



MODELAÇÃO DE PERFIS TRANSVERSAIS DE PRAIA COM RECURSO A SÉRIES SINTÉTICAS

ANA SOFIA CASTRO MOREIRA
dezembro de 2016

MODELAÇÃO DE PERFIS TRANSVERSAIS DE PRAIA

COM RECURSO A SÉRIES SINTÉTICAS

ANA SOFIA CASTRO MOREIRA

Dissertação para satisfação parcial dos requisitos do grau de

MESTRE EM ENGENHARIA CIVIL – RAMO DE INFRAESTRUTURAS

Orientador: Tiago André Martins de Azevedo Abreu

Co-Orientador: Rolando Gaal Vadas (Universidade Presbiteriana Mackenzie)

DEZEMBRO DE 2016

ÍNDICE GERAL

Índice Geral	iii
Resumo	v
Abstract	vii
Agradecimentos	ix
Índice de texto	xi
Índice de Figuras	xiii
Índice de Tabelas	xv
1 Introdução	17
2 Morfologia de Praias	21
3 Modelo de Morfodinâmica	33
4 Caso de estudo	55
5 Considerações finais	79
Referências Bibliográfica	81

RESUMO

A zona costeira é uma área bastante dinâmica e que se encontra em constante alteração devido, principalmente, às correntes marítimas, que provocam o transporte de sedimentos, quer em direção à praia, quer em direção ao largo. Este transporte provoca o aparecimento de barras litorais que podem migrar para o largo ou para a costa, consoante o sentido do transporte de sedimentos. Por isso, o estudo da evolução/alteração da linha de costa, tendo em conta o uso de séries sintéticas de agitação é bastante importante para a análise da zona costeira.

Neste trabalho irão ser realizadas simulações numéricas, recorrendo a um modelo de morfodinâmica adaptado para o caso em estudo, que permitirá um estudo à alteração do perfil transversal de praia, recorrendo ao uso de séries sintéticas de agitação. Estas possibilitarão a análise da influência da ordem de ocorrência do evento que, neste caso, será a altura significativa (H_s). A realização destes estudos permitirá observar qual o comportamento do perfil da praia aquando a variação dos parâmetros acima referidos.

Palavras-chave: zona costeira, séries sintéticas, altura significativa da onda, morfodinâmica, sedimentos, perfil transversal de praia.

ABSTRACT

The coastal zone is a very dynamic area and it is constantly changing, due mainly to the sea currents, that cause sediment transport, either to the beach or to the sea. This transport causes the appearance of coastal bars, which can migrate to the beach or to the sea, according to sediment transport. Thus, the study of the coastline change, based on the use of synthetic agitation series, is very important to the coastal zone analysis.

In this dissertation is going to realise numerical simulation, using a morphodynamic model adapted for this specific case that will allow a study of the alteration of the transversal profile of the beach, using the synthetic agitation series. This will enable the analysis of the influence of the order of event which, in this case, is the significant height of the wave (H_s). The realization of this studies will allow to observe what the alteration of the beach profile when changing the previous mentioned parameters.

Keywords: coastal zone, synthetic agitation series, significant height of the wave, morphodynamic, sediments, transversal profile of the beach.

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar, um enorme agradecimento ao meu orientador, o Professor Doutor Tiago André Martins de Azevedo Abreu, por toda a disponibilidade que demonstrou ter para me ajudar ao longo de todo o tempo, pelo incentivo que me deu, desde o início, com a escolha deste tema, quando eu própria duvidei das minhas capacidades e por me ter ajudado a aprofundar o meu conhecimento na área da hidráulica marítima, no *Excel* e no *Matlab*. Sinto-me uma privilegiada por ter sido meu orientador, muito obrigada.

A todas as minhas amigas que ganhei neste Instituto e que me acompanharam ao longo de todo este percurso. Obrigada por todo apoio, não só nos últimos meses, como em todos os anos deste percurso.

À Daniela, por estar lá em todos os momentos e por me apoiar, incondicionalmente, em tudo.

A todos os que acompanharam, diretamente, o meu percurso em São Paulo, na Universidade Presbiteriana Mackenzie, e que me ajudaram a viver num país tão diferente do meu. A eles, em especial ao João, Gustavo, Felipe, José Guilherme, Raúl, Paula e Gabriela. Um obrigada muito especial, também, à família que me acolheu e me tratou tão bem, Necy e Vinicius.

Ao Tiago, um agradecimento muito especial, pelo apoio, paciência, ajuda, por todas as palavras de encorajamento e, principalmente, por todo o carinho. Sem ele, tudo teria sido muito mais difícil.

Por último, porque nada disto tinha sido possível sem eles, dedico o maior agradecimento de todos à minha família, em especial aos meus pais, pelo amor, pelo apoio, incentivo, coragem e por todo o esforço que fizeram para que todos os meus sonhos fossem realizados. Este trabalho é dedicado a eles.

ÍNDICE DE TEXTO

Índice Geral	iii
Resumo	v
Abstract	vii
Agradecimentos	ix
Índice de texto.....	xi
Índice de Figuras.....	xiii
Índice de Tabelas	xv
1 Introdução.....	17
1.1 Descrição.....	17
1.2 Objetivos	19
1.3 Organização da dissertação	20
2 Morfologia de Praias	21
2.1 Mecanismos que provocam alteração do perfil de praia	22
2.2 Morfologia da praia Emersa.....	23
2.3 Morfologia da praia Submersa	25
2.3.1 Variações Morfológicas Transversais	25
2.3.2 Importância das barras.....	26
2.3.3 Mecanismos que originam a formação de barras longitudinais	26
2.3.4 Migração das barras litorais	29
2.4 Sedimentos e transporte sedimentar	30
2.4.1 Propriedades dos sedimentos	30

2.4.2	Mobilização, transporte e deposição de sedimentos.....	31
3	Modelo de Morfodinâmica	33
3.1	Propagação da ondulação.....	34
3.1.1	Movimento Orbital	35
3.1.2	Teoria Linear de ondas.....	37
3.1.3	Coeficiente de empolamento	40
3.1.4	Rebentação	43
3.1.5	Dissipação	45
3.1.6	Correntes induzidas pelas ondas	46
3.1.7	Parametrização de assimetrias.....	47
3.2	Modelos de transporte sedimentar	51
3.3	Modelo Morfodinâmico	53
4	Caso de estudo	55
4.1	Experiências LIP.....	55
4.2	Estudo do modelo	58
4.2.1	Apresentação do Modelo	58
4.2.2	Implementação numérica do modelo	59
4.3	Resultados.....	60
4.3.1	Utilizando valores de laboratório	60
4.3.2	Utilizando séries sintéticas	66
5	Considerações finais.....	79
5.1	Conclusões	79
5.2	Desenvolvimentos Futuros	80
	Referências Bibliográfica	81

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1 - Reposição contínua de areias (Reposição contínua de areia nas praias apontada como solução para a erosão. «Público». (7 de Novembro de 2014)).	18
Figura 1.2 – Praia afetada pela erosão costeira (Portugal pode ter de deslocar populações devido à erosão costeira. «Público». (1 de Abril de 2012)).	18
Figura 1.3 – Maré viva em Odeceixe (Maré viva varre costa alentejana e leva praia fluvial de Odeceixe. «Público». (28 de Outubro de 2015)).	19
Figura 2.1 – Zonas de divisão de uma praia (http://www.aprh.pt/rgci/glossario/praia.html)	21
Figura 2.2 – Perfis de Praia: (A) Dissipativo, (B) Intermédio, (C) refletido. Sistema desenvolvido por Wright e Short (1983) para classificar morfologias de praia e os padrões de acompanhamento das ondas e das correntes a nearshore (Komar, 1998)	24
Figura 2.3 - Principais acidentes morfológicos que ocorrem num perfil perpendicular à linha de costa (Ferreira, 1993)	25
Figura 2.4 – (a) Formação de barras longitudinais; (b) Migração da barra para o lado (condições de tempestade); (c) Migração da barra para a costa (condições de acalmia) (Mariño-Tapia <i>et al.</i> , 2007)	27
Figura 2.5 – Nodos e antinodos do campo de onda (Silva, 2015)	28
Figura 2.6 – Escala de <i>Wentworth</i> para classificação de sedimentos (Soulsby, 1997)	30
Figura 2.7 – Modos de transporte de sedimentos: A – Arrastamento; B – Arrastamento e suspensão; C – Suspensão (Silva, 2001)	31
Figura 3.1 – Esquema hierárquico de um modelo morfodinâmico	33
Figura 3.2 - Parâmetros característicos de uma onda (http://www.aprh.pt/rgci/glossario/onda.html)	35
Figura 3.3 – Movimento das partículas de água em águas profundas mostrando um decaimento exponencial da trajetória com a profundidade (http://admin.nortek-as.com/br/produtos/sistemas-de-ondas/voce-nao-conhece-muito-as-ondas)	35

Figura 3.4 - Movimento das partículas de água em águas profundas mostrando o movimento elíptico, quando restringido pelo fundo	36
Figura 3.5 - Alteração da forma do movimento orbital com a aproximação à costa (Abreu, 2006).....	37
Figura 3.6 - Sistemas de eixos de coordenadas OXYZ. u , v e w são componentes do vetor velocidade ..	38
Figura 3.7 - Movimento das partículas de água em águas profundas e pouco profundas (http://www.aprh.pt/rgci/glossario/ondasmarinhas.html#).....	40
Figura 3.8 - Formação de grupos de ondas por interferência de dois trens de ondas singulares (http://www.aprh.pt/rgci/glossario/grupoondas.html)	41
Figura 3.9 – Diferentes tipos de rebentação (Apontamentos das aulas de Portos, rios e canais II – Universidade Presbiteriana Mackenzie).....	43
Figura 3.10 – Esquema das correntes de fundo (<i>Undertow</i>) (Figueiredo, 2013)	46
Figura 3.11 - Variação temporal da velocidade orbital: (a) Assimetria da Velocidade; (b) Assimetria da Aceleração.....	48
Figura 4.1 – Esquema do canal de ondas e do perfil transversal utilizado (Arcilla <i>et al.</i> , 1994)	56
Figura 4.2 – Batimetrias originais em estudo.....	57
Figura 4.3 - Comparação entre os valores medidos e interpolados com os valores modelados para LIP1B (Linha contínua: Valores modelados; Linha descontínua: Valores medidos e interpolados).....	61
Figura 4.4 - Comparação entre os valores medidos e interpolados com os valores modelados para LIP1C (Linha contínua: Valores modelados; Linha descontínua: Valores medidos e interpolados).....	63
Figura 4.5 - Esquema exemplificativo da variação de H_s em LIP1B – a) 1ª Hipótese; b) 4ª Hipótese.....	68
Figura 4.6 – Perfil de comparação e Perfis das 1ª, 2ª e 3ª hipóteses (LIP1B)	69
Figura 4.7 - Perfil de comparação e Perfis das 4ª, 5ª e 6ª hipóteses (LIP1B)	70
Figura 4.8 – Gráfico comparativo das hipóteses utilizadas na experiência LIP1B.....	72
Figura 4.9 - Perfil de comparação e Perfis das 1ª, 2ª e 3ª hipóteses (LIP1C)	73
Figura 4.10 - Perfil de comparação e Perfis das 4ª, 5ª e 6ª hipóteses (LIP1C)	74
Figura 4.11 - Gráfico comparativo das hipóteses utilizadas na experiência LIP1C.....	76
Figura 4.12 - Esquema exemplificativo utilizado nas duas hipóteses extra – a) 1ª Hipótese; b) 2ª Hipótese	77
Figura 4.13 - Hipóteses extras para verificação de alteração de morfologia	78

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 3.1 – Dados de entrada no estudo da modelação da morfologia de fundo	49
Tabela 4.1 – Parâmetro da onda dos dois casos estudados.....	56
Tabela 4.2 – Dados de entrada utilizados no estudo dos modelos de transporte sedimentar para modelação da morfologia no fundo do canal	59
Tabela 4.3 – Hipóteses utilizadas para cada experiência na variação da altura significativa de onda (Hs).....	67

1 INTRODUÇÃO

1.1 DESCRIÇÃO

A zona costeira corresponde à transição entre o domínio continental e o domínio marinho. É uma faixa dinâmica, de forma variável, que está sujeita a vários processos que vão fazer alterar a sua morfodinâmica, uma vez que podem dar origem a erosão ou deposição de sedimentos, tais como: a ação mecânica das ondas, das correntes marítimas e das marés. A erosão resulta do desgaste que é provocado pelo impacto das ondas sobre a costa, enquanto a deposição é consequência da acumulação dos materiais que são arrancados pelo mar ou transportados pelo rio.

Portugal é um país com uma grande extensão de zona costeira. No entanto, ao longo dos anos, a linha de costa tem sofrido um acentuado recuo devido aos elevados fenómenos de erosão costeira, tendo-se agravado substancialmente nas últimas décadas, como se pode verificar nas seguintes notícias:

Reposição contínua de areia nas praias apontada como solução para a erosão (Reposição contínua de areia nas praias apontada como solução para a erosão. «Público». (7 de Novembro de 2014)).

“A solução para uma boa parte dos problemas de erosão na faixa litoral portuguesa poderá estar na realização de ações sistemáticas de enchimento de praias, mais do que numa aposta em obras de engenharia pesada. O Grupo de Trabalho para o Litoral liderado pelo investigador Filipe Duarte Santos tem o seu relatório quase pronto, e esta, antecipou o académico, deverá ser uma das linhas de força do documento que será apresentado ao ministro do ambiente e aos autarcas, dentro de duas semanas.”

Na Figura 1.1 pode ver-se uma praia onde está a ser feita a reposição de areias.



Figura 1.1 - Reposição contínua de areias (Reposição contínua de areia nas praias apontada como solução para a erosão. «Público». (7 de Novembro de 2014)).

Portugal pode ter de deslocar populações devido à erosão costeira (Portugal pode ter de deslocar populações devido à erosão costeira. «Público». (1 de Abril de 2012)).

“Em alguns sítios não temos outra solução a médio prazo que não seja deslocar populações”, admite o secretário de Estado do Ambiente e do Ordenamento do Território, referindo-se ao crescente problema da erosão costeira em várias zonas do país e à progressiva elevação do nível do mar motivada pelas alterações climáticas.”

Na Figura 1.2 pode ver-se uma praia onde este fenómeno é bastante evidente.



Figura 1.2 – Praia afetada pela erosão costeira (Portugal pode ter de deslocar populações devido à erosão costeira. «Público». (1 de Abril de 2012)).

Maré viva varre costa alentejana e leva praia fluvial de Odeceixe (Maré viva varre costa alentejana e leva praia fluvial de Odeceixe. «Público». (28 de Outubro de 2015)).

“Odeceixe foi uma das praias mais castigadas pela forte ondulação que se fez sentir em toda a costa ocidental do Algarve, nos últimos dias. O mar, com ondas de quatro metros, varreu o areal de uma ponta a outra e levou uma parte significativa dos inertes, artificialmente colocados no Verão passado para dar mais espaço aos banhistas.” – Figura 1.3



Figura 1.3 – Maré viva em Odeceixe (Maré viva varre costa alentejana e leva praia fluvial de Odeceixe. «Público». (28 de Outubro de 2015)).

Como se pode verificar através das figuras anteriores, todos estes fenómenos alteram a morfologia da praia e, como tal, o seu perfil transversal é também afetado.

A convergência do transporte transversal à linha de costa numa determinada zona do perfil de praia origina a formação e migração de barras litorais.

1.2 OBJETIVOS

Este trabalho tem como principal objetivo a realização de simulações numéricas, recorrendo a um modelo numérico de morfodinâmica, que permitam verificar quais as alterações sofridas pelo perfil transversal de praia aquando da variação de determinados parâmetros característicos da onda, como a altura significativa. Para tal, será feito um estudo utilizando séries sintéticas, permitindo uma análise da influência da ordem de ocorrência de certos eventos de agitação na variação morfológica do perfil

transversal de praias. Serão realizadas diferentes simulações que vão incluir variações das alturas significativas de onda (H_s). Estas variações incluirão diversos cenários para que, no fim, sejam analisados todos os perfis de fundo e comparados com o perfil original. As simulações serão feitas num programa adaptado, em *Matlab*, e os dados de entrada utilizados são provenientes de uma experiência realizada num canal de ondas de grandes dimensões, na Holanda, no ano de 1993 (Arcilla *et al.*, 1994; Roelvink e Reniers, 1995). Este estudo foca os testes LIP1B e LIP1C.

1.3 ORGANIZAÇÃO DA DISSERTAÇÃO

O presente trabalho é constituído por seis capítulos, sendo este primeiro referente à introdução, onde conta uma breve descrição do tema e dos objetivos a alcançar.

No segundo capítulo é feito um estudo acerca da morfologia das praias, onde são abordados vários aspetos relativos à praia emersa (como os mecanismos que provocam alteração do perfil de praia), praia submersa (como a importância das barras litorais, os mecanismos que originam a sua formação e a sua migração) e uma referência relativamente aos sedimentos e ao transporte sedimentar (como as suas propriedades e a mobilização, transporte e deposição dos mesmos).

O terceiro capítulo é referente ao modelo morfodinâmico e é dividido em três partes. A primeira diz respeito à hidrodinâmica associada à propagação da ondulação e inclui um breve estudo acerca do movimento orbital, teoria linear de ondas, coeficiente de empolamento, rebentação, dissipação, correntes transversais induzidas pelas ondas e ainda um estudo acerca das formulações matemáticas tidas em conta neste trabalho. A segunda parte aborda o modelo de transporte sedimentar utilizado nesta dissertação. A terceira e última parte faz referência ao modelo morfodinâmico.

O quarto capítulo aborda o caso de estudo. Primeiramente é feita uma abordagem às experiências LIP, que servem como base ao estudo realizado. De seguida é feito um estudo do modelo, onde é feita uma apresentação do mesmo e também uma referência à sua implementação numérica. Por fim, a última parte deste capítulo corresponde aos resultados, onde se utilizam valores de laboratório, em primeiro lugar (servindo como uma validação do modelo) e, em segundo lugar, com a utilização das séries sintéticas, que é o principal objetivo da dissertação.

O capítulo cinco diz respeito à conclusão, onde são apresentadas as principais conclusões retiradas deste trabalho.

2 MORFOLOGIA DE PRAIAS

Uma praia é um local caracterizado pela transição entre o ambiente marinho e o ambiente terrestre. Consiste numa acumulação de sedimentos que variam desde pequenas areias a pedregulhos, sedimentos esses que são oriundos da ação conjunta das ondas, das correntes e das marés (Davidson, 2010). Este é um local bastante dinâmico, o que faz com que se encontre em constante mudança. As marés, os temporais e até mesmo os ciclos de erosão podem alterar de tal maneira a fisionomia da praia, que esta pode até desaparecer.

Na Figura 2.1 encontram-se todas as zonas de divisão de uma praia, podendo, assim, afirmar que uma praia é constituída por duas partes interdependentes: a praia subaérea (ou emersa) e a praia submarina (ou submersa – que se encontra debaixo de água). O limite inferior de uma praia é marcado pela profundidade de fecho, ou seja, a zona a partir da qual não ocorre movimento significativo de sedimentos.

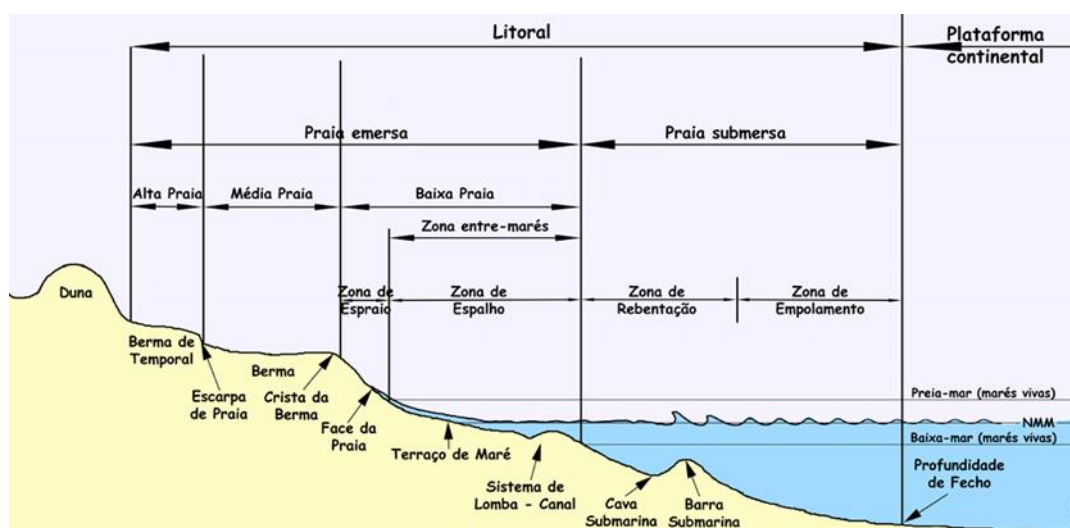


Figura 2.1 – Zonas de divisão de uma praia
(<http://www.aprh.pt/rgci/glossario/praias.html>)

2.1 MECANISMOS QUE PROVOCAM ALTERAÇÃO DO PERFIL DE PRAIA

Existem alguns mecanismos que causam o transporte de sedimentos através do perfil de praia. Alguns deles contribuem para o transporte para o largo (*offshore*), originando uma retração do perfil, enquanto outros colaboram para um transporte em sentido contrário, para a costa (*onshore*), originando um desenvolvimento do perfil. Estas duas hipóteses (retração ou desenvolvimento do perfil) dependem das características da onda, das condições do nível da água, do declive da praia e também das características dos sedimentos, nomeadamente:

- ✓ Com a propagação de uma onda para a costa, é gerada uma assimetria das velocidades horizontais das partículas de água, no fundo do mar, com uma velocidade maior em magnitude e de duração mais curta associada à crista da onda e uma velocidade menor mas de maior duração na cava da onda. Há, portanto, um desequilíbrio do transporte no ciclo da onda sempre que se ultrapasse um limiar da tensão sobre os sedimentos;
- ✓ Geralmente, todas as praias apresentam um perfil com um declive acentuado (inclinado) até ao mar (exceto num curto segmento que respeita a face terrestre das barras *offshore*). Esse declive faz com que a ação da gravidade atue, podendo transportar os sedimentos mais finos para o largo;
- ✓ A rebentação induzida pelas ondas na zona de surf origina um retorno das correntes de fundo (*Undertow*), forçando o transporte de sedimentos para o largo. Ao longo de um segmento de praia, junto à costa, onde se podem desenvolver correntes significativas, podem surgir correntes de refluxo, especialmente periódicas, que transportam grandes quantidades de areia para o mar;
- ✓ A agitação causada pela rebentação das ondas, na zona de surf, também origina a suspensão de sedimentos, sendo essa suspensão intermitente, devido ao rebentamento sucessivo das ondas. O transporte de sedimentos será controlado pela velocidade de fluxo horizontal, durante a suspensão dos sedimentos. Este mecanismo pode provocar o transporte de sedimentos para onshore (em direção à costa) ou para offshore (em direção ao largo);
- ✓ Os ventos que atuam em zonas costeiras, além de provocarem uma agitação na superfície da água e, consequentemente, um fluxo de retorno, podem levar a um transporte eólico significativo alterando o perfil de praia.

Este pequeno resumo demonstra a complexidade dos mecanismos que atuam para formar um perfil de praia e para distribuir os sedimentos ao longo de todo esse perfil. Esta complexidade é ainda agravada pelo facto de os diferentes mecanismos terem forças substancialmente diferentes, forças essas que

variam com as ondas, o vento e com as condições do nível da água. Neste trabalho não se consideram efeitos associados a vento ou de alterações do nível da água. Analisam-se apenas alterações morfológicas de perfis transversais de praia causados pela agitação de ondas de diferentes energias.

2.2 MORFOLOGIA DA PRAIA EMERSA

O perfil de praia emersa é determinado por uma característica dominante que é a variabilidade entre dois tipos extremos de configuração, que dependem das condições da agitação marítima. A designação utilizada para estes extremos tem por base os trabalhos de Wright e Short (1983,1984) e Wright *et al.* (1985), permitindo classificar as morfologias de praia consoante o perfil transversal encontrado (Figura 2.2).

1. Perfil Refletivo (também denominado perfil de acalmia ou perfil de Verão)

Para períodos longos, em que a ondulação tem pouca energia, o transporte de sedimentos é registado desde a zona submersa até à praia emersa (Komar, 1976; Niedoroda *et al.*, 1984; Wright e Short, 1984). Este transporte é responsável pelo deslocamento de pequenas barras arenosas, que aderem à praia emersa, formando bermas (Komar, 1976; Sunamura e Takeda, 1984; Lins, 1985) e dando ao perfil um aspeto acentuado.

Para este tipo de perfil, podem distinguir-se três setores (Figura 2.1):

- i. Alta Praia: corresponde à zona superior da praia (promovendo assim o contacto com a duna frontal), localizada superiormente à atuação das ondas e das marés. Por isso, a areia presente nesta zona está geralmente seca e foi transportada até ao local através da ação de temporais. Por vezes esta zona não existe, sendo o contacto praia/duna promovido pela média praia.
- ii. Média praia: corresponde à zona intermédia da praia que, geralmente, só é inundada por ação de ondas de grande altura ou de marés com grande amplitude. A média praia prolonga-se desde o limite externo da média praia até à crista da berma mais externa.
- iii. Baixa Praia: é a zona localizada entre a crista da berma mais externa e o nível de baixa mar de marés vivas. Geralmente é uma zona ligeiramente côncava e com pendor relativamente acentuado para o mar. Corresponde à zona mais ativa da praia, sendo constantemente acentuada pelas ondas e pelas marés.

2. Perfil dissipativo (também denominado perfil de erosão ou perfil de Inverno)

Este perfil obtém-se para condições de agitação mais energéticas e a ocorrência dessas condições de agitação marítima provoca:

- ✓ Alterações profundas na morfologia da praia;
- ✓ Remoção dos sedimentos da praia emersa;
- ✓ Transporte de sedimentos para a praia submersa, o que origina a formação de barras submersas (Komar, 1976; Sunamura e Takeda, 1984; Lins, 1985).

Estes perfis têm como característica o facto de serem abruptos, de energias mais altas e com roturas no seu declive. A estes perfis estão associados sedimentos de granulometria mais grosseira (areias mais grossas e cascalhos), enquanto que a um perfil de Verão estão associadas areias mais finas.

Na Figura 2.2 estão representados três tipos de perfis: dissipativo, intermédio e refletivo.

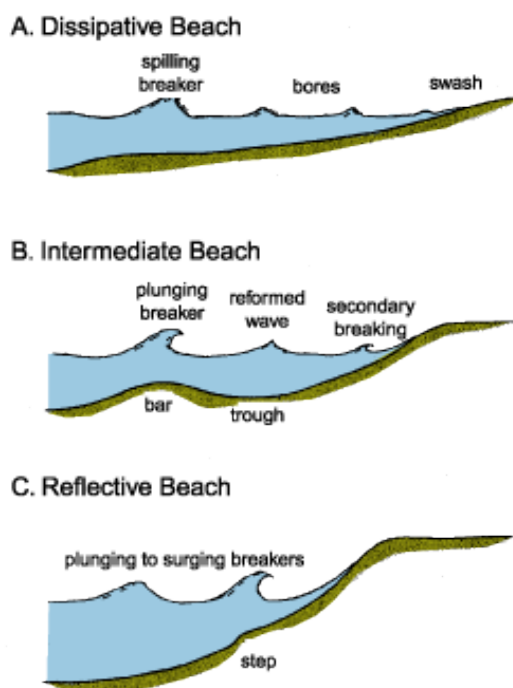


Figura 2.2 – Perfis de Praia: (A) Dissipativo, (B) Intermédio, (C) refletivo. Sistema desenvolvido por Wright e Short (1983) para classificar morfologias de praia e os padrões de acompanhamento das ondas e das correntes a nearshore (Komar, 1998)

2.3 MORFOLOGIA DA PRAIA SUBMERSA

Corresponde à parte da praia localizada abaixo do nível médio do mar. Como não é uma zona visível (o fundo do mar), há alguma dificuldade em fazer com que, a generalidade das pessoas entenda que é parte integrante da praia. Nesta zona, a transferência de sedimentos dentro da zona de movimento induzido pelas ondas, em costas arenosas, está relacionada com o crescimento e migração de barras submarinas longilitorais (“longshore bars”).

2.3.1 Variações Morfológicas Transversais

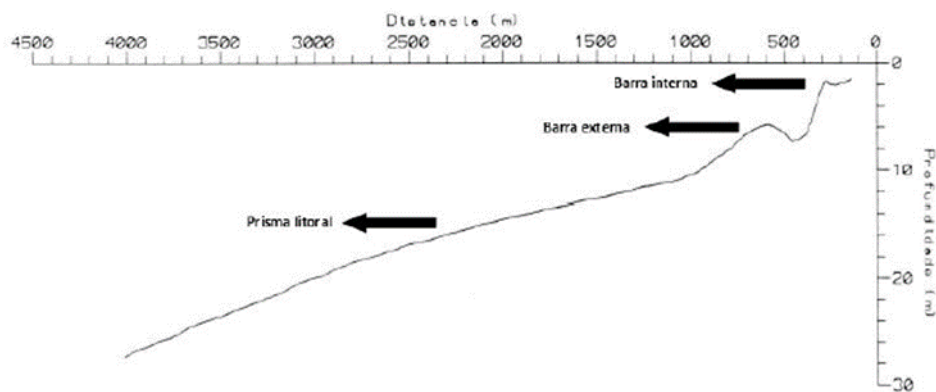


Figura 2.3 - Principais acidentes morfológicos que ocorrem num perfil perpendicular à linha de costa (Ferreira, 1993)

Quando um perfil longitudinal à linha de costa é estendido, ocorrem vários acidentes morfológicos na zona de estudo, como se pode ver na Figura 2.3. O acidente mais próximo da praia emersa é a **barra interna** (“*Inner bar*”), que é uma barra arenosa longitudinal submersa e de reduzidas dimensões (cerca de 0.5m a 1m de altura por 80m a 120m de largura). Podemos encontrar, na Figura 2.1, uma representação desta barra, representada por “lomba-canal”. A formação desta barra deve-se à erosão da praia emersa e ao transporte de areia erodida para o mar, movendo-se para terra em momentos de pouca agitação marítima, alimentando a berma existente ou originando uma nova. A sua presença não é permanente ao longo de toda a zona de estudo nem ao longo de todo o ano.

Mais afastado da praia emersa, surge o acidente morfológico mais importante, a **barra submarina externa** (“**outer bar**”). Este perfil é designado por vezes de “barra-fossa” e esta barra litoral surge devido a uma importante acumulação longitudinal de sedimentos, alongada e sub-paralela à praia. Desenvolve-se assim o prisma litoral, um corpo arenoso de grandes dimensões e sub-paralelo à linha de costa.

2.3.2 Importância das barras

a) Barra Externa

Este tipo de barras está associado a zonas costeiras altamente enérgicas, o que origina o movimento de uma grande quantidade de sedimentos. A sua presença e robustez são muito importantes na proteção das praias adjacentes, uma vez que estas barras funcionam como sendo o primeiro grande obstáculo das ondas. Carter e Basillie (1983) referem que as ondas incidentes podem perder 78% a 99% da sua energia neste tipo de barras (barras de pré-praia).

b) Barra Interna

Esta barra é importante pois funciona como reservatório de sedimentos para pequenas variações da praia emersa. Assim, caso haja um temporal e ocorra a erosão da praia emersa, os sedimentos irão depositar-se na barra interna, sendo depois devolvidos à praia emersa, em condições de agitação favoráveis.

Apresenta uma morfologia não permanente e tem um papel muito importante no equilíbrio dinâmico da praia, para variações de curto prazo (dias/semanas). Quando presente, esta barra funciona como dissipadora de energia das ondas incidentes, com um efeito semelhante ao das barras externas, mas de menor intensidade, contribuindo para a inibição da erosão da praia emersa.

2.3.3 Mecanismos que originam a formação de barras longitudinais

A formação das barras longitudinais é um fenómeno que envolve variados mecanismos. Têm sido realizados vários estudos experimentais de forma a melhor entender os mecanismos associados à sua formação e migração, no que respeita a sua dinâmica. Inicialmente, referem-se duas hipóteses relacionadas com a sua formação: uma associada à hipótese do ponto de rebentação e outra associada às ondas infragravíticas (ondas longas). Apesar destas duas hipóteses serem bastante importantes, com

o passar do tempo foram surgindo outras, tal como a hipótese da decomposição harmónica das ondas de superfície, também apontada como causadora da formação de barras longitudinais (Cambazoğlu, 2009).

2.3.3.1 Hipótese do ponto de rebentação

À medida que as ondas se vão aproximando da costa, a profundidade vai diminuindo. Com essa diminuição da profundidade, as ondas vão começar a sentir o fundo, aumentando a sua altura (empolamento). Depois de ocorrer a rebentação da onda, a sua altura começa a diminuir e o nível da água a aumentar. O fluxo de massa acima da cava é compensado através de uma corrente de retorno, mantendo o equilíbrio, dando origem a um ponto de convergência dos fluxos. Este ponto é denominado ponto de rebentação (*breakpoint*).

O movimento de sedimentos associado a estes fluxos origina a convergência de transporte de sedimentos, que vai permitir a formação das barras longitudinais (Figura 2.4).

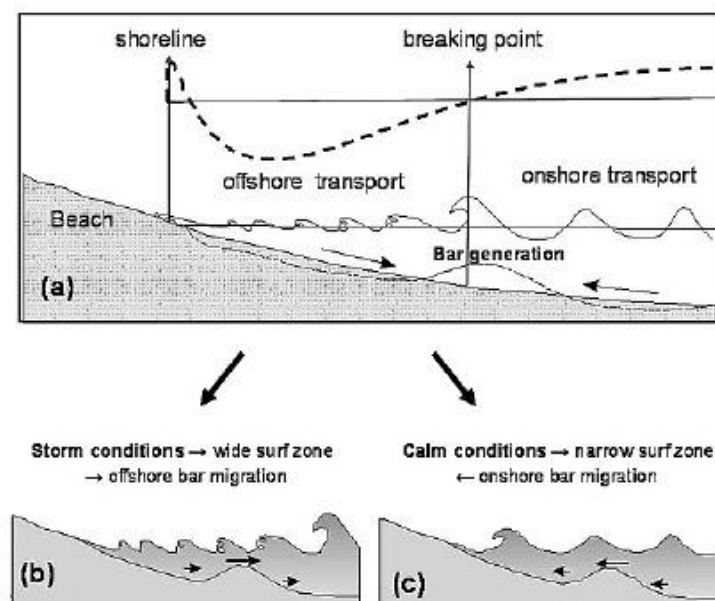


Figura 2.4 – (a) Formação de barras longitudinais; (b) Migração da barra para o lado (condições de tempestade); (c) Migração da barra para a costa (condições de acalmia) (Mariño-Tapia *et al.*, 2007)

Após a formação das barras longitudinais, a rebentação das ondas ocorre cada vez mais afastada da costa, influenciando assim o ponto de rebentação e a migração da barra.

Esta hipótese é provada fisicamente para a formação de barras longitudinais. No entanto, no caso de ondas irregulares, em que o ponto de rebentação não é fixo, temos de ter em conta outros mecanismos responsáveis pela sua formação.

2.3.3.2 Ondas Infragravíticas

Como referido anteriormente, a hipótese do ponto de rebentação não é a única que corrobora a formação de barras longitudinais, daí ter sido introduzida a hipótese da onda longa (Sallenger e Holman, 1987; Stive, 1987).

Quando um grupo de ondas se aproxima da costa, a sua rebentação origina o aparecimento de ondas longas. O facto destas se propagarem na direção da praia, faz com que possam ser refletidas, originando um sistema de ondas estacionárias. O transporte de sedimentos é afetado por estas ondas, dando origem à formação de barras longitudinais nos nodos ou antinodos do campo de onda, como se verifica na Figura 2.5.

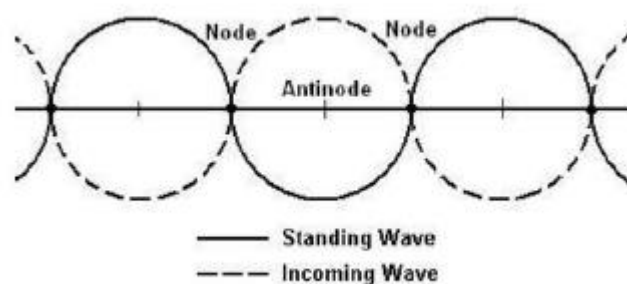


Figura 2.5 – Nodos e antinodos do campo de onda (Silva, 2015)

O transporte de sedimentos sobre os nodos e antinodos depende, principalmente, da dimensão e da quantidade de sedimentos que são arrastados pela corrente ou transportados em suspensão. A junção de grupos de ondas pequenas e longas pode originar a formação de barras longitudinais (Stive, 1987; Roelvink e Stive, 1989). Existe uma hipótese que diz que os sedimentos são mobilizados por ondas pequenas e transportados por ondas longas, sendo que, os modelos que têm por base esta hipótese, defendem a previsão de formação de um sistema com múltiplas barras.

Quando estamos perante uma superfície oceânica plana e erodível, é observada a criação de barras litorais que acompanham o movimento e a forma da onda, com espaçamentos na ordem da metade do comprimento de onda (O'Hare e Davies, 1990).

A formação de barras no fundo do oceano aumenta a reflexão das ondas incidentes, dando origem a um forte campo de ondas e, seguidamente, a um campo de barras (O'Hare e Davies, 1990). Sendo esta uma hipótese que ajuda a explicar a formação de barras fora da zona de surf, onde não existe rebentação de ondas, nada prova que seja este o mecanismo responsável pela formação de barras fora desta zona.

2.3.4 Migração das barras litorais

Anteriormente falou-se dos diferentes mecanismos que podem levar à formação de uma barra litoral. No entanto, é importante ter em conta que, depois de formadas, as barras podem sofrer migração, para o largo ou para a costa, aumentar de tamanho ou até mesmo desaparecer. Dois processos que promovem a deslocação/alteração das barras litorais são as correntes de retorno e a assimetria das ondas, para além de intervirem na formação das mesmas.

Foi provado, através de estudos experimentais e numéricos, que alguns mecanismos contribuem para o transporte de sedimentos e migração das barras em direção à costa, enquanto outros contribuem para a deslocação de sedimentos e, conseqüentemente, para uma migração da barra em direção ao largo.

2.3.4.1 Migração das barras longitudinais em direção ao largo (ao mar)

Diversos estudos têm demonstrado que as ondas infragravíticas e as correntes de fundo (*Undertow*) são as duas principais causas da migração das barras litorais em direção ao mar (*e.g.*, Cambazoğlu, 2009).

A corrente de fundo está diretamente ligada com a rebentação das ondas, sendo, por isso, a principal força responsável pela migração da barra. Por sua vez, as ondas infragravíticas, embora contribuam para a migração das barras litorais, são também responsáveis pela sua formação e evolução (Stive e Battjes, 1985).

2.3.4.2 Migração das barras em direção à costa

Tal como foi referido no ponto anterior, a corrente de fundo é a principal responsável pela migração das barras em direção ao mar. Contudo, tanto na zona de rebentação como fora dela, existem algumas zonas

onde essa corrente é mais fraca, relativamente a outros mecanismos, no que respeita o transporte de sedimentos, dando assim origem à migração das barras litorais para a costa.

Um mecanismo bastante importante neste processo de migração de barras é a assimetria do campo de ondas. Com a entrada das ondas em regiões de água pouco profundas e com barras litorais, existe uma alteração da forma e das velocidades orbitais das ondas, junto ao fundo, o que faz com que a barra migre na direção da costa (Stive, 1987; Abreu *et al.*, 2013a).

2.4 SEDIMENTOS E TRANSPORTE SEDIMENTAR

2.4.1 Propriedades dos sedimentos

Um sedimento é um material fragmentado que pode ter variadas formas, dimensões e composições minerais e que tem como origem a desintegração física e química das rochas.

Os minerais podem ser classificados quanto à sua dimensão e, para isso, pode recorrer-se ao uso da escala de *Wentworth*. Esta escala é logarítmica e faz uma ordenação dos sedimentos dos mais finos para os mais grossos, como se verifica na Figura 2.6.

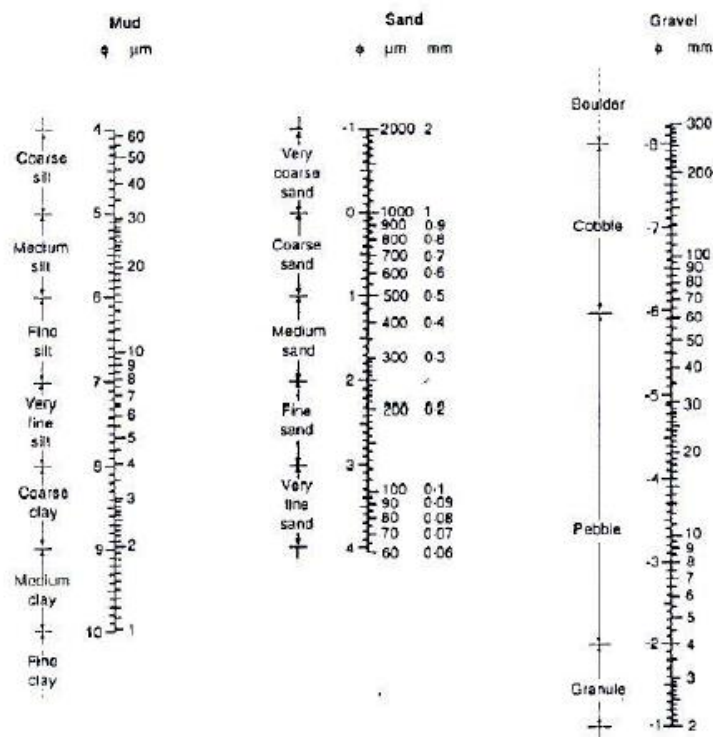


Figura 2.6 – Escala de *Wentworth* para classificação de sedimentos (Soulsby, 1997)

Fazendo uma análise dos sedimentos verifica-se que sedimentos com dimensão inferior a 60 μm , como lodos e argilas, possuem propriedades coesivas. Por outro lado, sedimentos com dimensão superior funcionam como partículas individuais, que podem interagir entre si, e o seu transporte irá depender da sua dimensão, peso e de forças exteriores aplicadas. No presente trabalho irão apenas ser tidos em conta sedimentos com propriedades não coesivas, como areias.

2.4.2 Mobilização, transporte e deposição de sedimentos

Os sedimentos que se encontram depositados nas zonas costeiras podem ser transportados por ação das correntes médias, da ondulação ou de uma junção de ambas.

Durante o processo de transporte sedimentar podem ocorrer três processos distintos: mobilização, transporte e deposição dos sedimentos.

Para que os sedimentos sejam mobilizados, é necessário que existam forças mobilizadoras (que são induzidas pelo escoamento sobre os sedimentos que estão depositados) e que estas sejam maiores do que a força estabilizadora. As forças mobilizadoras que atuam sobre os sedimentos são forças horizontais de arrastamento (*drag forces*) e forças verticais (*lift forces*), enquanto que a força estabilizadora é a ação da força gravítica.

Na zona costeira, os sedimentos podem ser transportados de duas maneiras: por arrastamento e/ou por suspensão (Figura 2.7).

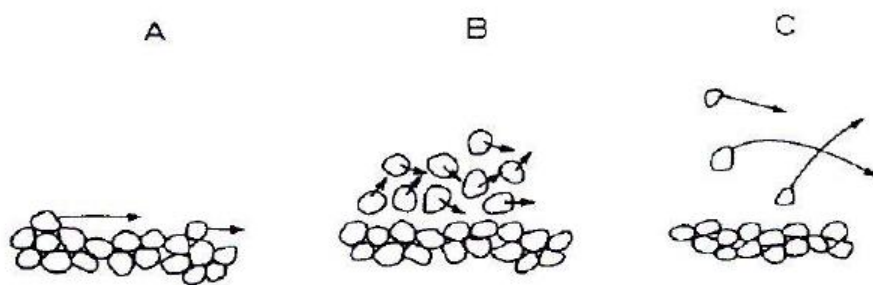


Figura 2.7 – Modos de transporte de sedimentos: A – Arrastamento; B – Arrastamento e suspensão; C – Suspensão (Silva, 2001)

Para que haja a deslocação dos sedimentos, os valores da tensão tangencial têm de ser maiores do que o valor crítico, para que, assim, os sedimentos comecem a deslizar, rolar e saltar no fundo oceânico. Ao apresentar valores crescentes, a tensão tangencial inicia o desenvolvimento de formas na morfologia do fundo, como por exemplo, as rugas. Estas formas de fundo favorecem a suspensão dos sedimentos que estão depositados. Por outro lado, quando os valores de tensão tangencial são decrescentes, o fundo poderá permanecer inalterado.

A deposição de um sedimento que se encontra em deslocação, quer seja por arrastamento e/ou suspensão, depende de vários fatores, como a sua forma, dimensão e densidade do sedimento e também da viscosidade do fluido onde este se encontra.

3 MODELO DE MORFODINÂMICA

O conhecimento da hidrodinâmica das ondas e das correntes que atuam sobre o perfil de praia são essenciais para a análise e previsão das alterações morfológicas. Assim sendo, é bastante importante prever o comportamento dos sedimentos perante um conjunto de processos de natureza complexa. Como tal, podem existir erros indesejáveis, uma vez que o desempenho dos modelos relativamente às previsões morfológicas pode ser bastante diferente (Figueiredo, 2013).

Os modelos morfodinâmicos consistem, particularmente, num conjunto de módulos que descrevem a dinâmica hidro-sedimentar. Neste capítulo referem-se algumas expressões utilizadas pelo modelo de morfodinâmica adotado. Este modelo foi anteriormente utilizado em teses de mestrado, como (Figueiredo, 2013) e (Silva, 2015).

A Figura 3.1 ilustra o esquema de implementação de um modelo morfodinâmico, onde as sucessivas alterações batimétricas são tidas em conta e, por sua vez, influenciam a hidrodinâmica e o transporte sedimentar ao longo do tempo.

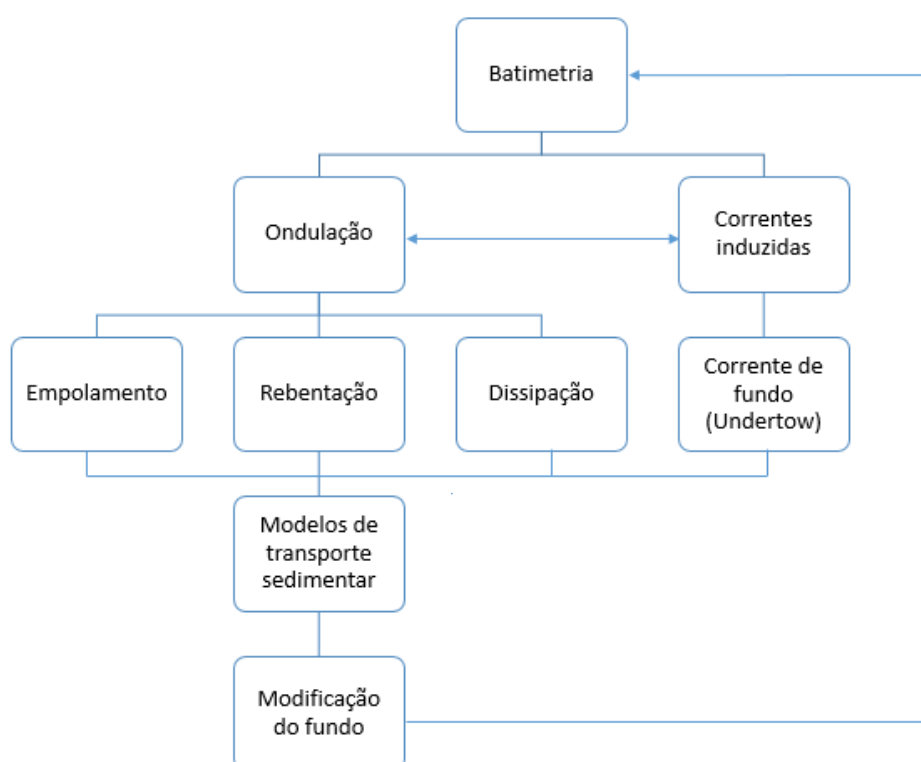


Figura 3.1 – Esquema hierárquico de um modelo morfodinâmico

3.1 PROPAGAÇÃO DA ONDULAÇÃO

Quando se verifica a propagação da onda para zonas pouco profundas, pode assumir-se que a onda assume características sinusoidais. Assim, como é demonstrado na Figura 3.2, existem vários parâmetros que caracterizam a onda, tais como:

O comprimento de onda, L , representa a distância, em metros (m), na horizontal, medida entre duas cristas consecutivas.

O período da onda, T , é o intervalo de tempo, em segundos (s), que a onda demora a percorrer um ciclo completo.

A frequência, f , é o número de ciclos que a onda realiza por unidade de tempo. Corresponde ao inverso do período e é medida em Hertz (Hz).

A frequência angular, ω , em rad/s, relaciona-se com a frequência, f , da seguinte forma: $f = \frac{\omega}{2\pi}$.

A amplitude, a , é a dimensão máxima, medida em metros (m) do deslocamento vertical da superfície livre da água em relação ao nível médio do mar.

A altura da onda, H , é a diferença, em metros (m), do nível da superfície livre da água entre a crista da onda e a cava anterior a esta. Para uma onda regular, a altura de onda é igual a duas vezes o valor da sua amplitude: $H = 2 \times a$.

A celeridade, c , é a velocidade de propagação de uma crista ou de uma cava. É também denominada velocidade de onda ou velocidade de fase, $c = \frac{\omega}{k} = \frac{L}{T}$. É expressa em metros por segundo (m/s) sendo k , o número de onda, dado por $K = \frac{2\pi}{L}$.

A declividade da onda, δ , corresponde à razão entre a altura e o comprimento de onda. $\delta = \frac{H}{L}$.

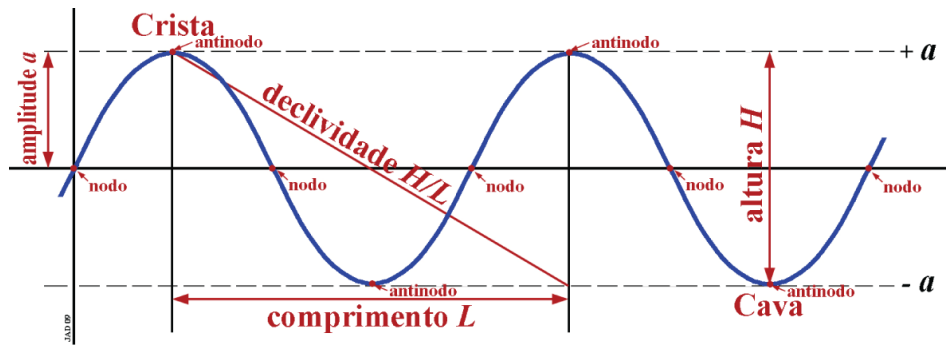


Figura 3.2 - Parâmetros característicos de uma onda (<http://www.aprh.pt/rgci/glossario/onda.html>)

3.1.1 Movimento Orbital

A movimentação das partículas de água debaixo de uma onda é diferente da própria movimentação da onda. Uma onda pode mover-se de um ponto para o outro do oceano, porém, as moléculas de água não se movem. Elas sofrem apenas ondulações cíclicas, subindo e indo para frente com a aproximação da crista de onda e descendo e indo para trás após a sua passagem. Desta forma, o movimento líquido é circular, subindo e indo para frente com a aproximação da crista e descendo e indo para trás com a aproximação da cava.

Como demonstra a Figura 3.3, o movimento orbital da água diminui com a profundidade. Quando a profundidade é maior que a metade do comprimento da onda, o movimento desta sobre o fundo torna-se desprezível.

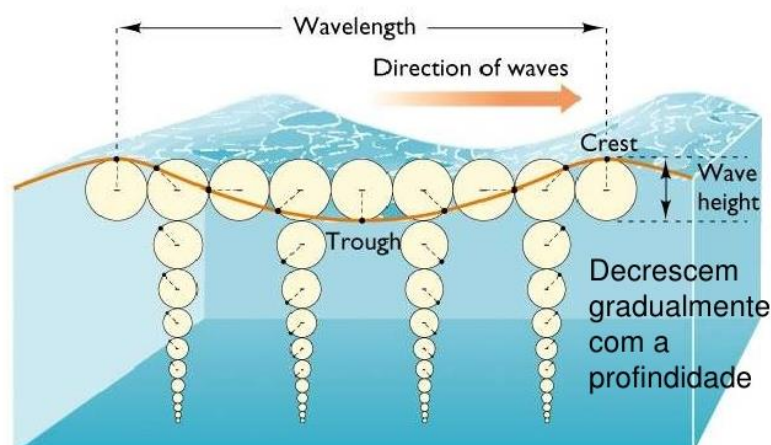


Figura 3.3 – Movimento das partículas de água em águas profundas mostrando um decaimento exponencial da trajetória com a profundidade (<http://admin.nortek-as.com/br/produtos/sistemas-de-ondas/voce-nao-conhece-muito-as-ondas>)

Em águas pouco profundas, a interação entre a água e o fundo trava as ondas e provoca movimento dos sedimentos de fundo. O movimento orbital da água torna-se mais elíptico, com as elipses diminuindo e tornando-se achatadas próximo ao fundo, porque o atrito com o fundo restringe o movimento de subida e descida (Figura 3.4).

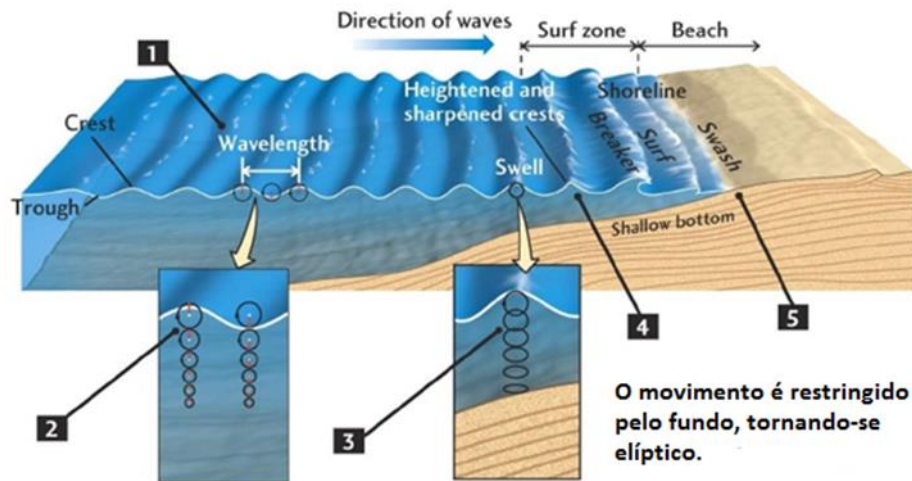


Figura 3.4 - Movimento das partículas de água em águas profundas mostrando o movimento elíptico, quando restringido pelo fundo (<http://admin.nortek-as.com/br/produtos/sistemas-de-ondas/voce-nao-conhece-muito-as-ondas>)

As ondas propagam-se para o litoral através da plataforma continental. Verifica-se que, à medida que a profundidade vai diminuindo, a forma da onda à superfície vai alterando. Consequentemente, a velocidade e a aceleração orbital junto ao fundo tornam-se gradualmente não lineares.

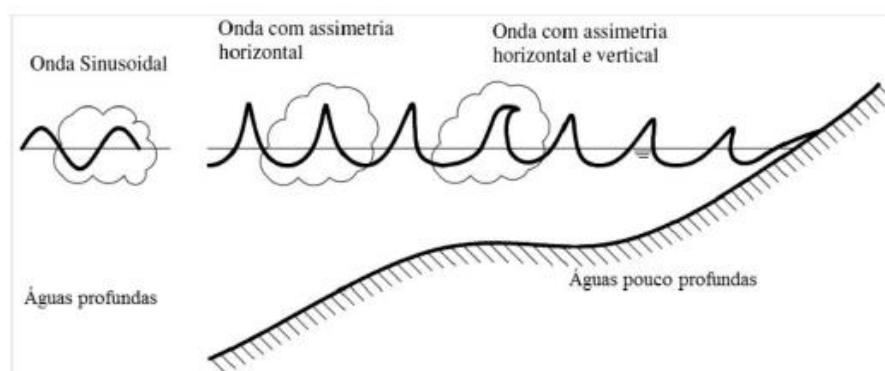


Figura 3.5 - Alteração da forma do movimento orbital com a aproximação à costa (Abreu, 2006)

Como demonstra a Figura 3.5, durante a sua propagação das ondas, o seu perfil altera-se relativamente aos dois eixos, horizontal e vertical, pois a superfície livre vai-se tornando pontiaguda sobre a crista da onda, mais larga na cava e relativamente íngreme na face onde rebenta. Esta modificação da forma das ondas, que deriva da alteração das componentes harmónicas relativamente às que continha inicialmente, conduz à rebentação das ondas.

No entanto, durante a propagação das ondas para a costa há outros processos envolvidos, tais como o empolamento, a rebentação e a dissipação das ondas. Estes três fenómenos podem ser descritos por equações propostas por vários autores e podem ter como origem a Teoria Linear de ondas. Para que haja um melhor raciocínio destes processos, segue, no próximo ponto, uma breve introdução acerca dessa teoria.

3.1.2 Teoria Linear de ondas

Durante a propagação de uma onda à superfície, no que respeita o movimento das partículas de água, as direcções duas direcções (vertical e horizontal) têm a mesma escala. No entanto, as partículas de água sofrem acelerações verticais bastante significativas e com a mesma ordem de grandeza que a aceleração da gravidade, g (m^2/s) (Silva, 2008).

Considerando um sistema de eixos de coordenadas OXYZ, as equações do movimento escrevem-se da seguinte forma:

$$\frac{du}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + F_x \quad (3.1)$$

$$\frac{dv}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + F_y \quad (3.2)$$

$$\frac{dw}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g + F_z \quad (3.3)$$

Onde F_x , F_y e F_z representam as forças de atrito referentes à viscosidade molecular e turbulenta.

A equação de continuidade par um fluido incompressível é a seguinte:

$$\frac{du}{dt} + \frac{dv}{dt} + \frac{dw}{dt} = 0 \quad (3.4)$$

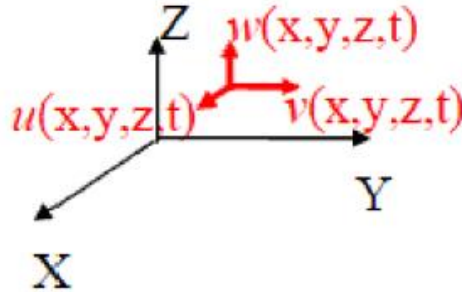


Figura 3.6 - Sistemas de eixos de coordenadas OXYZ. u , v e w são componentes do vetor velocidade

A formulação do modelo da teoria linear de ondas tem como hipóteses algumas considerações para as equações descritas anteriormente:

- ✓ F_x , F_y e F_z consideram-se nulas;
- ✓ As ondas de superfície propagam-se na direção OX e possuem frentes de onda planas, sendo $\frac{\partial}{\partial y} = 0$ e $v = 0$;
- ✓ As ondas possuem uma amplitude infinitesimal, $\frac{H}{L} \ll 1$.

Tendo em conta estas considerações, os termos não lineares de ordem superior, das equações do movimento, podem ser desprezados. Assim, as equações do movimento e da continuidade passam a ser:

$$\frac{du}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \quad (3.5)$$

$$\frac{dw}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g \quad (3.6)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (3.7)$$

A teoria linear pretende, não só, arranjar uma solução analítica para estas equações, uma vez que a perturbação na superfície livre tem a forma de uma oscilação harmónica simples de amplitude infinitesimal, mas também que se considerem condições fronteira apropriadas em $z = -h$ e $z = 0$.

Das equações anteriores pode escrever-se a relação de dispersão, σ - equação (3.8), a velocidade de fase, c - equação (3.9) e as equações de $u(x,z,t)$, $w(x,z,t)$ e $p(x,z,t)$.

$$\sigma = \sqrt{gk \tanh(kh)} \quad (3.8)$$

$$c = \sqrt{\frac{g}{k} \tanh(kh)} \quad (3.9)$$

Onde:

g – é a aceleração da gravidade

k – é o número de onda

h – é a profundidade

Desde que $H \ll \lambda$, a teoria linear apresenta uma solução válida para todas as profundidades.

Durante a propagação de uma onda na superfície livre do oceano, as partículas de água movem-se à superfície e também no interior da coluna de água, sendo que a sua trajetória depende da razão entre profundidade local e o comprimento de onda.

Quando nos aproximamos de águas profundas, a relação de dispersão e a velocidade de fase escrevem-se de acordo com as seguintes equações:

$$\sigma = \sqrt{gk} \quad (3.10)$$

$$c = \sqrt{\frac{g}{k}} \quad (3.11)$$

Assim, é possível concluir que, quando se trata de águas profundas, a velocidade de fase depende apenas do comprimento de onda e que, perante ondas de maior comprimento de onda, estas se propagam a uma maior velocidade de fase do que ondas com menor comprimento de onda.

Na presença de águas profundas, quando $h < \frac{1}{2} \lambda$, as partículas de água têm um movimento vertical, para cima e para baixo, e horizontal, registando um movimento orbital circular no plano vertical. À medida que a profundidade aumenta, o diâmetro orbital diminui exponencialmente, o que significa que, perto da superfície as órbitas têm um raio maior, que vai diminuindo, deixando de existir quando atingem a profundidade $h = \frac{1}{2} \lambda$.

À medida que a onda se aproxima da costa, o movimento das partículas passa a ser restringido pelo fundo (Figura 3.7), para valores de $h < \frac{1}{2} \lambda$. Aí, a trajetória passa a ser elíptica, tornando-se cada vez mais achatadas com o aumento da profundidade até que, junto ao fundo existe apenas um movimento horizontal.

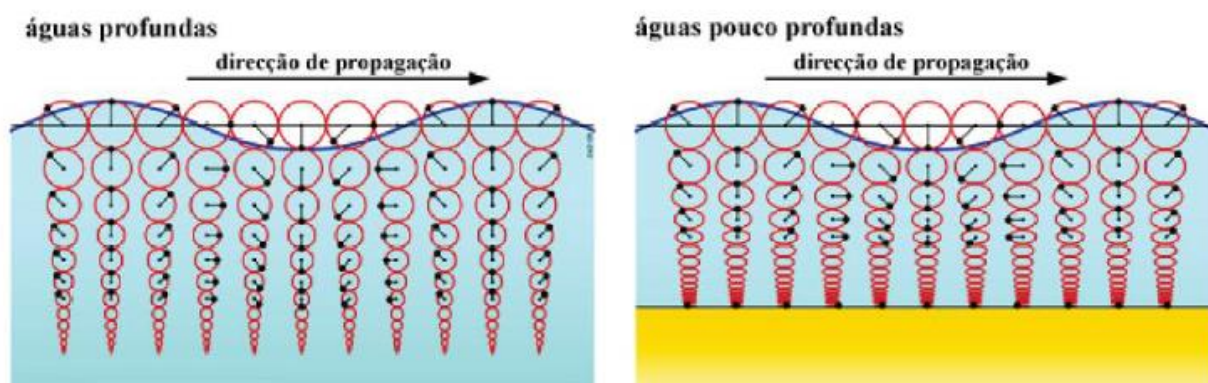


Figura 3.7 - Movimento das partículas de água em águas profundas e pouco profundas
(<http://www.aprh.pt/rgci/glossario/ondasmarinhas.html#>)

Perante águas pouco profundas, as ondas não são dispersivas, uma vez que os diferentes comprimentos de onda propagam-se com a mesma velocidade de fase que depende da profundidade:

$$\sigma = k\sqrt{gh} \quad (3.12)$$

$$c = \sqrt{gh}. \quad (3.13)$$

3.1.3 Coeficiente de empolamento

O empolamento (ou *shoaling*) é um processo que leva à alteração da altura da onda quando estas se propagam para águas pouco profundas.

Considerando a propagação da onda com uma direção constante, perpendicular à costa e que não existe dissipação nem reflexão da onda, o fluxo de energia entre duas perpendiculares é constante, pelo que existe conservação do fluxo de energia das ondas.

Existem então simples expressões que nos permitem calcular a altura de onda num ponto junto à costa, tendo como base as características da onda ao largo (em águas profundas), baseadas na conservação do

fluxo de energia e assumindo contornos batimétricos paralelos entre si e à costa. De acordo com a teoria linear tem-se:

$$\frac{H}{H_0} = K_s = \sqrt{\frac{C_{g0}}{C_g}} \quad (3.14)$$

Onde:

K_s – Coeficiente de empolamento

C_g – Velocidade de grupo

O índice “0” é referente aos valores de H e C_g ao largo.

A velocidade de grupo é a velocidade na qual a energia das ondas é transmitida por um grupo (ou trem) de ondas em propagação. Se considerarmos dois trens de ondas com a mesma direção de propagação, a mesma altura, mas diferentes frequências e números de onda, a onda resultante será igual à soma dos dois trens de ondas. Essa onda resultante será modelada por uma onda que se propaga a uma velocidade $\Delta\sigma/\Delta K$, denominada velocidade de grupo, C_g – Equação (3.15).

$$C_g = \frac{1}{2}c \left(1 + \frac{2kh}{\sinh(2kh)} \right) \quad (3.15)$$

A Figura 3.8 mostra a formação de grupos de ondas por interferência de dois trens de ondas singulares.

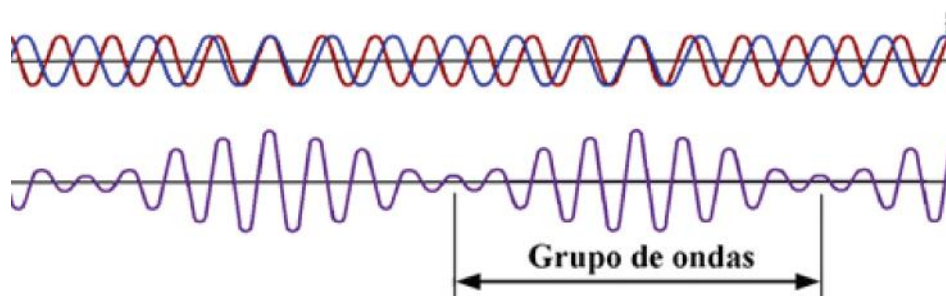


Figura 3.8 - Formação de grupos de ondas por interferência de dois trens de ondas singulares

(<http://www.aprh.pt/rgci/glossario/grupoondas.html>)

Quando estamos perante um caso de **águas profundas**, a velocidade de grupo é metade da velocidade de fase. Isto significa que a energia das ondas se propaga com metade da celeridade das ondas que constituem o trem. Assim, o conjunto de ondas move-se, com a velocidade de grupo e não com a velocidade de fase:

$$C_g = \frac{1}{2}c \quad (3.16)$$

Em **águas pouco profundas** a velocidade de grupo é igual à velocidade de fase. Portanto, a energia das ondas propaga-se à mesma velocidade das ondas:

$$C_g = c \quad (3.17)$$

Assim, a equação (3.14) mostra que a variação da velocidade de propagação, C_g leva à transformação das ondas, causando uma variação da sua altura à medida que nos aproximamos da costa (diminuição da profundidade).

Nielsen (2009) propôs uma equação que se aproxima do coeficiente de empolamento determinado pela teoria linear das ondas:

$$\frac{H}{H_0} = K_s = \frac{1}{\sqrt[4]{4k_0h}} \left(1 + \frac{1}{4}k_0h + \frac{13}{228}(k_0h^2) \right) \quad (3.18)$$

A equação (3.16) apresenta um erro de 1% em relação à equação (3.14), onde é descrito o coeficiente de empolamento, pela teoria linear, a não ser que se verifique a condição $k_0h < 1.34$.

Numa outra equação (3.9) proposta por Nielsen (2009) é adicionado um fator de correção empírico que tem em consideração os efeitos resultantes da altura da onda finita:

$$\frac{H}{H_0} = K_s = \frac{1}{\sqrt[4]{4k_0h}} \left(1 + \frac{1}{4}k_0h + \frac{13}{228}(k_0h^2) \right) \left(1 + \frac{3}{8} \left(\frac{H_0}{\lambda_0} \right)^{1.5} (k_0h)^{-3} \right) \quad (3.19)$$

Onde λ_0 representa o comprimento de onda ao largo.

O índice 0 nas equações (3.18) e (3.19) refere-se às condições ao largo, ou seja, em águas profundas.

3.1.4 Rebentação

Após o processo de empolamento, que não pode ocorrer de forma interrupta, existe um momento em que as ondas quebram. Este processo, denominado rebentação, ocorre com a diminuição da profundidade e o aumento da declividade da onda, tornando-as instáveis e fazendo-as rebentar, dissipando energia e provocando também uma diminuição da sua altura. O início de todo este processo e o tipo de rebentação são, geralmente, determinados pela profundidade local e pela declividade do fundo.

Existem três tipos de rebentação, como demonstra a Figura 3.9.

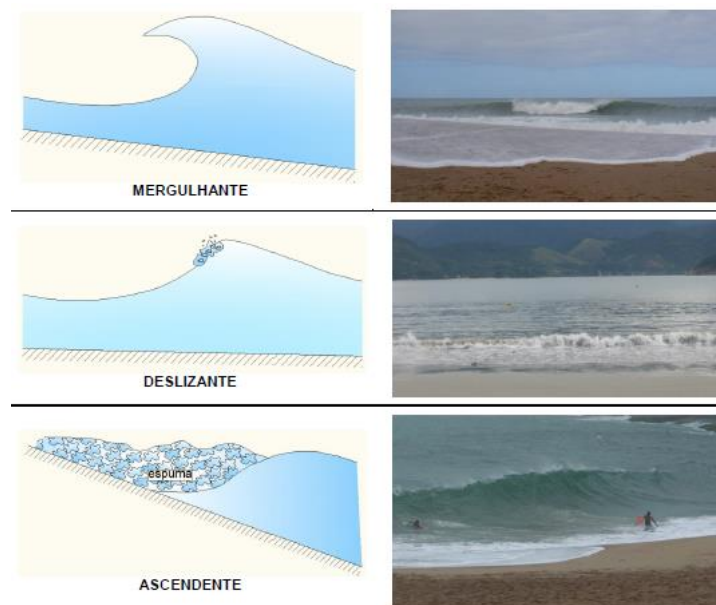


Figura 3.9 – Diferentes tipos de rebentação (Apontamentos das aulas de Portos, rios e canais II – Universidade Presbiteriana Mackenzie)

- ✓ Mergulhante: quando a declividade do perfil é média e as cristas das ondas, antes de romper, formam um enrolamento em espiral (tubo);

- ✓ Deslizante: quando a declividade é mais suave e a onda rompe relativamente longe da beira da praia, de modo suave, percorrendo grande distância e formando um grande rasto de espuma;
- ✓ Ascendente: quando a declividade da praia é muito grande.

Uma das expressões mais simples que traduz o processo de rebentação é a seguinte:

$$H_b = 0.78h \quad (3.20)$$

Onde:

H_b - é a altura de rebentação.

Com o objetivo de aperfeiçoar o calculo da rebentação, Battjes e Janssen (1978) apresentaram uma nova expressão que define a altura de rebentação, H_b , segundo equação (3.21):

$$H_b = \frac{0.88}{k} \tanh\left(\frac{\gamma}{0.88} kh\right) \quad (3.21)$$

Onde:

γ - é o parâmetro de calibração da altura de rebentação

k - é o número de onda

h - é a profundidade

Segundo Ruessink *et al.* (2003), o parâmetro de calibração é dado pela seguinte expressão:

$$\gamma = 0.76kh + 0.29 \quad (3.22)$$

Tendo em consideração as aproximações feitas para águas profundas e águas pouco profundas, a equação (3.21) pode reduzir-se a $H_b = \frac{0.88}{k}$ e a $H_b = \gamma h$, respetivamente.

Neste trabalho foi utilizado o critério de Battjes e Janssen (1978) uma vez que, segundo os resultados apresentados por Santos (2012), este critério se revelou adequado para estudos desta natureza.

3.1.5 Dissipação

Como já foi referido anteriormente, o fenómeno da rebentação está sempre associado a uma grande perda de energia. A zona de rebentação é o local onde o fluxo de energia das ondas que provêm de alto mar é dispersado em turbulência e calor. Dentro dessa zona verifica-se também um decréscimo da altura da onda no sentido da linha de costa, devido à forte dissipação de energia que decorre durante o processo de rebentação.

As equações que se baseiam na conservação do fluxo de energia conduzem a um aumento não realista da amplitude da onda, devendo-se, por isso, considerar o processo da dissipação.

Existem duas expressões diferentes que quantificam a dissipação da onda após a rebentação, D .

Na primeira, os valores de D foram estimados a partir da resolução numérica da próxima equação, que mostra que a variação do fluxo de energia é determinada pela dissipação da onda:

$$\frac{d}{dx} \left(\frac{1}{8} \rho g H_{rms}^2 c_g \cos \bar{\theta} \right) = -D \quad (3.23)$$

Onde:

x – é a posição ao longo do perfil de fundo

H_{rms} – é a raiz quadrada da média dos quadrados das alturas da onda

$\bar{\theta}$ – é o ângulo de incidência médio da onda.

Na segunda expressão (Baldock *et al.*, 1998) a dissipação é calculada utilizando a altura de rebentação, H_b , e a altura da onda (H_{rms}):

$$D = \frac{\alpha}{4} \frac{1}{T} \rho g e^{\left[-\left(\frac{H_b}{H_{rms}} \right)^2 \right]} (H_b^2 + H_{rms}^2) \quad (3.24)$$

Onde:

α – é a constante de proporcionalidade que é da ordem de 1.

3.1.6 Correntes induzidas pelas ondas

As correntes de fundo são uma massa de água gerada pela deslocação das ondas em direção à linha de costa e pela sua posterior rebentação. Essa massa desloca-se no fundo do oceano no sentido oposto ao sentido de propagação das ondas (Figura 3.10) e é um dos principais agentes de transporte transversal de sedimentos na zona costeira, desempenhando um papel fundamental na formação e posterior migração de barras litorais.

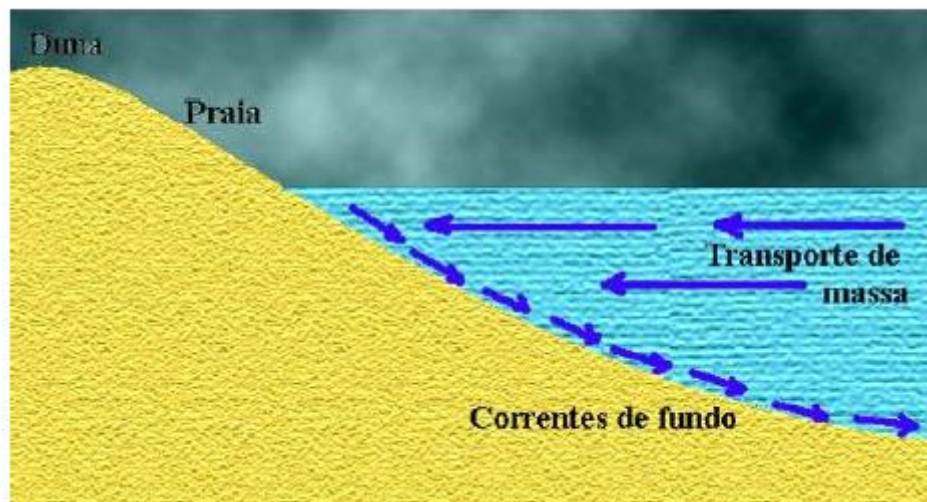


Figura 3.10 – Esquema das correntes de fundo (*Undertow*) (Figueiredo, 2013)

Neste trabalho escolheu-se o modelo desenvolvido por Rattanapitikon e Shibayama (2000), para o cálculo da corrente de fundo, introduzindo um modelo específico para o cálculo do perfil de velocidade de corrente de fundo dentro da zona de rebentação. Este modelo foi escolhido para a realização das diversas simulações devido à sua simplicidade de incorporação no código de *Matlab*. Foi validado com uma grande gama de dados laboratoriais que estão ligados a experiências de pequena e grande escala, proporcionando assim uma boa estimativa de U_b . A zona de rebentação é dividida numa zona de transição e numa zona interna, discutindo-se o fundo, também, separadamente:

$$U_b = -0.76 \frac{B_0 g H^2 T}{h L} - 1.12 b_3 \frac{B_0 L H}{h T} \quad (3.25)$$

Onde:

$$b_3 = \begin{cases} 0 & \text{se } \frac{1}{H} - \frac{1}{\sqrt{H_b}} \\ \frac{1}{H_t} - \frac{1}{\sqrt{H_b}} & \text{se } \frac{1}{H_t} - \frac{1}{\sqrt{H_b}} \\ 1 & \text{se } 1 \end{cases} \quad (3.26)$$

e

$$B_0 = 0.125 + 0.6m - 0.089 \frac{H}{h} \quad (3.27)$$

O primeiro parâmetro, b_3 , assume o valor de 0 para zonas offshore e o valor de 1 para a zona de rebentação. A equação (3.26) é utilizada para uma zona de transição entre as anteriores. H_b e H_t representam as alturas das ondas na zona de rebentação e transição, respetivamente.

3.1.7 Parametrização de assimetrias

O transporte sedimentar surge, principalmente, devido às ondas e às correntes marinhas, que vão originar um escoamento e consequentes tensões de atrito junto ao fundo (Abreu, 2011). A componente do transporte associada à forma da onda é importante para descrever todos os processos de modificação do fundo na direção transversal à linha de costa, uma vez que esse transporte resulta, em parte, dessa forma. Se estivermos perante uma onda monocromática e sinusoidal, tal como é descrito na Teoria Linear de Ondas, o transporte será nulo, uma vez que o que ocorre na fase da cava (negativo) e da crista (positivo) são simétricos. Contudo, as ondas existentes em alto mar não correspondem a esta descrição, uma vez que, durante a sua propagação até à linha de costa (à medida que a profundidade vai diminuindo), a superfície livre altera-se, tornando-se a cava mais larga e achatada e a crista mais pontiaguda (Cornish, 1898). Isto são as chamadas assimetrias ou não-linearidades.

É importante distinguir assimetria horizontal e vertical e as suas diferenças (Figura 3.11). A assimetria horizontal é chamada de assimetria da onda e representa a assimetria em relação ao nível médio da água. A assimetria vertical está relacionada com a distorção que a onda apresenta em relação ao seu plano vertical.

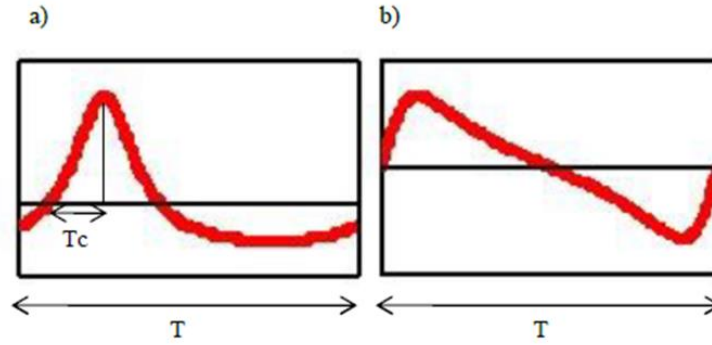


Figura 3.11 - Variação temporal da velocidade orbital: (a) Assimetria da Velocidade; (b) Assimetria da Aceleração.

De forma a caracterizar a velocidade orbital sobre ondas não lineares, adotou-se a expressão analítica sugerida por Abreu *et al.* (2010). A equação (3.28) apresenta quatro parâmetros livres: dois relacionados com a amplitude da velocidade orbital, U_w , e a frequência angular da onda, w , e dois relacionados com as assimetrias do movimento orbital, sendo eles um índice de assimetria, r , e um parâmetro de forma, ϕ .

$$u(t) = U_w \sqrt{1 - r^2} \frac{\left[\sin(wt) + \frac{r \sin \phi}{1 + \sqrt{1 - r^2}} \right]}{[1 - r \cos(wt + \phi)]} \quad (3.28)$$

Onde:

$$w = \frac{2\pi}{T} \quad (3.29)$$

$$U_w = \frac{U_{máx} - U_{mín}}{2} \quad (3.30)$$

Por sua vez, Ruessink *et al.* (2012) fornecem expressões para a obtenção de r e ϕ , em função de U_r , o número de Ursell, e de um parâmetro não linear adimensional, B , baseados num vasto conjunto de trabalhos experimentais de ondas irregulares, sendo as expressões as seguintes:

$$U_r = \frac{3}{8} \frac{Hk}{(kh)^3} \quad (3.31)$$

$$B = p1 + \frac{p2 - p1}{1 + \exp\left(\frac{p3 - \log U_r}{p4}\right)} \quad (3.32)$$

O parâmetro de assimetria da velocidade de onda, S_u , resulta do quociente entre a amplitude da velocidade orbital ao cubo, $\overline{U_w^3(t)}$, e desvio padrão da amplitude da velocidade orbital, σ_{uw}^3 (equação (3.37)).

Tabela 3.1 – Dados de entrada no estudo da modelação da morfologia de fundo

Parâmetro	Valor Médio	Intervalo de confiança a 95%
p1	0	-----
p2	0.857	±0.016
p3	-0.471	±0.025
p4	0.297	±0.021
p5	0.815	±0.055
p6	0.672	±0.073

$$S_u = \frac{\overline{U_w^3(t)}}{\sigma_{uw}^3} \quad (3.33)$$

De forma semelhante, pode-se obter o parâmetro de assimetria de aceleração da onda, A_u :

$$A_u = \frac{\overline{A_w^3(t)}}{\sigma_{Aw}^3} \quad (3.34)$$

A combinação dos valores médios de S_u e de A_u resulta no parâmetro de não linearidade (adimensional)

B - equação (3.35) e de fase ψ - equação (3.36).

$$B = \sqrt{S_u^2 + A_u^2} \quad (3.35)$$

$$\psi = \tan^{-1}\left(\frac{A_u}{S_u}\right) \quad (3.36)$$

Tendo em conta os valores referidos na Tabela 3.1, o parâmetro de fase, ψ , é obtido pela seguinte expressão:

$$\psi = -90^\circ + 90^\circ \tanh\left(\frac{p5}{U_r^{p6}}\right) \quad (3.37)$$

Depois de se obter as funções empíricas que relacionam U_r , B e ψ com U_r , obtiveram-se as seguintes equações, que relacionam o valor de ϕ e r com B e ψ , considerando os valores da Tabela 3.1.

$$B = \frac{2b}{\sqrt{2(1-b^2)}} \quad (3.38)$$

$$b = \frac{r}{(1 + \sqrt{1-r^2})} \quad (3.39)$$

$$\phi = -\tan^{-1}\left(\frac{A_u}{S_u}\right) - \frac{\pi}{2} = -\psi - \frac{\pi}{2} \quad (3.40)$$

No caso de estudo, foram caracterizadas as não linearidades de uma onda no que respeita a velocidade orbital, U_w , do parâmetro não linear r e do parâmetro de forma ϕ . A velocidade orbital foi determinada através da Teoria Linear de Onda:

$$U_w = \frac{\pi H}{T \sinh(Kh)} \quad (3.41)$$

Com isto, e perante toda a metodologia descrita, podem facilmente ser obtidas as estimativas de variação espaço-temporal de U_w , r, ϕ e da velocidade orbital horizontal, $u(t)$.

3.2 MODELOS DE TRANSPORTE SEDIMENTAR

Com o objetivo de estimar os valores da taxa de transporte, q_s , Nielsen (2006) propôs uma fórmula de transporte por arrastamento quase permanente que consistia numa modificação da fórmula de Meyer-Peter-Müller (1948):

$$\frac{q_s}{12\sqrt{(s-1)gd_{50}^3}} = (\theta(t) - \theta_{cr})\sqrt{\theta(t)}\frac{u_*}{|u_*|}, \theta > \theta_{cr} \quad (3.42)$$

O parâmetro θ_{cr} representa o valor crítico de θ para o qual se inicia o movimento dos sedimentos.

Para esse efeito, assumiu-se um valor típico de $\theta_{cr}=0.05$. O parâmetro de Shields, θ , é dado por:

$$\theta(t) = \frac{\sigma(t)}{(\rho(s-1)gd_{50})} \quad (3.43)$$

A tensão tangencial junto ao fundo, τ , expressa pela equação (3.44):

$$\tau(t) = \rho u_*(t)|u_*(t)| \quad (3.44)$$

é calculada através de uma velocidade de atrito, u_* , de acordo com Nielsen (1992,2002):

$$u_*(t) = \sqrt{\frac{f_w}{2}} \left(\cos(\varphi) u(t) + \frac{\sin(\varphi)}{\omega} \frac{du(t)}{dt} \right) \quad (3.45)$$

Onde ρ representa a massa volúmica da água, f_w o fator de atrito da onda e o ângulo φ é um parâmetro de calibração que, no caso de uma harmónica simples, é aproximadamente igual à diferença de fase entre a tensão de atrito e a velocidade orbital do escoamento no topo da camada limite de fundo associada à onda. O parâmetro φ estabelece um balanço entre duas componentes: uma relativa à força do gradiente de pressão do escoamento, que é função da aceleração do escoamento, e outra relativa à força de atrito

que o escoamento exerce sobre o fundo. Os valores de φ são determinados por ajuste a resultados experimentais, tendo sido proposto um valor ótimo de 51° a partir dos dados de Watanabe e Sato (2004). No cálculo do fator de atrito da onda, f_w , utilizou-se a expressão de Nielsen (1992).

Recentemente, Abreu *et al.* (2003) deu continuidade aos trabalhos de Nielsen (1992,2002), propondo uma nova formulação das tensões tangenciais para escoamentos oscilatórios assimétricos. A velocidade de atrito, u_* , passa a incluir os parâmetros r e φ , descrevendo, de uma forma conveniente, o grau de não linearidade associado às ondas:

$$u_*(t) = \sqrt{\frac{f_w}{2}} \left(\cos(\varphi) u(t) + \frac{\sin(\varphi)}{\omega} \left[\frac{du(t)}{dt} - S(t, \varphi, r) \right] \right) \quad (3.46)$$

Sendo:

$$S(t, \varphi, r) = \omega \cdot f \cdot U_w \frac{r[-(-1 + f) \cos \varphi - 2r \cos(\omega t) + (1 + f) \cos(2\omega t + \varphi)]}{2(1 + f)[-1 + r \cos(\omega t)]^2} \quad (3.47)$$

Assim sendo, a equação (3.46), pode também ser descrita como:

$$u_*(t) = \sqrt{\frac{f_w}{2}} (\cos(\varphi) u(t) - \sin(\varphi) \mathcal{H}(u(t))) \quad (3.48)$$

Onde $\mathcal{H}(u(t))$ representa a transformada de Hilbert de $u(t)$. A vantagem desta equação (3.48) em relação à equação (3.46) é o facto de esta permitir que o método seja aplicado para qualquer série temporal de $u(t)$ para os quais a transformada de Hilbert possa ser definida.

Para o cálculo das estimativas de taxa de transporte, q_s , Nielsen (2006) recomenda o uso de $\varphi = 51^\circ$ com uma rugosidade de fundo constante $K_s = 2.5 \times d_{50}$.

Por outro lado, Abreu *et al.* (2013) recomenda a utilização do mesmo valor de φ (51°) com uma rugosidade de fundo constante $K_s = 15 \times d_{50}$, uma vez que o novo estimador de tensões de atrito melhora os resultados de q_s para esses valores. Estes valores foram considerados neste trabalho que considera a formulação de Abreu *et al.* (2013) para o cálculo de q_s .

3.3 MODELO MORFODINÂMICO

As alterações morfológicas desta análise bidimensional (2D) são obtidas através da equação de continuidade do fundo ao longo do tempo:

$$\frac{dz_b}{dt} = -\frac{1}{1 - \varepsilon_0} \frac{dq_s}{dx} \quad (3.49)$$

Onde:

ε_0 - é a porosidade dos sedimentos ($\varepsilon_0 = 0.3$, de acordo com Thornton et al. (1996))

Para que a equação (3.49) seja resolvida, é necessária a utilização de esquemas numéricos. Neste trabalho foi adotada a metodologia de dois passos de Lax-Wendroff (discretização por diferenças progressivas no tempo e centradas no espaço) sugerida por Richtmyer (1962). O esquema numérico pode ser escrito da seguinte maneira:

$$z_{b,i}^{k+1/2} = \frac{z_{b,i+1}^k + z_{b,i}^k}{2} - \frac{\Delta t}{2\Delta x} \frac{1}{(1 - \varepsilon_0)} \left[\hat{q}_{s,j+1}^k - \hat{q}_{s,j}^k \right] \quad (3.50)$$

$$z_{b,i}^{k+1} = z_{b,i}^k - \frac{\Delta t}{(1 - \varepsilon_0)\Delta x} \left[\hat{q}_{s,j}^{k+1/2} - \hat{q}_{s,j-1}^{k+1/2} \right] \quad (3.51)$$

Onde:

Δx - é a resolução espacial da malha na direção x

Δt - é o passo temporal de cálculo

$z_{b,i}^{k+1}$ - é a elevação do fundo atualizada no passo de tempo k+1 (este valor é calculado a partir da taxa de transporte de sedimentos e da alteração do fundo no instante k)

\hat{q}_s - são aproximações da taxa de transporte sedimentar, \hat{q}_s (são obtidos por aplicação de um operador

de suavização linear de 4ª ordem construído para funções discretizadas (Shapiro, 1975))

$$\hat{q}_s = \frac{1}{256} (-q_{s,i-4} + 8q_{s,i-3} - 28q_{s,i-2} + 56q_{s,i-1} + 186q_{s,i} + 56q_{s,i+1} - 28q_{s,i+2} + 8q_{s,i+3} - q_{s,i+4}) \quad (3.52)$$

Para além dos filtros de Shapiro, conforme sugerido por De Vriend *et al.* (1993), foi introduzido um novo termo no cálculo de \hat{q}_s , de maneira a incluir os efeitos de inclinação do fundo no cálculo do transporte sedimentar:

$$\hat{q}_{s,i} = \hat{q}_{s,i} - \varepsilon_s \left| \hat{q}_{s,i} \right| \frac{dh}{dx} \quad (3.53)$$

Onde:

$$\varepsilon_s = 2$$

Para os nós computacionais de início ($i=1$) e fim ($i=final$), assumiram-se as seguintes condições fronteira:

$h_1^{k+1} = h_1^{k+1/2}$ e $h_{final}^{k+1/2} = h_{final}^{k+1}$, representando $i=1$ e $i=final$ as posições mais próxima e mais afastada da linha de costa, respetivamente.

4 CASO DE ESTUDO

O presente capítulo é constituído por duas partes distintas: na primeira é feita uma comparação, em que se pretende captar a diferença entre os valores medidos e interpolados numa experiência de laboratório e os valores modelados através de um modelo de morfodinâmica, no qual incide esta dissertação. Nesta primeira parte, o objetivo é legitimar o uso deste modelo, isto é, perceber e demonstrar que este obtém resultados satisfatórios e próximos dos valores medidos e interpolados, que serão utilizados como valores de referência.

Uma vez validado o modelo, o presente capítulo incorpora uma segunda parte que é o principal objeto desta dissertação: prever quais as alterações do perfil transversal de praia quando este é submetido a ondas com diferentes parâmetros característicos.

4.1 EXPERIÊNCIAS LIP

As experiências LIP (Large Installation Plan) são experiências realizadas em laboratório, num canal que simula o perfil transversal de praia, tanto no plano da batimetria como no plano dos materiais que constituem o seu fundo, que é submetido a ondas produzidas por um batedor. Nesse canal existem medidores que determinam o valor de um determinado número de parâmetros: altura significativa da onda, H_s , velocidade orbital, U_w , velocidade de fundo (Undertow), U_b , parâmetro de forma, ϕ e índice de assimetria, r .

As experiências LIP foram realizadas no ano de 1993, entre Abril e Junho, na Holanda, num canal de ondas de grandes dimensões (Arcilla *et al.*, 1994; Roelvink e Reniers, 1995). Estes ensaios foram realizados na “Deltares” (antiga “Delft Hydraulics”).

O canal tem como principais dimensões 240 metros de comprimento, 5 metros de largura e 7 metros de profundidade. Apresenta um fundo em betão coberto com areia cujo diâmetro mediano $d_{50}=0.22\text{mm}$. Na Figura 4.1 apresenta-se um esquema do canal de ondas utilizado bem como do perfil transversal adotado nas experiências.

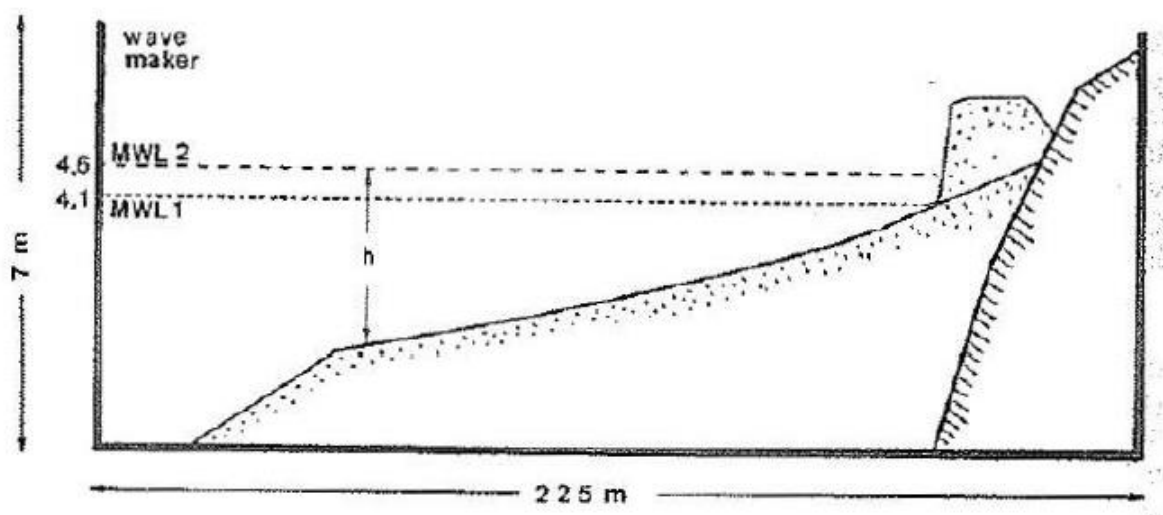


Figura 4.1 – Esquema do canal de ondas e do perfil transversal utilizado (Arcilla *et al.*, 1994)

Esta análise teve em consideração dois casos distintos: LIP1B e LIP1C. O primeiro, LIP1B, correspondia a uma fase erosiva em que se verificava a migração da barra litoral em direção ao mar (ao largo) enquanto o segundo, LIP1C, dizia respeito a uma fase de sedimentação, com a barra a migrar em direção à costa.

A Tabela 4.1 apresenta os diferentes parâmetros de onda utilizados para cada um dos casos, tais como o seu período, T e a sua altura significativa, H_s . É importante referir que as ondas utilizadas nestas experiências são irregulares.

Tabela 4.1 – Parâmetro da onda dos dois casos estudados

Experiência	H_s (m)	T (s)	Profundidade da coluna de água (m)	Duração (horas)
LIP1B	1.4	5	4.1	18
LIP1C	0.6	8	4.1	13

Por fim, apresentam-se as batimetrias originais iniciais de cada uma das experiências (LIP1B e LIP1C), conforme mostra a Figura 4.2. Pode verificar-se através da mesma que a crista da barra submersa se encontra a $\approx 45\text{m}$ e $\approx 55\text{m}$ da linha de costa para LIP1B e LIP1C, respectivamente.

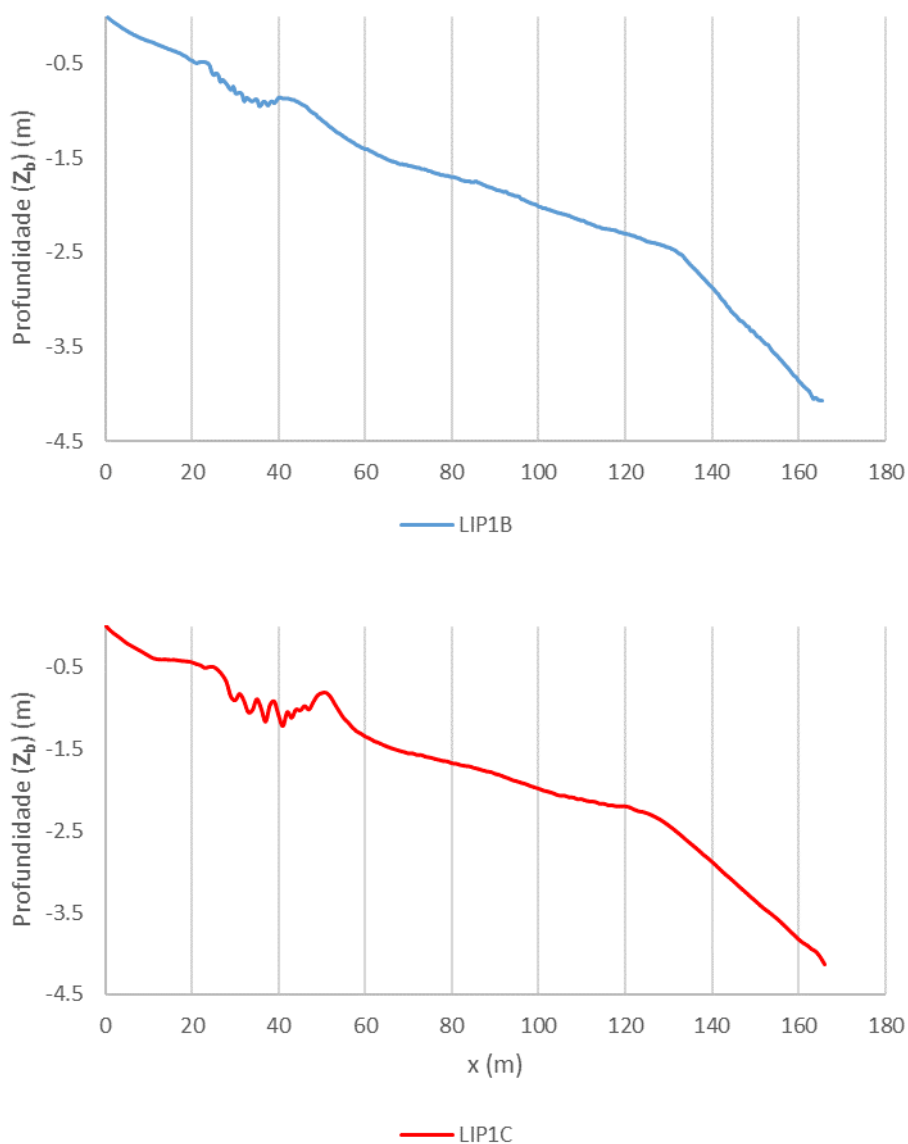


Figura 4.2 – Batimetrias originais em estudo

O ponto $x=0$ representa a linha de costa, onde a elevação da superfície livre é, em média, nula. O ponto $Z_b=0$ identifica o nível médio da superfície livre considerado para a realização deste trabalho.

4.2 ESTUDO DO MODELO

4.2.1 Apresentação do Modelo

O modelo morfodinâmico foi concebido tendo como base as considerações teóricas descritas no capítulo 3, designadamente o modelo morfodinâmico (3.3) e os modelos de transporte sedimentar (3.2).

O modelo foi testado e utilizado em diversos trabalhos, tais como Silva (2015) e Figueiredo (2013). No primeiro, o principal objetivo consistiu em prever a formação e posterior migração das barras litorais, ao passo que o segundo teve como objetivo estudar os diferentes modelos de transporte sedimentar e concluir qual o que obtinha melhores resultados para o caso de estudo em questão. Refira-se, no entanto, que Figueiredo (2013) utilizou como dados de entrada valores de hidrodinâmica medidos aquando das experiências. Neste trabalho considera-se, tal como em Silva (2015), os dados de hidrodinâmica modelados de acordo com Santos (2012).

O modelo de transporte sedimentar utilizado para este estudo é de Abreu *et al.* (2013b), pois revelou bons resultados morfodinâmicos quando aplicado anteriormente às experiências LIP, onde se registaram evoluções morfológicas de perfis transversais de praia para diferentes climas de agitação. Como evidenciado em Abreu *et al.* (2013a) e Abreu (2013), o novo estimador de tensões de atrito possibilitou uma correta previsão da barra longitudinal em direção ao mar (LIP1B) e em direção à costa (LIP1C). Pensa-se que o satisfatório desempenho de Abreu *et al.* (2013b) se deva à capacidade que o modelo tem de reproduzir bem as características não lineares da velocidade orbital da onda. Semelhantes conclusões foram obtidas no trabalho de Figueiredo (2013).

O modelo está dependente de diversos parâmetros físicos de ondulação e também de parâmetros que definem o passo espacial e temporal, Δx e Δt , respetivamente, sendo estes parâmetros também analisados. Em todas as simulações considerou-se a presença de correntes de fundo (*Undertow*).

Como simplificação do modelo, a ondulação é representada por ondas regulares, com altura significativa (H_s) e frequência angular $w = \frac{2\pi}{T}$, sendo T o período da onda.

Os cálculos foram iniciados com uma onda com altura significativa $H_s=1.4\text{m}$ e $H_s=0.6\text{m}$, período $T=5\text{s}$ e $T=8\text{s}$ e com a ondulação perpendicular à linha de costa, $\alpha_0=0$, para LIP1B e LIP1C, respetivamente.

4.2.2 Implementação numérica do modelo

Neste estudo, recorreu-se ao *Matlab* com o intuito de modelar a evolução morfológica do fundo do canal. Para isso, utilizaram-se rotinas já desenvolvidas para o efeito que continham as diversas formulações práticas do transporte sedimentar, como referido anteriormente. No entanto, e apesar das rotinas já estarem desenvolvidas, foi necessária a introdução de alguns dados de entrada específicos para o estudo, como os valores da altura significativa de onda (H_s), o período da onda (T) e o perfil transversal inicial de cada experiência, valores que foram diretamente introduzidos nos ficheiros de entrada do *Matlab* (Inputs).

Tabela 4.2 – Dados de entrada utilizados no estudo dos modelos de transporte sedimentar para modelação da morfologia no fundo do canal

Dados de Entrada	
d_{50}	0.00022m
Parâmetro de calibração entre gradiente de pressões e tensões	51
Ângulo de atrito interno dos sedimentos	33°
Ângulo entre ondas e correntes	0°
T (período da onda)	LIP1B – 5 s LiP1C – 8 s
Porosidade	0.4
g	9.81 m/s ²
Δx	LIP1B – 0.5 m LiP1C – 1.0 m
Δt	30 s
Tempo de simulação	LIP1B – 18 horas LiP1C – 13 horas
Número de iterações	$\frac{\text{Tempo de simulação (horas)} \times 3600 (s)}{\Delta t}$

Na Tabela 4.2 apresentam-se os dados de entrada utilizados para o estudo dos modelos de transporte sedimentar.

Os dados de entrada da batimetria foram introduzidos para cada posição horizontal (x) do canal, sendo que a resolução espacial da malha (Δx) diferiu para ambas as experiências. Para LIP1B, $\Delta x=0.5\text{m}$ e para LIP1C, $\Delta x=1.0\text{m}$, atendendo à diferente resolução adotada aquando da realização das experiências. Os dados de agitação foram introduzidos ao largo, deixando-se que o modelo de hidrodinâmica usado por Santos (2012) propagasse as ondas até à linha de costa.

4.3 RESULTADOS

4.3.1 Utilizando valores de laboratório

Neste ponto irá ser feita uma comparação entre os valores medidos e interpolados, descritos em Abreu (2013), e os valores modelados, obtidos através do modelo morfodinâmico. Assim, serão ser apresentados e analisados gráficos referentes às duas experiências, LIP1B e LIP1C. A Figura 4.3 corresponde aos gráficos referentes a LIP1B.

A Figura 4.3-a refere-se à altura significativa de onda, H_s , e atentando nos dados de agitação medidos e interpolados, a tracejado, verifica-se uma redução constante de H_s , evidenciando uma ampla zona de *surf*, o que é típico de uma praia bastante dissipativa. Aos 50 metros denota-se uma pequena oscilação dos valores, o que é normal devido à presença da barra nesse local. Relativamente aos valores modelados, verifica-se que o H_s aumenta constantemente até aos 120 metros, altura em que a onda sofre a sua primeira rebentação, dissipando-se depois até à costa. Entre os 80 e os 140 metros, os valores modelados excedem os valores medidos e interpolados (cerca de 0.4 metros). No entanto, ao longo de todo o gráfico, existe uma sobreposição dos valores, demonstrando uma boa captação por parte do modelo de propagação de ondas.

A Figura 4.3-b é referente à velocidade orbital, U_w , e demonstra que, relativamente aos valores medidos e interpolados, a sua evolução espacial apresenta um comportamento muito semelhante ao de H_s , sendo que os valores aumentam e diminuem para a mesma profundidade. No entanto, existe, por exemplo, uma zona em que isso não acontece (zona da barra litoral), onde os valores de U_w tendem a manter-se constantes, enquanto que os valores de H_s diminuem. Relativamente aos valores modelados, verifica-se, igualmente, uma evolução espacial muito análoga à de H_s . Contudo, entre os 40 e os 60 metros verifica-se que os valores de U_w se mantêm constantes, enquanto os de H_s continuam a diminuir. Apesar de existirem algumas diferenças pontuais entre os dois casos, nomeadamente junto à costa, onde os valores

medidos e interpolados tendem para zero e os valores modelados não, existe, ao longo de toda a extensão do gráfico uma satisfatória analogia entre os dois valores, podendo-se, por isso, afirmar que existe uma aceitável captação do modelo relativamente a este parâmetro.

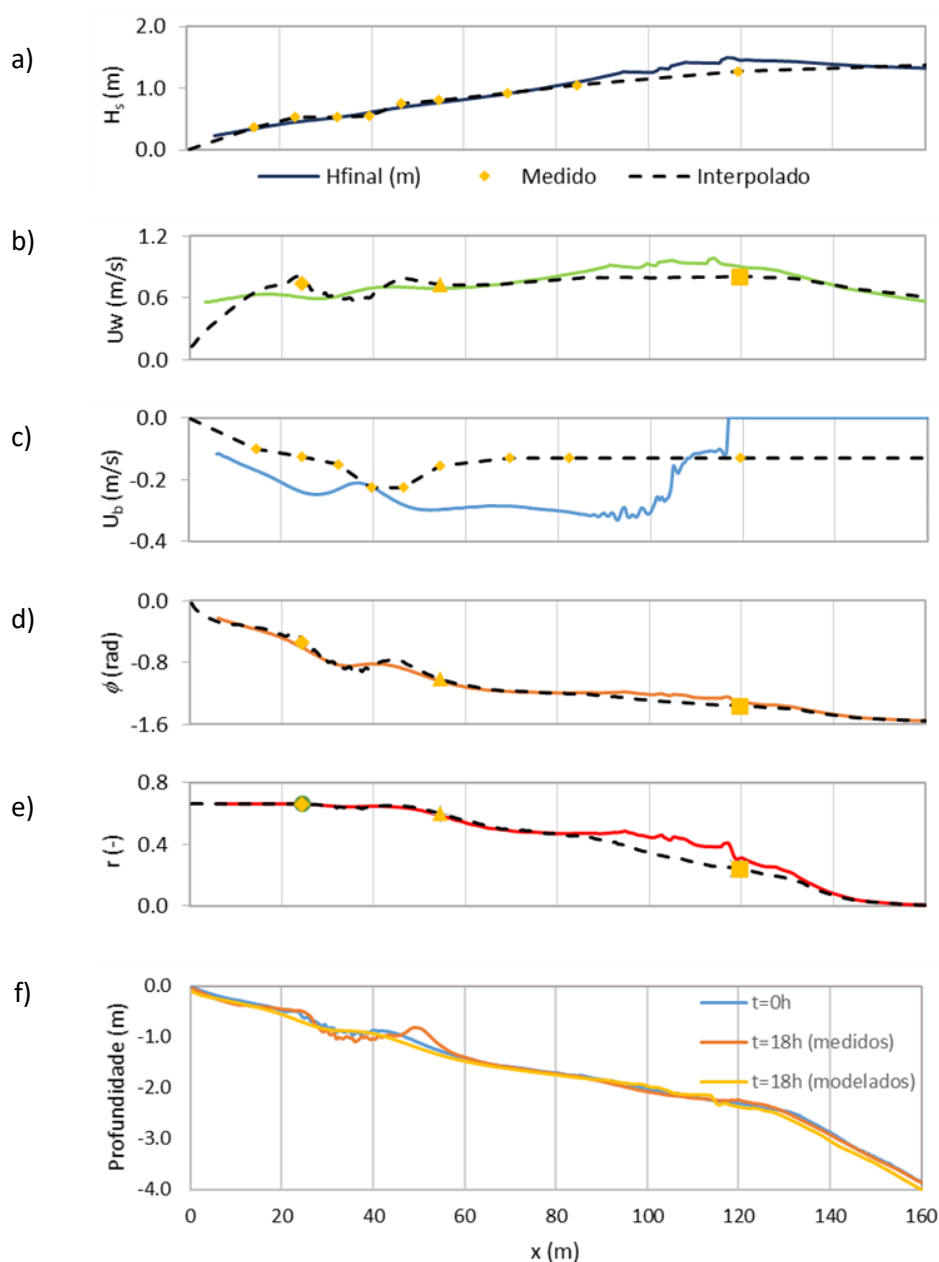


Figura 4.3 - Comparação entre os valores medidos e interpolados com os valores modelados para LIP1B
(Linha contínua: Valores modelados; Linha descontínua: Valores medidos e interpolados)

A Figura 4.3-c, referente à corrente de fundo (*undertow*) mostra que, nos dados medidos e interpolados, os casos mais significativos de U_b assinalam-se entre os 30 e 60 metros, sobre a forma de “barra-fossa”. Nos valores modelados, as magnitudes das correntes são superiores (≈ 0.3 m/s), contrariamente aos valores máximos registados (≈ 0.2 m/s). Os valores permanecem nulos até aos 120 m, existindo depois um aumento significativo das correntes, coincidente com a zona de rebentação da onda. É nessa zona, entre os 80 e 100 metros, que os valores modelados são mais significativos. Após ultrapassar a zona de rebentação, que é uma zona bastante energética, os valores vão diminuindo até que, aos 40 metros, volta a existir uma subida, coincidente com a barra. Ao contrário dos exemplos anteriores, em que se tem uma confiança elevada nos valores medidos e interpolados, neste caso as diferenças de U_b são assinaláveis. A medição do *undertow* não é isenta de erros, na medida em que é uma medição difícil pois as correntes de fundo ocorrem, tal como o nome indica, no fundo e os valores dos medidores de corrente estão em posições específicas da coluna de água, não havendo um perfilador de velocidades que as descrevesse para toda a coluna de água. Os próprios valores modelados também não são inteiramente precisos, pois simplificou-se a obtenção de U_b , usando uma parametrização simplista proposta por Rattanapitikon e Shibayama (2000).

A Figura 4.3-d representa o parâmetro de forma da onda, ϕ , mostrando que, em ambos os casos, para maiores profundidades, os valores aproximam-se de $-\pi/2$. Isso significa que existe uma tendência para ondas com uma crista acentuada, mas de curta duração (assimetria de velocidades de $u(t)$). Os valores diminuem até zero, aproximadamente, à medida que nos aproximamos da linha de costa, inclinando-se a onda mais para a frente. Os valores aproximam-se bastante uns dos outros, sendo praticamente coincidentes em grande parte do gráfico. Isto revela que, relativamente a este parâmetro, existe uma boa captação por parte do modelo.

A Figura 4.3-e representa o índice de assimetria, r , e mostra que, em ambos os casos, existe um aumento gradual de r à medida que a profundidade diminui. Isso está relacionado com o crescimento das não linearidades da onda com a diminuição da profundidade. Tal como no caso anterior, verifica-se que os valores medidos e interpolados e os modelados são praticamente coincidentes, o que revela que as assimetrias estão bem representadas, estando o modelo a captar bem a evolução deste parâmetro até à costa.

Neste primeiro exemplo, LIP1B, pode-se admitir com relativa confiança que existe, por parte do modelo, uma boa captação na generalidade dos parâmetros. Os casos onde se verifica uma maior semelhança

entre os valores são o parâmetro de forma, ϕ , o índice de assimetria, r e a altura significativa, H_s . A velocidade orbital, U_w , apresenta diferenças pontuais entre ambos os casos, podendo-se admitir, todavia, que a captação dos valores é aceitável. O caso onde se denotam mais acentuadas diferenças é o do *undertow*, U_b . No entanto, e como foi referido anteriormente, é precisamente nesse parâmetro que convinha ter mais detalhe dos valores medidos, podendo-se assim aceitar os valores modelados como uma abordagem razoável do problema.

Na Figura 4.4 são apresentados os gráficos referentes a LIP1C.

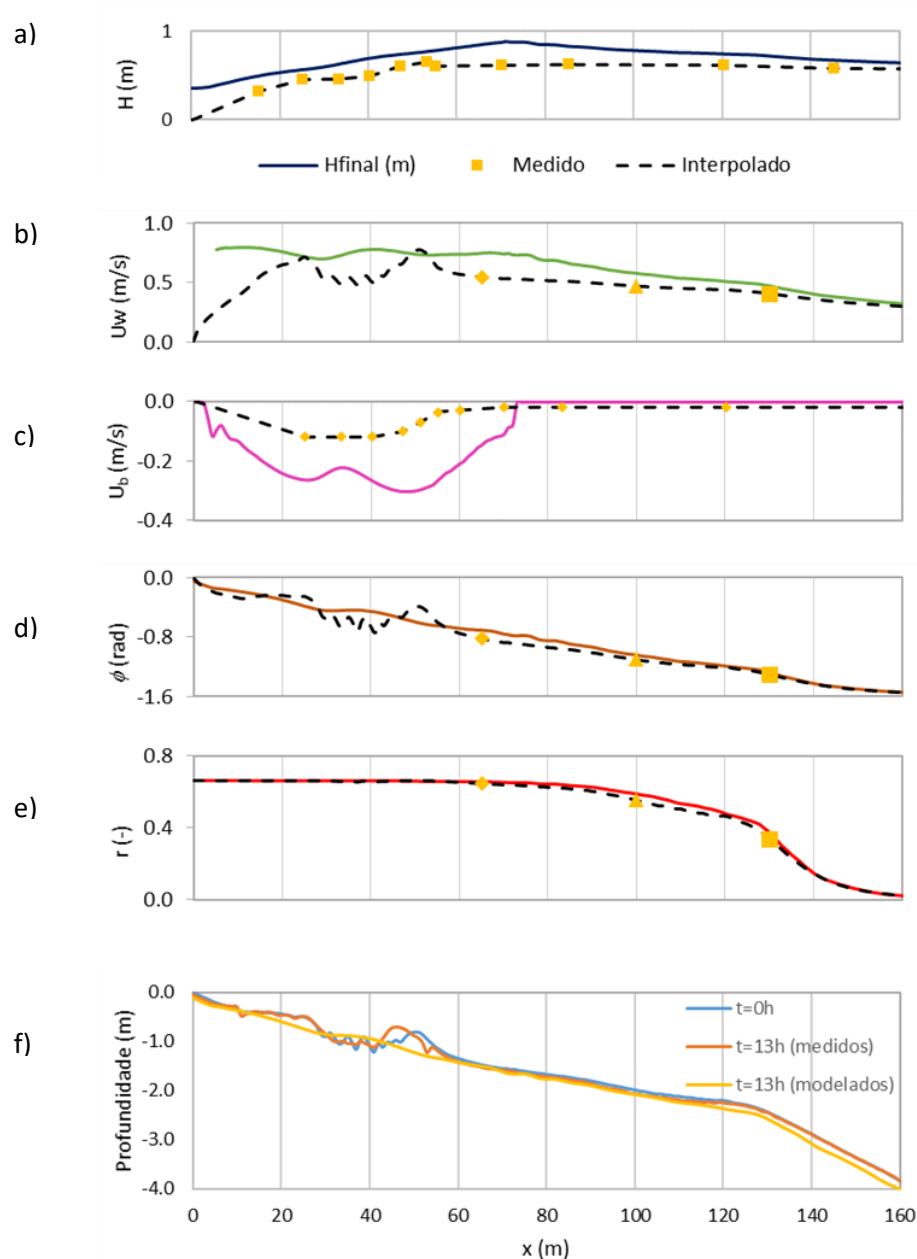


Figura 4.4 - Comparação entre os valores medidos e interpolados com os valores modelados para LIP1C
(Linha contínua: Valores modelados; Linha descontínua: Valores medidos e interpolados)

A Figura 4.4-a representa a altura significativa de onda, H_s , e mostra que, na evolução dos valores medidos e interpolados, existe um aumento de H_s até ao momento em que se dá a primeira rebentação (que ocorre sobre a barra, aproximadamente aos 55 metros). Por outro lado, nos valores modelados, denota-se que existe, igualmente, um aumento dos valores até aos 75 metros, onde ocorre a rebentação da onda, começando, após isso, a diminuir. Verifica-se que, ao longo de todo o intervalo espacial, os valores modelados excedem um bocado os medidos e interpolados, no máximo em 0.3 metros. Os valores modelados aparentam um empolamento superior ao dos valores medidos. Ainda assim, apesar de os valores modelados excederem os medidos e interpolados em toda a extensão do gráfico, a variação espacial de H_s é muito semelhante.

A Figura 4.4-b representa a velocidade orbital, U_w , e demonstra que, relativamente aos valores medidos e interpolados, estes apresentam uma grande semelhança face aos valores de H_s , já que são diretamente proporcionais. Relativamente aos valores modelados verifica-se que, até aos 80 metros, onde se atinge o valor máximo, o comportamento é bastante sincrónico ao de H_s . Após os 80 metros, as variáveis assumem valores contrários, já que a velocidade orbital continua a aumentar, mas os valores da altura significativa diminuem. Apesar de ambos começarem com o mesmo valor, ao largo, denota-se que, à medida em que a costa se aproxima, os valores vão diferindo e, portanto, o modelo talvez não esteja a captar tão bem os valores referentes a este parâmetro. As diferenças de magnitude resultam claramente do empolamento dos dados modelados.

A Figura 4.4c) refere-se à corrente de fundo (*undertow*) e mostra que, nos dados medidos e interpolados, os casos mais significativos de U_b assinalam-se entre os 30 e 60 metros, sobre a forma de “barra-fossa”. Nos valores modelados, as magnitudes das correntes são claramente superiores (com uma diferença máxima de 0.22 (m/s) aos 45 metros). Os valores permanecem nulos até aos 75 metros, existindo depois um aumento significativo das correntes, coincidente com a zona de rebentação da onda. Após ultrapassar a zona de rebentação, que é uma zona bastante energética, os valores vão diminuindo e, aproximadamente aos 55 metros, voltam a aumentar, devido à presença da barra litoral. Após essas variações, os valores tendem para zero, uma vez que, na zona da costa não se verificam quaisquer correntes de fundo. Neste caso (LIP1C), e apesar de algumas diferenças que se fazem notar com os valores modelados, os valores medidos e interpolados são mais coerentes com os pressupostos teóricos do que em LIP1B, uma vez que, conforme demonstra o gráfico, os valores ao largo estão bem mais próximos de zero.

A Figura 4.4-d representa o parâmetro de forma da onda, ϕ , mostrando que, no que respeita os valores medidos e interpolados, para maiores profundidades, os valores aproximam-se de $-\pi/2$. Isso significa que existe uma tendência para ondas com uma crista acentuada, mas de curta duração (assimetria de velocidades de $u(t)$). Os valores diminuem até zero, aproximadamente, à medida que nos aproximamos da linha de costa, inclinando-se a onda mais para a frente. Os valores modelados apresentam uma pequena diferença relativamente aos valores medidos e interpolados, sendo que, os primeiros vão aumentando gradualmente até à linha de costa, sofrendo apenas um ligeiro acréscimo aos 55 metros, coincidente com a localização da barra litoral. No entanto, e apesar destas pequenas diferenças, os valores andam muito próximos uns dos outros, demonstrando que o modelo capta bem os valores referentes a este parâmetro.

A Figura 4.4-e refere-se ao índice de assimetria, r , e demonstra que em ambos os casos, observa-se que existe um aumento gradual de r à medida que a profundidade diminui, atingindo-se valores próximos de 0,66 para $x \approx 0$. Este comportamento confirma que existe um crescimento das não linearidades com a diminuição da profundidade. Os valores medidos e interpolados são praticamente coincidentes, o que demonstra que o modelo está a captar bem a evolução até à linha de costa, estando as assimetrias bem representadas.

Pode-se, portanto, admitir que, relativamente a LIP1C, existe, na maior parte dos parâmetros, uma boa reprodução da hidrodinâmica pelo modelo utilizado. Tal como em LIP1B, o parâmetro de forma, ϕ , e o índice de assimetria, r , são os que apresentam mais semelhança entre os dois conjuntos de valores. Seguidamente, a altura significativa de onda, H_s , é também um parâmetro relativamente bem representado pelo modelo, não existindo diferenças significativas. A corrente de fundo, U_b , possui, tal como referido anteriormente, algumas diferenças entre o conjunto de valores, ainda que tenha sido captado bastante melhor que em LIP1B (conforme referido anteriormente). Por último, a velocidade orbital, U_w , é, neste exemplo, o parâmetro em que, talvez, se verifiquem diferenças mais significativas.

Após a análise de todos os parâmetros relativos às duas experiências, não é claro em qual delas o modelo é mais fiel aos valores medidos e interpolados. Os parâmetros relativos à altura significativa da onda, H_s , o parâmetro de forma, ϕ , e o índice de assimetria, r , são bastante bem modelados. O *undertow*, U_b , é claramente mais bem representado em LIP1C, pelas razões dadas anteriormente. A velocidade orbital, U_w , está mais bem representada em LIP1B, sendo que, é em LIP1C que se denotam diferenças mais significativas.

Conclui-se, então, que o modelo prevê os vários parâmetros com satisfatória precisão, tendo em conta a natureza complexa do fenómeno e da extrema dificuldade em modelar todas as ações. É ainda um modelo que, quando programado, é de fácil e rápida utilização. Sublinha-se, ainda, que esta programação específica já foi testada e utilizada, como anteriormente referido, e, como tal, tem-se mais confiança na sua utilização.

Em termos de resultados de morfodinâmica, os resultados obtidos para as experiências LIP1B e LIP1C encontram-se espalhados nas Figura 4.3-f e Figura 4.4-f, respetivamente. Através da análise das figuras observa-se que, no caso de LIP1B, existe uma acentuação da barra e uma migração de cerca de 10 metros para o largo, relativamente ao instante $t=0h$, quando comparámos com os valores medidos. Quando a comparação é feita com os valores modelados, verifica-se o contrário. A crista da barra torna-se mais achatada e esta sofre uma migração para a costa, apesar de bastante pequena ($\approx 3m$). Quando analisada a mesma situação para LIP1C, denota-se que, para os valores medidos, a crista da barra sofre uma ligeira acentuação (não tão grande como em LIP1B) e esta migra para a costa, cerca de 5m. A mesma comparação, mas para os valores modelados, diz-nos que a crista da barra sofre um achatamento bastante significativo e que esta migra cerca de 10 metros para a costa (relativamente à sua posição no instante $t=0h$). Conclui-se, portanto, que para LIP1B o modelo demonstra uma evolução da barra contrária aos valores medidos, enquanto que em LIP1C isso não acontece.

Em síntese e face ao exposto nesta primeira parte do presente capítulo, demonstra-se que o modelo transmite confiança suficiente para que se prossiga com a sua utilização numa próxima fase.

4.3.2 Utilizando séries sintéticas

Uma vez compreendido o modelo morfodinâmico, passa-se, então, para a variação dos dados de agitação, com vista a avaliar as alterações do perfil transversal de praia quando submetido a essa variação.

Para cada experiência (LIP1B e LIP1C) foram desenhadas seis hipóteses, variando os valores de H_s . Cada uma delas com altura significativa igual à da experiência original, isto é, 1.4 e 0.6 metros para LIP1B e LIP1C, respetivamente. No fundo, está-se perante um exemplo de séries sintéticas, no qual se varia a ordem de ocorrência dos eventos com vista a analisar a sua influência na alteração do perfil de praia.

Na Tabela 4.3 são apresentados todos os dados utilizados em cada hipótese referente à variação da altura significativa de onda (H_s). A título de exemplo, a Figura 4.5 evidencia as hipóteses 1 e 4 do caso LIP1B, onde se verifica como foi feita essa variação. A altura de H_s foi decrescendo durante o período realizado para essa experiência (18h de duração), mas continua, em média, a igualar 1,4 m.

Tabela 4.3 – Hipóteses utilizadas para cada experiência na variação da altura significativa de onda (H_s)

	LIP1B		LIP1C	
	Intervalo temporal (h)	H_s (m)	Intervalo temporal (h)	H_s (m)
1ª Hipótese	0h - 9h	1.6	0h – 6.5h	0.8
	9h - 18h	1.2	6.5h – 13h	0.4
2ª Hipótese	0h - 9h	1.2	0h – 6.5h	0.4
	9h - 18h	1.6	6.5h – 13h	0.8
3ª Hipótese	0h – 6h	1.2	0h – 4.33h	0.4
	6h – 12h	1.4	4.33h – 8.66h	0.6
	12h – 18h	1.6	8.66h – 13h	0.8
4ª Hipótese	0h – 6h	1.6	0h – 4.33h	0.8
	6h – 12h	1.4	4.33h – 8.66h	0.6
	12h – 18h	1.2	8.66h – 13h	0.4
5ª Hipótese	0h – 4.5h	1.45	0h – 4.33h	0.65
	4.5h – 9h	1.35	4.33h – 8.66h	0.50
	9h – 13.5h	1.45		
	13.5h – 18h	1.35	8.66h – 13h	0.65
6ª Hipótese	0h – 4.5h	1.35	0h – 4.33h	0.55
	4.5h – 9h	1.45	4.33h – 8.66h	0.70
	9h – 13.5h	1.35		
	13.5h – 18h	1.45	8.66h – 13h	0.55

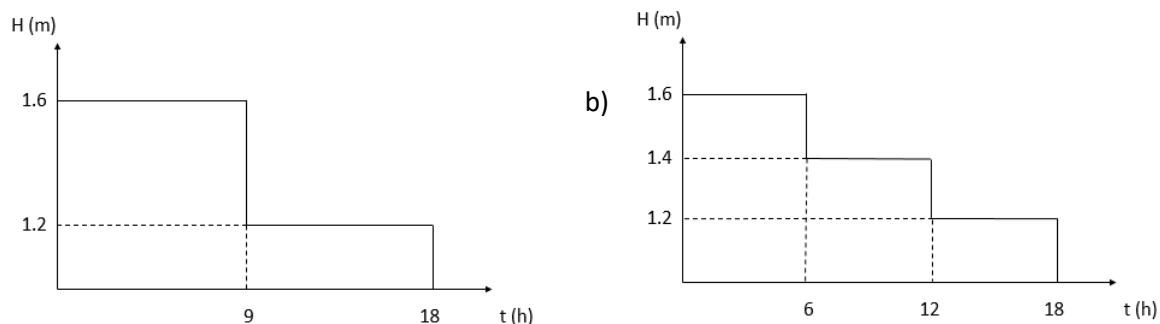


Figura 4.5 - Esquema exemplificativo da variação de H_s em LIP1B – a) 1ª Hipótese; b) 4ª Hipótese

4.3.2.1 LIP1B

Para cada hipótese apresentam-se os gráficos do perfil transversal resultante da experiência 4.3.1 (designado de “perfil de comparação”), que pode ser revisto na Figura 4.3-f) (onde corresponde ao gráfico com a legenda $t=18$ h (modelado) e $t=13$ h (modelado), para LIP1B e LIP1C, respetivamente) e o perfil transversal resultante de cada hipótese simulada (Figura 4.6 e Figura 4.7).

Da análise dos seis gráficos apresentados de seguida, ressaltam as alterações no perfil. De facto, apesar de em média se ter as mesmas condições de agitação, os resultados do fundo obtidos após a modelação de 18h são distintos entre si, essencialmente, na zona da primeira rebentação ($x \approx 115$ m). É precisamente nessa zona que se verificam maiores correntes de fundo (*undertow*) sendo, por isso, zonas propensas a uma elevada mobilização de sedimentos. Assim sendo, é bastante aceitável que o fundo se altere com mais incidência nessa zona e a resposta dos fundos depende da sequência de dados de agitação considerada.

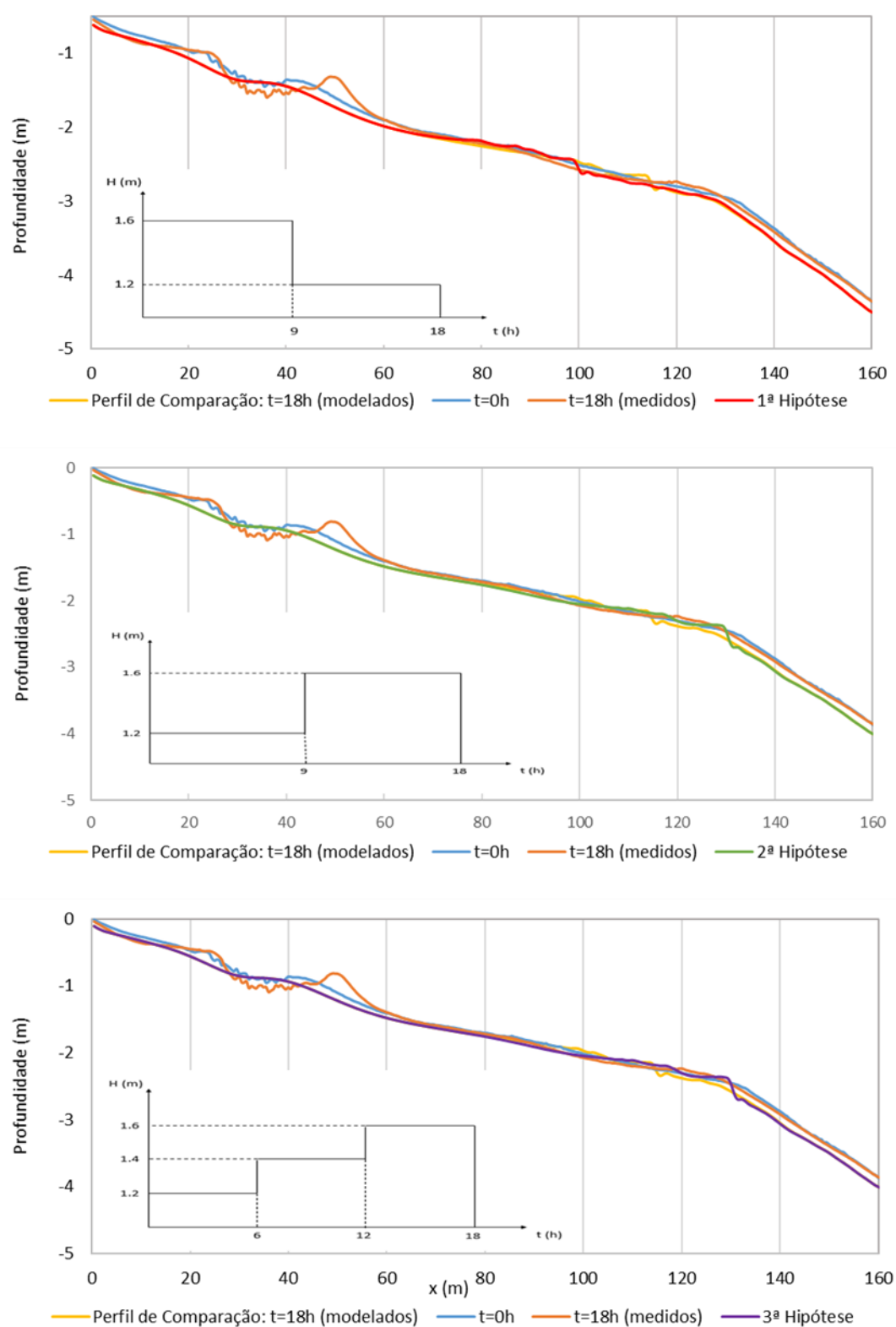


Figura 4.6 – Perfil de comparação e Perfis das 1ª, 2ª e 3ª hipóteses (LIP1B)

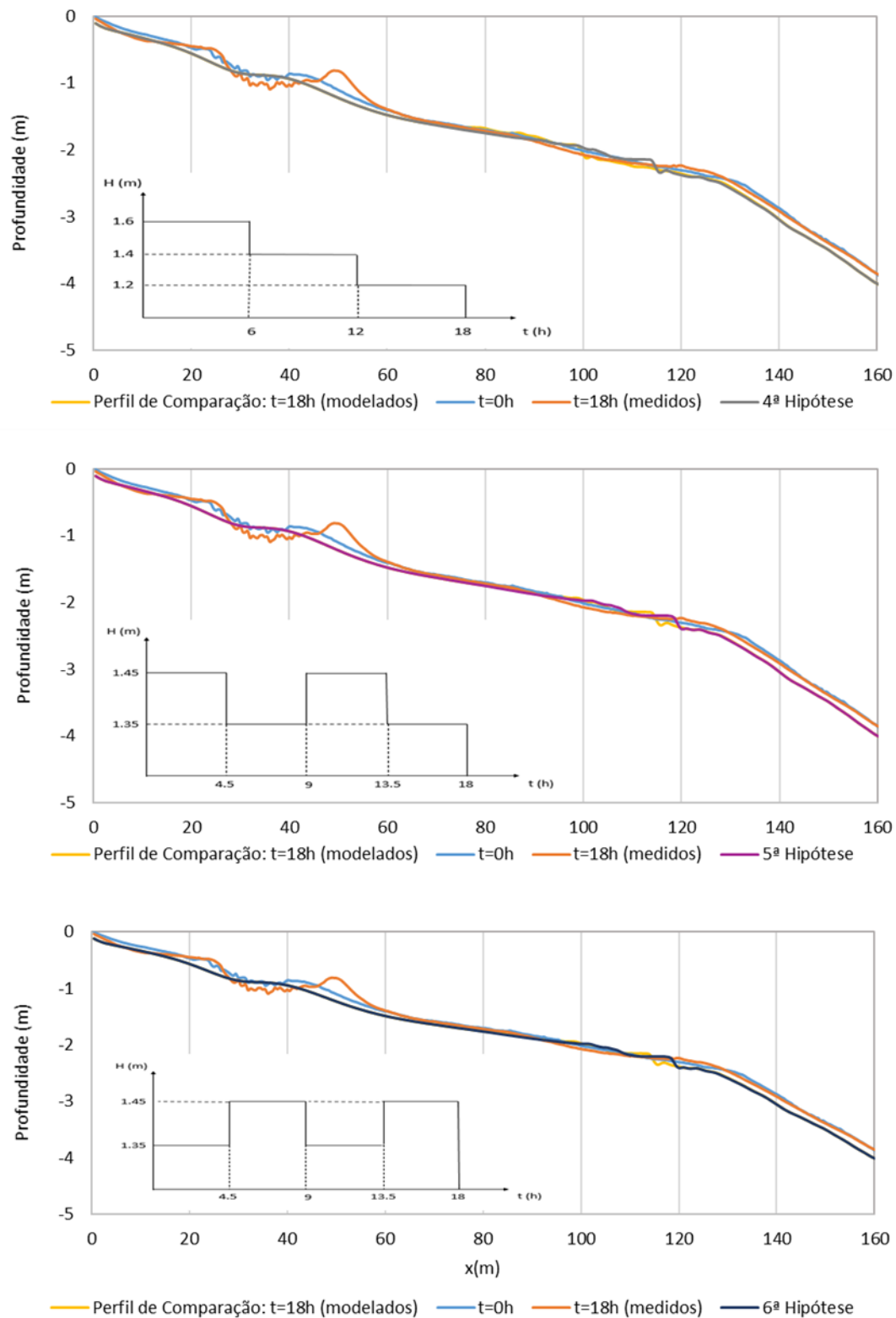


Figura 4.7 - Perfil de comparação e Perfis das 4ª, 5ª e 6ª hipóteses (LIP1B)

Uma das conclusões retiradas prende-se com o facto de que, os perfis resultantes das hipóteses 1 e 4, 2 e 3 e, ainda, 5 e 6 serem praticamente iguais. Relembre-se que todas as hipóteses foram realizadas, em média, com a mesma altura significativa de onda. Uma das possibilidades de justificação para a conclusão acima referida está relacionada com o facto de nas hipóteses 1 e 4 e nas hipóteses 2 e 3, a variação de H_s ser decrescente e crescente, respetivamente. Ou seja, ainda que o H_s seja igual em média para estas hipóteses, o facto de as alturas de onda decrescerem de intensidade ao longo do tempo provoca diferentes alterações no fundo comparativamente ao facto da sequência temporal crescente das alturas de onda (daí a hipótese 1 ser diferente da hipótese 2, por exemplo).

Outra conclusão retirada está relacionada com o facto de que a diferente variação temporal de H_s entre as hipóteses 1 e 4 ou as hipóteses 2 e 3 aparentarem não ter influência no resultado. Ou seja, desde que a variação seja unicamente decrescente ou crescente, o número de intervalos de tempo utilizados na variação parece ter pouco ou quase nenhum impacto na evolução do perfil de fundo.

Relativamente às hipóteses 5 e 6 verifica-se que as alterações que estas provocam no fundo são muito pouco significativas. Isto deve-se, possivelmente, ao facto de os valores de H_s alternados serem muito próximos, o que faz com que a variação das ondas seja praticamente idêntica à experiência em que se utilizou o valor de H_s constante e igual a 1.4 metros (perfil de comparação).

Com a conclusão de que as hipóteses 1 e 4, 2 e 3 e ainda 5 e 6 são praticamente idênticas, e com o objetivo de simplificar a análise dos resultados, apresenta-se na Figura 4.8 um gráfico onde constam os perfis conjuntos das hipóteses acima referidas. Foi feita uma ampliação do gráfico que incide na zona onde são visíveis as alterações morfológicas mais significativas.

Através da análise da Figura 4.8 pode ver-se que a cota do perfil de comparação tem uma subida de valores aproximadamente aos 115 metros, isto é, uma pequena elevação do fundo. Esta pequena elevação pode estar relacionada com o aparecimento/formação de uma nova barra litoral, coincidente com a primeira zona de rebentação. Este fenómeno é também visível nos gráficos referentes às hipóteses, com a diferença de que, nestes, denota-se uma migração dessa barra para a costa ou para o largo.

O caso em que não é verificada uma migração tão acentuada é referente às hipóteses 5 e 6. Como foi mencionado anteriormente, a variação dos valores de H_s é pequena e, então, a migração é menor ($\approx 3\text{m}$). Estes resultados aparentam fazer relevar a importância dos locais onde se dá a primeira rebentação. A diferença das alturas de onda e a sequência introduzida tem influência nesse local, sendo provavelmente o motivador das diferenças encontradas nos resultados.

Nas hipóteses 1/4 e 2/3 verifica-se uma migração significativa da barra para a costa e para o largo, respetivamente ($\approx 15\text{m}$).

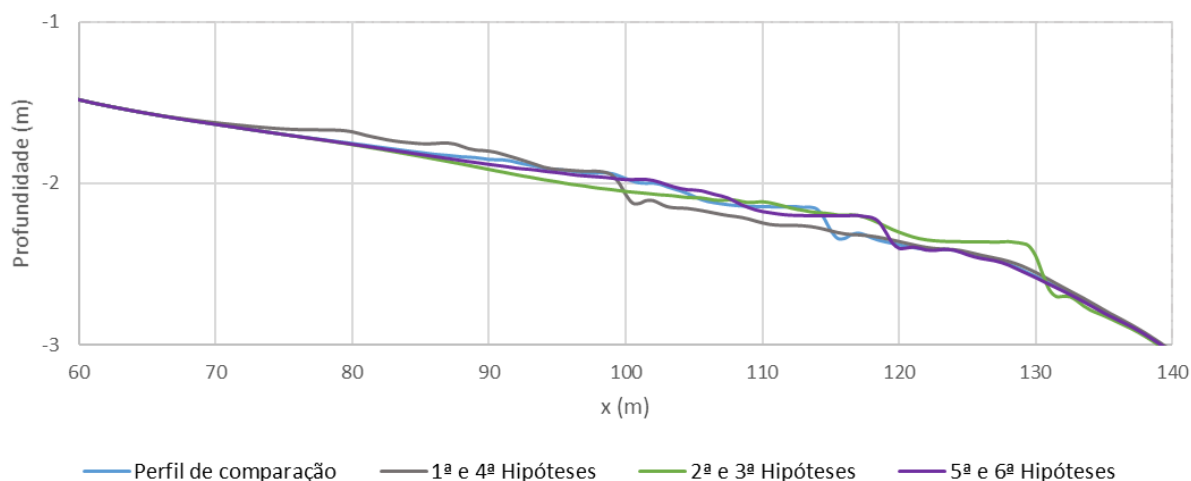


Figura 4.8 – Gráfico comparativo das hipóteses utilizadas na experiência LIP1B

Novamente, uma possibilidade para explicar esta migração prende-se com o facto de a nova posição da barra estar dependente do momento de rebentação referente ao último intervalo temporal de cada hipótese (ver Tabela 4.3). Isto é, nas hipóteses 1/4, no último intervalo temporal, a onda rebenta aos 100 metros, daí que o respetivo perfil transversal apresente a barra nesse local. O mesmo se pode verificar nas hipóteses 2/3, onde a rebentação referente ao último intervalo temporal ocorre aos 130 metros, posição para a qual se verifica a migração da barra.

Outra possibilidade está relacionada com o facto de, quanto maior for a altura significativa da onda, mais longe da costa irá ocorrer a sua rebentação. Isto é um caso prático corroborado pela teoria de Stokes, que diz que as ondas não conseguem manter uma altura maior do que um sétimo do comprimento de onda, sem rebentar (*e.g.*, Martins, 2012), ou seja, quanto maior for a altura da onda mais longe da costa ela vai rebentar.

Em suma, o mais provável é que, com o aumento da altura das ondas, isto é, o aumento da sua altura significativa, estas passem a rebentar mais longe da costa e, portanto, como na zona de rebentação se dá uma maior dissipação de energia, a nova barra é criada nesse local.

4.3.2.2 LIP1C

Para cada hipótese apresentam-se os gráficos do perfil transversal resultante da experiência 4.3.1 (designado “perfil de comparação”), que pode ser revisto na Figura 4.4 f) (onde corresponde ao gráfico

com a legenda $t=18h$ (modelado) e $t=13h$ (modelado), para LIP1B e LIP1C, respetivamente) e o perfil transversal resultante de cada hipótese simulada (Figura 4.9 e Figura 4.10)

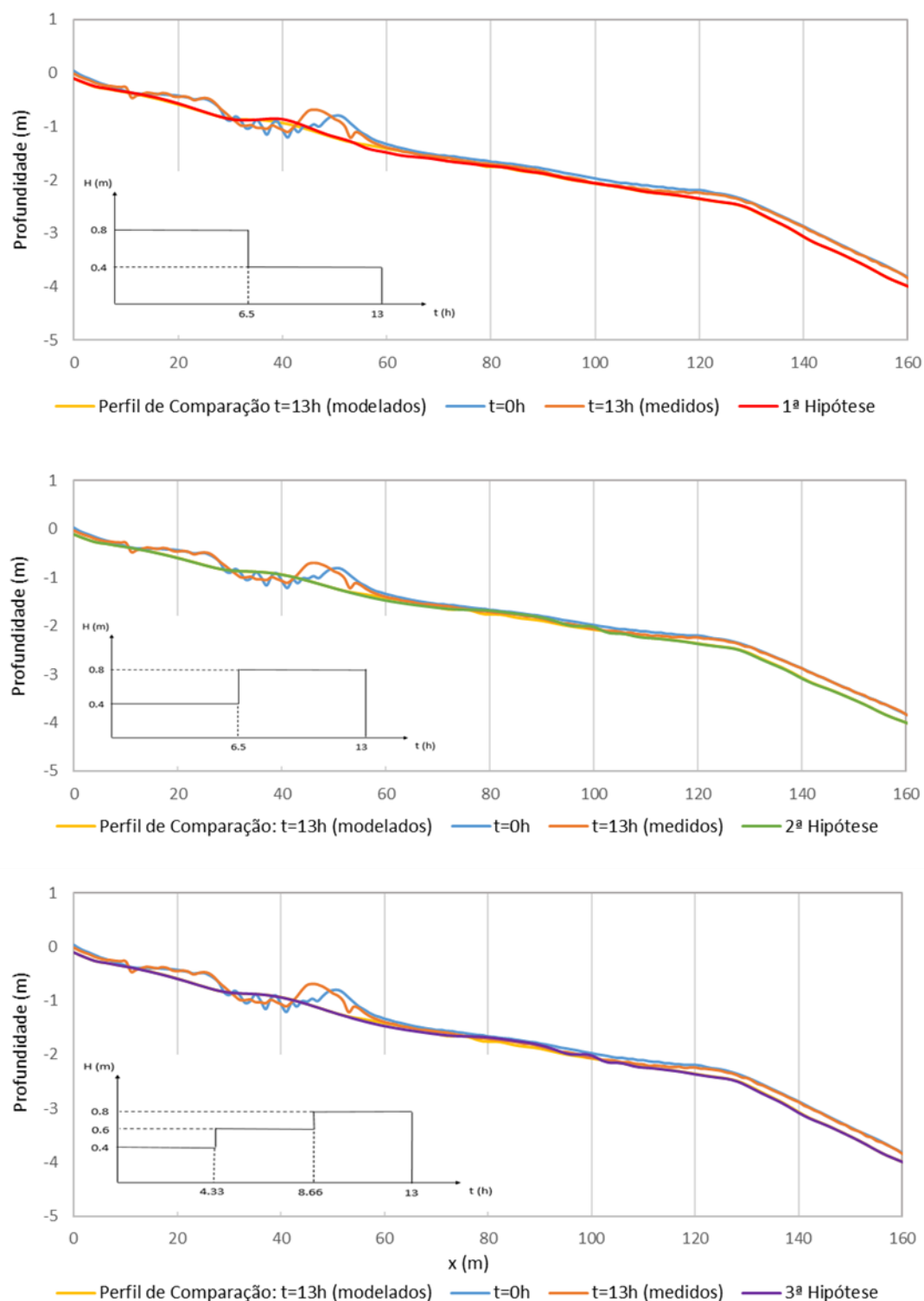


Figura 4.9 - Perfil de comparação e Perfis das 1ª, 2ª e 3ª hipóteses (LIP1C)

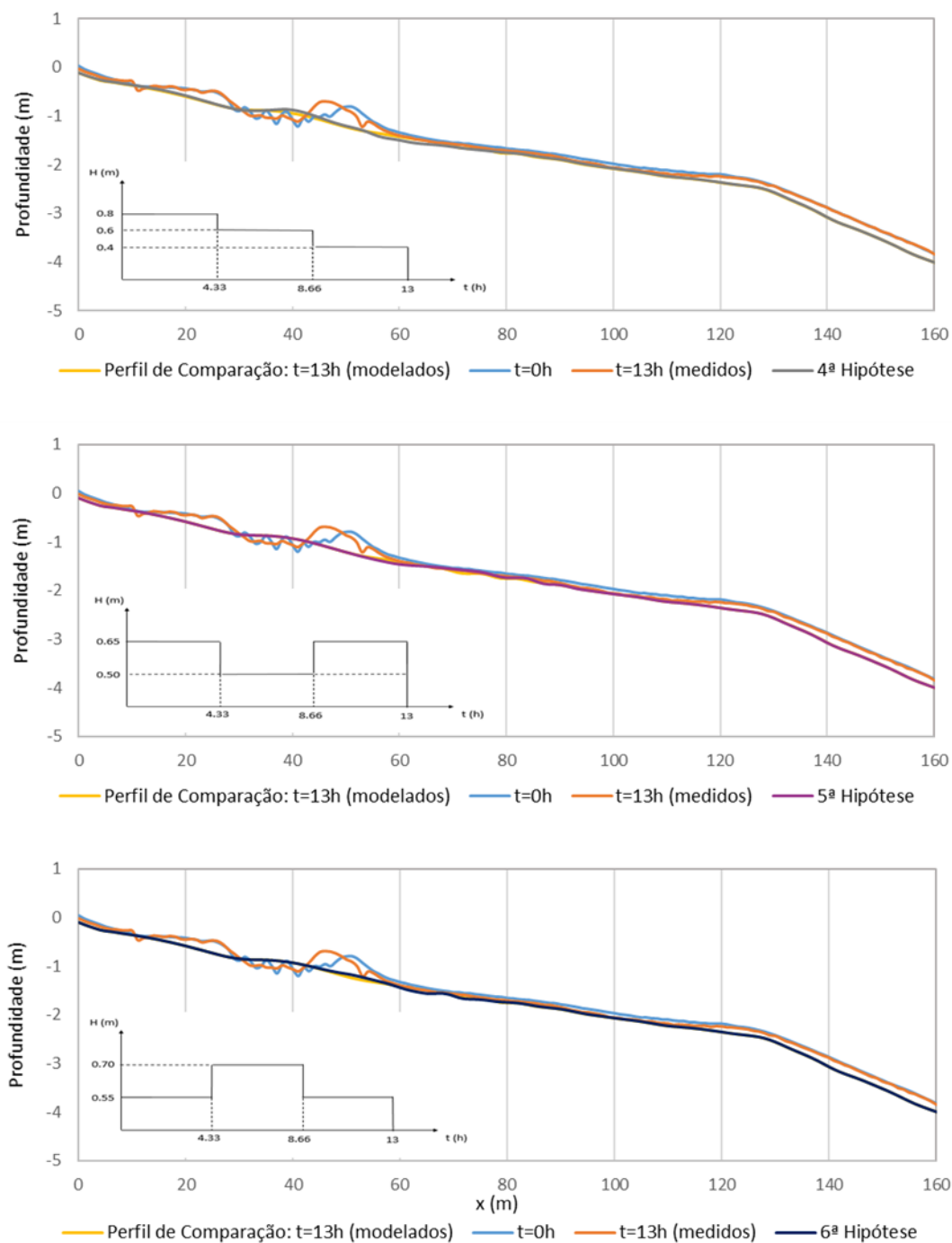


Figura 4.10 - Perfil de comparação e Perfis das 4ª, 5ª e 6ª hipóteses (LIP1C)

Ao analisar todos os gráficos percebe-se que as alterações mais significativas ocorrem, tal como em LIP1B, na zona de rebentação, que é, como já referido anteriormente, uma zona onde se verificam maiores amplitudes de corrente de fundo (*undertow*). Por isso, é bastante normal que exista uma maior modificação do fundo coincidente com essa zona.

Tal como em LIP1B, verifica-se que as hipóteses 1 e 4 e as hipóteses 2 e 3 são praticamente iguais. Tal como referido em LIP1B, uma das causas pode ser o facto de a variação de H_s ser decrescente e crescente, respetivamente. Ou seja, mesmo que o H_s seja igual em média para estas hipóteses, o facto de as ondas decrescerem de intensidade ao longo do tempo provoca diferentes alterações no fundo do que se as ondas crescessem de intensidade (daí a hipótese 1 ser diferente da hipótese 2, por exemplo), tal como explicado anteriormente.

Outra causa está relacionada com o facto de que, tal como verificado em LIP1B, a diferente variação temporal parece não ter influência no resultado. Ou seja, desde que a variação seja unicamente decrescente ou crescente, o número de intervalos de tempo utilizados na variação parece não ter impacto no perfil de fundo.

Relativamente às hipóteses 5 e 6, uma vez que a duração das experiências LIP1C eram de 13h e não de 18h, não se dividiu o intervalo temporal em quatro para entrar com valores de H_s . Por isso, foi feita uma divisão em três intervalos, tal como nas duas hipóteses anteriores, com a diferença de que, neste caso, os valores não decrescem e crescem, unicamente, mas sim oscilam entre os intervalos (como se pode verificar na Tabela 4.3). Verificou-se que, neste caso, os perfis de fundo referentes a estas duas hipóteses já não são iguais, não se registando, contudo, diferenças significativas.

Como as hipóteses 1 e 4 e 2 e 3 são praticamente iguais, e com o objetivo de simplificar a análise dos resultados, apresenta-se na Figura 4.11 um gráfico onde constam os perfis das hipóteses acima referidas, juntamente com o perfil de comparação. Foi feita uma ampliação do gráfico que incide na zona onde são visíveis as alterações mais significativas.

Através da análise da Figura 4.11 pode ver-se que na zona da barra litoral ($\approx 40\text{m}$) todas as hipóteses são coincidentes, à exceção da 1 e 4. Neste último caso ocorre uma acentuação da crista da barra e a sua cava torna-se mais larga, notando-se uma ligeira migração para o largo. É também visível que a cota do perfil de comparação tem uma subida de valores aproximadamente aos 75 metros, isto é, uma pequena elevação do fundo (tal como acontecia em LIP1B aos 115 metros). Esta pequena elevação pode estar relacionada com o aparecimento/formação de uma nova barra litoral, coincidente com a primeira zona de rebentação. Este fenómeno é também visível nos gráficos referentes às hipóteses 2 e 3, 5 e 6, com a diferença de que, nestes, denota-se uma migração dessa barra para a costa ou para o largo.

Tal como se verificou no caso LIP1B, nas hipóteses 1/4 e 2/3 verifica-se uma migração significativa da barra para a costa e para o largo, respetivamente ($\approx 15\text{m}$).

O caso em que não é verificada uma migração tão acentuada é referente às hipóteses 5 e 6. Neste caso, uma vez que funcionam individualmente, a primeira migra para o largo e a segunda para a costa. Contudo, essa migração é mais pequena do que a sofrida pelas outras hipóteses ($\approx 7\text{m}$). Nesta situação (LIP1C) a

migração da barra correspondente às hipóteses 5 e 6 é maior do que em LIP1B uma vez que a variação de H_s é um pouco maior.

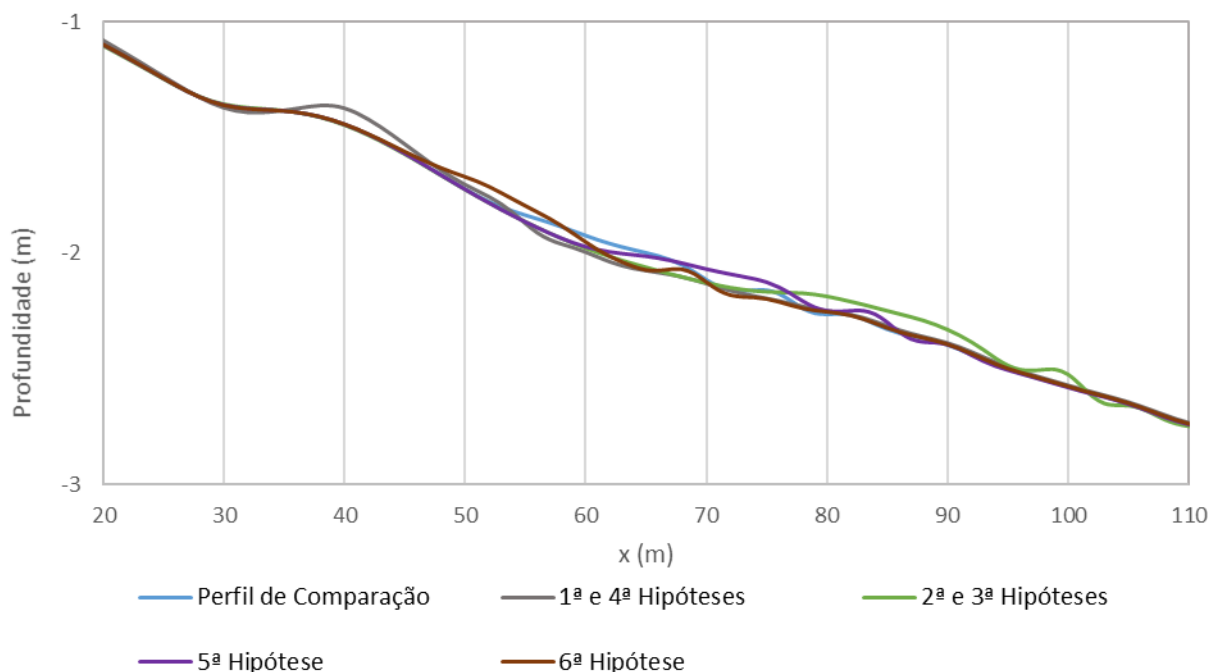


Figura 4.11 - Gráfico comparativo das hipóteses utilizadas na experiência LIP1C

Tal como em LIP1B, a primeira possibilidade para explicar esta migração prende-se com o facto de a nova posição da barra estar dependente do momento de rebentação referente ao último intervalo temporal de cada hipótese (ver Tabela 4.3). Isto é, nas hipóteses 1/4, no último intervalo temporal, a onda rebenta aos 55 metros, daí que o respetivo perfil transversal apresente a barra nesse local. O mesmo se pode verificar nas hipóteses 2/3, onde a rebentação referente ao último intervalo temporal ocorre aos 100 metros, posição para a qual se verifica a migração da barra, na hipótese 5 e na hipótese 6, onde a barra migra para os 85 e 70 metros, respetivamente. Tal como nas hipóteses anteriores, a rebentação referente ao último intervalo ocorre nesse local.

Em suma, o mais provável é que, com o aumento da altura das ondas, isto é, o aumento da sua altura significativa (como acontece na hipótese 2 e 3 e na hipótese 5), estas passem a rebentar mais longe da costa e, portanto, como na zona de rebentação se dá uma maior dissipação de energia, a nova barra é criada nesse local.

Em suma, em ambos os casos, LIP1B e LIP1C, são retiradas as mesmas conclusões. As únicas diferenças estão relacionadas com o facto de, em LIP1C, a altura significativa de onda ser menos de metade do que

a aplicada em LIP1B. Isso faz com que as ondas rebentem mais perto da costa, como verificado anteriormente e, portanto, as alterações morfológicas, em LIP1C dão-se mais perto da costa.

4.3.2.3 Discussão

Este ponto serve como crítica aos valores utilizados em 4.3.2. Para os cálculos de todas as hipóteses apresentadas no ponto anterior foram utilizados valores de altura significativa de onda, H_s (que é, por definição, a média da terça parte das ondas com maior altura registadas num determinado tempo). Esse facto faz com que, feita uma média temporal (ao longo do tempo total de cada caso), haja hipóteses em que a altura significativa pretendida do conjunto seja influenciada pelo primeiro intervalo temporal. Isto é, atendendo na hipótese 4 de LIP1B, por exemplo, onde temos um intervalo total de 18 horas: o primeiro intervalo temporal (6 horas) corresponde precisamente a um terço do intervalo total. Então, neste caso, a H_s do conjunto está a ser influenciada para valores de 1.6 metros e não para 1.4 metros, conforme é pretendido.

Para contornar tal situação, podia-se utilizar valores de H_{rms} (raiz média quadrática) em vez de H_s , já que este conceito engloba todas as ondas e não apenas um terço das ondas com maior altura. Como tal, foram realizadas duas hipóteses extra nas quais, nesse primeiro intervalo de 6 horas, foi imposta uma altura significativa igual a 1.4 metros e o segundo intervalo com 1.2 e 0.6 metros, respetivamente. Isto serve para provar que, mesmo que a altura significativa do conjunto seja igual, os resultados a nível de morfologia são diferentes. Estes resultados serão confrontados também com o perfil de comparação do caso em estudo, LIP1B.

A Figura 4.12 demonstra os esquemas relativos às hipóteses estudadas nesta discussão, para que seja mais simples entender quais as diferenças entre estas hipóteses e as utilizadas anteriormente.

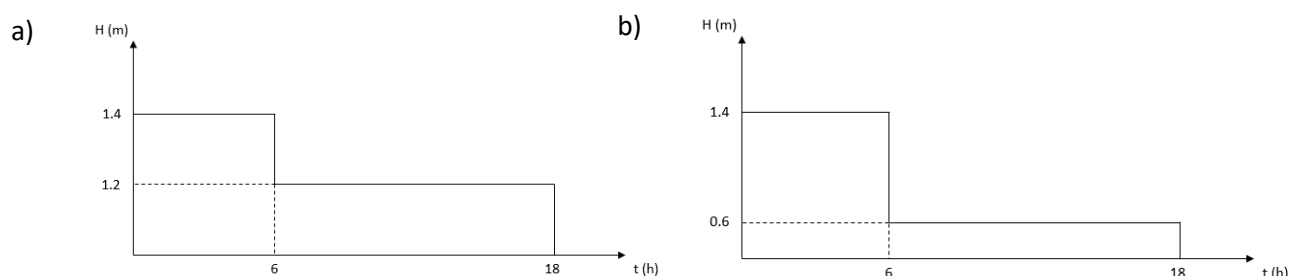


Figura 4.12 - Esquema exemplificativo utilizado nas duas hipóteses extra – a) 1^a Hipótese; b) 2^a Hipótese

Na Figura 4.13 são apresentados os resultados para as hipóteses apresentadas. Como referido anteriormente, existe uma diferença na morfologia do fundo, apesar de as duas terem uma altura significativa igual a 1.4m.

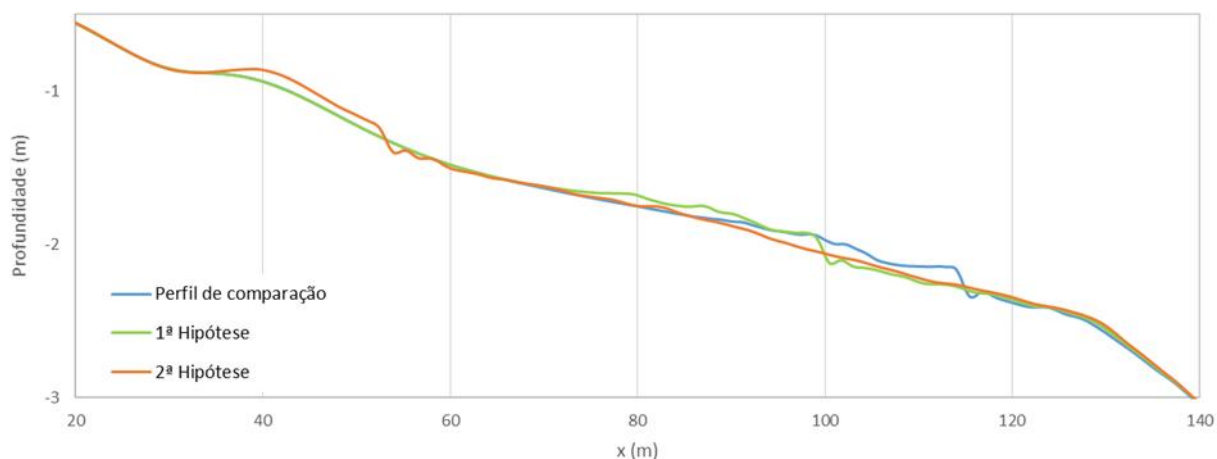


Figura 4.13 - Hipóteses extras para verificação de alteração de morfologia

Tal como observado nos pontos anteriores, pode ver-se que a cota do perfil de comparação tem uma subida de valores aproximadamente aos 115 metros, isto é, uma pequena elevação do fundo. Esta pequena elevação pode estar relacionada com o aparecimento/formação de uma nova barra litoral, coincidente com a primeira zona de rebentação. Este fenómeno é também visível nos gráficos referentes às hipóteses, com a diferença de que, nestes, denota-se uma migração dessa barra, nas duas hipóteses, para a costa. Pode ver-se que a barra referente à 2ª hipótese migra $\approx 66\text{m}$, para os 53 metros, ficando praticamente coincidente com a barra já existente junto à costa, enquanto a barra referente à 1ª hipótese migra apenas 15 metros, para os 100 metros. Isso pode ser explicado pelo facto de a altura significativa introduzida no último intervalo temporal, na 1ª hipótese, ser o dobro da que foi introduzida na 2ª, o que faz com que a onda, na 1ª hipótese, rebente mais ao largo do que a outra (por ser maior). Também é verificado, como nos casos anteriores, que a posição para onde migra a barra corresponde à posição da rebentação correspondente ao último intervalo temporal.

5 CONSIDERAÇÕES FINAIS

5.1 CONCLUSÕES

Na realização deste trabalho foi estudada a influência das séries sintéticas no perfil transversal de praia. Para tal, foram criados vários cenários (hipóteses) com o objetivo de simular as séries sintéticas e perceber, assim, qual o efeito que estas traziam para a morfologia do fundo.

Os resultados permitiram chegar a um conjunto de conclusões, sendo que a primeira delas se prende com o facto de os perfis serem praticamente iguais quando a variação de H_s feita por intervalos é semelhante, ou seja, é feita de forma crescente ou decrescente. Isto verificou-se para números de intervalos de tempo diferentes, independentemente da duração de cada um deles.

Outra conclusão que se pôde tirar foi que a rebentação do último intervalo temporal de cada uma das hipóteses provoca o aparecimento de uma pequena barra nesse local. Quando a variação de H_s é pequena, como se pôde verificar nas hipóteses 5 e 6 relativas a LIP1B, a barra sofre uma migração pequena.

Verificou-se também que a posição dessa barra, após migração, está diretamente relacionada com o ponto onde ocorre a rebentação da onda no último intervalo temporal de cada hipótese. Ou seja, se a barra se encontrar originalmente aos 120 metros, por exemplo, e essa rebentação ocorrer aos 100 metros, a barra tende a migrar para essa posição, deslocando-se assim para a costa.

Outra conclusão retirada prende-se com o facto de que, quanto maior for a altura da onda, mais longe da costa ela irá rebentar (conforme confirma a teoria de Stokes). Assim, quando a variação do H_s é crescente, a onda tende a rebentar mais ao largo (longe da costa), enquanto que se a variação for decrescente, a onda rebenta mais perto da costa. Os resultados revelam uma influência significativa nos resultados morfológicos relativamente ao local da primeira rebentação.

Por último, a última conclusão retirada está relacionada com a comparação dos valores medidos e interpolados com os valores modelados. Verificou-se, para esse caso, que o parâmetro onde existiam diferenças mais significativas era o *Undertow*. Este parâmetro vai influenciar bastante a morfologia das praias, interferindo também na posição da barra longitudinal. É por isso um parâmetro bastante

importante sendo que, para este caso, o modelo não captou muito bem este parâmetro, devido às razões utilizadas anteriormente.

5.2 DESENVOLVIMENTOS FUTUROS

O estudo realizado ao longo desta dissertação é bastante útil e importante pois dá resultados acerca da modificação do fundo aquando submetido a variadas alturas de onda. Assim conseguem obter-se resultados cada vez mais próximos da realidade, o que é bastante importante na área da engenharia costeira. Apesar de ser um estudo realizado com base em valores de experiências laboratoriais, modelo morfodinâmico, ainda que simplista, parece representar bastante bem a realidade.

De futuro seria interessante analisar resultados, utilizando uma série temporal de ondas irregulares. Uma vez que as alturas de onda parecem ter bastante influência na morfologia dos perfis de praia, em vez de se introduzirem alturas de onda constantes, seria conveniente refletir a variação temporal tal como existe condições naturais.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abreu, T. 2006. Transporte de Sedimentos em Zonas Costeiras – Parametrização de Momentos Estatísticos de Hidrodinâmica. Dissertação para obtenção do grau de Mestre em Engenharia Civil, área de especialização em Hidráulica, Recursos Hídricos e Ambiente. Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra.
- Abreu, T. 2011b. São as barras litorais dependentes da dimensão dos sedimentos? 7^{as} Jornadas Portuguesas de Engenharia Costeira e Portuária, Porto, 6 e 7 de Outubro de 2011.
- Abreu, T., 2013. Dinâmica Hidro-Sedimentar: Modelação de Perfis de Praia. 8^{as} Jornadas Portuguesas de Engenharia Costeira e Portuária, Lisboa, 10 e 11 de Outubro.
- Abreu, T., Sancho, F. e Silva, P. A. 2011. Ondas assimétricas em praias com barra. Revista da Gestão Costeira Integrada. Vol. 11. Nº3, pp. 297-306.
- Abreu, T. 2011a. Dinâmica Sedimentar Litoral sob a Ação de Ondas Assimétricas e Correntes: Medição e Modelação. Dissertação para obtenção do grau de Doutor em Engenharia Civil, área de especialização em Hidráulica, Recursos Hídricos e Ambiente. Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra.
- ARNOTT, Robin Davidson – Introduction to coastal processes and geomorphology. Cambridge: Cambridge University Press, 2010.
- Battjes, J.A., Janssen, J.P.F.M., 1978. Energy loss and set-up due to breaking of random waves. Proc.16th Coastal Engineering Conference, ASCE, pp. 569 – 587.
- Baldock, T.E., Holmes, P., Bunker, S., VanWeert, P., 1998. Crossshore hydrodynamics within an unsaturated surf zone. Coast. Eng. 34, pp. 173 –196.
- Cambazoglu, M. 2009. Numerical Modeling of Crosse-Shore Sediment Transport and Sandbar Migration. Dissertation for the degree of PhD in the School of Civil and Environmental Engineering. Georgia Institute of Technology.
- Carter, R. W., Basillie, J., 1983. A note on the amount of wave energy transmitted over nearshore sand bars. Arth Suface Porcesses and Lanforms, 8, pp. 213-222.
- De Vriend, H.J., Stive, M.J.F., 1987. Quasi-3d modelling of nearshore currents. Coast. Eng. 11, pp. 565–601.

Drake, T. e Calantoni, J. 2001. Discrete particle model for sheet flow sediment transport in the nearshore. *Journal of Geophysical Research*, 106 (C9), pp. 19859-19868.

Figueiredo, F. 2013. Modelação da morfologia de zonas costeiras. Dissertação para a obtenção de grau de Mestre em Engenharia de Construção e Reabilitação. Instituto Politécnico de Viseu.

Komar, P., 1976. *Beach Processes and Sedimentation*, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, pp.429.

Lins, H.F., 1985. Storm-generated variations in nearshore beach topography. *Marine Geology*, 62, pp.13-29.

Mariño-Tapia, I., Russel, P., O'Hare, T., Davidson, M. e Huntley, D. 2007. Cross-shore sediment transport on natural beaches and its relation to sandbar migration patterns: 1. Field observations and derivation of transport parameterization. *Journal of Geophysical Research*.

Martins, A. (2012). *Análise da Rebentação de Ondas com Ensaio em Laboratório*. Dissertação para a obtenção de grau de Mestre em Engenharia Civil. Instituto Superior Técnico.

Meyer-Peter, E. e Müller, R. 1948. Formulas for bed-load transport. Report from the 2nd Meeting of the International Association for Hydraulic Structures Research, pp. 39-64, IAHR, Estocolmo, Suécia.

Niedoroda, A., Swift, D., Hopkins, T. & Ma, C., 1984. Shoreface Morphodynamics on Wave-Dominated Coasts. *Marine Geology*, vol. 60, pp. 331-354.

Nielsen, P. 1992. Coastal Bottom Boundary Layers and Sediment Transport. *Advanced series on Ocean Engineering*, 4, World Scientific, pp. 324.

Nielsen, P. 2002. Shear stress and sediment transport calculations for swash zone modelling. *Coastal Engineering*, 45 (C1), pp. 53-60.

Nielsen, P. 2006. Sheet flow sediment transport under waves with acceleration skewness and boundary layer streaming. *Coastal Engineering*, 53 (C9), pp. 749-758.

Nielsen, P. (2009). *Coastal and Estuarine Processes*. Advanced Series on Ocean Engineering, Vol. 29, World Scientific, pp. 360.

O'Hare, T. e Davies, A. 1990. *A laboratory study of sand bar evolution*. *Journal Of Coastal Research*, 6 (3), 531-544.

Rattanapikton, W. and Shibayama, T., 2000. Simple model for undertow profile. *Coastal Eng. Journal*, 42 (1): pp. 1-30.

Richtmyer, R. 1962. A survey of difference methods for nonsteady fluid dynamics. *Natl. Cent. Atmos. Res. Tech.*, Note 63-2.

- Roelvink, J., Reniers, A. 1995. LIP 11D *Delta Flume experiments, a profile dataset for profile model validation*. Report H2130. The Netherlands: Delft Hydraulics.
- Ruessink, B., Walstra D. J. R., Southgate, H. N., 2003. Calibration and verification of a parametric wave modelo on barred beaches. *Coastal Engineering*. Vol. 3, 139-149.
- Ruessink, B., Ramaekers, G. e van Rijn, L. 2012. On the parameterization of the free-stream non-linear wave orbital motion in nearshore morphodynamic models. *Coastal Engineering*, C65, pp. 56-63.
- S.Arcilla, A., Roelvink, J., O'Connor, B., Reniers, A. e Jiménez, J. 1994. *The Delta Flume93 experiment*. Coastal Dynamics – Proceedings of the International Conference, pp. 488-502, ASCE, Barcelona, Espanha.
- Sallenger, A. e Hoolman, R. 1987. Infragravity waves over a natural barred profile. *Journal of Geophysical Research*, 92 (C9), pp. 9531-9540.
- Santos, D., 2012, Modelação de processos hidrodinâmicos das ondas na zona costeira. Dissertação para obtenção do grau de Mestre em Ciências do Mar e Zonas Costeiras. Universidade de Aveiro.
- Shapiro, R. 1975. Linear filtering. *Mathematics of computacion*. 29 (C132), pp. 1094-1097.
- Silva, L. 2015. Dinâmica das barras litorais no troço da costa poço da cruz – Mira. Dissertação para obtenção de grau de mestre. Universidade de Aveiro.
- Silva, P. A. 2001. Contribuição para o Estudo da Dinâmica Sedimentar em Regiões Costeiras. Dissertação para obtenção do grau de Doutor em Física. Universidade de Aveiro.
- Silva, P., Temperville, A. e Seabra Santos, F. 2006. Sand transport under combined current and wave conditions: A semi-unsteady, practical model. *Coastal Engineering*, 53 (11), pp. 897-913.
- Silva, P. (2008). Apontamentos da disciplina de Oceanografia Física. Universidade de Aveiro.
- Soulsby, R. 1997. *Dynamic of marine sands*. Thomas Telford Publications, London.
- Stive, M. e Battjes, J. 1985. Model for offshore sediment transport. Volume 2, pp. 1420-1436.
- Stive, M. 1987. Model for cross-shore sediment transport. *Proceedings of the 20th International Conference on Coastal Engineering*, volume 2, pp. 1550-1564, ASCE, Taipei, Tailândia.
- Sunamura, T. & Takeda, I., 1984. Landward Migration of Inner Bars. *Marine Geology*, vol. 60 , nº 1/4, pp. 63-78.
- Thornton, E., Humiston, R. e Birkemeier, W. 1996. Bar/trough generation on a natural beach. *Journal of Geophysical Research*, 101 (C5), pp. 12097-12110.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Watanabe, A. e Sato, S. 2004. A sheet-flow transport rate formula for asymmetric, forwardleaning waves and currents. Proceedings of the 29th International Conference on Coastal Engineering, pp. 1703 – 1714, ASCE, Lisbon, Portugal.

Wright, L., & Short, A., 1983. Morphodynamics of Beaches and Surf Zones in Australia. In: P. Komar (Editor), C.R.C. Handbook of Coastal Processes and Erosion, Londres, pp. 35-64.

Wright, L., Short, A., 1984. Morphodynamic variability of surf zones and beaches: a synthesis. Mar. Geol. 56, pp. 93–118.

Wright, L., Short, A. & Green, M. 1985. Short-Term Changes in the Morphodynamics States of Beaches and Surf Zones: An Empirical Predictive Model. Marine Geology, vol.62, pp. 339-364.