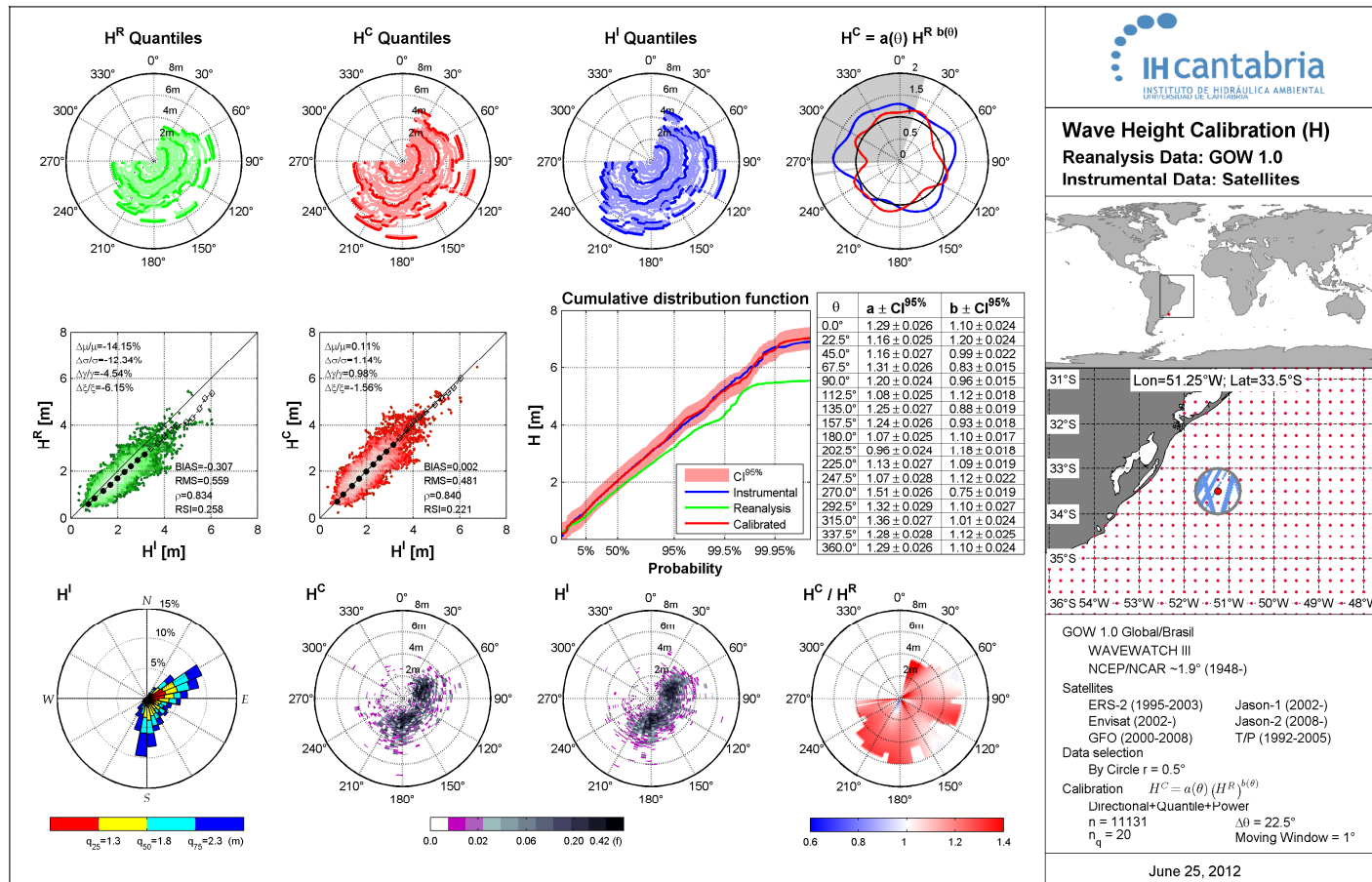


Figura I.16: Ficha de calibração do ponto localizado em 33.5° S, 51.25° W.

## **I.5 Artigos científicos recomendados para aprofundamento na calibração dos dados de ondas de reanálise GOW**

Nesta seção está listada uma série de artigos científicos de leitura recomendada para a compreensão dos conceitos explicados neste capítulo:

- Mínguez, R., A. Espejo, A. Tomás, F. J. Méndez, I. J. Losada, 2011: **Directional calibration of wave reanalysis databases using instrumental data.** *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **28**, 1466–1485.
- Mínguez, R., B. G. Reguero, A. Luceño, F. J. Méndez, 2012: **Regression Models for Outlier Identification (Hurricanes and Typhoons) in Wave Hindcast Databases.** *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **29**, 267–285
- B.G. Reguero, M. Menéndez, F.J. Méndez, R. Mínguez, I.J. Losada, **A Global Ocean Wave (GOW) calibrated reanalysis from 1948 onwards**, Coastal Engineering, Volume 65, July 2012, 38-55

Estes artigos encontram-se no Anexo IV deste documento.







**ANEXO II**

## II. Algoritmo de Classificação das Ondas (Classificação de Estados do mar)

### II.1 Introdução

Existe um conjunto de técnicas que permite obter uma classificação/organização de dados multidimensionais. Snarey *et al.* (1997) faz uma extensa descrição destas técnicas. No entanto, é a técnica de desigualdade máxima a que permite encontrar a maior diversidade dos dados e a melhor amostragem dos dados extremos do banco de dados (Camus *et al.*, 2010).

O algoritmo inicia com a escolha de um dado da base de origem. Os dados posteriores, da seleção, são aqueles que apresentam a maior desigualdade com relação ao subconjunto já selecionado. Desta forma, a técnica permite escolher uma amostra de casos que representam a totalidade de um espaço multidimensional dos dados.

### II.2 Algoritmo de Máxima Dissimilaridade

Os algoritmos de desigualdade máxima consistem na seleção de um subconjunto de dados representativos da amostra de dados de partida. Portanto, caso se disponha de uma amostra de dados  $X = \{x_1, x_2, \dots, x_N\}$  composta por N vetores n-dimensionais, o objetivo deste algoritmo consiste em obter um número M de vetores  $\{v_1, \dots, v_M\}$  dos dados de partida que representem a diversidade destes dados. O algoritmo começa com a inicialização do subconjunto  $\{v_1\}$  através da transferência de um dado da base de partida. A seleção do resto dos elementos é realizada interativamente e em cada ciclo, sendo transferido ao subconjunto aquele dado pertencente ao banco de dados de partida com a maior desigualdade com relação ao subconjunto selecionado.

Este algoritmo foi descrito por Kennard e Stone (1969) e admite diferentes versões, dependendo do critério considerado na inicialização do subconjunto e do critério de seleção do resto dos dados do subconjunto. Neste trabalho o elemento inicial do subconjunto  $\{v_1\}$  é o estado de mar com a maior altura de onda significativa.

Uma vez selecionado o primeiro elemento do subconjunto, a seleção do resto dos elementos é realizada em duas fases. Em primeiro lugar, para cada dado ainda pertencente ao banco de dados de partida, é calculada a distância ou desigualdade com todos os elementos do subconjunto e é definida uma única distância entre este dado e o subconjunto, a partir de critérios distintos. Em segundo lugar, uma vez que se dispõe da distância entre cada dado da amostra de partida e o subconjunto, é escolhido aquele dado com o máximo valor desta distância.

Por exemplo, se no subconjunto já existem  $R$  ( $R \leq M$ ) dados selecionados, primeiro se calcula a desigualdade entre o dado  $i$  da amostra de dados  $N-R$  e os  $j$  elementos pertencentes ao subconjunto  $R$ :

$$d_{ij} = \|x_i - v_j\|; i = 1, \dots, N - R; j = 1, \dots, R \quad (\text{II.1})$$

Posteriormente se calcula a desigualdade  $d_{i,\text{subconjunto}}$  entre o dado  $i$  e o subconjunto  $R$ . Esta definição admite vários critérios (Willet *et al.*, 1996). Depois de vários testes, o subconjunto de casos selecionados mais representativo dos dados de partida é conseguido definindo a distância  $d_{i,\text{subconjunto}}$  como:

$$d_{i,\text{subconjunto}} = \min \{ \|x_i - v_j\| \}; i = 1, \dots, N - R; j = 1, \dots, R \quad (\text{II.2})$$

Em segundo lugar, uma vez calculadas as desigualdades  $N-R$  conforme o critério escolhido, o dado com a desigualdade máxima é selecionado para ser incluído no subconjunto.

Os algoritmos de desigualdade máxima apresentam um tempo de cálculo de  $O(m2N)$  para a seleção de um subconjunto de  $M$  dados a partir de um banco de

dados de  $N$  elementos. Neste trabalho foi aplicada uma versão simplificada (Polinsky *et al.*, 1996) que permite reduzir o tempo de computação a  $O(mN)$ .

Nesta versão, o cálculo da distância  $d_{i,\text{subconjunto}}$ , definida como o mínimo das distâncias entre o elemento  $i$  e os  $R$  elementos pertencentes ao subconjunto, não supõe determinar cada uma das distâncias entre os diferentes elementos,  $d_{ij}$ . Por exemplo, na seleção do elemento  $r$ , a definição da distância  $d_{i,\text{subconjunto}}$  é determinada como o mínimo da distância entre o dado  $i$  da amostra de dados de partida (composta neste ciclo de algoritmo por  $N-(R-1)$  elementos) e o último dado adicionado ao subconjunto  $R$ , e a distância mínima entre o dado  $i$  e os dados do subconjunto  $R-1$  calculado na etapa anterior.

$$d_{i,\text{subconjunto}}^{\min} = \min \left[ d_{i,R}, d_{i,\text{subconjunto}(R-1)}^{\min} \right] \quad (\text{II.3})$$



**ANEXO III**

### III. Método de reconstrução das séries temporais de ondas

#### III.1 Introdução

A técnica de interpolação baseada em funções de base radial (*Radial Basis Functions*, RBF) é adequada para os dados com uma alta dimensionalidade e não distribuídos uniformemente (Franke, 1982), resultando em uma ferramenta muito eficiente para a interpolação dos dados de ondas e, portanto, para a reconstrução das séries temporais de ondas.

#### III.2 Interpolação RBF

Caso se disponha de uma série de valores da função real  $f(x_j)$   $j=1...M$  nos pontos  $\{x_1, \dots, x_M\}$ , a técnica de interpolação RBF considera que a função de aproximação RBF está formada por uma combinação linear de funções radiais simétricas centradas nos pontos dados (ver figura IV.1). A função objetivo apresenta a seguinte expressão:

$$RBF(x) = p(x) + \sum_{j=1}^M a_j \Phi(\|x - x_j\|) \quad (\text{III.1})$$

e interpola os valores dados de tal maneira que:

$$RBF(x_j) = f_j \quad j=1...M \quad (\text{III.2})$$

Onde:

$RBF$  = função de interpolação;

$p(x)$  = polinômio linear em todas as variáveis envolvidas no problema;

$a_i$  = coeficientes de ajuste RBF;

$\Phi$  = função radial básica, onde  $\| \cdot \|$  é a norma euclidiana;

$x_i$  = centros da interpolação RBF.

O polinômio  $p(x)$  da expressão da função de interpolação RBF é definido como uma base de monômios  $\{p_0, p_1, \dots, p_d\}$ , formada por um número de monômios de grau 1 igual à dimensionalidade dos dados (neste caso igual ao número de componentes principais  $d$  considerado) e um monômio de grau zero, sendo  $b = \{b_0, b_1, \dots, b_d\}$  os coeficientes destes monômios.

As funções de base radial podem apresentar diferentes expressões. Algumas destas funções radiais contêm um parâmetro de forma que desempenham um papel muito importante na precisão da técnica. Na metodologia de propagação do clima marítimo foram consideradas as funções radiais gaussianas que dependem de um parâmetro de forma. O valor ideal para este parâmetro é obtido a partir do algoritmo proposto por Rippa (1999).

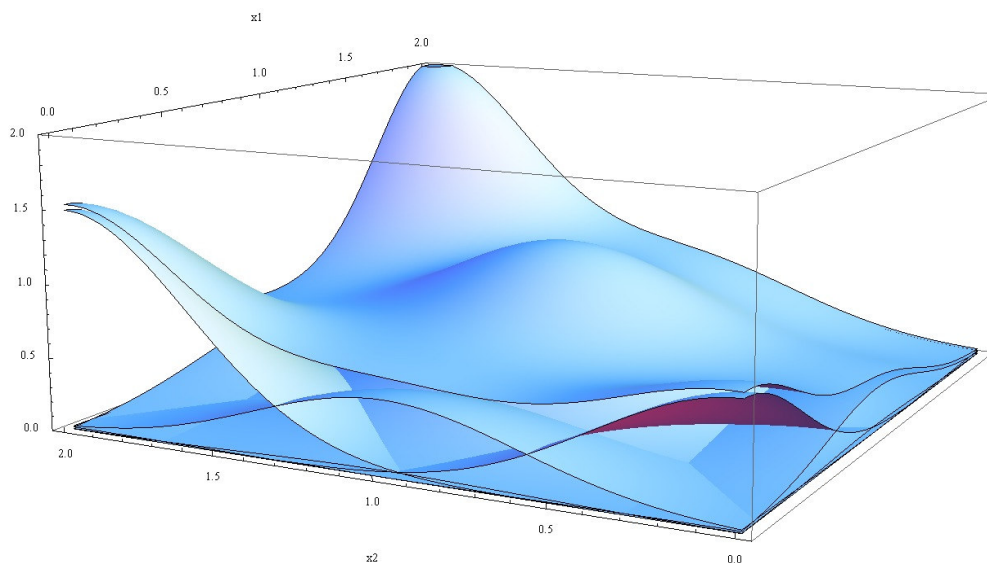


Figura III.1 - Interpolação RBF definida como uma combinação de funções radiais.

Na implementação da técnica de interpolação RBF para a reconstrução do clima marítimo multidimensional, dispõe-se de  $M$  pontos  $d$ -dimensionais  $D_j^{EOF} = \{PC_{X*1}^D, \dots, PC_{X*d}^D\}_j$  para  $j=1 \dots M$ , que se correspondem com os casos do clima marítimo multidimensional em águas profundas, selecionados através do algoritmo MaxDiss no espaço de projeção das EOFs, onde  $d$  é igual ao número

de componentes principais considerados. O valor exato da função nestes pontos  $f_i(x)$  é igual aos parâmetros espectrais obtidos como resultado da propagação em um ponto objetivo: a altura da onda significativa propagada  $\{H_{sp,j}^D\}$ , o período de pico  $\{T_{pp,j}^D\}$ , os componentes  $x$  e  $y$  da direção média propagada  $\{\theta_{x_{mp,j}}^D, \theta_{y_{mp,j}}^D\}$  (a direção média se recompõe a partir dos componentes  $x$  e  $y$ ), a potência das ondas propagadas  $\{P_{wp,j}^D\}$  e as componentes da direção média propagada da energia das ondas  $\{\theta_{x_{pp,j}}^D, \theta_{y_{pp,j}}^D\}$ .

Portanto, o objetivo da aplicação desta técnica de interpolação na reconstrução do clima marítimo é o cálculo de uma função de interpolação  $RBF_H$  da altura da onda propagada  $H_{sp}$ , uma função de interpolação  $RBF_T$  do período de pico propagado  $T_{pp}$ , uma função de interpolação  $RBF_{\square_x}$  do componente  $x$  de direção média propagada  $\theta_{x_{mp}}$ , uma função de interpolação  $RBF_{\square_y}$  da componente  $y$  de direção média propagada  $\theta_{y_{mp}}$ , uma função de interpolação  $RBF_{P_w}$  da potência das ondas propagada  $P_{wp}$  e uma função de interpolação  $RBF_{\theta_{x_p}}$  e  $RBF_{\theta_{y_p}}$  do componente  $x$  e  $y$  da direção média propagada da energia da onda  $\theta_{x_{pp}}, \theta_{y_{pp}}$ . Estas funções RBF permitem inferir os valores dos parâmetros propagados em qualquer outro ponto do espaço, ou seja, qualquer outra situação de clima marítimo em águas profundas projetada no espaço das EOFs:  $X_i^{EOF} = \{PC_{X^*1}, \dots, PC_{X^*d}\}_i \quad i=1 \dots N$ .

Portanto, em primeiro lugar é necessário determinar estas funções de interpolação. As componentes principais que se definem a cada situação do clima marítimo em águas profundas se normalizam através de uma transformação linear que escala os valores entre 0 e 1, e são definidos como  $X_i^{EOF, norm} = \{PC_{X^*1}^{norm}, \dots, PC_{X^*d}^{norm}\}$ . Cada caso selecionado em que se dispõe do valor dos parâmetros propagados é expresso como  $D_j^{EOF, norm} = \{PC_{X^*1}^{D, norm}, \dots, PC_{X^*d}^{D, norm}\}$ .

A função de interpolação RBF é calculada através da seguinte expressão:

$$RBF(X^{EOD, norm}) = p(X^{EOD, norm}) + \sum_{j=1}^M a_j \Phi(\|X^{EOD, norm} - D_j^{EOF, norm}\|) \quad (III.3)$$



onde

$$p(X^{EOF, norm}) = b_0 + b_1 PC_{X^{*1}}^{norm} + b_2 PC_{X^{*2}}^{norm} + \dots + b_d PC_{X^{*d}}^{norm} \quad (III.4)$$

e  $\Phi$  representa a função gaussiana com um parâmetro de forma,  $c$ :

$$\Phi\left(\|X^{EOF, norm} - D_j^{EOF, norm}\|\right) = \exp\left(-\frac{\|X^{EOF, norm} - D_j^{EOF, norm}\|^2}{2c^2}\right) \quad (III.5)$$

O parâmetro de forma  $c$  mais adequado é estimado através do algoritmo de Ripppa (1999) baseado no método *leave-one-out-cross validation* (LOOCV). Os coeficientes  $b_l = [b_0, b_1, \dots, b_d]^T$  dos polinômios e  $a_j = [a_1, \dots, a_M]^T$  das funções radiais são determinados a partir das condições de interpolação:

$$RBF(D_j^{EOF, norm}) = f_j(D_j^{EOF, norm}) = D_{p,j} \quad j = 1 \dots M \quad (III.6)$$

onde o vetor de dados  $f_j$  está definido pelos parâmetros espectrais propagados  $\{H_{sp}\}$ ,  $\{T_{pp}\}$ ,  $\{\theta x_{mp}\}$ ,  $\{\theta y_{mp}\}$ ,  $\{P_{wp}\}$ ,  $\{\theta x_{pp}\}$ ,  $\{\theta y_{pp}\}$ , correspondentes aos estados de mar  $D_j$  selecionados através do algoritmo MaxDiss.

Portanto, as funções RBF de cada um dos parâmetros espectrais propagados no ponto de interesse permitem transferir o clima marítimo multidimensional definido por  $X^{EOF, norm} = \{PC_{X^{*1}}^{norm}, \dots, PC_{X^{*d}}^{norm}\}$  a partir de águas profundas até águas rasas. Estas funções RBF são definidas como:

$$H_{sp,i} = RBF_H\left(\{D_j^{EOF, norm}, H_{sp,j}(j=1 \dots M)\}, X_i^{EOF, norm}\right) \quad i = 1 \dots N \quad (III.7)$$

$$T_{pp,i} = RBF_T\left(\{D_j^{EOF, norm}, T_{pp,j}(j=1 \dots M)\}, X_i^{EOF, norm}\right) \quad i = 1 \dots N \quad (III.8)$$

$$\theta x_{mp,i} = RBF_{\theta x}\left(\{D_j^{EOF, norm}, \theta x_{mp,j}(j=1 \dots M)\}, X_i^{EOF, norm}\right) \quad i = 1 \dots N \quad (III.9)$$

$$\theta y_{mp,i} = RBF_{\theta y}\left(\{D_j^{EOF, norm}, \theta y_{mp,j}(j=1 \dots M)\}, X_i^{EOF, norm}\right) \quad i = 1 \dots N \quad (III.10)$$

$$P_{wp,i} = RBF_w\left(\{D_j^{EOF, norm}, P_{wp,j}(j=1 \dots M)\}, X_i^{EOF, norm}\right) \quad i = 1 \dots N \quad (III.11)$$

$$\theta x_{pp,i} = RBF_{\theta x_p}\left(\{D_j^{EOF, norm}, \theta x_{pp,j}(j=1 \dots M)\}, X_i^{EOF, norm}\right) \quad i = 1 \dots N \quad (III.12)$$

$$\theta y_{pp,i} = RBF_{\theta y_p} \left( \{D_j^{EOF, norm}, \theta y_{pp,j} (j=1 \dots M)\}, X_i^{EOF, norm} \right) \quad i=1 \dots N \quad (III.13)$$

A função de transferência geral de cada estado de mar em águas profundas projetadas no espaço das EOFs,  $X_i^{EOF, norm}$ , para  $i=1 \dots N$  é expressa como:

$$X_{p,i} = RBF \left( \{D_j^{EOF, norm}, D_{p,j}^* (j=1 \dots M)\}, X_i^{EOF, norm} \right) \quad i=1 \dots N \quad (III.14)$$

O resultado final é a série de reanálise transferida a águas rasas:

$$X_{p,i} = \{H_{sp,i}, T_{mp,i}, \theta_{mp,i}\} (i=1 \dots N) \quad (III.15)$$

No caso da existência de maré astronômica significativa, é necessário propagar os casos selecionados em  $Q$  diferentes níveis ( $Z_q; q=1 \dots Q$ ):  $D_{p,j}(Z_q) = \{H_{sp,j}^D, T_{mp,j}^D, \theta_{mp,j}^D, P_{wp,j}^D, \theta_{pp,j}^D, Z_q\}$  ( $j=1 \dots M, q=1 \dots Q$ ), calculando uma função RBF para cada parâmetro propagado de interesse e para cada nível de propagação. A transferência de uma condição de clima marítimo com variabilidade espacial a partir de águas profundas ao ponto objetivo é obtida a partir das funções correspondentes RBF para os  $q$  níveis e posteriormente é realizada uma interpolação linear no nível correspondente à situação climática em águas profundas  $Z_i$ . A função de transferência generalizada para um nível de mar determinado  $Z_i$  é expressa como:

$$X_{p,i}^*(Z_i) = INTERP \left[ RBF \left( \{D_j^{EOF, norm}, D_{p,j}^*(Z_q), (j=1 \dots M)\}, X_i^{EOF, norm}, Z_i \{q=1 \dots Q\} \right) \right]_i \quad i=1 \dots N \quad (III.16)$$



**ANEXO IV**

## IV. Artigos científicos de interesse para o documento

Neste anexo estão listados os artigos científicos cuja leitura foi recomendada ao longo deste documento.

Os artigos incluídos neste Anexo são os seguintes, ordenados por capítulos do documento:

### Capítulo 3

- B.G. Reguero, M. Menéndez, F.J. Méndez, R. Mínguez, I.J. Losada, **A Global Ocean Wave (GOW) calibrated reanalysis from 1948 onwards**, Coastal Engineering, Volume 65, July 2012, Pages 38-55, ISSN 0378-3839, 10.1016/j.coastaleng.2012.03.003.

### Capítulo 4

- Paula Camus, Fernando J. Mendez, Raul Medina, Antonio Tomas, Cristina Izaguirre, **High resolution DOWNSCALED OCEAN WAVES (DOW) reanalysis in coastal areas**, Coastal Engineering, Volume 72, February 2013, Pages 56-68, ISSN 0378-3839, 10.1016/j.coastaleng.2012.09.002.
- Paula Camus, Fernando J. Mendez, Raul Medina, **A hybrid efficient method to downscale wave climate to coastal areas**, Coastal Engineering, Volume 58, Issue 9, September 2011, Pages 851-862, ISSN 0378-3839, 10.1016/j.coastaleng.2011.05.007.

### Anexo I

- Mínguez, R., A. Espejo, A. Tomás, F. J. Méndez, I. J. Losada, 2011: **Directional calibration of wave reanalysis databases using instrumental data**. J. Atmos. Oceanic Technol., 28, 1466–1485.
- Mínguez, R., B. G. Reguero, A. Luceño, F. J. Méndez, 2012: **Regression Models for Outlier Identification (Hurricanes and Typhoons) in Wave Hindcast Databases**. J. Atmos. Oceanic Technol., 29, 267–285

---

## **REFERÊNCIAS**

## REFERÊNCIAS

Araújo, C. E. S.; Franco, D.; Melo, E.; Pimenta, F. (2003). Wave regime characteristics of southern Brazilian Coast. In: International Conference on Coastal and Port Engineering in Developing Countries, 6., Colombo, Sri Lanka. Proceedings... COPEDEC VI, 2003. v. 97, p. 15.

Bayram, A., Larson, M., Hanson, H., 2007. A new formula for the total longshore sediment transport rate. *Coastal Engineering* 540 (9), 700 -710.

Bodge, K. R., Kraus, N. C. 1991. "Critical examination of longshore transport rate magnitude", Proceedings, Coastal Sediments '91, American Society of Civil Engineers.

Booij, N., R. C. Ris y L. H. Holthuijsen (1999). A third-generation wave model for coastal regions. Part I: model description and validation. *Journal of Geophysical Research*, 104 (C4), 7649-7666.

Caires, S., A. Sterl, J.R. Biblot, N. Graham y V. Swail (2002). Climatological assessment of reanalysis of wave data. Proceedings of the 7th International Workshop on Wave Hindcasting and Forecasting, Banff, Canada, 1-12.

Camus, P. (2009). Metodologías para la definición del clima marítimo en aguas profundas y someras: Aplicaciones en el corto, medio y largo plazo. Tesis doctoral. Universidad de Cantabria.

Camus, P., Méndez, F.J., Izaguirre, C., Reguero, B.G., Medina, R. (2010). Statistical and dynamical downscaling to transfer wave climate to coastal areas. European Geosciences Union, May 02-07, Vienna, Austria.

Camus, P.; Méndez, F.J.; Medina, R. (2011). A hybrid efficient method to downscale wave climate to coastal areas. *Coastal Engineering*, 58, 851-862.

Camus, P.; Méndez, F.J.; Medina, R.; Tomas, A.; Izaguirre, C. (2013). High resolution *DOWNSCALED OCEAN WAVES* (DOW) reanalysis in coastal areas. *Coastal Engineering*, 72, 56-68.

Dean, R. G., Dalrymple, R. A. 2004. "Coastal processes with engineering applications", Cambridge University Press.

Del Valle, R., Medina, R., Losada, M., 1993. "Dependence of coefficient k on grain size", Technical Note No. 3062. *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, Vol 119, No. 5.

Franke, R. (1982). Scattered data interpolation: test of some methods. *Math. Comp.*, 38, 181-200.

Jeffreys, H. (1925): On the formation of water waves by wind. *Proc. Roy.Soc. London, Series A*, 107, 189-206.

João Mil-Homens, Roshanka Ranasinghe, J.S.M. van Thiel de Vries, M.J.F. Stive, Re-evaluation and improvement of three commonly used bulk longshore sediment transport formulas, *Coastal Engineering*, Volume 75, May 2013, Pages 29-39.

Kamphuis, J.W., 1991. Alongshore sediment transport rate. *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering* 1170 (6), 624.

Kennard, R.W., and Stone, L.A. (1969). Computer aided design experiments. *Technometrics*, 11, 137-148.

Komar, P. D., Inman, D. L. 1970. "Longshore sand transport on beaches." *Journal of Geophysical Research*, Vol 75, No. 30.

Komen, G. J., L. Cavaleri, M. Donelan, K. Hasselmann, S. Hasselmann and P. A. E. M. Janssen (1994). *Dynamics and Modelling of Ocean Waves*. Cambridge University Press, 532 pp.

Kraus N. C., Isobe M., Igarashi H., Sasaki T.O., Horikawa K. 1982. "Field experiments on longshore sand transport in the surf zone", *Proceedings of 18th International Conference on Coastal Engineering*, ASCE, New York.

Kumar, V.S., Anand, N.M., Chandaramohan, P., naik, G.N., 2004. Longshore sediment transport rate; measurements and estimation Central West Coast of India. *Coastal Engineering*, 48, 95-104.

Miller, H.C., 1999. Field Measurements of longshore sediment transport during storm. *Coastal Engineering* 36, 301-321.

Mínguez, R.; Espejo, A.; Tomás, A.; Méndez, F.J.; and Losada, I.J. (2011). Directional Calibration of Wave Reanalysis Database Using Instrumental Data. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*. Vol. 28

Pianca, C.; Mazzini, P. L.F. and Siegle, E.. (2010). Brazilian offshore wave climate based on NWW3 reanalysis. *Braz. j. oceanogr.* [online], vol.58, n.1, pp. 53-70. ISSN 1982-436X. <http://dx.doi.org/10.1590/S1679-87592010000100006>.

Polinsky, A., R.D. Feinstein, S. Shi y A. Kuki (1996). Software for automated design of exploratory and targeted combinatorial libraries. *Molecular Diversity and Combinatorial Chemistry: Libraries and Drug Discovery* (I.M. Chaiken and K.D.Janda, eds.). American Chemical Society, Washington, D.C., pp. 219-232.

Reguero, B.G.; Menéndez, M.; Méndez, F.J.; Mínguez, R.; Losada, I.J.. (2012). A Global Ocean Wave (GOW) calibrated reanalysis from 1948 onwards. *Coastal Engineering*, 65, 38-55.

Rippa, S. (1999). An algorithm for selecting a good value for the parameter  $c$  in radial basis function interpolation. *Adv. Comput. Math.* 11, 193-210.

Rogers, W.E., J.M. Kaihatu, N. Booij, L.H. Holthuijsen (1999). Improving the numerics of a third generation wave action model. *Naval Res. Lab. Rep. NRL/FR/7320-99-9695*

Schoonees, J.S., Theron, A.K., 1993. Review of the field-data base for longshore sediment transport. *Coastal Engineering* 190 (1-2), 1-25.

Schoonees J.S., Theron, A.K., 1996. Improvement of the most accurate longshore formula. *25th International Conference on Coastal Engineering*, vol 3. ASCE, Orlando, FL. pp 3652-3665.

“Shore Protection Manual”. 1977. 3rd ed., 2 Vol. U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station. U.S. Government Printing Office, Washington, DC.

“Shore Protection Manual”. 1984. 4th ed., 2 Vol. U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station. U.S. Government Printing Office, Washington, DC.

Smith, E.R., Wang, P., Zhang, Jun, 2003. Evaluation of the CERC formula using large-scale model data. U.S. Army Engineer Research and Development Center, Coastal and Hydraulics Laboratory, Vicksburg.

Snarey, M., Terret, N.K., Willett, P., and Wilton, D.J. (1998). Comparison of algorithms for dissimilarity-base d compound selection. *J. Mol. Graph. Model.* 15, 372–385.

Tolman, H. L. (1989): The numerical model WAVEWATCH: a third generation model for the hindcasting of wind waves on tides in shelf seas. *Communications on Hydraulic and Geotechnical Engineering*, Delft Univ. of Techn., ISSN 0169-6548, Rep. no. 89-2, 72 pp.



Tolman, H. L., (1997). User manual and system documentation of WAVEWATCH-III version 1.15. NOAA / NWS / NCEP / OMB Technical Note 151, 97 pp. (0.74MB PDF file).

Tolman, H. L. (1999). User manual and system documentation of WAVEWATCH-III version 1.18. NOAA / NWS / NCEP / OMB Technical Note 166, 110 pp. (0.76Mb pdf file).

Tolman, H. L. (2002): Distributed memory concepts in the +wave model WAVEWATCH III. *Parallel Computing*, 28, 35-52.

Tomás, A., F.J. Mendez y I.J. Losada (2008). A method for spatial calibration of wave hindcast data bases, *Continental Shelf Research*, ELSEVIER, 28, 391-398.

Tomás, A. (2009). Metodologías de calibración de bases de datos de reanálisis de clima marítimo. Ph. D. Thesis. Universidad de Cantabria.

U.S. Army Corps of Engineers. 1966. "Shore Protection, Planning, and Design", Technical Report No. 4, 3rd ed., Coastal Engineering Research Center, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Vicksburg, MS.

Wang, P., Krauss, N.C., Davis Jr., R.A., 1998. Total longshore sediment transport rate in the surf zone: field measurements and empirical predictions. *Journal of Coastal Research* 14 (1), 269-282.

WAMDIG (1988): The WAM model - A third generation ocean wave prediction model. *Journal of Physical Oceanography*, 18, 1775-1810.

Willet, P. (1996). Molecular diversity techniques for chemical databases. *Information Research*, Vol.2, No. 3.

Polinsky, A., R.D. Feinstein, S. Shi y A. Kuki (1996). Software for automated design of exploratory and targeted combinatorial libraries. *Molecular Diversity and Combinatorial Chemistry: Libraries and Drug Discovery* (I.M. Chaiken and K.D.Janda, eds.). American Chemical Society, Washington, D.C., pp. 219-232.

Reguero, B.G.; Menéndez, M.; Méndez, F.J.; Mínguez, R.; Losada, I.J.. (2012). A Global Ocean Wave (GOW) calibrated reanalysis from 1948 onwards. *Coastal Engineering*, 65, 38-55.

Rippa, S. (1999). An algorithm for selecting a good value for the parameter  $c$  in radial basis function interpolation. *Adv. Comput. Math.* 11, 193-210.

Rogers, W.E., J.M. Kaihatu, N. Booij, L.H. Holthuijsen (1999). Improving the numerics of a third generation wave action model. Naval Res. Lab. Rep. NRL/FR/7320-99-9695

Schoonees, J.S., Theron, A.K., 1993. Review of the field-data base for longshore sediment transport. Coastal Engineering 190 (1-2), 1-25.

Schoonees J.S., Theron, A.K., 1996. Improvement of the most accurate longshore formula. 25th International Conference on Coastal Engineering, vol 3. ASCI., Orlando, FL. pp 3652-3665.

“Shore Protection Manual”. 1977. 3rd ed., 2 Vol. U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station. U.S. Government Printing Office, Washington, DC.

“Shore Protection Manual”. 1984. 4th ed., 2 Vol. U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station. U.S. Government Printing Office, Washington, DC.

Smith, E.R., Wang, P., Zhang, Jun, 2003. Evaluation of the CERC formula using large-scale model data. U.S. Army Engineer Research and Development Center, Coastal and Hydraulics Laboratory, Vicksburg.

Snarey, M., Terret, N.K., Willett, P., and Wilton, D.J. (1998). Comparison of algorithms for dissimilarity-base d compound selection. J. Mol. Graph. Model. 15, 372–385.

Tolman, H. L. (1989): The numerical model WAVEWATCH: a third generation model for the hindcasting of wind waves on tides in shelf seas. Communications on Hydraulic and Geotechnical Engineering, Delft Univ. of Techn., ISSN 0169-6548, Rep. no. 89-2, 72 pp.

Tolman, H. L., (1997). User manual and system documentation of WAVEWATCH-III version 1.15. NOAA / NWS / NCEP / OMB Technical Note 151, 97 pp. (0.74MB PDF file).

Tolman, H. L. (1999). User manual and system documentation of WAVEWATCH-III version 1.18. NOAA / NWS / NCEP / OMB Technical Note 166, 110 pp. (0.76Mb pdf file).

Tolman, H. L. (2002): Distributed memory concepts in the +wave model WAVEWATCH III. Parallel Computing, 28, 35-52.

Tomás, A., F.J. Mendez y I.J. Losada (2008). A method for spatial calibration of wave hindcast data bases, *Continental Shelf Research*, ELSEVIER, 28, 391-398.

Tomás, A. (2009). Metodologías de calibración de bases de datos de reanálisis de clima marítimo. Ph. D. Thesis. Universidad de Cantabria.

U.S. Army Corps of Engineers. 1966. "Shore Protection, Planning, and Design", Technical Report No. 4, 3rd ed., Coastal Engineering Research Center, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Vicksburg, MS.

Wang, P., Krauss, N.C., Davis Jr., R.A., 1998. Total longshore sediment transport rate in the surf zone: field measurements and empirical predictions. *Journal of Coastal Research* 14 (1), 269-282.

WAMDIG (1988): The WAM model - A third generation ocean wave prediction model. *Journal of Physical Oceanography*, 18, 1775-1810.

Willet, P. (1996). Molecular diversity techniques for chemical databases. *Information Research*, Vol.2, No. 3.