



**DINÂMICA MORFOSEDIMENTAR DE PRAIAS
DOMINADAS POR SISTEMAS DE ARRIBA
(PENICHE – CASCAIS)**



Jorge Manuel do Rosário Trindade

Doutoramento em Geografia
Especialidade Geografia Física

2010



**DINÂMICA MORFOSEDIMENTAR DE PRAIAS
DOMINADAS POR SISTEMAS DE ARRIBA
(PENICHE – CASCAIS)**

Jorge Manuel do Rosário Trindade

**Tese orientada pela Professora Doutora Ana Paula Ramos Ribeiro Pereira
Co – Orientadora: Professora Doutora Maria Manuela Malheiro Ferreira**

Doutoramento em Geografia
Especialidade Geografia Física

2010

À Manuela e ao Dinis

*Que entre a confusão dos dias
sempre souberam tolerar as horas de ausência*

*Aqui nesta praia onde
Não há nenhum vestígio de impureza,
Aqui onde há somente
Ondas tombando ininterruptamente,
Puro espaço e lúcida unidade,
Aqui o tempo apaixonadamente
Encontra a própria liberdade.*

PREFÁCIO

A presente dissertação enquadra-se na linha de investigação do Núcleo de Investigação SLIF – Sistemas Litorais e Fluviais: Dinâmicas, Mudanças Ambientais e Ordenamento do Território do Centro de Estudos Geográficos da Universidade de Lisboa (CEG-UL).

Terminados os trabalhos que conduziram à apresentação desta dissertação, resta um agradecimento a pessoas e instituições sem as quais as etapas deste caminho teriam sido sem sombra de dúvida mais difíceis, senão, nalguns casos, impossíveis.

Um agradecimento especial às Instituições:

Ao Centro de Estudos Geográficos da Universidade de Lisboa devo as condições de trabalho e acolhimento colocadas à disposição para a execução dos trabalhos de campo e de gabinete. Sem o apoio do CEG-UL seria impossível o transporte de materiais, construção e aquisição de equipamento essencial nas medições levadas a cabo durante o período de monitorização e o processamento dos resultados.

À NAVTEQ Corporate agradeço a disponibilização incondicional (mesmo depois dos percalços!) de material de localização dGPS, software para a correcção diferencial dos dados dGPS e apoio técnico, essencial no arranque dos trabalhos de monitorização das praias.

Um agradecimento sentido às pessoas (o mais importante da vida!):

À Prof. Doutora Ana Ramos Pereira (que antes de ser orientadora é amiga), pelo incentivo permanente, pelas discussões que ajudaram a resolver tantas dúvidas e pela disponibilidade e entusiasmo que emprestou durante a realização desta dissertação. A dinâmica que imprime nas coisas de faz é, por vezes, difícil de acompanhar e o meu caso não foi excepção ... nem surpresa! Aprendi muito.

À Prof. Doutora Manuela Malheiro Ferreira pela amizade, pelo entusiasmo e pelo enquadramento institucional proporcionado.

Ao Mário Neves, que me introduziu nos estudos de geomorfologia litoral estremenha na longínqua disciplina de Ecossistemas Litorais, devo boa parte da discussão sobre a dinâmica dos sistemas litorais da Estremadura norte que ele tão bem conhece, e uma enorme quantidade de palmadinhas nas costas de incentivo à conclusão dos trabalhos.

Ao Cadinha, e à sua paixão contagiante pela praia e pelo mar. A ele devo muitas coisas, entre as quais parte da ambição e dos meios para pôr este projecto de pé (uma fatia desta dissertação é para ti e para a Maria!).

Aos meus colegas Ricardo Garcia, Sérgio Oliveira e Jorge Rocha, amigos de longa data, pela inesgotável boa disposição, que muito ajuda mas raramente é contabilizada, e pela desinteressada ajuda nos trabalhos de monitorização e não só.

Um agradecimento especial à Raquel Paixão, amiga determinada, pela forma rigorosa como tratou as inúmeras amostras sedimentares e ajudou na maior parte das campanhas de monitorização.

Por ordem alfabética, ao Alexandre Leandro, Alexandre Trindade, Bruno Borges, Bruno Marques, Gonçalo Pinto, Marta Pereira, Nuno Florentino, Pedro Pedro, e Teresa Vaz pela inestimável ajuda nos trabalhos de campo, especialmente pelas horas de sono que lhes consegui roubar.

Aos membros da equipa do SLIF, Catarina Ramos e Eusébio Reis, pela pronta disponibilidade para atender a esclarecimentos pontuais e pela profícua troca de ideias.

Aos meus Pais, Esperança e Joaquim, pela total disponibilidade para ajudar assim que solicitados. Uma nota especial de agradecimento para o meu Pai que me acompanhou no campo em praticamente todas as campanhas, tomando parte activa nos levantamentos topográficos e recolha de amostras sedimentares.

Finalmente, à Manuela, companheira de vida, e ao Dinis, fonte de motivação, pelas horas devidas de ausência e pelo apoio incondicional nem sempre retribuído.

RESUMO

A presente tese tem como objectivos principais a caracterização da morfodinâmica de praias e a determinação de áreas susceptíveis à erosão e à inundação marinhas em sistemas litorais arenosos da Estremadura, entre Peniche e Cascais. As praias estudadas são o sistema compósito praia-duna/praias-arriba da praia de Sta. Rita, o sistema praia-duna da praia Azul e o sistema praia-duna da praia da Foz do Lizandro.

Pretende-se estudar a dinâmica planimétrica e das propriedades geométricas e volumétricas dos perfis de praia face à actuação dos vários agentes envolvidos nas modificações morfológicas, determinando os seus limites de variação e prevendo do seu comportamento morfodinâmico sob condições distintas das que ocorreram durante o estudo. Tendo em conta os resultados obtidos, avalia-se a susceptibilidade dos sistemas de praia à inundação e à erosão através do estudo dos factores associados à perigosidade e à modelação empírica de perfis de praia.

O estudo baseia-se na aquisição sistemática de dados morfológicos através da realização de perfis transversais na praia emersa, utilizando técnicas topográficas localmente validadas. A par dos dados morfológicos são recolhidas amostras sedimentares dos elementos mais dinâmicos do perfil de praia para caracterização sedimentológica. A monitorização das praias forma a base, juntamente com dados da ondulação de largo e das marés previstas e medidas, para a avaliação do comportamento dos sistemas através de tratamento estatístico ou da aplicação de modelos matemáticos de previsão.

No quadro da caracterização dos factores envolvidos na dinâmica das praias são caracterizadas as marés e a agitação marítima junto à área de estudo, recorrendo, no último caso, às séries antigas de ondulação de Peniche e de Cascais. Estas séries correspondem ainda à base para a previsão de valores extremos de ondas na área de estudo. Juntamente, são determinadas as características das ondas e dos temporais no período de referência do estudo, utilizando as séries actuais de Leixões e de Sines.

São determinados os principais indicadores da dinâmica do sector emerso das praias bem como a previsão do comportamento morfodinâmico das praias. Incluem-se neste lote de análise a dinâmica planimétrica, as modificações morfométricas traduzidas nas variações verticais máximas dos perfis de praia, da altitude da berma e do declive da face da praia, o balanço volumétrico e as modificações texturais dos sedimentos dos sistemas estudados.

A avaliação da susceptibilidade das praias estudadas à inundação e erosão marinhas é determinada através do cáculo de indicadores que permitem a cartografia da incidência e das consequências da ocorrência de fen menos extremos no litoral estudado.

Palavras-chave: litoral, praia, dinâmica morfossedimentar, sedimentos, susceptibilidade, inunda o, erosão

ABSTRACT

The aim of this thesis is to characterize beach morphodynamics and to define inundation and erosion susceptibility areas within the sandy coastal systems of the Estremadura, between Peniche and Cascais. The study sites are the composite beach – dune / beach – cliff system of the S^{ta}. Rita beach, the beach – dune system of the Azul beach and the beach – dune system of the Foz do Lizandro beach.

The planimetric dynamics of the beach and the geometrical properties of the beach profiles as well as the volumetric variability are studied as a product of the geomorphological agents dynamics. Inundation and erosion susceptibility assessment is then performed through the analysis of the main hazard variables and with the empirical modeling of the beach profiles.

Systematic beach profiling is used as the main methodology to acquire morphological change data from the beach system. Topographical techniques are applied and locally validated. Data from sediment sampling over the most dynamic sectors of the beach profile is also a part of the basic field information for this study.

The field data together with offshore wave data and tide measurements are the basic information for the characterization and prediction of the beach systems behavior through statistics and mathematical modeling.

Tides and waves are analyzed using data series of the nearby tide gauges and wave buoys, including the older wave time series of Peniche and Cascais collected in the 80's. This data is used to calculate and predict extreme wave values in the study area. Present day offshore wave data from Leixões and Sines wave buoys is the basis for hydrodynamic characterization during the study period, including mean and storm conditions.

The main morphodynamic indicators and predicted behavior are calculated for the emerged beach profiles including planimetric dynamics, maximum vertical and

berm altitude variability, beach profile modifications through time, profile volumetric budget and sediment textural changes in time and space.

The marine inundation and erosion susceptibility assessment is based on indexes composed of simple variables and mathematical modeling of the beach profiles. These indexes are basis for susceptibility mapping.

Keywords: littoral, beach, morpho-sedimentary dynamics, sediments, susceptibility, inundation, erosion

ÍNDICE GERAL

PREFÁCIO.....	ix
RESUMO	xi
ABSTRACT.....	xiii
ÍNDICE GERAL.....	xv
ÍNDICE DE FIGURAS.....	xvii
ÍNDICE DE QUADROS.....	xx
CAPÍTULO 1: INTRODUÇÃO E OBJECTIVOS.....	1
1.1. Nota introdutória	3
1.2. Objectivos do estudo e estrutura da tese.....	5
1.3. Locais de estudo.....	7
CAPÍTULO 2: PROCESSOS HIDRODINÂMICOS E PROPRIEDADES DOS SEDIMENTOS NA DINÂMICA DO PERFIL DE PRAIA	11
2.1. Modelos de formação e transformação das ondas superficiais	13
2.2. Processos associados à aproximação de ondas à linha de costa	20
2.2.1. Processos associados à propagação das ondas	22
2.2.2. Processos associados à dissipação energética das ondas	26
2.2.3. Processos associados ao pós-colapso das ondas	30
2.3. Propriedades, forças e modos de transporte de sedimentos	36
2.4. Terminologia adoptada no estudo das praias	38
CAPÍTULO 3: METODOLOGIA GERAL	41
3.1. Aquisição de dados morfológicos.....	43
3.1.1. Implementação e monitorização de perfis de praia	43
3.1.2. Monitorização e tratamento da informação do dGPS.....	50
3.1.3. Monitorização e tratamento da informação da estação total.....	60
3.1.4. Comparação de resultados do dGPS e estação total	63
3.1.5. Determinação da volumetria por perfil	65
3.2. Recolha e tratamento de amostras sedimentares	74
CAPÍTULO 4: CARACTERIZAÇÃO DOS FACTORES ENVOLVIDOS NA DINÂMICA DAS PRAIAS	79
4.1. Marés em Portugal continental.....	81
4.2. Variações recentes do nível do mar.....	82
4.3. A Oscilação do Atlântico Norte e a agitação marítima no litoral ocidental de Portugal continental	87
4.4. Caracterização do clima de agitação marítima no litoral centro-ocidental de Portugal	88
4.4.1. Estudos prévios	88
4.4.2. Séries antigas de agitação marítima entre Peniche e Cascais.....	97
4.4.3. Agitação marítima no período de análise	103

4.4.4.	Temporais no litoral ocidental de Portugal continental no período em análise.....	115
4.4.5.	Previsão de valores extremos de agitação marítima.....	119
4.5.	Dinâmica sedimentar da plataforma continental próxima e fontes sedimentares	125
4.6.	Síntese.....	130
CAPÍTULO 5: DINÂMICA DOS SISTEMAS DE PRAIA.....		133
5.1.	Enquadramento geomorfológico dos sistemas estudados.....	135
5.1.1.	Praia de S ^{ta} . Rita.....	136
5.1.2.	Praia Azul.....	138
5.1.3.	Praia da Foz do Lizandro.....	141
5.2.	Dinâmica planimétrica de praias.....	143
5.3.	Morfodinâmica e variabilidade volumétrica da praia emersa.....	154
5.3.1.	Variações verticais máximas nos perfis de praia	155
5.3.2.	Altitude da berma.....	160
5.3.3.	Declive da face da praia	170
5.3.4.	Avaliação e balanço de volumes sedimentares da praia emersa	174
5.4.	Modificações texturais dos sedimentos das praias.....	184
5.5.	Descritores e previsores morfológicos.....	194
5.5.1.	Estados e descritores morfodinâmicos.....	194
5.5.1.1.	Comportamento morfodinâmico da praia de S ^{ta} . Rita	203
5.5.1.2.	Comportamento morfodinâmico da praia Azul.....	209
5.5.1.3.	Comportamento morfodinâmico da praia da Foz do Lizandro	213
5.6.	Síntese.....	216
CAPÍTULO 6: SUSCEPTIBILIDADE DOS SISTEMAS DE PRAIA À INUNDAÇÃO E À EROSÃO		219
6.1.	Modelo conceptual	221
6.1.1.	Indicador do potencial de inundação.....	222
6.1.1.1.	Valores de base e determinação do indicador do potencial de inundação	224
6.1.1.2.	Resultados.....	226
6.1.2.	Indicador do potencial erosivo.....	237
6.1.2.1.	Modelo e valores de base.....	238
6.1.2.2.	Calibração e validação do modelo face à situação de referência	242
6.1.2.3.	Estimativa de valores extremos de erosão	255
6.2.	Síntese.....	268
CONCLUSÕES FINAIS		271
BIBLIOGRAFIA.....		281

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1 – Localização dos sistemas litorais da praia de St ^a . Rita, Azul e Foz do Lizandro.....	10
Figura 2.1 – Modelo de micro-circulação atmosférica junto à superfície do oceano.....	14
Figura 2.2 – Processos associados à transformação da onda com a aproximação à linha de costa, característicos das zonas de transformação e de rebentação.....	21
Figura 2.3 – Processos dominantes após o colapso da onda, normalmente associados às zonas de surf e de ressaca.....	30
Figura 3.1 – Localização dos perfis nas áreas de estudo.....	48
Figura 3.2 – Elementos de orientação e pontos de ancoragem dos perfis.....	49
Figura 3.3 – Esquema de posicionamento dos pontos de ancoragem e orientação dos perfis.....	49
Figura 3.4 – Dados dGPS dos pontos de ancoragem, adquiridos em 12-01-2006.....	54
Figura 3.5 – Correção diferencial dos dados dos perfis de praia, na Praia da Foz do Lizandro.....	56
Figura 3.6 – Ondulação local do geóide, junto à praia Azul.....	59
Figura 3.7 – Localização do ponto de não mobilidade relativa nas praias de St ^a . Rita, Azul e Foz do Lizandro.....	66
Figura 3.8 – Perfis tridimensionais de praia interpolados a partir dos dados de Fevereiro de 2006.....	71
Figura 3.9 – Amostragem dos sedimentos por raspagem da superfície.....	75
Figura 4.1 – Alturas de maré medidas acima do zero hidrográfico durante o ano de 1998, no marégrafo de Cascais.....	81
Figura 4.2 – Localização das bóias ondógrafo.....	92
Figura 4.3 – Relação entre os parâmetros característicos da agitação marítima, medidos pelas bóias ondógrafo de Peniche e de Cascais (25-06-1981 a 31-12-1984).....	99
Figura 4.4 – Distribuição dos parâmetros característicos das ondas na bóias ondógrafo de Peniche e Cascais.....	102
Figura 4.5 – Variabilidade mensal das alturas significativas mínimas, médias e máximas, da altura máxima e do período máximo nas bóias ondógrafo de Peniche e Cascais.....	103
Figura 4.6 – Distribuição dos parâmetros característicos das ondas nas bóias ondógrafo de Leixões e Sines.....	108
Figura 4.7 – Distribuição bivariada dos parâmetros da ondulação, em Leixões e Sines.....	110
Figura 4.8 – Variabilidade mensal de H_s mínima, média e máxima, H_{max} e T_z , nas bóias ondógrafo de Leixões e Sines.....	111
Figura 4.9 – Frequência mensal de D_s e H_s associada, em Leixões e em Sines.....	113
Figura 4.10 – Orientação da linha de costa junto à praia de St ^a . Rita, praia Azul e praia da Foz do Lizandro.....	114
Figura 4.11 – Ajuste do modelo aos dados das alturas significativas e das alturas máximas > 5m, observados em Peniche.....	123
Figura 4.12 – Tipo de cobertura da plataforma continental entre a Nazaré e Peniche.....	128
Figura 5.1 – Componentes do sistema e elementos de degradação do campo dunar da praia de St ^a . Rita.....	137

Figura 5.2 – Componentes do sistema e elementos de degradação do campo dunar da praia Azul.....	140
Figura 5.3 – Sector inundável do campo dunar da praia Azul. Foto datada de 11.01.2005.....	140
Figura 5.4 – Componentes do sistema e elementos de degradação do campo dunar da praia da Foz do Lizandro.....	142
Figura 5.5 – Posicionamento da saliência rochosa do filão de dolerito a norte da praia da Foz do Lizandro.....	143
Figura 5.6 – Dinâmica planimétrica das praias de S ^{ta} . Rita, Azul e Foz do Lizandro.....	145
Figura 5.7 – Variabilidade máxima global da posição do nível médio do mar e da crista da berma em relação ao ponto de não mobilidade relativa.....	146
Figura 5.8 – Variabilidade máxima por perfil da posição do nível médio do mar e da crista da berma em relação ao ponto de não mobilidade relativa.....	146
Figura 5.9 – Variação temporal do posicionamento do nível médio do mar em relação ao ponto de não mobilidade relativa.....	148
Figura 5.10 – a) Variabilidade máxima do posicionamento entre campanhas do <i>nmm</i> em relação ao <i>pnmr</i> ; b) Altura significativa média quinzenal e pico de altura significativa quinzenal, em Leixões e Sines.....	150
Figura 5.11 – Variação vertical máxima por perfil na praia de S ^{ta} . Rita, entre 21.03.2004 e 28.11.2006.....	156
Figura 5.12 – Variação vertical máxima por perfil na praia Azul, entre 22.08.2005 e 29.11.2006....	157
Figura 5.13 – Variação vertical máxima por perfil na praia da Foz do Lizandro, entre 13.12.2004 e 27.11.2006.....	158
Figura 5.14 – Relação entre a altitude absoluta da berma e a altitude prevista da berma, o nível máximo da corrente de afluxo e a altura da onda na rebentação.....	166
Figura 5.15 – Relação entre Z_{berma} , B_h e B_h'	168
Figura 5.16 – Declives médios da face da praia por perfil, nas praias de S ^{ta} . Rita, Azul e Foz do Lizandro.....	171
Figura 5.17 – Relação entre os indicadores dos parâmetros volumetria e extensão dos perfis nas praias de S ^{ta} . Rita, Azul e Foz do Lizandro.....	174
Figura 5.18 – Variabilidade volumétrica máxima e volumes médios por perfil.....	176
Figura 5.19 – Escarpas de erosão na praia da Foz do Lizandro.....	177
Figura 5.20 – Balanço absoluto e cumulativo de volumes sedimentares médios entre campanhas.	181
Figura 5.21 – Balanço de volumes sedimentares absolutos entre campanhas vs altura significativa média quinzenal em Leixões.....	183
Figura 5.22 – Relação entre a média granulométrica e o número de amostragens, por sistema.....	185
Figura 5.23 – Distribuição das médias granulométricas nas praias de S ^{ta} . Rita, Azul e Foz do Lizandro.....	186
Figura 7.24 – Média, variabilidade máxima das médias, calibração, assimetria e curtose granulométrica do terraço de maré, base da face da praia, face da praia e berma, nas praias de S ^{ta} . Rita, Azul e Foz do Lizandro.....	190
Figura 5.25 – Relação entre a assimetria e a curtose dos sedimentos da face da praia e da berma.....	193
Figura 5.26 – <i>RTR</i> vs Ω nas praias de S ^{ta} . Rita, Azul e Foz do Lizandro.....	200

Figura 5.27 – Amplitude e média de valores Ω , nas praias de S ^{ta} . Rita, Azul e Foz do Lizandro.....	201
Figura 5.28 – Frequência absoluta de valores Ω , nas praias de S ^{ta} . Rita, Azul e Foz do Lizandro.....	201
Figura 5.29 – Valores médios de ξ e ε por perfil, na praia de S ^{ta} . Rita.....	205
Figura 5.30 – Valores de Ω , ε e ξ e altura significativa média da onda em Sines, registada na semana anterior à data de cada monitorização.....	207
Figura 5.31 – Valores previstos do índice adimensional de velocidade de sedimentação (Ω'), com base em w_s mínimo, médio e máximo registado em S ^{ta} . Rita.....	209
Figura 5.32 – Valores médios de ξ e ε por perfil, na praia de Azul.....	211
Figura 5.33 – Valores previstos do índice adimensional de velocidade de sedimentação (Ω'), com base em w_s mínimo, médio e máximo registado na praia Azul.....	212
Figura 5.34 – Valores médios de ξ e ε por perfil, na praia da Foz do Lizandro.....	214
Figura 5.35 – Valores previstos do índice adimensional de velocidade de sedimentação (Ω'), com base em w_s mínimo, médio e máximo registado na praia da Foz do Lizandro.....	215
Figura 6.1 – Susceptibilidade dos sistemas de praia à inundação e erosão.....	222
Figura 6.2 – Sobreleva�o do nível do mar de origem meteorológica registada no marégrafo de Cascais.....	225
Figura 6.3 – Rela�o entre o <i>storm surge</i> registado no marégrafo de Cascais e as alturas máximas de ondas durante os temporais, nas bóias de Leixões e de Sines.....	227
Figura 6.4 – Níveis de $R_{2\%}$ por campanha e altura significativa média da onda em Sines, registada na semana anterior � data de cada monitoriza�o.....	229
Figura 6.5 – Susceptibilidade de inunda�o na praia de S ^{ta} . Rita.....	232
Figura 6.6 – Susceptibilidade de inunda�o na praia Azul.....	233
Figura 6.7 – Susceptibilidade de inunda�o na praia da Foz do Lizandro.....	234
Figura 6.8 – Superfície da praia alta afectada por um galgamento de baixa magnitude na praia Azul.....	235
Figura 6.9 – Situa�o de referência hidrodinâmica para modela�o nas praias de S ^{ta} . Rita, Azul e Foz do Lizandro.....	246
Figura 6.10 – Perfis previstos após a ocorrência dos temporais de referência na praia de S ^{ta} . Rita.....	250
Figura 6.11 – Perfis previstos após a ocorrência dos temporais de referência na praia Azul.....	251
Figura 6.12 – Perfis previstos após a ocorrência dos temporais de referência na praia da Foz do Lizandro.....	252
Figura 6.13 – Valores de volumes pós-temporal medidos vs previstos, nos três sistemas analisados.....	253
Figura 6.14 – Balanço volumétrico medido e previsto por perfil após os temporais de referência..	255
Figura 6.15 – Susceptibilidade de erosão na praia de S ^{ta} . Rita.....	259
Figura 6.16 – Perfis iniciais e previstos na sequência de um temporal secular, na praia de S ^{ta} . Rita.....	260
Figura 6.17 – Susceptibilidade de erosão na praia Azul.....	262
Figura 6.18 – Perfis iniciais e previstos na sequência de um temporal secular, na praia Azul.....	263
Figura 6.19 – Susceptibilidade de erosão na praia da Foz do Lizandro.....	265

Figura 6.20 – Perfis iniciais e previstos na sequência de um temporal secular, na praia da Foz do Lizandro.....	266
--	-----

ÍNDICE DE QUADROS

Quadro 2.1 – Parâmetros da onda.....	15
Quadro 2.2 – Definição do sistema praia, incluindo os processos hidrodinâmicos dominantes e os elementos morfodinâmicos.....	39
Quadro 3.1 – Perfis de praia.....	46
Quadro 3.2 – Campanhas de monitorização.....	46
Quadro 3.3 – Área monitorizada por sistema de praia.....	48
Quadro 3.4 – Vantagens e desvantagens na utilização do dGPS e da estação total na monitorização de sistemas litorais arenosos.....	51
Quadro 3.5 – Distância aproximada entre as estações base e as áreas de estudo e intervalo de aquisição dos dados para correcção.....	54
Quadro 3.6 – Diferenças no posicionamento horizontal e vertical entre dados dGPS com e sem correcção diferencial, nas campanhas de 30 de Janeiro e 25 de Maio de 2006.....	56
Quadro 3.7 – Altitudes ortométrica, do elipsóide WGS84 e do geóide nas praias de St ^a . Rita e do Lizandro.....	58
Quadro 3.8 – Coordenadas e altitudes ortométrica, do elipsóide WGS84 e do geóide próximo da praia Azul.....	59
Quadro 3.9 – Erros esperados em medições com estação total NIKON DTM-522 sobre piso duro e em areia de praia.....	62
Quadro 3.10 – Distância inclinada entre pontos por perfil na praia do Lizandro, 30-01-2006.....	64
Quadro 3.11 – Diferenças no posicionamento vertical com dGPS e estação total na praia do Lizandro, 30-01-2006.....	64
Quadro 3.12 – Distância entre linhas nos modelos tridimensionais.....	70
Quadro 3.13 – Valores residuais médios.....	71
Quadro 3.14 – Desvio padrão dos valores residuais.....	71
Quadro 3.15 – Volumes residuais entre as campanhas de Fevereiro e Maio de 2006.....	73
Quadro 3.16 – Frequência das amostragens sedimentares nas campanhas de perfilagem das praias.....	76
Quadro 4.1 – Definição dos parâmetros característicos da onda.....	89
Quadro 4.2 – Período de funcionamento e localização das estações ondógrafo no litoral ocidental de Portugal.....	93

Quadro 4.3 – Estudos do clima de agitação marítima no litoral ocidental de Portugal continental.....	94
Quadro 4.4 – Distância das bóias ondógrafo ao ponto mais próximo da linha e costa e às áreas de estudo.....	97
Quadro 4.5 – Número de registos mensais em cada parâmetro da ondulação nas bóias ondógrafo não direccionais de Peniche e Cascais.....	98
Quadro 4.6 – Número de registos mensais em cada parâmetro da ondulação nas bóias ondógrafo de Leixões e Sines, entre 01.01.2004 e 31.07.2007.....	104
Quadro 4.7 – Lacunas de dados por dia nas bóias ondógrafo de Leixões e Sines, entre 01.01.2004 e 31.07.2007.....	105
Quadro 4.8 – Frequência de ocorrência de registos de ondas de circulação livre.....	106
Quadro 4.9 – Alturas e rumos de ondas em Leixões e Sines, nos meses de Dezembro e Fevereiro.....	113
Quadro 4.10 – Frequência de valores associados a tempestades durante o Inverno marítimo, nas bóias de Leixões e Sines, entre Janeiro de 2004 e Julho de 2007.....	116
Quadro 4.11 – Temporais ocorridos em Leixões entre 01 de Janeiro de 2004 e 30 de Julho de 2007.....	117
Quadro 4.12 – Temporais ocorridos em Sines entre 01 de Janeiro de 2004 e 30 de Julho de 2007.....	117
Quadro 4.13 – Parâmetros de localização, de escala e de forma relativos à distribuição das alturas significativas de tempestade na série de Peniche.....	123
Quadro 4.14 – Parâmetros de localização, de escala e de forma relativos à distribuição das alturas máximas > 5m na série de Peniche.....	123
Quadro 4.15 – Períodos de retorno de alturas significativas de tempestade e de alturas máximas >5m, em Peniche.....	124
Quadro 4.16 – Características geométricas das bacias hidrográficas dos principais cursos de água entre Peniche e Cascais.....	129
Quadro 5.1 – Definição do tipo e características dos sistemas de praia em análise.....	138
Quadro 5.2 – Taxas de movimentação planimétrica da posição do nmm, entre Setembro de 2005 e Julho de 2006.....	153
Quadro 5.3 – Altitude da berma.....	162
Quadro 5.4 – Parametrização da altitude da berma de praia na praia de S ^{ta} . Rita, por campanha..	165
Quadro 5.5 – Parametrização da altitude da berma de praia na praia Azul, por campanha.....	165
Quadro 5.6 – Parametrização da altitude da berma de praia da Foz do Lizandro, por campanha.....	165
Quadro 5.7 – Matriz de correlações de parâmetros hidrodinâmicos, morfológicos e sedimentológicos.....	167
Quadro 5.8 – Distribuição de altitudes absolutas e previstas de bermas de praia e balanço de diferenças altimétricas, nos sistemas de S ^{ta} . Rita, Azul e Foz do Lizandro.....	169
Quadro 5.9 – Declive da face da praia, entre 2004 e 2006.....	173
Quadro 5.10 – Volumes sedimentares médios por campanha e diferença máxima dos perfis entre campanhas na praia de S ^{ta} . Rita, Azul e Foz do Lizandro.....	179
Quadro 5.11 – Classificação do estado morfodinâmico das praias.....	197

Quadro 5.12 – Classificação do tipo de morfologia de praia em função de Ω e de RTR	199
Quadro 5.13 – Índice adimensional de velocidade de sedimentação, respectivos parâmetros de cálculo e estado morfodinâmico observado.....	203
Quadro 6.1 – <i>Storm surge</i> associado aos temporais ocorridos em Leixões entre 01 de Janeiro de 2004 e 30 de Julho de 2007.....	227
Quadro 6.2 – <i>Storm surge</i> associado aos temporais ocorridos em Sines entre 01 de Janeiro de 2004 e 30 de Julho de 2007.....	228
Quadro 6.3 – Síntese de níveis máximos nas praias de S ^{ta} . Rita, Azul e Foz do Lizandro.....	230
Quadro 6.4 – Valores de referência de K e de ϵ	241
Quadro 6.5 – Situação de referência morfodinâmica para modelação na praia de S ^{ta} . Rita.....	244
Quadro 6.6 – Situação de referência morfodinâmica para modelação na praia Azul.....	244
Quadro 6.7 – Situação de referência morfodinâmica para modelação na praia da Foz do Lizandro.....	244
Quadro 6.8 – Valores de calibração local e comparação entre volumes medidos e previstos pelo modelo <i>SBEACH</i>	249
Quadro 6.9 – Comparação entre volumes medidos e previstos na praia de S ^{ta} . Rita por perfil e para os temporais de referência.....	250
Quadro 6.10 – Comparação entre volumes medidos e previstos na praia Azul por perfil e para os temporais de referência.....	251
Quadro 6.11 – Comparação entre volumes medidos e previstos na praia da Foz do Lizandro por perfil e para os temporais de referência.....	252

CAPÍTULO 1: INTRODUÇÃO E OBJECTIVOS

1.1. Nota introdutória

A dissertação que agora se apresenta fecha um ciclo de trabalhos destinados ao conhecimento da dinâmica morfológica e sedimentar do sector emerso de alguns sistemas de praia do litoral rochoso entre Peniche e Cascais.

Enquadra-se no esforço que o Núcleo de Investigação DILIF do Centro de Estudos Geográficos da Universidade de Lisboa tem vindo a realizar para a compreensão da dinâmica geomorfológica actual e passada deste troço de litoral português. De entre os vários trabalhos recentemente realizados destaca-se o estudo sobre a evolução geomorfológica do litoral rochoso da Estremadura Norte (Neves, 2004), centrado na classificação de sistemas litorais e na dinâmica de arribas e plataformas rochosas de sopé.

O ambiente litoral é, por definição, um ambiente extremamente dinâmico e complexo a qualquer escala de análise (espacial e temporal) que se pretenda considerar, sendo por isso abordado por investigadores em muitos domínios científicos.

Na última vintena de anos, a necessidade de compreender os mecanismos que regulam a dinâmica geomorfológica litoral, com fins puramente científicos ou como suporte de decisão para o ordenamento territorial, tem conhecido um interesse sempre crescente, possibilitando a aquisição e tratamento de informações através de metodologias inovadoras e recorrendo a abordagens pluridisciplinares para a obtenção de resultados mais abrangentes. O aumento significativo do número de publicações sobre esta temática é apenas uma consequência.

Os estudos sobre a dinâmica morfossedimentar de sistemas litorais arenosos de praias e dunas em Portugal tiveram na década de 90 do século passado um avanço muito significativo quer na quantidade de meios colocados à disposição dos investigadores para a recolha de dados sobre vários parâmetros que caracterizam a dinâmica litoral, quer na quantidade de trabalhos publicados sobre este tema. A

este facto não será alheio o despertar para os problemas de (des)ordenamento costeiro suscitados por décadas de intervenção antrópica sobre os sistemas litorais que resultaram, nalguns casos, em perda material. Os troços de litoral que foram mais estudados neste contexto localizam-se entre a Figueira da Foz e a Foz do rio Douro e no Algarve, correspondendo essencialmente a praias de extensão quilométrica, frequentemente associadas a sistemas dunares. Salientam-se, neste domínio, as teses de doutoramento de Teixeira (1994), Ferreira (1998), Ciavola (2000), Baptista (2006) e Matias (2006), focadas total ou parcialmente na temática da dinâmica de praias. Nestes estudos a associação entre os sistemas de praia e arriba encontra-se ausente.

Decidiu-se, portanto, pelo estudo da dinâmica dos sistemas de praia que, associados aos sistemas dominantes de arriba, a dunas ou a pequenos estuários, ocupam uma parte importante da linha de costa no sector litoral entre Peniche e Cascais.

O conhecimento sobre os padrões da dinâmica morfossedimentar no espaço e no tempo neste sector litoral com cerca de 90km de linha de costa são escassos ou mesmo inexistentes. Sabe-se, no entanto que se trata de uma zona costeira com um défice sedimentar generalizado, resultado de factores regionais, associados ao transporte sedimentar pela deriva litoral, mas também às características locais de escoamento dos pequenos cursos de água e das litologias presentes nas suas bacias hidrográficas e nos sistemas de arriba.

Como se salientará mais adiante, os sistemas de praia são de pequena dimensão, frequentemente sub-quilométrica, e estão associados:

- ▶ a saliências rochosas originando uma reentrância litoral onde se acumula a areia, definindo uma praia encastrada ou uma praia delimitada num dos limites por um promontório rochoso. Raramente são encontradas praias associadas a estruturas antrópicas que condicionem directamente a sua evolução;

- ▶ a sistemas dunares no geral degradados e de pequenas dimensões. Salienta-se a excepção dos campos de dunas da praia da Consolação e da praia Azul;
- ▶ a estuários e planícies aluviais de dimensões e encaixe variados, mas quase sempre delimitados a jusante por uma barreira arenosa que bloqueia o normal escoamento do curso de água. Ramos-Pereira (1987) atribui este facto à predominância da dinâmica marinha sobre a fluvial, facto que se compreende pela elevada energia que caracteriza a ondulação neste sector litoral e pela sua exposição em relação às direcções de ondas dominantes e extremas;
- ▶ a arribas, apresentando pequenas fímbrias alongadas e estreitas de cobertura arenosa na base de arribas que continuam a evoluir por processos marinhos em episódios de elevado hidrodinamismo. Neste caso, a cobertura arenosa pode ser intermitente, colmatando depósitos de vertente associados à dinâmica da arriba ou plataformas rochosas de sopé.

Esta diversidade de sistemas litorais associados às praias pode originar uma dinâmica morfológica e sedimentar muito diferenciada no espaço. A resposta a estímulos hidrodinâmicos regionais pode ser significativamente diferente de sistema para sistema, mesmo que estes possuam uma localização próxima.

1.2. Objectivos do estudo e estrutura da tese

Tendo em conta a temática escolhida, os objectivos principais do trabalho que agora se apresenta são os seguintes:

- ▶ Caracterizar a dinâmica planimétrica do sector emerso da praia;
- ▶ Caracterizar a dinâmica morfológica, estudando as variações verticais nos perfis de praia, as modificações da altitude da berma e no declive da face da praia;
- ▶ Determinar os limites de variação nos volumes da praia emersa e o balanço volumétrico da praia emersa;

- ▶ Determinar as características texturais dos sedimentos das praias bem como a sua variação temporal;
- ▶ Distinguir os sectores mais dinâmicos do perfil emerso da praia quanto à textura dos seus sedimentos;
- ▶ Determinar as modificações nos estados morfodinâmicos do sistema ao longo do tempo;
- ▶ Prever a resposta no comportamento morfodinâmico da praia face a cenários de agitação marítima;
- ▶ Determinar a susceptibilidade à inundação e à erosão marinha em sistemas litorais arenosos.

Tendo em vista a temática proposta e os objectivos delineados organizou-se o texto em cinco partes fundamentais.

No segundo capítulo introduzem-se os processos actuantes sobre o perfil imerso e emerso da praia, capazes de dinamizar o transporte sedimentar e influenciar as mudanças morfológicas no sector emerso do perfil.

O terceiro capítulo é dedicado à metodologia do estudo. Optou-se por concentrar as opções metodológicas e a descrição das técnicas utilizadas num ponto, simplificando assim a sua consulta. No essencial, descrevem-se os métodos associados à implementação dos perfis de praia e à sua monitorização sistemática através da utilização de técnicas posicionais associadas a sistemas de posicionamento global com correcção diferencial pós-processamento e a estações totais. Nesta parte estabelece-se uma análise comparativa das técnicas utilizadas a fim de validar as medições efectuadas.

No quarto capítulo é estabelecida a situação de referência face à área a estudar. Neste contexto, caracterizam-se as marés, as variações recentes do nível do mar em Portugal e a importância da Oscilação do Atlântico Norte no clima de agitação marítima local. Posteriormente, caracteriza-se o clima de agitação marítima na área próxima do sector Peniche-Cascais no que diz respeito a séries de dados antigas e aos parâmetros verificados durante as campanhas de monitorização. Por

fim, são considerados os dados existentes sobre fontes de sedimentos e a dinâmica sedimentar na plataforma continental próxima.

No quinto capítulo caracterizam-se os três sistemas estudados do ponto de vista geomorfológico como forma de introduzir uma abordagem à dinâmica morfo-volumétrica e sedimentológica destas praias. Nesta parte caracterizam-se as variações espacio-temporais da dimensão planimétrica das praias de S^{ta}. Rita, Azul e Foz do Lizandro. Analisa-se também a variabilidade morfológica, volumétrica e características sedimentológicas, através do estudo dos elementos mais activos do perfil de praia, e volumétrica. Por fim, define-se o comportamento morfodinâmico das praias estudadas.

Finalmente, no último capítulo (Capítulo 6), define-se o modelo conceptual de susceptibilidade em litorais arenosos e apresentam-se os resultados que estão na base da cartografia de susceptibilidade dos sistemas estudados a fenómenos extremos de inundação e erosão.

1.3. Locais de estudo

Na impossibilidade de estudar, no âmbito do projecto de doutoramento, a totalidade dos sistemas de praia presentes no troço litoral entre Peniche e Cascais, procurou-se que os locais de estudo possuíssem vários atributos que se passam a enumerar de seguida:

- ▶ os sistemas escolhidos devem ser diversificados e representativos em dimensão e tipo dos que ocorrem neste sector de litoral;
- ▶ o número de sistemas estudados deve ser adequado:
 - à capacidade logística e à reduzida disponibilidade de pessoal para a realização das campanhas de monitorização;
 - ao tempo disponível para a monitorização, condicionado pela duração e quantidade de dias com baixas-mar vivas por mês;

- ▶ as praias estudadas devem ser acessíveis, devido ao transporte de material de monitorização, nem sempre de fácil manuseamento;
- ▶ os sistemas devem proporcionar condições para a instalação de estruturas permanentes de referência à monitorização, com risco reduzido de perda destes pontos.

Decidiu-se pela escolha dos sistemas da praia de S^{ta}. Rita, da praia Azul e da praia da Foz do Lizandro por assegurarem as condições pré-estabelecidas.

Estes sistemas de praia localizam-se no sector intermédio da faixa costeira Peniche – Cascais (fig. 1.1) e serão adiante caracterizados de forma mais aprofundada.

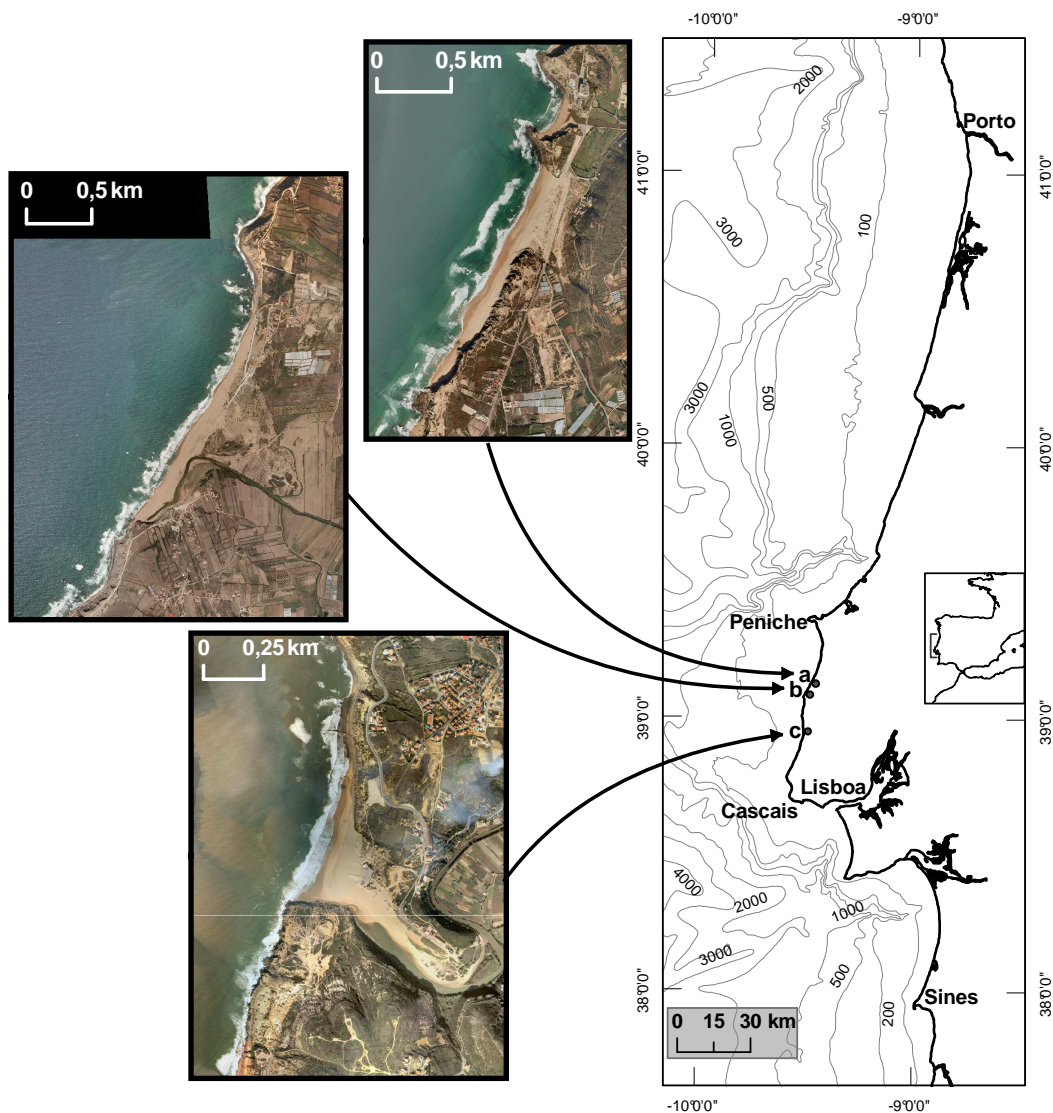


Figura 1.1 – Localização dos sistemas litorais da praia de S^{ta}. Rita (a), Azul (b) e Foz do Lizandro (c).

É, no entanto, oportuno referir que a praia de S^{ta}. Rita corresponde a um sistema litoral compósito de praia-duna / praia-arriba, confinado no limite norte por um promontório ou saliência rochosa. A praia Azul representa um sistema de praia-duna de elevadas dimensões neste troço de litoral, instalado na ampla planície aluvial do Rio Sizandro. Por fim, a praia da Foz do Lizandro é um sistema de praia-duna de reduzidas dimensões, instalado no estuário assoreado do rio Lizandro e delimitado a norte e a sul por arribas.

**CAPÍTULO 2: PROCESSOS HIDRODINÂMICOS E PROPRIEDADES DOS
SEDIMENTOS NA DINÂMICA DO PERFIL DE PRAIA**

2.1. Modelos de formação e transformação das ondas superficiais

Em grande parte das zonas costeiras actuais a fonte dominante de energia nos sistemas litorais é fornecida pelas ondas. Uma parte desta energia que chega ao sistema é reflectida para águas profundas, mas grande parte é canalizada para a hidrodinâmica local, entrando no ciclo de transferência energética através do sistema local de correntes transversais, oblíquas ou longilitorais. Este sistema é responsável pela mobilização dos sedimentos e pelas transformações morfológicas ocorridas num determinado período.

O processo físico de geração da ondulação que chega ao litoral é complexo e envolve, em termos simplificados, a transferência de energia entre o vento (agente forçador) e a superfície do oceano.

Uma teoria geralmente aceite para explicar o mecanismo de geração de ondas é a abordagem faseada de Miles-Philips. Numa fase inicial de interacções físicas existe um aumento lento e linear das transferências energéticas atmosfera→oceano. As flutuações constantes na pressão atmosférica, induzidas pelo vento, originam forças tangenciais e uma resposta pronta da superfície do oceano, surgindo as ondas. Numa segunda fase, os movimentos verticais da superfície do oceano provocam um efeito de resposta nas camadas da baixa atmosfera. À medida que os fluxos de ar são perturbados pela superfície sinusoidal do oceano a pressão atmosférica aumenta nas cavas das ondas resultado de uma inversão da direcção do fluxo no sector barlavento da crista, que obriga o ar a circular em direcção às áreas de baixa pressão (Fig. 2.1).

As transferências de energia transformam-se, assim, num processo interactivo e mais rápido, amplificando as trocas energéticas de tal forma que o aumento linear referido na fase anterior se transforma em exponencial (Komar, 1998; Masselink & Hughes, 2003). Resultados recentes sobre as interacções nas camadas limite do oceano – atmosfera demonstram que o papel do fluxo de ar é importante no desencadeamento de uma corrente laminar na superfície do oceano. No entanto,

numa fase imediatamente posterior e mais duradoura, as forças exercidas pela turbulência das camadas superficiais do oceano gerada por esta corrente são mais importantes no desencadear de ondas superficiais do que as tensões tangenciais associadas aos fluxos de ar sobre a superfície do oceano (Caulliez et al., 1998; Teixeira & Belcher, 2006).

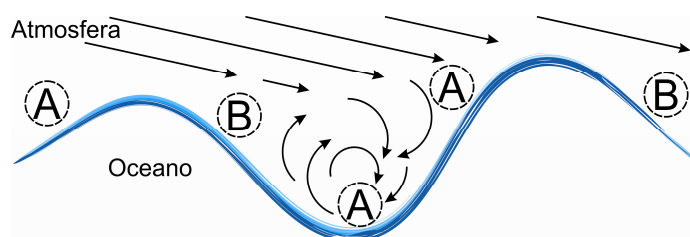


Figura 2.1 – Modelo de micro-circulação atmosférica junto à superfície do oceano.

Segundo Woodroffe (2002), a amplitude de valores de altura e do período na área onde são geradas as ondas é elevada ($0,1s < T < 15s$), assistindo-se a uma diminuição do espectro do período com o afastamento a esta área. A diminuição registada deve-se ao rápido desaparecimento das ondas mais pequenas, com períodos mais reduzidos, através da sua incorporação em conjuntos de ondas maiores que formam posteriormente a ondulação de geração longínqua (*swell*).

A descrição matemática dos movimentos dos fluidos, das formas que assumem e das suas relações com os factores que condicionam as características da ondulação são alvo de várias teorias, como a teoria de Airy, de Stokes, da onda solitária ou a teoria das ondas cnoidais. Estas pretendem não só explicar o movimento das ondas ao largo, mas também as deformações dos seus movimentos com a aproximação à linha de costa. Os algoritmos daí resultantes tentam representar processos hidrodinâmicos relacionados com as transformações na velocidade, na forma e na energia da onda à medida que diminui a espessura da coluna de água. A dificuldade da aplicação destes algoritmos aumenta com a diminuição da profundidade.

No Quadro 2.1 encontram-se alguns parâmetros associados à teoria linear de Airy, normalmente utilizados para descrever a forma (L), a velocidade (C ; C_g), a energia (E ; E_f) e o movimento das partículas (u ; w) em determinado momento.

Quadro 2.1 – Parâmetros da onda. Baseado na teoria linear da ondulação ou teoria de Airy.

Notação: h – espessura da coluna de água; H – altura da onda; T – período da onda; B - 3,1416; Δ - densidade da água; g – força gravítica ($9,81\text{m/s}^2$); σ – frequência angular da onda $2B/T$; k – número de onda $2B/L$; x – distancia no eixo x , na direcção de propagação; z – profundidade; t – tempo.

	Águas profundas $\left(\frac{h}{L} > 0.5\right)$	Águas de transição $\left(0.05 < \frac{h}{L} < 0.5\right)$	Águas pouco profundas $\left(\frac{h}{L} < 0.05\right)$
Comprimento (L (m))	$L = \frac{gT^2}{2\pi}$ (1)	$L = \frac{gT^2}{2\pi} \tanh\left(\frac{2\pi h}{L}\right)$ (2)	$L = T\sqrt{gh}$ (3)
Velocidade de fase ou celeridade (C (m/s))	$C = \frac{g}{2\pi} T$ (4)	$C = \frac{gT}{2\pi} \tanh\left(\frac{2\pi h}{L}\right)$ (5)	$C = \sqrt{gh}$ (6)
Velocidade de grupo (C_g (m/s))	$C_g = 0.5\left(\frac{gT}{2\pi}\right)$ (7)	$C_g = 0.5\left(\frac{g}{2\pi}\right) \left[1 + \frac{2\frac{2\pi h}{L}}{\sinh 2\sigma h}\right]$ (8)	$C_g = C$ (9)
Densidade energética (E (N/m ²))		$E = \frac{1}{8}\rho g H^2$ (10)	
Fluxo energético (E_f (W/m))	$E_f = 0.25\rho g \left(\frac{H}{2}\right)^2 \frac{gT}{2\pi}$ (11)	$E_f = EC_g$ (12)	$E_f = 0.25\rho g \left(\frac{H}{2}\right)^2 (gh)^{0.5}$ (13)
Velocidade orbital horizontal máxima (u_m (m/s))	$u_m = \frac{\pi H}{T} \frac{\cosh[k(z_0+h)]}{\sinh(kh)} \cos(kx - \sigma t)$ (14)	$u_m = \frac{\pi H}{T} e^{kz} \cos(kx - \sigma t)$ (15)	$u_m = \frac{H}{2} \sqrt{\frac{g}{h}} \cos(kx - \sigma t)$ (16)
Velocidade orbital horizontal máxima (w_m (m/s))	$w_m = \frac{\pi H}{T} \frac{\sinh[k(z_0+h)]}{\sinh(kh)} \sin(kx - \sigma t)$ (17)	$w_m = \frac{\pi H}{T} e^{kz} \sin(kx - \sigma t)$ (18)	$w_m = 0$ (19)

A modelação da hidrodinâmica proposta por estes parâmetros implica partir de pressupostos que representam uma simplificação da realidade.

A teoria de Airy parte do princípio que a superfície da água é representada por uma função sinusoidal, encontrando a sua máxima aplicabilidade em águas profundas. Admite-se que:

- ▶ a densidade e a viscosidade do fluido são constantes;
- ▶ não existem tensões tangenciais à superfície e que a pressão sobre essa superfície é uniforme e constante;
- ▶ o efeito de Coriolis é negligenciado;
- ▶ a superfície do fundo oceânico é lisa e impermeável, implicando a inexistência de velocidade vertical junto ao fundo;
- ▶ e que não existem correntes perturbadoras dos movimentos orbitais (em águas profundas) ou planares (em águas pouco profundas) das partículas.

Parte destes pressupostos podem ser assumidos em estudos de dinâmica litoral local, outros são alvo de formulações adicionais que juntam aos algoritmos da teoria de Airy argumentos para a modelação da hidrodinâmica.

Segundo a teoria de Airy a forma bidimensional da superfície do oceano pode ser explicada recorrendo à altura (H), ao período (T) e ao comprimento (L) de onda (eq. 20):

$$\eta(x, t) = \frac{H}{2} \cos(kx - \sigma t) \quad (20)$$

onde, x corresponde à coordenada no eixo x na direcção de propagação, t é a escala temporal, k corresponde ao número de onda ($2\pi/L$) e σ é equivalente a $2\pi/T$. Na equação 20 assume-se que as ondas possuem grandes amplitudes, ou seja, a altura da onda é inferior ao seu comprimento e à espessura que a coluna de água possui junto ao ponto central da elipse de circulação.

Um dos algoritmos fundamentais da teoria de Airy é a equação de dispersão da onda (eq. 2, Quadro 2.1). L representa a relação entre o comprimento de uma onda e o seu período, no entanto não pode ser resolvida directamente por possuir em simultâneo o parâmetro L como solução e como resultado do problema. A resolução da equação de dispersão de Airy pode ser resolvida indirectamente através da aproximação de Eckart (USACE, 2002) (eq. 21), garantindo, no mínimo, 90% de exactidão.

$$L \approx \frac{gT^2}{2\pi} \sqrt{\tanh\left(\frac{4\pi^2 h}{T^2 g}\right)} \quad (21)$$

A velocidade a que a forma da onda ou grupo de ondas se deslocam no espaço pode ser expressa pelo parâmetro velocidade de fase ou celeridade (eq. 5) e pela velocidade de grupo (eq. 8). A importância deste parâmetro é evidente na descrição da velocidade de propagação da energia contida nas ondas em direcção ao litoral.

A celeridade não depende da altura da onda mas sim do seu período. Estas equações mostram também que a velocidade de propagação de uma onda solitária e de um grupo de ondas em águas profundas não é equivalente, representando C o dobro de Cg .

Segundo as equações do comprimento e da celeridade (eq. 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8 e 9), a transição de águas profundas para águas pouco profundas implica também uma modificação nas variáveis das quais elas dependem. Em águas profundas, onde a interacção com o fundo é virtualmente nula, L , C e Cg dependem apenas do período da onda. Em águas de transição e águas de pouca profundidade junta-se a espessura da coluna de água, prevendo o efeito de refacção mas tendo em conta os pressupostos já enumerados.

O movimento das partículas em águas profundas é orbital e praticamente circular, existindo apenas uma deslocação relativa da água uma vez que o sistema de circulação devolve as referidas partículas à sua posição inicial. No entanto, esta dinâmica encerra uma grande quantidade de energia potencial, associada à constante deformação da superfície da água com a alternância de cristas e cavas, e de energia cinética resultado do movimento orbital das partículas. Ao contrário da celeridade, a quantidade de energia potencial e cinética contida numa onda encontra-se directamente relacionada com a sua altura. Juntas representam a densidade energética (E), que aumenta numa relação quadrática com o aumento da altura da onda (eq. 10, Quadro 2.1). Este facto é particularmente importante quando se considera a aproximação de uma onda ou de um grupo de ondas à linha de costa. O aumento progressivo de H até ao ponto de colapso/rebentação encerra um aumento exponencial da concentração/densidade energética por unidade de área.

O fluxo energético (eq. 12) representa a quantidade de energia potencial e cinética das ondas transmitida por unidade de comprimento. E_f depende da velocidade de grupo e da altura da onda em águas profundas, significando que se mantém relativamente constante nesta situação, no entanto em águas pouco profundas a função passa a depender da altura da onda e da espessura da coluna de água implicando uma diminuição na transmissão de energia ao longo do perfil de água em direcção à linha de costa.

O estudo da velocidade orbital máxima das partículas a diferentes profundidades e ao longo do tempo de propagação é dado, segundo a teoria de Airy, pelas equações 15 e 18 (Quadro 2.1). Estas equações e as suas derivadas ($\frac{h}{L} > 0.50$) e ($\frac{h}{L} < 0.05$) são particularmente importantes como instrumentos de comparação da deformação das elipses de circulação e das velocidades a que as partículas circulam junto ao fundo.

Embora a teoria de Airy forneça informações importantes sobre a hidrodinâmica das ondas, as suas soluções para águas pouco profundas tendem a negligenciar factores associados à refração e à difracção das partículas.

A base linear dos seus cálculos distancia-se do perfil de onda em águas pouco profundas. Nesta faixa de elevada interacção com o fundo ocorrem grande parte das transformações na forma das elipses de circulação e o perfil da onda raramente corresponde a uma sinusóide perfeita de elevada amplitude, tal como assumido na teoria de Airy.

À medida que as ondas se aproximam do litoral a crista torna-se mais pronunciada em relação à cava, aumentando de altura até à rebentação. A dissimetria no perfil torna a cava progressivamente mais plana com o aumento da relação H/L . A teoria de Stokes descreve o perfil da onda (eq. 22) através de um algoritmo semelhante à equação de Airy, no entanto é acrescentado um segundo termo que pretende modelar a referida dissimetria, aproximando o modelo da realidade.

$$\eta(x, t) = \frac{H}{2} \cos(kx - \sigma t) + \frac{\pi H^2}{2L} \frac{\cosh(kh)[2 + \cosh(2kh)]}{[\sinh(kh)]^3} \cos[2(kx - \sigma t)] \quad (22)$$

Outra aproximação importante associada à teoria de Stokes é o pressuposto de que existe transporte de partículas, ou seja, o movimento orbital deixa de ser fechado passando a ocorrer transporte na direcção de propagação da onda. A deriva de Stokes expressa esta dinâmica sem ter em consideração a viscosidade ou correntes de retorno:

$$U = \frac{1}{2} \left(\frac{\pi H}{L} \right)^2 C \frac{\cosh[2k(z + h)]}{[\sinh(kh)]^2} \quad (23)$$

Os limites de aplicação as teorias de ondas podem ser colocados tendo em conta as relações entre a altura (H), o comprimento (L) e a espessura (h) da coluna de água.

A teoria de Airy encontra-se limitada na sua aplicabilidade pela relação expressa na equação 24 (Muir Hood, 1969, *in* Komar, 1998):

$$\frac{H}{L} < 0,0625 \tanh\left(\frac{2\pi h}{L}\right) \quad (24)$$

Ao atingir este limite a modelação da hidrodinâmica deverá ser analisada à luz da teoria de Stokes até que seja atingida a proporção da equação 25:

$$\frac{HL^2}{h^3} = \frac{32\pi^2}{3} \quad (25)$$

2.2. Processos associados à aproximação de ondas à linha de costa

Grande parte da dinâmica sedimentar que influencia directamente a morfologia de praia à escala local ocorre nas faixas de transformação, de rebentação, de surf e de ressaca. Nestas faixas, a propagação da ondulação encontra-se sujeita a um conjunto de processos que alteram as características associadas à sua geração, excepto em casos em que o campo de geração é local.

Os processos que podem afectar as características intrínsecas das ondas durante a aproximação à linha de costa dividem-se em processos associados às condições de propagação das ondas e associados às condições de dissipação energética (Fig. 2.2).

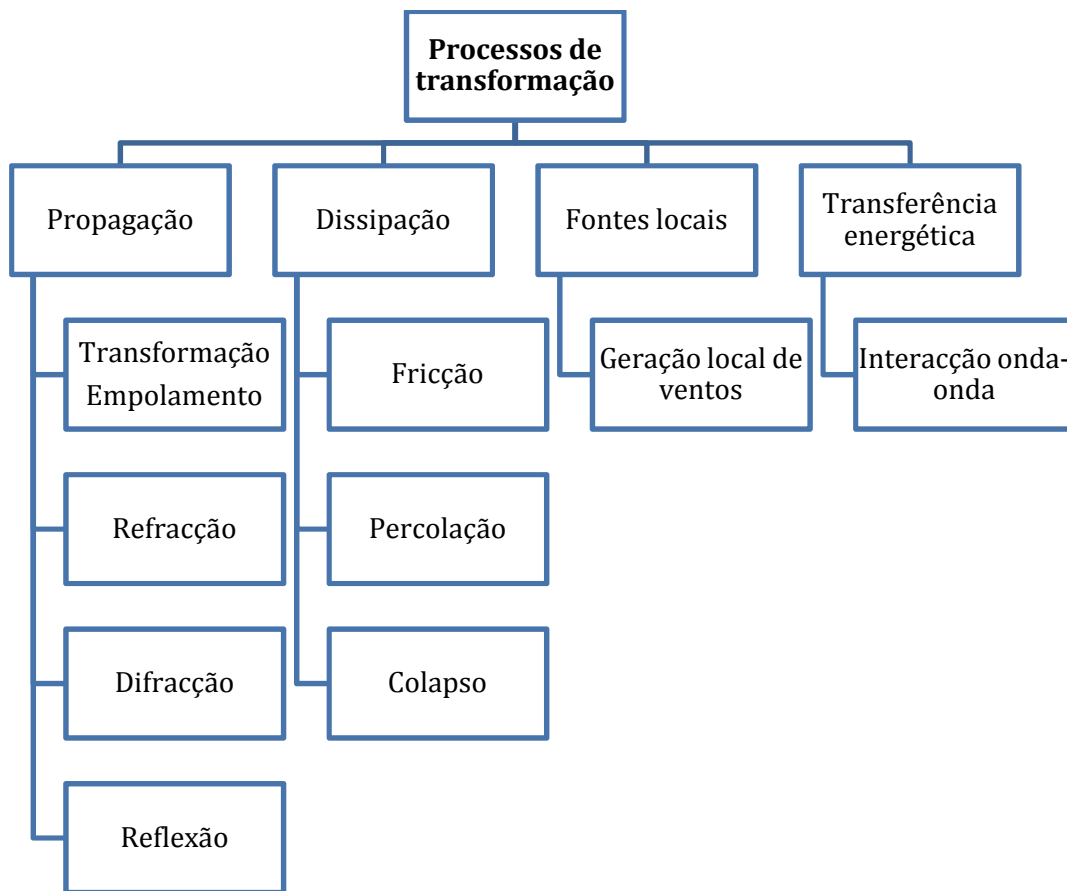


Figura 2.2 – Processos associados à transformação da onda com a aproximação à linha de costa, característicos das zonas de transformação e de rebentação.

Existem ainda processos dependentes de fontes energéticas locais (vento) e processos de transferência energética através da interacção onda-onda, no entanto estes possuem menor expressividade no condicionamento da dinâmica da praia e não serão abordados. Embora sejam tratados e descritos de forma separada estes ocorrem quase sempre em simultâneo, não sendo por vezes possível distinguir o processo dominante em determinado momento.

2.2.1. Processos associados à propagação das ondas

A modelação das modificações das propriedades das ondas na faixa de transformação pode ser efectuada com relativa precisão recorrendo à teoria linear de Airy e à teoria de Stokes. Parâmetros como o comprimento de onda, a velocidade de fase, a velocidade de grupo e a velocidade orbital máxima (Quadro 2.1), influenciam directamente a altura das ondas e, conseqüentemente, a distribuição de energia ao longo da linha de costa.

Segundo Goda (2000), a relação entre a altura da onda de largo e a altura da onda na faixa de transformação ou coeficiente de transformação (K_s , eq. 26) pode ser expresso tendo em conta a velocidade de fase (C) da onda de largo e na faixa de transformação e o parâmetro de transformação da onda (n , eq. 27):

$$K_s = \left(\frac{1}{2n} \frac{C_0}{C} \right)^{0.5} \quad (26)$$

$$n = 0.5 \left[1 + \frac{2kh}{\sinh(2kh)} \right] \quad (27)$$

O cálculo do coeficiente de transformação das ondas representa uma fase inicial de modificação das características das ondas e exclui os processos de refração e difracção, bem como perdas energéticas associadas à fricção e percolação, características de sectores onde a interacção com o fundo é superior.

Um dos processos mais comuns, associado à propagação das ondas, é a refração. Consiste numa mudança na direcção do alinhamento das cristas das ondas com a aproximação oblíqua à linha de costa.

O processo de refração da ondulação ocorre sempre que existe uma redução na celeridade da onda (C , eqs. 5 e 6) provocada pela diminuição da altura da coluna de água. A incidência oblíqua das cristas das ondas provoca uma redução dissimétrica de C , ou seja, C será inferior nos troços de crista em que a profundidade seja menor. Esta dissimetria na velocidade das cristas gera a sua curvatura e a consequente adaptação à morfologia do fundo.

No caso de um litoral exposto e de configuração relativamente rectilínea a refração da ondulação pode ser traduzida pela seguinte relação, admitindo que não existe reflexão ou dissipação de energia:

$$\text{sen } \alpha = \frac{C}{C_0} \text{sen } \alpha_0 \quad (28)$$

onde, α corresponde ao ângulo existente entre a linha da crista da onda incidente e a batimetria e o subscrito 0 representa os valores de profundidade. No entanto, em grande parte dos casos a refração das ondas processa-se de forma diferenciada em sectores muito próximos, resultado de uma configuração do fundo complexa. A divergência ou convergência dos raios ortogonais à linha de crista de onda, resultado da existência de canhões ou esporões submersos, promove uma diminuição, no caso da divergência ($k_r < 1$, eq. 29), ou aumento, no caso da convergência ($k_r > 1$, eq. 29), da altura das ondas. A relação entre a altura de uma onda de largo e a sua altura após ter sido refractada pode ser descrita através do produto entre o coeficiente de transformação (k_s) e o coeficiente de refração (k_r):

$$\frac{H}{H_0} = K_s K_r = \left(\frac{1}{2n} \frac{C_0}{C} \right)^{0.5} \left(\frac{s_0}{s} \right)^{0.5} \quad (29)$$

onde, s corresponde ao espaçamento entre os raios ortogonais das cristas de onda.

A relação de dependência que se estabeleceu entre a refração e a velocidade de fase (eq. 28 e 29) implica, na maior parte dos casos, que este processo esteja dependente do período da onda, uma vez que este parâmetro influencia em grande parte a celeridade. Assim, a variação no período da ondulação incidente é directamente proporcional à área afectada por este processo, significando que as ondas com períodos superiores refractam mais e tornam-se mais alinhadas com a linha de costa do que as ondas de períodos reduzidos.

O cálculo da altura da onda junto à linha de costa utilizando o espaçamento entre raios ortogonais (eq. 29) representa um método expedito e de fácil aplicação, fornecendo dados essenciais sobre o processo de propagação das ondas em áreas onde não existe monitorização da ondulação incidente. No entanto, a utilização prudente desta técnica implica o conhecimento das suas limitações.

A equação 29 exclui o efeito de difracção provocado pelas diferenças de altura numa crista difractada. Este efeito é tanto mais importante quanto maior for o gradiente das alturas numa crista. Este gradiente pode ser avaliado indirectamente através da convergência das ortogonais e da redução do seu espaçamento, podendo tornar-se nulo em função da configuração local do fundo. Assim, o conhecimento preciso da configuração do fundo é essencial na definição dos raios ortogonais.

O processo de difracção da ondulação consiste na transferência energética lateral ao longo de cada crista de onda, desencadeada pelas variações na sua altura. A existência de processos que produzem um forte gradiente de altura numa crista de onda desencadeia a difracção de energia a partir do sector mais elevado da crista, atenuando o efeito dos processos que conduzem ao seu colapso.

A difracção das ondas induzida pela presença de um ponto de difracção pode ser traduzida pelo coeficiente de difracção (eq. 30):

$$K_d = \frac{H_d}{H} \quad (30)$$

onde, H é equivalente à altura da onda incidente não difractada e H_d corresponde à altura da onda difractada.

O desencadeamento do processo de reflexão das ondas depende do ângulo da superfície sobre a qual se propagam, sendo esta relação directamente proporcional. A porosidade e a rugosidade da superfície e a relação entre a altura da onda incidente e o seu comprimento são parâmetros importantes na definição da altura de uma onda reflectida (H_r , eq. 31), podendo esta ser discriminada através do coeficiente de reflexão (K_r , eq. 32):

$$H_r = K_r H \quad (31)$$

$$K_r = \frac{a I_r^2}{b + I_r^2} \quad (32)$$

onde, a (0,5) e b (5,5) correspondem a coeficientes empíricos (Seelig, W. & Ahrens, J., 1981), construídos a partir de medições de reflexão de ondas em praias e estruturas costeiras pesadas, e ξ ao número de Iribarren ou parâmetro de similaridade de surf (Battjes, 1974):

$$\xi_b = \frac{\tan \beta}{\left(\frac{H_b}{L_0}\right)^{0.5}} \quad (33)$$

onde, $\tan \beta$ corresponde ao declive da superfície de propagação, H é equivalente à altura da onda incidente não reflectida e L representa o comprimento da onda de largo.

Em praias naturais este tipo de processos possuem uma variabilidade definida pelos ritmos da dinâmica morfológica de cada sistema. A reflexão de ondas possui uma elevada dependência em relação ao tipo de perfil em presença, ou seja, os coeficientes de reflexão serão superiores em praias predominantemente reflectivas.

2.2.2. Processos associados à dissipação energética das ondas

A fricção, a percolação e o colapso correspondem aos processos de dissipação energética (fig. 2.2) mais importantes na transformação das ondas com a aproximação à linha de costa.

Os processos de dissipação implicam perdas energéticas importantes e resultam numa diminuição na altura da onda incidente à medida que se propaga a ondulação na faixa de transformação. Neste contexto, as transferências de energia na faixa de transformação encontram-se sujeitas, por um lado, ao processo de fricção que é definido pela intensidade das forças tangenciais actuantes no contacto com o fundo e pela rugosidade do mesmo, e por outro lado, ao processo de percolação que é definido pela capacidade de percolação descendente e ascendente que os sedimentos do fundo possuem. Ambos dependem da altura e do período da onda e da altura da coluna de água e a sua desconsideração resultará numa sobreestimação da altura da onda na faixa de transformação.

O processo de colapso da crista da onda associado à rebentação ocorre quando as velocidades horizontais das partículas de água excedem a celeridade da onda. As

partículas são projectadas para além da forma e originam a sua desintegração. O colapso da onda ocorre ainda quando a aceleração das partículas na crista é tal que estas tendem a separar-se da coluna de água ou quando a superfície da onda se torna vertical (Le Méhauté, 1976; Short, 1999).

Trata-se de um processo muito importante no desencadeamento de transporte de sedimentos e de geração de correntes litorais através da libertação de energética contida na ondulação incidente. Carter e Balsillie (1983) referem que em condições de ondulação de baixa e média energia a dissipação energética pode ser quase total (99%), sendo mais acentuada em sistemas onde se verifique uma ou várias cristas pré-litorais.

Existem vários critérios para determinar o ponto de rebentação e a altura que a onda assume nesse ponto. No primeiro caso são utilizadas as características locais das ondas e a configuração batimétrica na faixa de transformação e de rebentação. No segundo caso as características locais das ondas são substituídas pelas condições de largo e o declive utilizado é, normalmente, correspondente ao perfil de praia, revelando-se de grande importância no caso de não existirem dados da hidrodinâmica das faixas de transformação e de rebentação.

A forma mais simples de exprimir o ponto a partir do qual a ondulação entra em colapso corresponde a uma relação directa entre a altura da onda na rebentação (H_b) e a profundidade (h_b):

$$H_b = \gamma h_b \quad (34)$$

onde γ corresponde ao índice de colapso.

O valor atribuído a γ não é consensual e pode variar entre 0,55 e 1,20 dependendo do declive da praia e do declive da onda ($\frac{H}{L}$) (Goda, 1970; Smith & Kraus, 1991;

Black e Rosemberg, 1992; Nelson & Gonsalves, 1992). Kaminsky e Kraus (1993), desenvolveram posteriormente uma fórmula empírica (eq. 35) baseada em condições de ondas de largo e na análise de várias bases de dados de colapso de ondas incorporando o declive da praia, implícito em ξ_0 .

$$\gamma_b = 1.20\xi_0^{0.27} \quad (35)$$

$$\xi_0 = \frac{\tan \beta}{\left(\frac{H_0}{L_0}\right)^{0.5}} \quad (36)$$

Komar & Gaughan (1972) propuseram o cálculo da altura da onda na rebentação (eq. 37) incluindo o período (T_0) e a altura da onda de largo (H_0), bem como a incorporação de um coeficiente obtido a partir dos dados de laboratório e de campo publicados por Munk em 1949 e posteriormente validado por Weishar & Byrne (1978).

$$H_b = 0.39g^{0.2}(T * H_0^2)^{0.4} \quad (37)$$

Mais recentemente, Sierra & Presti (1998) compararam dezassete formulações referentes ao ponto de colapso e à altura da onda na rebentação com várias bases de dados associadas ao colapso e ondas. A fórmula de Sunamura (eq. 38) revelou resultados mais consistentes e com maior capacidade de previsão da altura da onda na rebentação ao possuir um erro relativo médio dos valores previstos de cerca de 11,6%.

$$\frac{H_b}{h_b} = 1.1 \tan \beta^{1/6} \left(\frac{H_0}{L_0} \right)^{-1/12} \quad (38)$$

A caracterização das formas que a onda assume na rebentação em praias naturais é virtualmente impossível de quantificar devido à sua elevada variabilidade no espaço e no tempo. A forma da onda durante o processo de colapso pode ser descrita através do parâmetro de similaridade de surf (ξ , eq. 33 e 36), dependendo do declive da praia e da relação $\left(\frac{H}{L}\right)$.

Dentro do espectro de formas que as ondas na rebentação podem assumir distinguem-se três tipos: a rebentação progressiva (*spilling*), mergulhante (*plunging*) e de fundo (*surging*), representando esta ordem um aumento na solução de ξ .

A forma associada ao colapso progressivo das ondas ocorre tipicamente em perfis de baixo declive, com ondas de elevada amplitude em relação ao seu comprimento ($\xi_0 < 0,5$; $\xi_b < 0,4$ – Battjes, 1974; Okazaki & Sunamura, 1991). A rebentação progressiva verifica-se quando existe uma tendência de aumento do declive da praia e com a diminuição dos valores de H em relação a L ($0,5 < \xi_0 < 3,3$; $0,4 < \xi_b < 2,0$ – Battjes, 1974; Okazaki & Sunamura, 1991). A rebentação de fundo representa o culminar desta tendência, ocorrendo em praias reflectivas com ondulação incidente de grande comprimento de onda e altura reduzida ($\xi_0 > 3,3$; $\xi_0 > 2,0$ – Battjes, 1974; Okazaki & Sunamura, 1991). Assim, um aumento progressivo na solução de ξ (eq. 33 e 36) significa uma diminuição na quantidade de energia dissipada e um aumento de ondas reflectidas sobre o perfil de praia.

2.2.3. Processos associados ao pós-colapso das ondas

O processo de colapso das ondas na zona de rebentação dá origem a uma elevação do nível médio local do mar face ao nível da maré (*setup*) que se propaga em direcção à linha de costa, da zona de surf para a zona de ressaca (fig. 2.3). A magnitude desta elevação aumenta em direcção à linha de costa, resultado da diminuição da profundidade (Guza & Thornton, 1981).

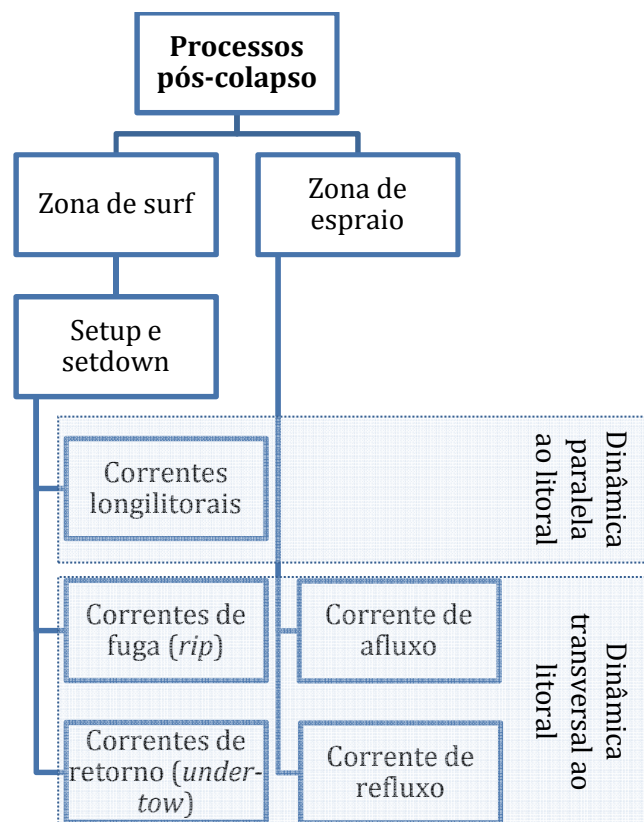


Figura 2.3 – Processos dominantes após o colapso da onda, normalmente associados às zonas de surf e de ressaca.

Os processos decorrentes deste tipo de hidrodinâmica resultam em correntes paralelas e em correntes transversais à linha de costa responsáveis por grande parte da dinâmica morfossedimentar que ocorre no sector emerso do perfil de praia (fig. 2.3). Em situações extremas definem a magnitude da dinâmica erosiva

na praia e/ou na base da duna, sendo por isso muito importantes na definição da vulnerabilidade do sistema (Ruggiero *et al.*, 2001).

A elevação do nível médio do mar face à altura da maré na zona de surf (*setup* - η) depende (Guza & Thornton, 1981; Raubenheimer *et al.*, 2001; Hsu *et al.*, 2006):

- da altura da onda de largo, numa proporção directa;
- da profundidade na faixa de surf, numa proporção inversa;
- do declive na faixa de surf, numa proporção directa;
- das flutuações locais no nível da maré;
- da obliquidade da ondulação incidente, numa proporção inversa.

Grande parte das formulações que pretendem prever o valor de η resultante do colapso das ondas na faixa de rebentação tem por base estudos de laboratório, onde os parâmetros das ondas e da morfologia de fundo são controláveis e regulares. No entanto, os sistemas de praias naturais caracterizam-se pela elevada irregularidade de alturas e comprimentos da ondulação incidente e pelas variações não lineares no declive nas faixas de rebentação, surf e ressaca.

Holman & Sallenger (1985) (eq. 39) e Gourlay (1992) (eq. 40) sugerem que η junto à linha de costa depende do parâmetro de similaridade de surf (ξ_0), da ondulação de largo (H_0) e de um coeficiente empírico de proporcionalidade $\left(\frac{\eta}{H_0}\right)$ que varia localmente, sendo estabelecido através do ajuste de uma recta de regressão.

$$\bar{\eta}_{max} = 0.45H_0\xi_0 \quad (39)$$

$$\eta_s = 0.35H_0\xi_0^{0.4} \quad (40)$$

Komar (1998) reorganiza a expressão de Holman & Sallenger (1985) com o objectivo de melhor representar os efeitos das tempestades em η , dando mais ênfase ao declive da praia (S), à altura das ondas de largo e ao seu período (eq. 41).

$$\eta_{max} = 0.18g^{0.5}S H_0^{0.5} T_0 \quad (41)$$

A elevação do nível médio relativamente ao nível da maré é responsável pela existência de diversos tipos de correntes na zona de surf (fig. 2.3). A existência de pelo menos uma linha de rebentação é condição essencial para se verificarem os referidos padrões de circulação na faixa de surf. Estas correntes são factores fundamentais no desencadeamento da dinâmica sedimentar da praia, aumentando a sua influência em episódios de elevada agitação marítima.

As correntes longilitorais são normalmente desencadeadas pela incidência oblíqua da ondulação de largo, no entanto, vários factores podem estar na sua génese. A intensidade energética e o desvio angular com que as ondas de largo atingem a faixa de rebentação, a maré na faixa de surf e a presença de ventos locais determinam a frequência e magnitude das correntes longilitorais (Thornton & Kim, 1993; Whitford & Thornton, 1993). Os seus padrões de circulação são ainda condicionados pela morfologia do fundo. Em praias de tendência dissipativa a velocidade de deslocação é máxima próximo da faixa de rebentação. Em praias que apresentam regularmente um sistema de cristas pré-litorais a intensidade da corrente longilitoral é máxima sobre os sulcos pré-litorais

Komar (1979), citado em Komar (1998), descreve a velocidade das correntes longilitorais (eq. 42) em função da altura da onda na rebentação (H_b) e do seu desvio angular em relação à linha de costa (α_b).

$$\bar{v}_l = 1.17\sqrt{g H_b} \operatorname{sen}\alpha_b \operatorname{cos}\alpha_b \quad (42)$$

A função de Komar prevê a velocidade das correntes longilitorais no sector central da faixa de surf tendo sido validada com dados medidos em laboratório e em praias naturais, no entanto não tem em consideração a presença de ventos de

geração local como factor de amplificação da velocidade nem as variações locais na maré.

As correntes de fuga (*rip*) representam um fluxo concentrado de água transversal à linha de costa. Embora se registre um condicionamento na distribuição vertical das velocidades de circulação, induzido pela fricção e percolação no fundo, este fluxo não se encontra verticalmente limitado.

As correntes de fuga têm início no sector interno da faixa de surf e propagam-se em direcção à faixa de transformação, interrompendo localmente as linhas de rebentação. São normalmente compensadas por fluxos transversais contrários de menor magnitude e alimentados por correntes longilitorais presentes na faixa de surf, dando origem a células de circulação.

As células de circulação dependem dos gradientes de altura das ondas na faixa de rebentação. Um dos processos que mais contribuem para o aumento destes gradientes é a refração das ondas através da concentração energética das ondas em determinados sectores da praia. Segundo Short (1985), o espaçamento entre correntes de fuga parece aumentar com o aumento da altura da onda na rebentação e, conseqüentemente, com o aumento a largura da faixa de surf.

Outro factor que parece afectar determinantemente a intensidade das correntes de fuga é a maré. Brander (1999) e Brander & Short (2001) conduziram um conjunto de experiências numa praia natural medindo velocidades momentâneas das correntes de fuga. Os resultados revelaram uma forte dependência entre a velocidade de circulação interna das correntes e o estado da maré, sendo máxima durante a baixa-mar.

Como se referiu as correntes de fuga não apresentam, por definição, uma limitação vertical, facto que as distingue das correntes de retorno (*undertow*).

A frequência e magnitude das correntes de retorno são determinadas pelo gradiente de pressão existente na faixa de surf. Este gradiente de pressão é condicionado pela forma como a dissipação de energia das ondas após o colapso é distribuída ao longo da faixa de surf. Estes gradientes de dissipação energética

implicam a existência de fluxos de água em direcção à linha de costa, compensados por correntes de fundo em direcção à linha de rebentação.

A faixa de ressaca corresponde, por ventura, à melhor definição de limite entre o ambiente marinho e o ambiente continental.

A posição de absoluto interface terra-mar condiciona a sua dinâmica morfológica, que se encontra dependente da amplitude momentânea da maré, do produto do colapso das ondas na faixa de rebentação e da conseqüente elevação no nível de água local na faixa de surf e das características dos sedimentos que a compõem.

O balanço das forças hidrodinâmicas em presença dita o tipo de dinâmica erosiva ou acrecionária ao longo do perfil de praia. É afectado pelas correntes de afluxo e refluxo que possuem magnitudes distintas, verificando-se velocidades no fluxo superiores na corrente de afluxo.

O balanço energético na faixa de ressaca é em parte determinado pelo tipo de perfil em presença, desempenhando o declive da face da praia elevada relevância. Os perfis próximos do estado reflectivo possuem uma resposta mais rápida e menos selectiva a ligeiras mudanças nos parâmetros hidrodinâmicos que os influenciam nesse momento, devido à fraca eficiência na dissipação da energia das ondas (Guza e Thornton, 1982).

De entre os vários processos hidrodinâmicos presentes na faixa de ressaca salienta-se:

- a turbulência associada à fase terminal de propagação das ondas após o colapso (Puleo *et al.*, 2000; Butt *et al.*, 2004);
- a infiltração e exfiltração (Turner & Masselink, 1998);
- a advecção sedimentar devido a ressaltos hidráulicos condicionados pela morfologia local (Jackson *et al.*, 2004);
- forças tangenciais ascendentes e descendentes, resultado das correntes de afluxo e refluxo.

A importância da previsão dos níveis de afluxo tendo por base parâmetros morfológicos e hidrodinâmicos foi estabelecida por Holman (1986) e mais tarde

confirmada por Nielsen & Hanslow (1991), sendo possível expressar a altura atingida pela corrente de afluxo no perfil de praia como a soma entre a elevação máxima relativamente ao nível da maré (eq. 41) e a altura atingida pela corrente afluxo (Komar, 1998):

$$R_{2\%}^T = \bar{\eta}_{max} + R_{2\%} = 0.36g^{0.5} \tan \beta H_0^{0.5} T \quad (43)$$

onde $R_{2\%}^T$ corresponde ao valor da altura máxima do afluxo no perfil apenas excedido em 2% das ocorrências.

Mais tarde Stockdon *et al.* (2006) propuseram novas formulações empíricas para o limite altimétrico máximo atingido pela corrente de afluxo (*runup*), numa tentativa de melhorar o modelo de Holman (1986). No caso de $\xi_0 > 3$ a formulação genérica do *runup* corresponde à equação 44, sugerindo os autores que esta pode ser utilizada em todos os tipos de perfis excepto sob condições dissipativas ($\xi_0 < 3$). Neste caso, a previsão da altura máxima da corrente de afluxo pode ser melhorada utilizando a equação (45).

$$R_{2\%} = 1.1 \left(0.35\beta_f (H_0 L_0)^{0.5} + \frac{[H_0 L_0 (0.563\beta_f^2 + 0.004)]^{0.5}}{2} \right) \quad (44)$$

$$R_{2\%} = 0.043(H_0 L_0)^{0.5} \quad (45)$$

onde β_f corresponde ao declive do perfil de praia.

As formulações empíricas de Stockdon *et al.* (2006) resultam da análise de várias séries de dados de experiências realizadas entre os anos 1982 e 1997 nos Estados

Unidos da América e na Holanda, cobrindo totalmente o espectro de estados possíveis do perfil de praia (reflectivo, intermédios e dissipativo).

2.3. Propriedades, forças e modos de transporte de sedimentos

O transporte sedimentar ao longo do perfil de praia ocorre através da acção de dois agentes fundamentais na dinâmica morfológica destes sistemas litorais, a água e o vento. No entanto, a elevada quantidade de formulações que descrevem este movimento de partículas no litoral é um indicador do nível de incerteza existente face à forma como as propriedades físicas do meio actuam sobre os sedimentos definindo o seu repouso ou movimento.

As propriedades físicas regularmente consideradas para uma aproximação quantitativa ao transporte de partículas na sua dimensão espacial e temporal envolvem uma parametrização das propriedades físicas dos sedimentos, do(s) fluído(s) e das condições associadas ao movimento do fluido.

A movimentação de partículas nestes ambientes é iniciada sempre que a força do fluido água ou ar supera as forças da gravidade e de fricção associadas ao ponto de repouso de cada partícula.

Uma das propriedades dos sedimentos mais importantes, e também uma das mais estudadas, é a sua dimensão, no entanto, a sua densidade, forma e arredondamento são igualmente propriedades fundamentais na explicação da morfologia do perfil de praia.

As propriedades dos sedimentos de praia são determinadas, no essencial, por três factores que explicam os espectros encontrados em determinado sistema:

- ▶ A fonte sedimentar condiciona o fornecimento de sedimentos de dimensões e densidades adequadas para o transporte na faixa litoral, tendo em conta as condições hidrodinâmicas características do local. Segundo as fontes sedimentares, grande parte das partículas presentes no perfil de praia podem ser consideradas terrígenas ou biogénicas;
- ▶ O nível energético da ondulação ao longo de todo o perfil é responsável pelo potencial de mobilização sedimentar, podendo originar diferenciações nos parâmetros texturais dos sedimentos inter e intra-sistemas de praia, conforme as características de exposição à ondulação dominante de determinado troço de litoral;
- ▶ O declive da plataforma continental interna influencia o trânsito sedimentar longilitoral e as trocas de sedimentos entre os perfis imerso e emerso, podendo determinar a quantidade de sedimentos exportados para fora do sistema.

A disposição das partículas no espaço e a porosidade a elas associada condicionam em conjunto a forma como as ondas e correntes interagem com o fundo, podendo definir localmente a distribuição dos fluxos energéticos associados à incidência de ondas e a velocidade das correntes longilitorais no caso dessa incidência ser oblíqua à linha de costa (Bodge, 1989; Kamphuis *et al.*, 1986; Komar & Inman, 1970; Osborne & Greenwood, 1993). Assim, para além das propriedades dos sedimentos, existem também um conjunto de características do fluido água ou ar relevantes para compreender a mobilidade sedimentar, nomeadamente a sua densidade, a sua viscosidade e as propriedades associadas ao seu movimento como a velocidade, a aceleração e o tipo de fluxo, laminar ou turbulento (Masselink & Hughes, 2003).

O modo de transporte dos sedimentos ao longo do litoral é condicionado pela actuação simultânea de várias forças que, combinadas, definem o início do movimento das partículas sedimentares. De entre as mais importantes podem salientar-se a força da gravidade, actuando no plano vertical descendente relativamente ao centro de gravidade da partícula, a força de elevação, actuando

no sentido contrário, e a força de arraste, actuando tangencialmente ao plano horizontal.

Os modos de transporte de sedimentos podem dividir-se entre transporte em suspensão e transporte de carga de fundo, distinguindo-se, no essencial, pela regularidade com que as partículas estão em contacto com o fundo.

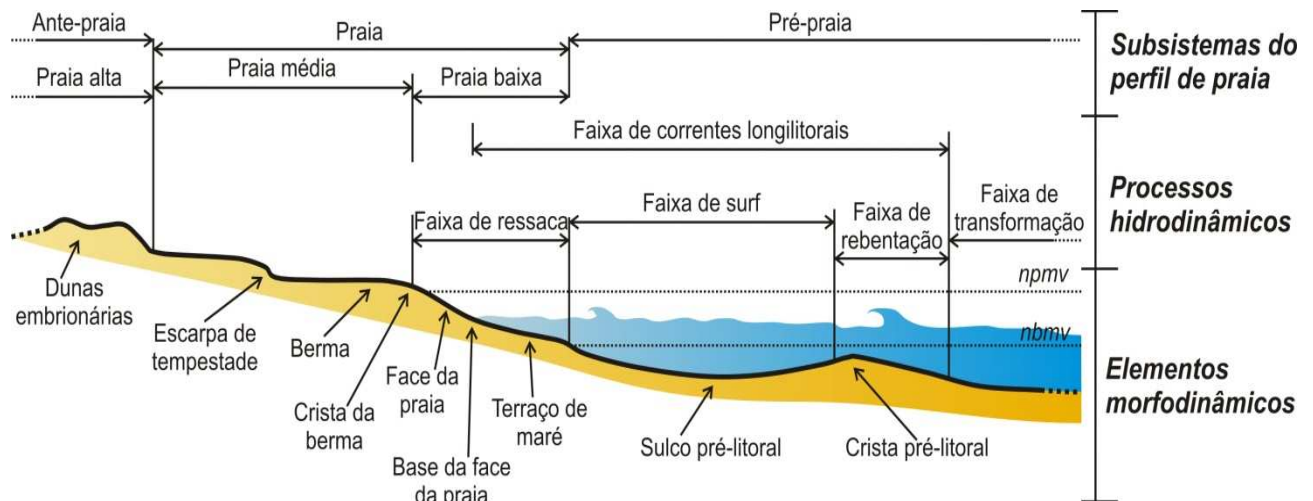
No caso do transporte de carga de fundo, as partículas movimentam-se por rolamento ou arrastamento, implicando um contacto permanente como o fundo, ou por saltação, contactando com o fundo de forma intermitente. O transporte de sedimentos em suspensão implica um movimento das partículas sem contacto permanente com o fundo, resultado da elevada turbulência do fluido (Fredse & Deigaard, 1992).

2.4. Terminologia adoptada no estudo das praias

O estudo da dinâmica de praias é, hoje, um tema de investigação pluridisciplinar com abordagens distintas e muitas vezes complementares ao mesmo objecto de estudo. A terminologia própria de cada abordagem torna, por vezes, difícil o entendimento entre os agentes da investigação, sendo necessária uma clarificação face a alguns termos mais utilizados neste trabalho.

No quadro 2.2 apresentam-se de forma sucinta alguns conceitos adoptados no âmbito deste trabalho e que definem o sistema praia. Este sistema litoral é entendido, neste estudo, como um sector costeiro constituído pela acumulação de materiais detríticos não consolidados terrígenos e biogénicos. Embora se considere a existência de duas componentes distintas do sistema, a sub-aérea e a submersa, o trabalho agora apresentado recairá essencialmente sobre o sector emerso do perfil de praia.

Quadro 2.2 – Definição do sistema praia, incluindo os processos hidrodinâmicos dominantes e os elementos morfodinâmicos. *npmv* – nível da preia-mar viva; *nbmv* – nível da baixa-mar viva. (adaptado de Moreira, 1984; Komar, 1998; Short, 1999; Masselink & Hughes, 2003)



Subsistemas do perfil de praia	Pré-praia:	Faixa de baixo declive sempre submersa, estendendo-se para o largo a partir do <i>nbmv</i> ;
	Praia baixa:	Faixa de declive elevado localizado entre o ponto mais elevado atingido pela corrente de afluxo em maré alta e o ponto mais baixo do refluxo em maré baixa. Engloba a face da praia e, quando presentes, a crista da berma e o terraço de maré, podendo considerar-se que corresponde à faixa de ressaca;
	Praia média:	Zona da praia, localizada atingida pelas correntes de afluxo e refluxo em condições de elevado hidrodinamismo, podendo por isso apresentar escarpas de tempestade.
	Praia alta:	Superfície da praia emersa atingida pelas ondas em episódios de extremo hidrodinamismo, localizada entre o limite interno do sistema (ex: duna ou arriba) e a praia média e podendo conter dunas embrionárias colonizadas de forma muito irregular.
Processos hidrodinâmicos	Faixa de transformação:	Faixa litoral localizada entre o ponto em que se inicia a interacção das ondas de circulação livre com o fundo e a faixa de rebentação. No que respeita ao transporte sedimentar e à dinâmica morfológica do perfil, pode delimitar-se externamente pelo ponto da profundidade de fecho;
	Faixa de rebentação:	Sector do perfil de praia onde as ondas se tornam instáveis e entram em colapso, podendo coexistir mais do que uma linha de rebentação, dependendo da morfologia de fundo, do período e do comprimento da onda;
	Faixa de surf:	Faixa da praia associada à ondulação pós-rebentação, estendendo-se entre a linha de rebentação mais próxima da linha de costa e a faixa de ressaca;
	Faixa de ressaca:	Sector a barlar da berma sujeito à alternância de correntes de afluxo e refluxo, normalmente correspondente à face da praia (swash zone);
	Faixa de correntes longilitorais:	Sector costeiro constituído pelas faixas de rebentação, de surf e parte externa da faixa de ressaca onde, pela incidência oblíqua das ondas, são geradas grande parte das correntes responsáveis pelo transporte sedimentar longilitoral.

Quadro 2.2 – Continuação.

Elementos morfodinâmicos	Crista pré-litoral:	Crista arenosa submersa, disposta em número variável paralelamente à linha de costa no sector submerso da praia. Corresponde a uma forma contínua ou descontínua, dependendo dos modos de circulação local, podendo ficar exposta em casos de baixa-mar viva extrema;
	Sulco pré-litoral:	Depressão paralela à linha de costa que separa o terraço de maré da crista pré litoral interna e/ou duas cristas sucessivas;
	Terraço de maré:	Sector do perfil de fraco ou nulo declive localizado na praia baixa, entre a base da face da praia e o sulco pré-litoral;
	Base da face da praia:	Ponto de separação entre a face da praia e o terraço de maré, por vezes atingido pela rebentação;
	Face da praia:	Sector declivoso e planar do perfil de praia normalmente localizado entre a crista da berma e o terraço de maré, encontrando-se sujeito à acção das correntes de afluxo e refluxo durante a baixa-mar;
	Crista da berma:	Extremidade barlamar da berma que delimita este sector sub-horizontal do perfil, na praia média, do sector mais declivoso associado à face da praia, na praia baixa;
	Berma:	Sector do perfil da praia média de reduzido declive, formado pela acumulação de sedimentos por acção das ondas. Pode apresentar um ligeiro aclave no sector sotamar. A presença de várias bermas no perfil é comum e testemunha a ocorrência de vários episódios de acreção.
	Escarpa de tempestade:	Corte vertical no perfil de praia associado à acção das ondas de tempestade. O seu posicionamento no perfil encontra-se frequentemente acima da face da praia, podendo o perfil exibir múltiplas escarpas associadas a eventos distintos.
	Dunas embrionárias:	Formas de acumulação eólica de materiais arenosos presentes na praia alta, normalmente de pequenas dimensões e descontínuas, podendo apresentar uma cobertura esparsa de vegetação.

CAPÍTULO 3: METODOLOGIA GERAL

3.1. Aquisição de dados morfológicos

3.1.1. Implementação e monitorização de perfis de praia

A característica mais evidente dos sistemas de praia é o seu elevado dinamismo morfológico. Este dinamismo deve-se à constituição das praias por material solto e não ancorado na vegetação como é o caso das dunas litorais.

A dinâmica dos sistemas de praia depende, em grande parte, das mudanças na quantidade e direcção da energia que chega ao sistema através do clima de agitação marítima local. O clima de agitação marítima local é aqui entendido como o conjunto dos parâmetros que caracterizam a ondulação incidente no sistema, como sejam os parâmetros característicos das ondas (altura significativa, altura máxima, período médio, período máximo e direcção de propagação), a maré e as correntes longilitorais e transversais. Assim, uma mudança na altura, período ou direcção da ondulação incidente, incluindo a maré, terá consequências morfológicas ao longo de todo o perfil de praia. Estes serão adiante designados de elementos forçadores.

O sistema poderá atingir um perfil que se encontre em equilíbrio com as condições ambientais presentes, no entanto, trata-se de uma condição muito raramente observável em praias naturais. Nestes sistemas, a conjugação entre a escala em que variam os factores que explicam a sua morfologia (sub-horária) e a rápida resposta dos materiais constituintes da praia não permite que o sistema atinja o referido perfil de equilíbrio (Komar, 1998). Este encontra-se, assim, em constante mudança, reajustando o seu declive e forma às mudanças nos parâmetros sedimentares e do clima de agitação marítima local, tratando-se de um mecanismo natural de dissipação de energia. Esta dinâmica aparentemente instável pode significar que o sistema se encontra em equilíbrio dinâmico com as condições ambientais em permanente mudança.

A monitorização constitui uma forma de quantificar a dinâmica das praias, ilustrando os factores e processos a ela associados que se pretendem estudar. A

quantificação dessa dinâmica é essencial para o conhecimento do espectro de estados energéticos que o sistema pode atingir e como reage a impulsos distintos. A amplitude das mudanças registadas é um indicador fundamental na prevenção de riscos no litoral e nas acções de gestão local deste tipo de sistemas.

A escala a que se pretende a análise condiciona as técnicas a utilizar na aquisição dos dados. Por exemplo, as respostas dos sistemas de praia aos elementos forçadores variam, na escala temporal, entre as dezenas de segundos (conjuntos de ondas) e as dezenas de anos (ciclos nos parâmetros atmosféricos que determinam os padrões de ondulação), ou, espacialmente, entre as dezenas de centímetros (*ripples*) e as dezenas de quilómetros, quando se consideram os sistemas de praia como elementos constituintes de uma célula litoral.

Com o objectivo de registar a dinâmica morfológica do sistema optou-se pela realização de perfis de praia sequenciais. Os transeptos de praia representam uma das maneiras mais elementares e já clássicas de descrição da forma transversal deste sistema litoral. A fiabilidade dos resultados relativamente à magnitude da dinâmica do sistema e o baixo custo das campanhas tornam-nos numa técnica expedita de aquisição de dados pontuais da morfologia da praia emersa, apesar de consumidora de tempo.

O levantamento sequencial de perfis transversais permite, quando sobrepostos, a comparação de vários parâmetros de caracterização, nomeadamente da largura da praia, da sua forma, do seu declive e das variações volumétricas a que o sistema está sujeito. Estas duas últimas variáveis são particularmente importantes porque, em conjunto com os dados da ondulação incidente e da dinâmica sedimentar, permitem deduzir muitos dos processos actuantes na praia.

A monitorização da dinâmica morfológica das praias através de transeptos consiste na aquisição de um conjunto de pontos de posicionamento horizontal e vertical, alinhados transversalmente à orientação da linha de costa. Os perfis encontram-se ancorados em pontos fixos no terreno onde, normalmente, já não existe influência da hidrodinâmica marinha. Desta forma, os perfis são

sobreponíveis durante os sucessivos levantamentos. O número e posição dependem do objectivo do estudo, no entanto, tendem-se a incluir as áreas morfologicamente mais activas (Trindade *et al.*, 2006a).

A escala espacio-temporal em que ocorre o fenómeno que se pretende medir condiciona toda estratégia de implementação de um programa de monitorização. Este pretende-se detalhado em relação a todas as modificações ocorridas no sistema, mas também realista em relação à disponibilidade de equipamentos, à logística envolvida e ao tempo necessário para efectuar as medições.

Tendo em conta estes condicionalismos, foi necessário determinar a periodicidade dos levantamentos e, em cada praia, o posicionamento, a quantidade, o espaçamento e a extensão dos perfis (Quadro 3.1).

Procurou-se monitorizar todos os sistemas quinzenalmente, coincidindo as campanhas com as marés vivas da lua nova e da lua cheia. A elevada amplitude da maré permitiu quase sempre que os perfis fossem prolongados até cotas inferiores ao nível médio das águas do mar. Entre 2004 e 2006 foram monitorizados 279 perfis, recorrendo inicialmente a um sistema de posicionamento global com correcção diferencial pós-processamento (dGPS), único equipamento disponível à data, e posteriormente a uma estação total (Quadro 3.2). As lacunas existentes na realização das campanhas (Quadro 3.2) ficaram a dever-se à inclusão de dados do período experimental de implantação do programa de monitorização (2004), que se verificou serem perfeitamente fiáveis, e à impossibilidade de monitorização em segurança, garantindo o registo de pontos abaixo do nível médio do mar em todos os perfis.

Tornou-se também necessário adequar o posicionamento dos perfis em relação à dimensão do sistema e ao objecto da monitorização. No caso das praias estudadas, procurou-se obter dados espacialmente detalhados, concentrando as medições no sector central das praias (fig. 3.1). Neste sector, o espectro direccionado da ondulação incidente é provavelmente mais alargado, uma vez que a presença de vários pontos de refração das ondas nos limites rochosos das referidas praias

estreita o espectro direccional nos limites do sistema e pode corresponder a um factor adicional de dissipação energética.

Quadro 3.1 – Perfis de praia.

Praias	Posicionamento	Nº.	Extensão média (m)	Distância média entre perfis (m)
S ^{ta} . Rita	Central	5	136,467	35,805
Azul	Central	6	112,586	36,000
Lizandro	Central	5	184,180	25,000

Quadro 3.2 – Campanhas de monitorização.

nºP – número de perfis; Am Sed – número de amostras superficiais de sedimentos recolhidas; Instr – instrumentação (dGPS = sistema de posicionamento global com correcção diferencial pós-processamento; ET = estação total).

Praia de S ^{ta} . Rita				Praia Azul				Praia da Foz do Lizandro			
Data	nºP	Am Sed	Instr	Data	nºP	Am Sed	Instr	Data	nºP	Am Sed	Instr
28.11.06	5	3	ET	29.11.06	6	3	ET	27.11.06	5	3	ET
				12.07.06	6	4	ET				
				26.06.06	6	4	ET				
14.06.06	5	3	ET	13.06.06	6	2	ET	12.06.06	5	2	ET
28.05.06	5	4	ET	26.05.06	6	3	ET	25.05.06	5	3	ET
14.05.06	5	4	ET	15.05.06	6	4	ET	12.05.06	5	5	ET
31.03.06	5	5	ET	30.03.06	6	4	ET	29.03.06	5	5	ET
16.03.06	5	5	ET	14.03.06	6	5	ET	15.03.06	5	5	ET
01.03.06	5	5	ET	28.02.06	6	5	ET	02.03.06	5	5	ET
				27.02.03	6	5	ET				
15.02.06	5	5	ET	14.02.06	6	3	ET	13.02.06	5	5	ET
				31.01.06	6	5	ET	30.01.06	5	5	ET
17.01.06	5	4	ET	16.01.06	6	4	ET	15.01.06	5	4	ET
04.01.06	5	5	dGPS	02.01.06	6	4	dGPS	03.01.06	5	5	dGPS
17.12.05	5	5	dGPS	16.12.05	6	5	dGPS	15.12.05	5	5	dGPS
04.12.05	5	5	dGPS	03.12.05	6	4	dGPS	02.12.05	5	3	dGPS
								16.11.05	5	4	dGPS
								04.11.05	5	4	dGPS
				18.10.05	5	3	dGPS	19.10.05	5	5	dGPS
								11.10.05	5	5	dGPS
				19.09.05	5	5	dGPS	20.09.05	3	5	dGPS
				22.08.05	5	4	dGPS				
								13.12.04	5	5	dGPS
30.10.04	5	5	dGPS								
16.10.04	5	-	dGPS								
21.03.04	5	8	dGPS								
Total	75	66		111	76			93	83		

O número de perfis a monitorizar (Quadro 3.1) foi determinado pelo tempo de levantamento dos pontos de cada transepto na faixa entre marés (≈ 20 minutos), durante as marés vivas quinzenais.

O tempo de levantamento dos pontos dependeu essencialmente do tipo de aparelho utilizado (dGPS ou estação total) e da complexidade morfológica presente na faixa entre marés.

Inicialmente todas as praias foram monitorizadas ao longo de cinco perfis, denominados de norte para sul de P1 a P5 (Fig. 3.1). Na praia Azul foi necessário, posteriormente, acrescentar um transepto devido à maior extensão deste sistema. O perfil adicional foi localizado a sul do P5, próximo de um sector onde ocorrem frequentemente galgamentos oceânicos.

Utilizou-se o critério morfológico para o levantamento dos pontos ao longo de cada perfil, concentrando o levantamento de pontos junto de sectores onde a variação do declive era superior e dispersando o mesmo em áreas planas e com menor variação morfológica.

A representatividade da área monitorizada em relação à dimensão do sistema constitui um factor a ter em conta no planeamento das campanhas. No caso das praias em estudo este valor representou sempre mais de 22% da área total da praia (Quadro 3.3), tendo atingido 29,2% na praia de S^{ta}. Rita.

O espaçamento entre perfis foi condicionado pela necessidade de registar a dinâmica da berma e da face da praia, nomeadamente no que diz respeito à formação de crescentes de praia. Embora se procurasse um espaçamento fixo entre perfis da ordem dos 20m, tal facto não foi possível devido a constrangimentos na escolha/colocação dos pontos de ancoragem, tendo-se privilegiado elementos já existentes para ancorar e orientar os perfis (Quadro 3.1 e Fig. 3.1).

Na praia de S^{ta}. Rita procurou-se aproveitar a existência de postes de electricidade, localizados na base do sector sotavento da duna, e de uma vedação do parque de estacionamento contíguo à praia como pontos de referência na orientação dos

perfis (Figs. 3.2 e 3.3). Posteriormente, os postes de electricidade foram retirados por se encontrarem em risco de destruição por acção do mar. A georreferenciação dos pontos de ancoragem, obtida nos levantamentos anteriores, permitiu a recolocação de estacas de forma a orientar o perfil segundo os pontos de ancoragem anteriores.

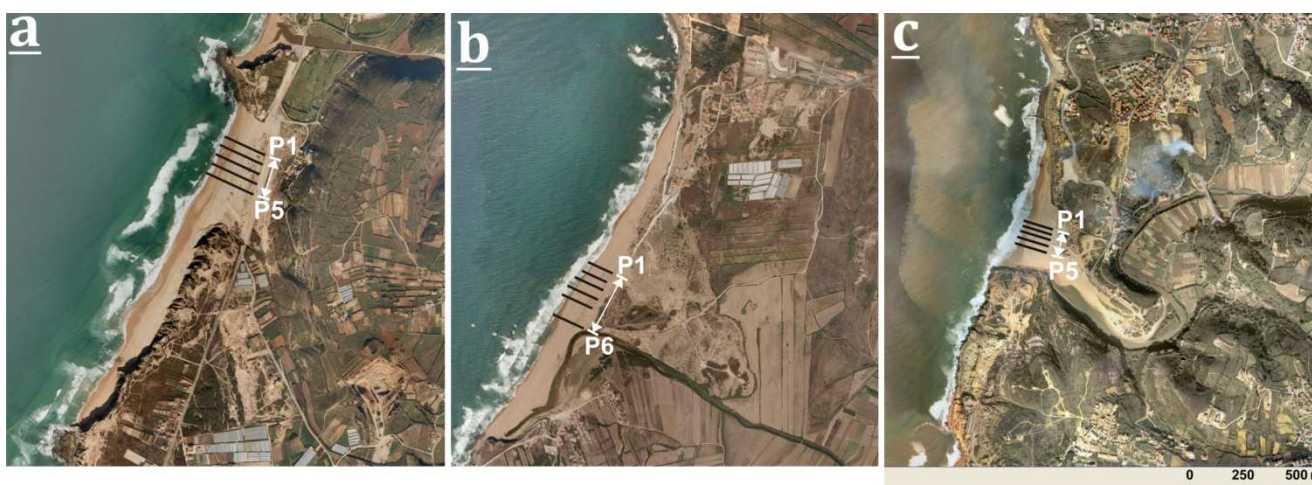


Figura 3.1 – Localização dos perfis nas áreas de estudo.
a – Praia de St^a. Rita; b – Praia Azul; c – Praia da Foz do Lizandro.

Quadro 3.3 – Área monitorizada por sistema de praia.

Praias	Área monitorizada (m ²)	Praia (m ²)	Área monitorizada no sistema (%)
St ^a . Rita	33 003,24	113 019,27	29,2
Azul	32 055,51	140 304,22	22,9
Lizandro	23 751,23	93 126,07	25,5

A falta de estruturas pré-existentes na praia Azul obrigou à instalação de quatro pontos de ancoragem permanentes na duna (Fig. 3.2), cuja forma quadrangular com 20m de lado serviu de base ao P3 e ao P4. A partir destes pontos foi possível orientar e posicionar quatro pontos base a norte e quatro a sul, determinando os pontos de orientação do P1, P2, P5 e P6 (Fig. 3.3).



Figura 3.2 – Elementos de orientação e pontos de ancoragem dos perfis.

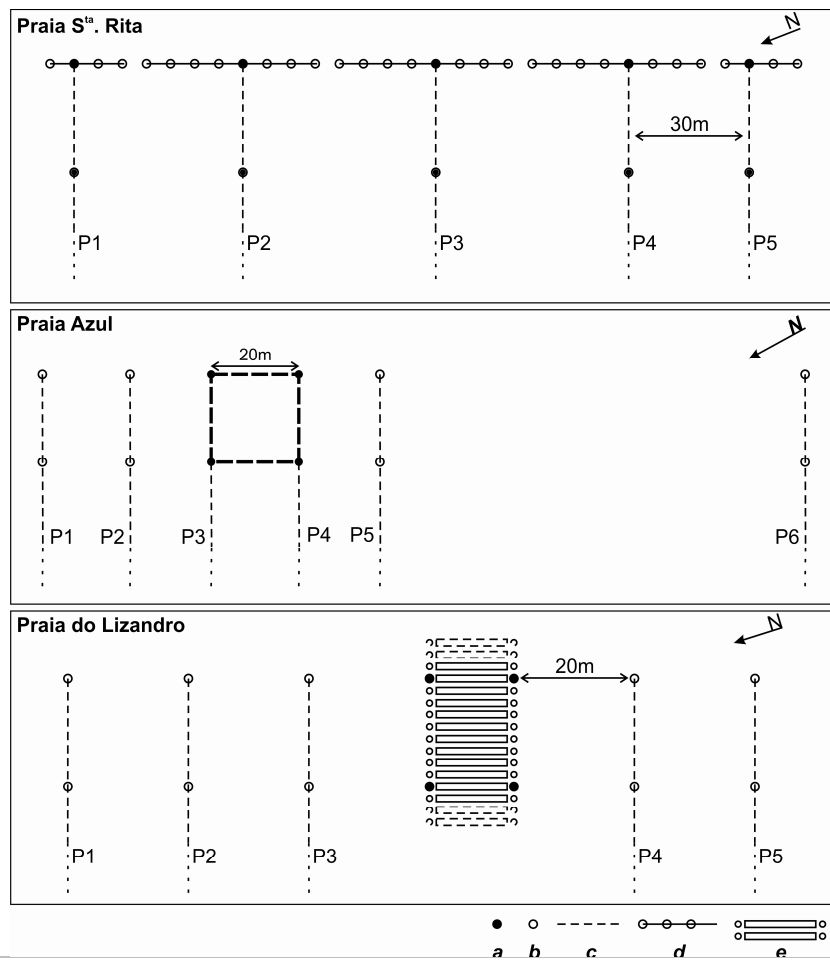


Figura 3.3 – Esquema de posicionamento dos pontos de ancoragem e orientação dos perfis. a – ponto fixo de ancoragem; b – ponto de ancoragem alinhado; c – perfil de praia; d – vedação do parque de estacionamento; e – passagem de praia.

O passadiço central de acesso à praia, disposto transversalmente à linha de costa, serviu de ponto de alinhamento dos cinco perfis da praia do Lizandro (Fig. 3.2 e 3.3). Os perfis encontram-se alinhados paralelamente ao passadiço, dispendo-se

em intervalos regulares de 20m medidos a partir deste para norte (P1, P2 e P3) e para sul (P4 e P5).

3.1.2. Monitorização e tratamento da informação do dGPS

As metodologias mais utilizadas para monitorizar praias recorrem normalmente a técnicas de elevada fiabilidade de medição directa sobre a superfície a monitorizar (GPS – *global positioning system* – ou estação total) ou de medição remota, utilizando aeronaves ou satélites (fotografias aéreas, ortofotomapas e radares ou lasers altimétricos).

Com já se referiu o levantamento dos perfis foi efectuado com recurso inicial a um dGPS, tendo sido possível, posteriormente, adquirir uma estação total no âmbito do projecto CARDUNE (PPCDT/CTE-GEX/59643/2004).

O dGPS e a estação total encontram-se entre os equipamentos mais utilizados na monitorização de sistemas litorais arenosos, possuindo vantagens e desvantagens no seu uso (Baptista, 2006; Trindade *et al.*, 2006b) (Quadro 3.4).

Salientam-se o baixo custo das campanhas e a reduzida necessidade de recursos humanos como vantagens comuns às duas técnicas. A obrigatoriedade de contacto visual entre o aparelho e o prisma para a realização das medições é, provavelmente, um os maiores obstáculos à utilização da estação total, facto parcialmente atenuado pela rapidez na medição dos pontos (tipicamente < 5s) e pela elevada fiabilidade das medições.

O processamento dos dados do dGPS implica numa primeira fase a sua correcção diferencial e, posteriormente, a conversão dos dados corrigidos do sistema de coordenadas globais GPS para um sistema local.

O dGPS utilizado nos levantamentos até ao início de 2006 (marca: Ashtech Reliance, sub-meter system) possui leitura de 12 canais paralelos (L1, código C/A) e é capaz de recolher dados em modo estático e cinemático, sendo a fiabilidade anunciada pelo fabricante nas coordenadas horizontais de 35cm a 50cm após a correcção diferencial.

Quadro 3.4 – Vantagens e desvantagens na utilização do dGPS e da estação total na monitorização de sistemas litorais arenosos. (extraído de TRINDADE *et al.*, 2006b)

dGPS (pós-processamento)	Estação total
<ul style="list-style-type: none"> • <u>Necessário um indivíduo para realizar a monitorização;</u> • <u>Levantamento 24h por dia, independentemente das condições atmosféricas;</u> • <u>Dispensa trabalho de campo prévio;</u> • O erro registado durante a campanha não é constante, • Indisponibilidade de dados corrigidos em tempo real; • Baixo custo das campanhas; 	<ul style="list-style-type: none"> • Necessários pelo menos dois indivíduos para realizar a monitorização; • Obrigatoriedade de contacto visual entre o aparelho e o prisma; • Necessita determinação prévia das coordenadas dos pontos de referência; • <u>Medição de elevada fiabilidade;</u> • <u>Dados em tempo real;</u> • Baixo custo das campanhas;

As coordenadas obtidas em cada leitura correspondem ao centro de fase da antena. Desta forma, é necessário introduzir a distância do centro de fase à base da antena e a dimensão do bastão de transporte para que se determine correctamente e de forma automática as coordenadas do ponto junto ao solo.

Os dados da estação itinerante, relativos aos perfis de praia, foram adquiridos em modo cinemático, correspondendo a cada ponto um tempo de permanência de 60 segundos com um intervalo de aquisição de 1 segundo.

Entre todos os parâmetros controláveis durante a aquisição dos dados, o número de satélites e o PDOP (*Positional Dilution Of Precision*) são os mais importantes,

sendo possível criar no receptor um limite para além do qual não são recolhidos dados.

O PDOP corresponde a um valor numérico de ajuste geométrico da constelação de satélites visíveis no horizonte. Esta função de ajuste varia ao longo do tempo à medida que as relações geométricas entre os satélites se alteram, resultado das suas órbitas independentes. Quanto mais baixo o valor do PDOP mais precisos serão os dados recolhidos, sendo que normalmente existe uma estreita dependência entre o número de satélites disponíveis e o valor do PDOP.

Tendo em conta o tipo de receptor e a fiabilidade prevista pelo fabricante, tentou-se obter sempre os dados mais precisos, estabelecendo o limite máximo do PDOP no valor 3 e o limite mínimo de 6 satélites disponíveis para o levantamento dos pontos ao longo dos perfis de praia.

Os dados adquiridos foram posteriormente corrigidos com os dados de uma estação base através do *software* Reliance Processor 4.0, fornecido pelo fabricante.

O conceito de correcção de dados baseia-se na noção de que os erros de posicionamento do receptor base, registados num determinado ponto conhecido e a determinada hora, são correlativos dos erros da área envolvente.

Estes erros de leitura devem-se essencialmente ao efeito de retardação e refacção ionosférica e troposférica na transmissão das ondas rádio entre os satélites e a unidade receptora, mas também podem estar relacionados com a reflexão do sinal em superfícies próximas do receptor, com erros nas órbitas dos satélites ou com erros nos relógios do receptor ou dos satélites.

A indisponibilidade de um segundo aparelho que funcionasse como estação base, posicionada num ponto com coordenadas conhecidas nas proximidades da área de estudo, obrigou à utilização dos dados de uma estação base pública.

As duas estações base mais próximas das áreas de estudo, que disponibilizavam dados diários para correcção, localizam-se em Cascais, junto ao marégrafo (estação

base do Instituto Geográfico Português - IGEO), e em Lisboa, no Instituto Superior Técnico (IST) (Quadro 3.5).

A estação de Cascais encontra-se mais próxima do que a estação de Lisboa (2 a 3 km), no entanto a análise do posicionamento corrigido dos pontos de ancoragem nas praias de St^a. Rita, Azul e Lizandro, adquirido em modo estático durante 30 minutos, mostra uma relação não linear entre a distância à estação base e a fiabilidade dos dados do levantamento (Fig. 3.4).

O desvio padrão, normalmente utilizado para medir a dispersão dos pontos durante a aquisição de um posicionamento, diminui entre a praia do Lizandro e a praia Azul, indicando um aumento na fiabilidade x , y e z . Por outro lado, o valor mais elevado do desvio padrão regista-se na determinação da latitude na praia do Lizandro, a mais próxima das estações base. A disponibilidade de satélites e o valor do PDOP durante os levantamentos não foi constante, beneficiando os posicionamentos adquiridos na praia Azul (Fig. 3.4). Assim, neste caso, a fiabilidade no posicionamento parece depender, em grande medida, do aumento na disponibilidade de satélites e da diminuição do valor do PDOP e não da distância à estação base. Optou-se, assim, pela estação base do IST por possuir o menor intervalo de aquisição de dados disponibilizado.

A utilização do *software* Reliance Processor 4.0 torna a correcção dos dados da estação itinerante num processo relativamente simples e expedito. Inicialmente, consiste na conversão dos ficheiros da estação base, publicados no formato “universal” RINEX, em ficheiros de formato ASHTECH.

A informação disponibilizada pela estação do IST é composta por dois ficheiros, correspondentes às observações (*.01o) e à navegação (*.01n) durante uma hora. Após a obtenção dos ficheiros em formato ASHTECH é possível calcular as correcções aos dados recolhidos em cada campanha pela determinação dos erros identificados na estação base.

Quadro 3.5 – Distância aproximada entre as estações base e as áreas de estudo e intervalo de aquisição dos dados para correcção.

	Cascais – IGEO (km)	Lisboa – IST (km)
Praia de Sta. Rita	54	52
Praia Azul	45	47
Praia do Lizandro	28	33
Intervalo de aquisição disponibilizado (s)	30	2

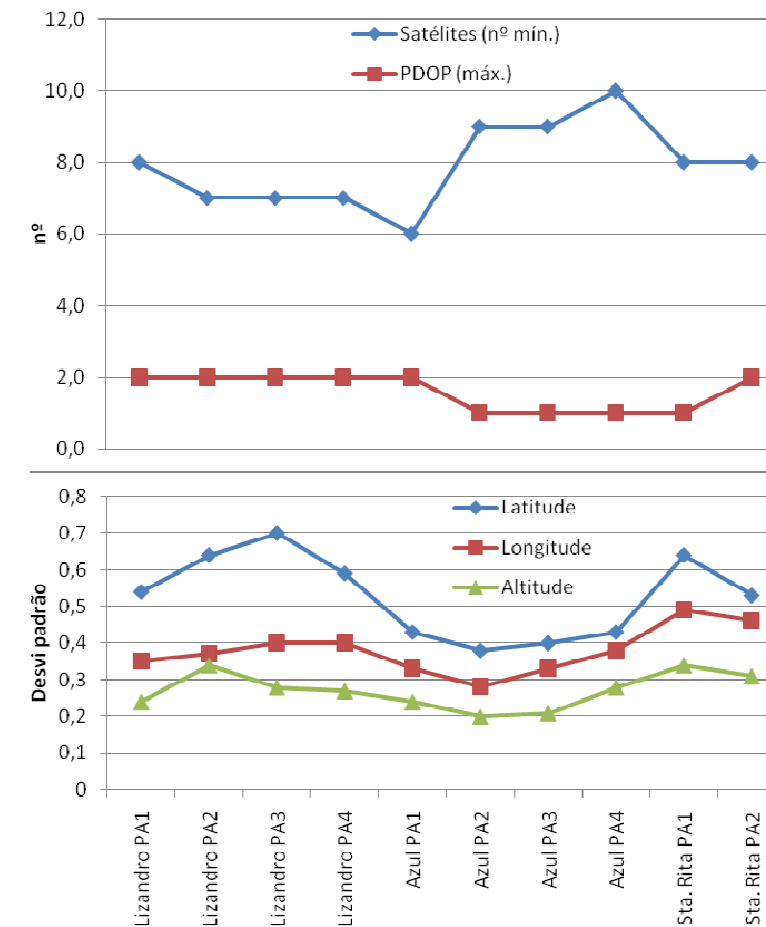


Figura 3.4 – Dados dGPS dos pontos de ancoragem (PA), adquiridos em 12-01-2006.

Segundo USACE (2003), a correcção diferencial das posições GPS é determinante na sua fiabilidade, podendo resultar na eliminação de erros grosseiros de posicionamento. Em termos absolutos, a recolha de pontos sem correcção diferencial é mais precisa na determinação das coordenadas planimétricas (x, y) do

que na altimetria (z). Esta variação pode ser significativa, podendo registar-se valores de incerteza de x e y entre os 10m e os 30m (USACE, 2003).

Com o objectivo de quantificar essas diferenças realizaram-se duas campanhas com dGPS na praia do Lizandro nos dias 30-01-2006 e 25-05-2006. Os dados recolhidos e tratados confirmam a tendência anteriormente descrita, podendo verificar-se que as distâncias entre valores com e sem correcção diferencial são bastante superiores no caso das posições verticais (Quadro 3.6).

A maior disponibilidade de satélites e o valor de PDOP mais baixo verificados no dia 25-05-2006 influenciaram a diminuição das diferenças médias e do desvio à média encontrados nos dados de posicionamento horizontal após a sua correcção (Quadro 3.6 e Fig. 3.5). As diferenças no posicionamento não são constantes ao longo das campanhas e a utilização de dados não corrigidos anula todos os procedimentos de alinhamento dos perfis na praia, não garantindo a sobreposição de medições entre campanhas e, por isso a comparação de resultados.

Após a correcção dos dados é necessário proceder à conversão das coordenadas corrigidas em *World Geodetic System 84* (WGS84) para os *datum* planimétrico e altimétrico locais.

O *datum* geodésico global WGS84 é utilizado pelo sistema GPS para a determinação de coordenadas geográficas e altimetria num elipsóide próprio. O elipsóide WGS84 tem como base o modelo gravitacional da Terra e caracteriza-se por possuir o mesmo potencial gravítico em qualquer ponto da sua superfície.

Optou-se por utilizar o *datum* local associado ao sistema de quadrícula quilométrica de projecção Gauss sobre o elipsóide Internacional (Heyford), posicionada pelo *datum* de Lisboa. Este sistema, também conhecido pelo sistema de coordenadas militares, deriva do sistema Hayford-Gauss-Lisboa, estabelecido no território na década de 30.

O sistema de coordenadas militares possui a sua origem num ponto fictício, a Sudoeste de Portugal continental. Este ponto é o resultado da translação do ponto

central, localizado no vértice geodésico da Melriça, para Oeste (200 000m) e para sul (300 000m) (Catalão, 1997; Gaspar, 2000; IGEOE, 1998).

Quadro 3.6 – Distâncias no posicionamento horizontal (h) e vertical (v) entre dados dGPS com e sem correcção diferencial, nas campanhas de 30 de Janeiro e 25 de Maio de 2006.

	Méd.(m)	Mín.(m)	Máx.(m)	σ (m)	Satélites	
					disponíveis(méd)	PDOP(méd)
30-01-2006 _h	8,1	0,6	19,9	4,7	7,5	1,3
30-01-2006 _v	11,4	0,8	33,9	9,2	7,5	1,3
25-05-2006 _h	2,6	0,7	5,1	1,0	8,9	1,2
25-05-2006 _v	22,1	14,8	30,9	4,5	8,9	1,2

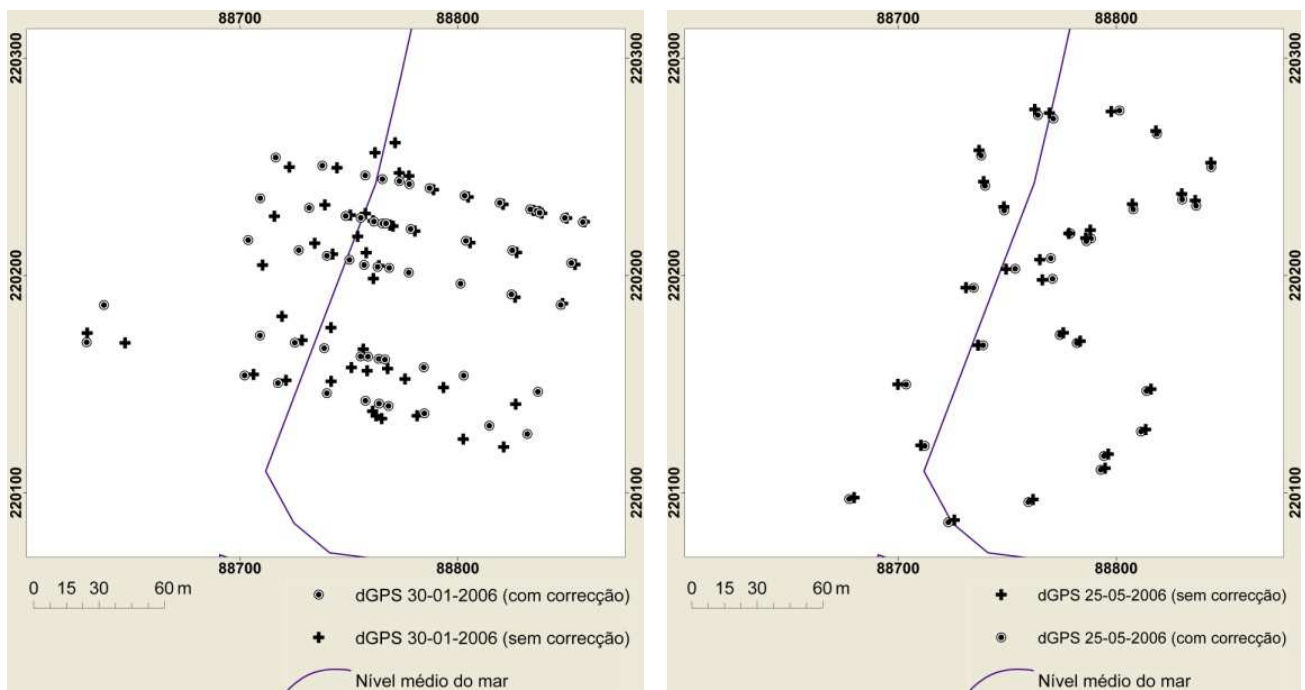


Figura 3.5 – Correção diferencial dos dados dos perfis de praia, na Praia da Foz do Lizandro. Os pontos indicam os dados corrigidos e as cruzes os valores sem processamento. (adaptado de Trindade *et al.*, 2006b).

A transformação das coordenadas WGS84 em coordenadas militares foi realizada com o auxílio da ferramenta disponibilizada no sítio do Instituto Geográfico do Exército (<http://www.igeoe.pt/coordenadas/trans.aspx>).

Os parâmetros de transformação não são divulgados pelo Instituto, mas grande parte das transformações seguem os modelos de Molodensky ou de Bursa-Wolf, sendo de esperar uma incerteza inferior a 1m no território de Portugal continental, contabilizada no posicionamento horizontal. Como se verá mais adiante, esta diferença esperada parece não se reflectir de forma evidente nos resultados do posicionamento GPS corrigido e transformado para o sistema de coordenadas militares.

O posicionamento vertical foi também alvo de conversão das altitudes elipsoidais medidas pelo dGPS em altitudes ortométricas, relativas ao *datum* vertical estabelecido pelo marégrafo de Cascais.

A utilização do método geométrico para determinação da posição local do geóide, medindo directamente as distâncias entre as diferentes superfícies, torna obrigatório o conhecimento da ondulação local do elipsóide de referência (WGS84) relativamente ao geóide.

À escala global as diferenças entre a posição do geóide e do elipsóide podem atingir mais de 100m (Featherstone *et al.*, 1998). Porém, em áreas restritas ($\pm 1\text{km}^2$), a modelação do elipsóide torna-se mais simplificada, negligenciando-se os efeitos da ondulação do geóide e assumindo-se que possui uma superfície plana à escala local (Featherstone *et al.*, 1998; Marreiros, 2002 citado por Baptista, 2006; USACE, 1996). A modelação destes dois elementos é essencial para a determinação da altitude ortométrica de cada ponto, podendo esta ser expressa da seguinte forma:

$$H \approx h - N \quad (46)$$

onde H é a altitude ortométrica do ponto de referência com coordenadas conhecidas, tendo-se recorrido aos vértices geodésicos mais próximos dos locais de estudo, h é a altitude local do elipsóide, medida com a estação itinerante no vértice geodésico em modo estático durante 30 minutos e N a altitude local do geóide, a subtrair a todos os dados recolhidos ao longo dos perfis.

No caso da praia de Sta. Rita e da praia do Lizandro, os vértices geodésicos mais próximos localizam-se respectivamente a 950m (vértice geodésico de Valongo) e a 750m (vértice geodésico de São Julião), tornando possível esta abordagem na conversão do posicionamento vertical durante as campanhas (Quadro 3.7).

Apesar de constituir uma área restrita, a praia Azul não possui um vértice geodésico junto do local de levantamento (Quadro 3.8), facto que obrigou a interpolar a ondulação local do geóide. A altitude local do geóide foi aferida através da medição directa com dGPS, em modo estático durante 30 minutos, dos pontos conhecidos mais próximos.

Quadro 3.7 – Altitudes ortométrica, do elipsóide WGS84 e do geóide nas praias de Sta. Rita e do Lizandro. *d* – distância aproximada aos pontos de ancoragem.

Praias	<i>x</i> (m)	<i>y</i> (m)	<i>H</i> (m)	<i>h</i> (m)	<i>N</i> (m)	<i>d</i> (m)
Sta. Rita (V. G. Valongo)	95187,860	245471,380	112,480	166,361	53,881	950
Lizandro (V. G. São Julião)	89005,180	219434,580	90,680	144,158	53,478	750

Os dados de *N* foram então calculados individualmente e, posteriormente, interpolados por regressão polinomial de primeira ordem (fig. 3.6), pressupondo que em pequenas áreas a superfície do geóide é plana (Featherstone *et al.*, 1998).

Foram ainda determinados os valores residuais de *N* nos vértices geodésicos resultado do método de interpolação utilizado (Quadro 3.8), verificando-se diferenças nos valores interpolados de ordem centimétrica ou melhor numa área de cerca de 14km².

Os resultados obtidos parecem estar de acordo com a projecção do modelo do geóide do território de Portugal proposto por Catalão *et al.* (2003) e com os resultados obtidos por Antunes *et al.* (2003) para o baixo vale do Tejo.

Apesar de constituir um método simples e expedito quando aplicado a áreas restritas, com um reduzido número de pontos conhecidos, existem algumas limitações a ter em conta quando se determina a altitude do geóide através do método geométrico.

As medições iniciais da altitude elipsoidal e ortométrica dependem da fiabilidade dos instrumentos utilizados.

Quadro 3.8 – Coordenadas e altitudes ortométrica (H), do elipsóide WGS84 (h) e do geóide (N) próximo da praia Azul. d – distância aproximada aos pontos de ancoragem; Δ – valor residual da interpolação por regressão polinomial de 1ª ordem.

Vértice geodésico	x (m)	y (m)	H (m)	h (m)	N (m)	Δ (m)	d (m)
Alto da Vela	91336,31	240385,32	78,51	132,331	53,821	0.005699761	1878
Poço	92796,96	238940,30	69,15	122,951	53,801	-0.010090176	1973
Sequeira	93381,48	236908,88	48,89	102,683	53,793	0.008486569	3045
Covas	91553,53	236640,44	54,07	107,819	53,749	-0.005206896	2054
Casalinho	89997,37	236264,96	91,86	145,587	53,727	0.001110743	2471

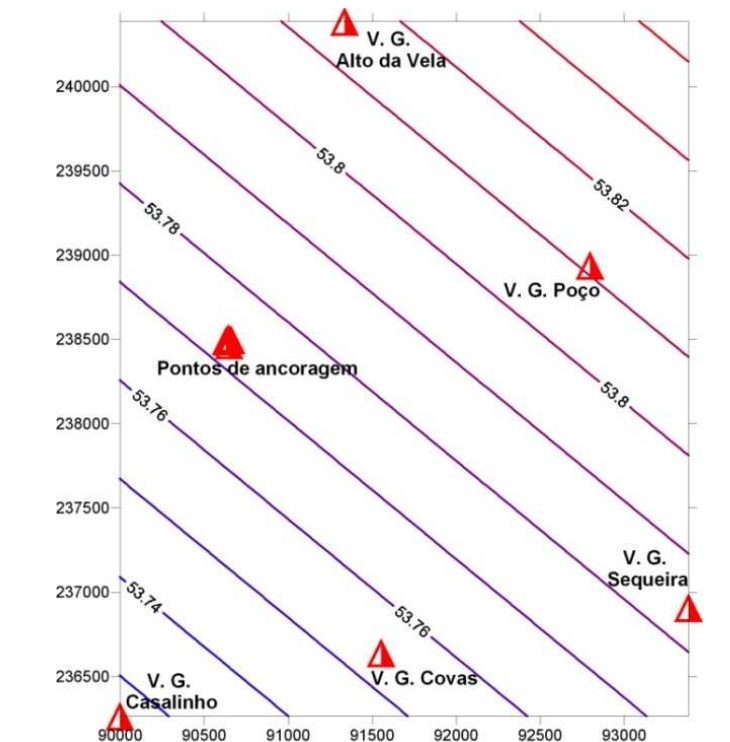


Figura 3.6 – Ondulação local do geóide (N), junto à praia Azul.

As imprecisões associadas a estas medições podem distorcer o modelo geométrico do geóide, transmitindo os erros a todas as medições efectuadas posteriormente com dGPS. No entanto, estima-se que a influência deste tipo de erros não compromete a coerência dos dados obtidos, uma vez que os mesmos não são cumulativos, mas servem de referência constante para o cálculo das altitudes ortométricas durante as campanhas de monitorização.

Por definição a interpolação associada ao modelo local do geóide apenas pode ser aplicada à área contida entre os pontos conhecidos que serviram de base para o cálculo do valor inicial de N , ou seja, a extrapolação do modelo para áreas contíguas sem medições de h , acarreta imprecisões grosseiras associadas à não linearidade da variação da superfície do geóide.

3.1.3. Monitorização e tratamento da informação da estação total

A estação total utilizada desde o início de 2006 (marca: NIKON DTM-522), possui uma fiabilidade divulgada pelo fabricante de 4 mm + 2 ppm multiplicada pela distância de medição.

A fiabilidade divulgada é muitas vezes aferida em condições óptimas de utilização, correspondendo aos valores máximos de exactidão que o aparelho pode disponibilizar.

Os levantamentos no litoral possuem várias fontes de erro que induzem um nível de incerteza superior ao divulgado pelo fabricante.

Como já se referiu, existem erros associados às limitações de medição dos aparelhos empregues a que acrescem imprecisões relacionadas com o operador do aparelho e com o portador da mira.

Embora o alcance da lente seja suficiente para realizar medições a mais de um quilómetro, a definição do ponto que representa o centro da mira diminui com a distância, introduzindo variações nos valores angulares verticais e horizontais.

O portador da mira pode também influenciar as medições ao controlar o enterramento do bastão da mira na areia da praia. Esta fonte de erro produz efeitos semelhantes à anterior na determinação dos ângulos. O portador da mira pode ainda influenciar a inclinação do bastão, introduzindo uma fonte de erro adicional na medição da distância entre a estação total e a mira.

Existe ainda uma fonte de erro potencial associada à metodologia empregue no levantamento dos pontos ao longo do perfil. No presente estudo utilizou-se o critério morfológico em detrimento da equidistância entre pontos para a monitorização dos perfis. Este tipo de metodologia garante a sobreposição de perfis mas inviabiliza a coincidência na medição de cada ponto ao longo das campanhas.

A realização de testes adicionais nos locais de levantamento para determinação do erro esperado é essencial na definição da fiabilidade das medições. Neste sentido foram realizadas 80 medições em 4 pontos de controlo localizados na praia do Lizandro a distâncias diferentes da estação total e sobre o piso móvel (composto por areia da praia e sem estabilização do prisma) e sobre piso duro (com o prisma estabilizado) (Quadro 3.9). As distâncias a que se procedeu à medição sistemática de pontos são representativas das condições de medição durante as campanhas, variando entre 12m e 530m.

O erro máximo esperado é de 4,7cm na determinação das coordenadas horizontais e de 2,6cm no posicionamento vertical. Estes valores são semelhantes aos divulgados em vários estudos de controlo de dados que realizam a monitorização da dinâmica de praias e dunas através de uma estação total (Gomes & Garcia, 2002; Huang *et al.*, 2002; Sá-Pires *et al.*, 2002).

Quadro 3.9 – Erros esperados em medições com estação total NIKON DTM-522 sobre piso duro e em areia de praia (intervalo de confiança = 95%). Valores apresentados em centímetros.

Prisma	Distância ao prisma (m)	x_{95}	x_{σ}	y_{95}	y_{σ}	z_{95}	z_{σ}
<i>Prisma estável em piso duro</i>	12	0,100	0,073	0,100	0,065	0,100	0,038
	530	3,900	1,889	0,600	0,274	2,600	1,284
<i>Prisma móvel sobre areia de praia</i>	92	4,000	1,929	3,600	1,757	0,400	0,186
	525	3,000	1,482	4,700	2,290	1,400	0,697

A curtas distâncias (até 100m), pode afirmar-se que existe uma clara influência do tipo de piso sobre o qual são realizadas as campanhas. Os erros esperados na determinação das coordenadas x , y e z são sempre superiores em piso móvel e sem estabilização do prisma (Quadro 3.9). Neste tipo de piso, a determinação das coordenadas horizontais apresenta maior dispersão em torno da média ($x_{\sigma}=1,929$; $y_{\sigma}=1,757$) quando comparada com os valores da altimetria ($z_{\sigma}=0,186$), sugerindo uma maior influência da inclinação do bastão em relação ao enterramento do mesmo na areia da praia.

A relação verificada quanto ao tipo de piso em curtas distâncias parece não se confirmar em medições x , y e z a mais de 500m. Com o aumento da distância de medição x e y deixam de ter uma relação clara com o tipo de piso e z apresenta resultados mais satisfatórios nas piores condições de medição, ou seja sobre a areia de praia e sem estabilização do prisma. Tal facto encontra-se relacionado com a inclusão de mais um factor de incerteza relacionado com a diluição da definição do ponto central da mira no óculo da estação total. Possivelmente o aumento dos factores que contribuem para o erro na medição e, principalmente, da sua magnitude faz aumentar o cariz aleatório dos mesmos.

Salienta-se, no entanto, que os erros esperados se encontram em qualquer situação abaixo dos 5cm, denunciando a elevada fiabilidade das medições.

3.1.4. Comparação de resultados do dGPS e estação total

A utilização de duas técnicas distintas (dGPS e estação total) na monitorização dos perfis de praia exige que se afira a comparabilidade dos resultados obtidos e que se valide a metodologia empregue.

A forma mais simples de comparar os resultados das duas técnicas consiste em proceder a medições simultâneas no local de estudo, empregando a metodologia utilizada durante as campanhas de monitorização.

Durante a campanha de 30-01-2006 procedeu-se a um levantamento de controlo na praia do Lizandro, utilizando o dGPS e a estação total em simultâneo para medir cada ponto ao longo dos 5 perfis. Os dados do dGPS foram adquiridos com uma média de 7,5 satélites e um PDOP médio de 1,3. Os posicionamentos obtidos foram alvo da correcção diferencial, tendo por base dados da estação de Lisboa (IST), da conversão das coordenadas originais WGS84 para o sistema local de coordenadas militares e da transformação das altitudes elipsoidais em altitudes ortométricas, segundo o valor já referido de $N = 53,479\text{m}$. Desta forma, os dados recolhidos com os dois aparelhos ficaram associados ao mesmo sistema de coordenadas (Gauss – Elipsóide Internacional) e ao mesmo *datum* (Lisboa).

Posteriormente determinaram-se todas as distâncias entre os 57 pontos nos vários perfis, com base nos dados dos posicionamentos horizontais com dGPS e estação total (Quadro 3.10).

Para a determinação das distâncias entre pontos recorreu-se à ferramenta *Hawth's Tools for ArcGis*. Por fim, foram comparadas as altimetrias de cada ponto, determinadas através das duas técnicas (Quadro 3.11).

As diferenças no posicionamento horizontal entre as técnicas dGPS e estação total são, em média inferiores a 0,226m ($\pm 0,216$). A diminuição dos valores médios das diferenças entre o P1 e o P5 fica a dever-se ao aumento, durante a campanha, do número de satélites e à diminuição do valor do PDOP, o que contribuiu para a recolha de dados mais precisos.

Quadro 3.10 – Distância inclinada entre pontos por perfil na praia do Lizandro, 30-01-2006 (valores em metros). P^x – ponto inicial de medição de distância; $P^{x'}$ – ponto final de medição de distância; Δ – diferença absoluta entre pontos.

P^x	$P^{x'}$	P1			P2			P3			P4			P5		
		dGPS x,y	ET x,y	Δ z	dGPS x,y	ET x,y	Δ z	dGPS x,y	ET x,y	Δ z	dGPS x,y	ET x,y	Δ z	dGPS x,y	ET x,y	Δ z
0	1	21,730	21,536	0,193	22,871	22,521	0,350	23,675	23,638	0,037	73,015	72,952	0,063	74,135	73,862	0,274
1	2	20,219	20,691	0,472	17,244	17,404	0,160	13,152	13,065	0,086	16,315	16,472	0,157	15,693	15,978	0,285
2	3	8,063	7,946	0,118	6,901	6,946	0,045	10,506	10,550	0,044	13,717	13,699	0,019	22,966	22,750	0,216
3	4	7,830	7,040	0,790	6,350	6,568	0,218	7,211	7,604	0,393	17,144	17,387	0,243	18,002	18,054	0,052
4	5	4,792	5,056	0,264	3,927	4,094	0,167	6,213	5,937	0,276	8,333	7,902	0,431	6,355	6,331	0,024
5	6	9,514	9,140	0,374	88,646	88,075	0,571	5,322	5,068	0,254	74,677	74,666	0,011	4,531	4,593	0,062
6	7	16,468	16,463	0,004	27,764	27,735	0,029	9,244	9,024	0,220	34,858	35,080	0,222	16,807	16,506	0,301
7	8	16,392	16,237	0,155	21,695	21,751	0,056	24,313	24,312	0,002	18,706	18,808	0,102	30,352	30,392	0,039
8	9	14,337	14,385	0,048	25,982	26,223	0,241	23,877	23,942	0,066	18,170	18,122	0,048	17,828	17,702	0,126
9	10	3,039	3,159	0,120	11,598	11,476	0,122	23,163	23,003	0,160	7,937	7,568	0,369	-	-	-
10	11	1,616	1,356	0,260	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
11	12	11,804	11,866	0,061	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
12	13	8,500	8,421	0,079	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
		\bar{x}	0,226				0,196			0,154			0,167			0,153
		σ	0,216				0,165			0,128			0,147			0,115

Quadro 3.11 – Diferenças no posicionamento vertical com dGPS e estação total na praia do Lizandro, 30-01-2006 (valores em metros).

P^x	P1			P2			P3			P4			P5		
	dGPS z	ET z	Δ z	dGPS z	ET z	Δ z	dGPS z	ET z	Δ z	dGPS z	ET z	Δ z	dGPS z	ET z	Δ z
0	1,096	-1,103	0,007	1,414	1,196	0,218	1,417	1,183	0,234	1,470	1,268	0,202	-1,356	1,123	0,233
1	0,075	0,109	0,184	0,105	0,219	0,114	0,237	0,306	0,069	0,007	0,307	0,300	0,025	0,386	0,361
2	0,496	0,722	0,226	0,506	0,638	0,132	0,570	0,643	0,073	0,633	0,813	0,180	0,642	0,921	0,279
3	0,813	1,370	0,557	1,068	1,072	0,004	1,180	1,293	0,113	1,396	1,583	0,187	1,901	1,973	0,072
4	2,312	2,333	0,021	2,083	1,897	0,186	2,179	2,230	0,051	2,442	2,964	0,522	3,345	2,810	0,535
5	2,581	3,266	0,685	2,719	2,692	0,027	3,047	3,220	0,173	3,840	3,231	0,609	3,512	3,239	0,273
6	3,957	3,865	0,092	3,738	3,621	0,117	4,062	3,655	0,407	3,433	3,687	0,254	3,614	3,502	0,112
7	4,560	4,907	0,347	4,179	4,263	0,084	4,524	4,207	0,317	3,929	3,845	0,084	3,744	3,637	0,107
8	5,006	5,557	0,551	4,614	5,095	0,481	4,748	4,717	0,031	3,975	4,096	0,121	3,580	3,318	0,262
9	5,447	6,144	0,697	4,858	5,144	0,286	4,876	4,808	0,068	3,845	3,794	0,051	3,484	3,091	0,393
10	5,962	6,583	0,621	5,048	5,502	0,454	5,002	5,123	0,121	3,531	3,364	0,167	-	-	-
11	6,465	6,878	0,413	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
12	6,647	6,868	0,221	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
13	6,257	7,195	0,938	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
		\bar{x}	0,397			0,191			0,151			0,243			0,263
		σ	0,286			0,159			0,121			0,175			0,144

Os resultados obtidos nas diferenças altimétricas são ligeiramente menos satisfatórios. Em média não são de esperar imprecisões na determinação da altitude ortométrica com dGPS superiores a 0,397m. Este valor pode melhorar

significativamente se o número de satélites disponíveis for superior a 7, facto verificado nas medições de P2 a P5.

A impossibilidade de leitura da portadora L2, especialmente quando associada à capacidade de resolução de ambiguidades *On-the-Fly*, diminui a fiabilidade na determinação das posições no terreno, uma vez que os erros resultantes da refração ionosférica não são eliminados. No entanto, o nível de incerteza na determinação dos pontos até ao início de 2006 apresentada nos quadros 3.10 e 3.11 e, conseqüentemente, as diferenças posicionais entre as técnicas utilizadas, julgam-se aceitáveis, tendo em conta a magnitude das mudanças morfológicas a que estes sistemas estão sujeitos.

A indisponibilidade de instrumentação que permitisse monitorizar a praia imersa até à profundidade de fecho tornou impossível caracterizar directamente uma boa parte da dinâmica morfossedimentar do sistema, nomeadamente o posicionamento e volume das cristas pré-litorais.

3.1.5. Determinação da volumetria por perfil

O cálculo do volume, a partir dos dados pontuais alinhados transversalmente à linha de costa, exige que se tenha especial atenção aos limites do perfil de praia utilizados e à escolha do método de interpolação a utilizar na transformação dos perfis bidimensionais em tridimensionais.

O sector do perfil de praia considerado para o cálculo dos volumes foi delimitado, na base, pelo zero do nível médio do mar (nmm), referente ao *datum* de Cascais, e no topo pelo ponto de não mobilidade relativa (Ferreira, 1998) das areias por influência da hidrodinâmica marinha. A definição deste ponto tem como objectivo estabelecer uma separação entre processos predominantemente marinhos e de processos eólicos, uma vez que os perfis se prolongaram até ao sector sotavento da

duna nas praias de St^a. Rita e Azul. Assim, a determinação do ponto de não mobilidade relativa baseou-se no sector da praia onde se deixam de observar modificações significativas associadas à hidrodinâmica marinha (Fig. 3.7).

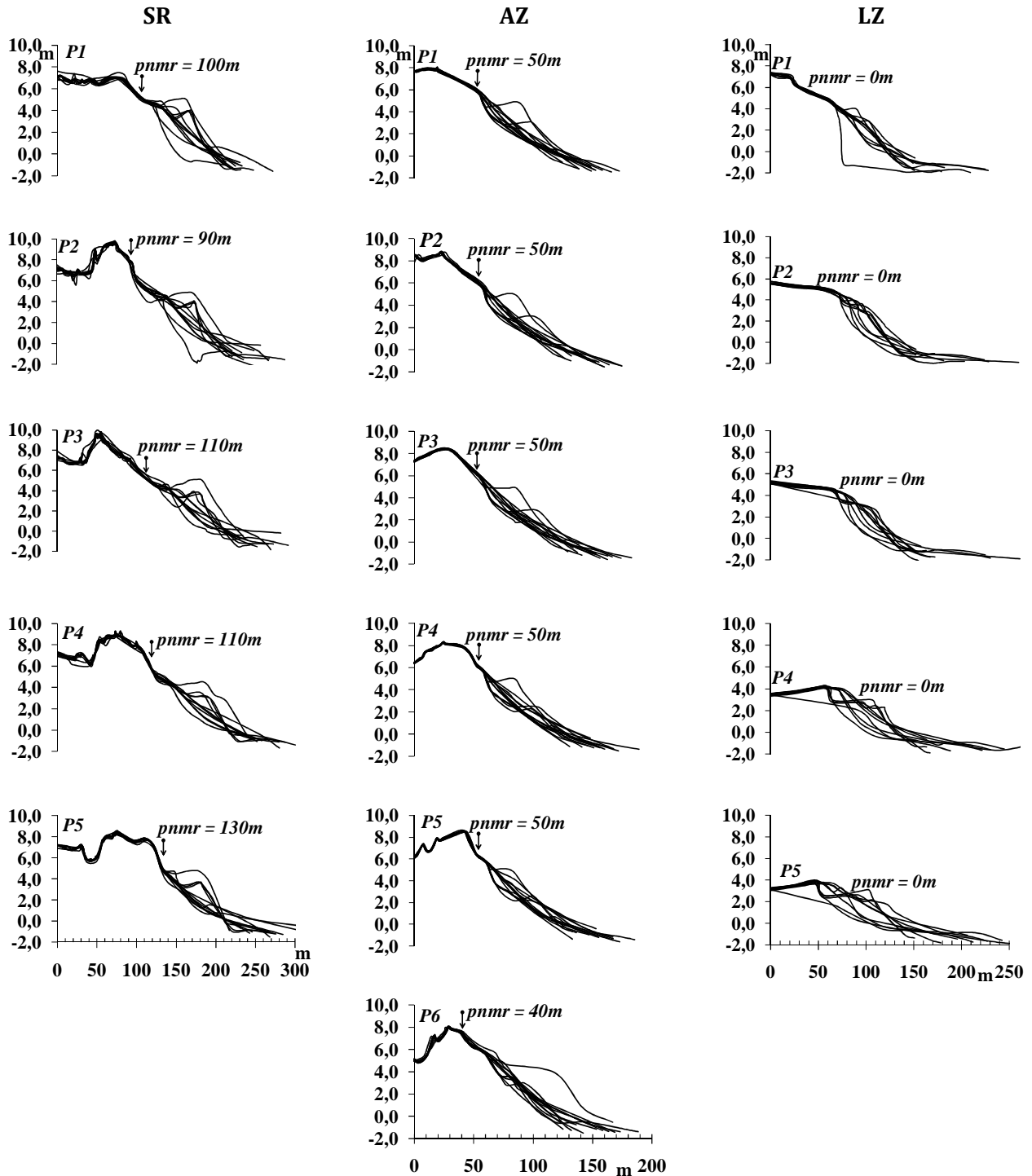


Figura 3.7 – Localização do ponto de não mobilidade relativa (pnmr) nas praias de St^a. Rita (SR), Azul (AZ) e Foz do Lizandro (LZ).

No caso das praias de Sta. Rita e Azul, este ponto corresponde ao limite entre a praia e a base do primeiro cordão dunar ou cordão dunar frontal. Na praia da Foz do Lizandro foi considerado todo o perfil acima dos zero metros (nmm), uma vez que o limite interno da área monitorizada se encontra localizado na praia alta (Fig. 3.7).

Para a determinação do volume de cada perfil foi necessário assumir a sua largura, acrescentando assim o elemento tridimensional aos perfis. A largura assumida do perfil foi de 1m, tendo este valor sido utilizado em todas as campanhas conjuntamente com a altitude (z) e a distância (x) ao início do perfil.

Os dados x , y e z permitiam construir modelos tridimensionais dos perfis essenciais ao cálculo dos volumes, tendo sido testadas várias técnicas de interpolação espacial automática, com o programa *Surfer* (Golden Software), a fim de escolher aquela que melhor representava a realidade medida.

A interpolação espacial de dados corresponde a um processo de estimativa de atributos, em áreas sem amostragem, a partir de dados medidos no terreno. Assume-se que a proximidade dos valores reais é um factor determinante no cálculo dos valores estimados.

O resultado da aplicação das técnicas de interpolação depende em grande parte da quantidade e da distribuição espacial dos dados originais.

A escolha da técnica correcta é, assim, de grande importância, tanto mais que a utilização de diferentes algoritmos por parte das diferentes técnicas torna impossível a comparação directa dos resultados.

Foram consideradas as técnicas da média ponderada pelo inverso da distância, da krigagem, do vizinho mais próximo e da média móvel, sempre como interpoladores exactos, ou seja, assumindo as posições dos pontos originais nos modelos gerados.

Os valores interpolados segundo a média ponderada pelo inverso da distância (\hat{Z}_j) são influenciados pelos valores dos pontos vizinhos, numa lógica de proximidade.

A influência da proximidade nos resultados é estabelecida através do expoente aplicado ao cálculo, ou seja quanto maior o expoente utilizado mais influência se atribui à distância entre pontos (Yilmaz, 2007). O expoente utilizado no presente caso correspondeu a dois.

$$\widehat{Z}_j = \frac{\sum_{i=1}^n \frac{Z_i}{h_{ij}^\beta}}{\sum_{i=1}^n \frac{1}{h_{ij}^\beta}} \quad (47)$$

$$h_{ij} = \sqrt{d_{ij}^2 + \delta^2}$$

onde \widehat{Z}_j representa o valor interpolado j e \widehat{Z}_i os pontos vizinhos, β corresponde ao expoente da distância, h_{ij} representa a distância ponderada entre o ponto estimado j e o ponto vizinho i , d_{ij} corresponde à distância entre o ponto estimado j e o ponto vizinho i e δ representa o parâmetro de ponderação da distância.

A técnica de krigagem (λ) utiliza o mesmo princípio de proximidade. No entanto, o factor de ponderação baseia-se na correlação espacial dos dados. Este factor de desagregação (Soares, 2000) é determinado por uma matriz de covariâncias que agrupa as amostras mais correlacionadas, diminuindo o seu peso individual no modelo.

$$[\lambda] = [K]^{-1} \cdot [M] \quad (48)$$

Onde K corresponde ao factor de desagregação e M refere-se à distância.

Optou-se pela krigagem normal (Soares, 2000) para comparar os resultados, tendo sido utilizado um modelo de variograma composto por uma função de ajuste linear.

A krigagem normal é o algoritmo mais utilizado em geoestatística. Ao contrário da krigagem simples, este é influenciado pelas médias locais e, conseqüentemente, reproduz de forma mais fiável a realidade (Soares, 2000; Nicolau, 2002).

A interpolação de valores segundo a técnica do vizinho mais próximo atribui directamente ao ponto a estimar o valor real espacialmente mais próximo, não assumindo qualquer tendência espacial. A obtenção de dados por interpolação será tanto mais precisa quanto mais regular o espaçamento dos dados.

A média móvel utiliza a média aritmética como estimador aplicada aos vizinhos mais próximos e numa elipse de distância pré-estabelecida. Em grande parte dos casos é usado um círculo como forma de busca de pontos num raio predeterminado (Yilmaz, 2007). No entanto, nos casos em que a distribuição dos dados é longitudinal, como é o caso dos perfis de praia, torna-se necessário favorecer um eixo em detrimento de outro, originando assim uma busca de pontos limitada por uma elipse. No presente caso adoptou-se uma elipse definida por dois raios de 20 e 100 metros, respectivamente.

A comparação de resultados de cada praia exige que o espaçamento da quadrícula seja constante.

A distância entre linhas no modelo tridimensional foi estabelecida com base nos valores médios de distância entre os pontos e de comprimento de todos os perfis realizados numa praia (Quadro 3.12), entre os zero metros (nmm) e o ponto de não mobilidade relativa.

As quadrículas geradas possuem, assim, 8,627m X 1m, na praia de St^a. Rita, 8,004m X 1m, na praia Azul, e 10,784m X 1m, na praia da Foz do Lizandro (Quadro 3.12).

Quadro 3.12 – Distância entre linhas nos modelos tridimensionais.

Praias	Distância média entre pontos (m)	Comprimento médio dos perfis (m)	Distância entre linhas na rede (m)
Sta. Rita	15,819	136,467	8,627
Azul	14,066	112,586	8,004
Lizandro	17,079	184,180	10,784

Numa fase inicial foram comparados visualmente os perfis gerados com base nas várias técnicas de interpolação dos dados originais (Fig. 3.8).

Os referidos perfis correspondem ao perfil central (P3) do conjunto de perfis monitorizados em cada sistema, tomando como exemplo as campanhas de Fevereiro de 2006.

A técnica de interpolação vizinho mais próximo aparenta possuir uma representação mais desfasada da realidade, apresentando as áreas entre pontos de medição através de abruptos não confirmados durante as medições.

A distribuição dos dados originais em linha, e não em mancha, e a sua irregularidade espacial influencia os resultados estimados pelo interpolador na medida em que as relações de vizinhança estabelecidas se encontram limitadas a um eixo.

O cálculo da superfície por interpolação através da média móvel parece também possuir alguns problemas, nomeadamente no exagero altimétrico em relação às restantes representações (Fig. 3.8).

A quantificação das incertezas associadas à aplicação das várias técnicas de interpolação aos dados originais foi efectuada através da determinação dos valores residuais.

A análise pontual dos resíduos implica um aumento progressivo da incerteza em relação ao comportamento dos modelos interpoladores à medida que um ponto extrapolado se afasta do ponto medido que lhe deu origem.

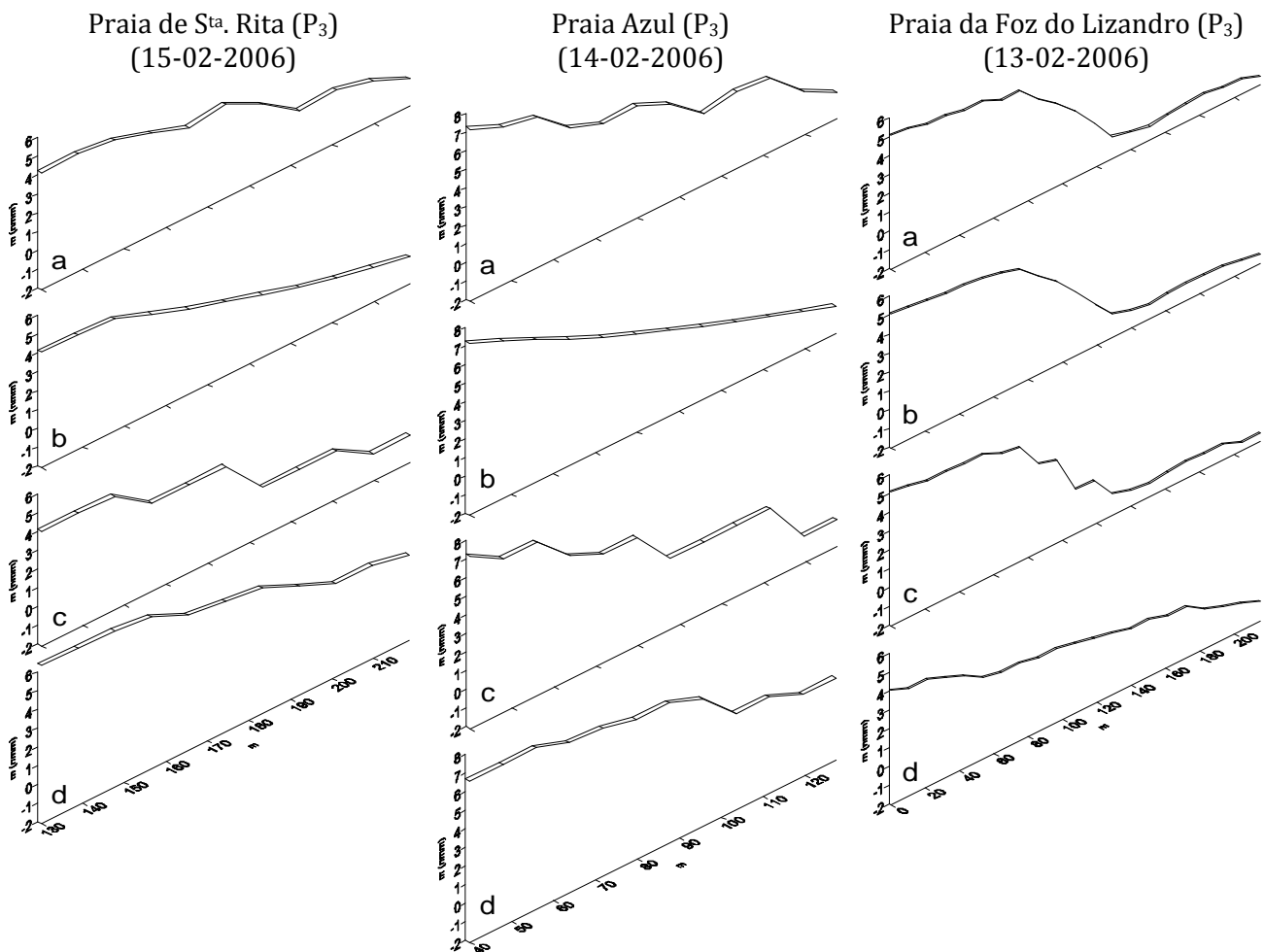


Figura 3.8 – Perfis tridimensionais de praia interpolados a partir dos dados de Fevereiro de 2006. a – média ponderada pelo inverso da distância; b – krigagem; c – vizinho mais próximo; d – média móvel.

Os resíduos, ou as diferenças entre os pontos originais e os pontos interpolados, permitiram diferenciar a aplicação das técnicas de interpolação espacial aos dados recolhidos nos três sistemas, nas campanhas de Fevereiro e Maio de 2006.

Ao escolher as referidas campanhas para testar a aplicação dos interpoladores espaciais tentou-se retratar dois tipos de perfil que regularmente ocorrem nas praias de Sta. Rita, Azul e Foz do Lizandro, ou seja, o perfil intermédio com acumulação de sedimentos na berma (campanha de Fevereiro) e perfil dissipativo (campanha de Maio). Tendo como base estes valores foi calculado o resíduo médio (Quadro 3.13) e os desvios à média dos resíduos (Quadro 3.14).

Quadro 3.13 – Valores residuais médios.

		Média ponderada (inverso da distância) (m)	Krigagem (m)	Vizinho mais próximo (m)	Média móvel (m)
Praia de Sta. Rita	Fev-06	0,098774059	0,014813435	0,000609137	2,682203169
	Mai-06	0,060442567	0,029747516	0,029513117	1,860887711
Praia Azul	Fev-06	0,064093363	0,004771859	0,035153723	1,926528559
	Mai-06	0,116490871	0,047197787	0,033755417	0,934932789
Praia da Foz do Lizandro	Fev-06	0,023406196	0,004322651	0,050692013	0,009126075
	Mai-06	0,030528618	0,012887820	0,080404838	0,098172498
Média		0,065622612	0,018956845	0,038354708	1,251975134

Quadro 3.14 – Desvio padrão dos valores residuais.

		Média ponderada (inverso da distância) (m)	Krigagem (m)	Vizinho mais próximo (m)	Média móvel (m)
Praia de Sta. Rita	Fev-06	0,092717392	0,025230266	0,001362072	0,371250957
	Mai-06	0,114036932	0,098743320	0,099530391	1,123682649
Praia Azul	Fev-06	0,110924260	0,021669166	0,078606114	1,025621291
	Mai-06	0,244184027	0,126234639	0,187212175	1,622997865
Praia da Foz do Lizandro	Fev-06	0,091171439	0,064668762	0,101766260	1,663483245
	Mai-06	0,151088090	0,122066579	0,123014204	1,589170500
Desvio médio		0,134020357	0,076435455	0,098581869	1,232701085

Os valores médios de desvio em relação aos dados originais são mais elevados quando é considerada a média móvel como interpolador espacial. As diferenças altimétricas pontuais podem ultrapassar 2,6m (Quadro 3.13) e em média, nas seis campanhas analisadas, a diferença é superior a 1m. Esta técnica de interpolação

espacial apresenta também os valores mais elevados de desvio em relação à tendência central (Quadro 3.14).

A média ponderada pelo inverso da distância apresenta resultados de ordem submétrica, diferenciando-se bastante da técnica anterior. No entanto, com a krigagem são obtidos os valores médios e de dispersão média dos resíduos mais baixos. Em média, podem esperar - se resíduos de cerca de 19mm com a aplicação do método de interpolação da krigagem (Quadros 3.13 e 3.14).

As diferenças altimétricas registadas entre os valores originais e os valores interpolados têm, naturalmente, influencia nos resultados dos volumes calculados para cada perfil, acrescentando incerteza à análise da dinâmica sedimentar das praias.

Seguindo o pressuposto já assumido de comparação dos resultados das várias técnicas de interpolação, foram calculados os resíduos volumétricos entre a superfície interpolada com os valores originais e a superfície interpolada, tendo em conta os seus resíduos altimétricos (Quadro 3.15).

Quadro 3.15 – Volumes residuais entre as campanhas de Fevereiro e Maio de 2006.

		Média ponderada (inverso da distância) (m ³)	Krigagem (m ³)	Vizinho mais próximo (m ³)	Média móvel (m ³)
Praia de Sta. Rita	Fev-06	-9,397	-1,615	-0,027	-105,318
	Mai-06	5,726	-2,744	-2,268	-109,857
Praia Azul	Fev-06	-5,628	-0,526	1,397	-105,331
	Mai-06	-14,445	-3,444	-0,254	-138,264
Praia da Foz do Lizandro	Fev-06	5,088	1,224	5,159	-6,604
	Mai-06	0,569	1,133	-7,401	25,064
Variação mínima		0,569	0,526	0,027	6,604
Variação máxima		14,445	3,444	7,401	138,264
Variação média		6,809	1,781	2,751	81,740
Diferença acumulada		40,853	10,687	16,505	490,438

A elevada amplitude nos valores dos resíduos volumétricos (Quadro 3.15) demonstra a importância que as várias técnicas de interpolação possuem na fiabilidade dos dados.

A média móvel é o interpolador com resultados menos satisfatórios. Embora nenhuma das técnicas utilizadas possua resíduos submétricos, a krigagem é a que se destaca pelas menores variações médias e máximas.

Confirmam-se assim os resultados obtidos na análise dos resíduos altimétricos (Quadros 3.13 e 3.14), sendo a krigagem o interpolador que melhor expressa as tendências na dinâmica sedimentar dos sistemas da praia de St^a. Rita, praia Azul e praia da Foz do Lizandro.

3.2.Recolha e tratamento de amostras sedimentares

A dinâmica da praia depende, entre outros factores, das mudanças constantes nos parâmetros texturais característicos dos sedimentos desse sistema. A avaliação dessas mudanças permite inferir a persistência ou alternância de processos de transporte sedimentar.

Modificações de curto prazo nos padrões locais do clima de agitação marítima, no declive do perfil de praia e, a longo prazo, nas fontes sedimentares podem alterar por completo os tipos de transporte sedimentar predominantes.

A monitorização dos parâmetros sedimentares das praias torna-se, assim, essencial na caracterização da dinâmica do sistema e na avaliação dos modos de transporte sedimentar predominantes.

Os sedimentos de praia são frequentemente caracterizados de forma simplista através de parâmetros gerais como a média ou a mediana granulométrica, sem que

se tenha em consideração a variabilidade espacio-temporal das suas características.

A avaliação desta variabilidade é essencial para que se registre a totalidade dos espectros granulométricos de cada sistema, particularmente os que se encontram relacionados com a ocorrência de episódios mais energéticos e a sua relação com a morfologia registada.

A implementação do programa de monitorização sedimentar nas praias de St^a. Rita, Azul e Foz do Lizandro decorreu entre os meses de Março de 2004 e 2007 e incluiu a colheita de 225 amostras (Quadro 3.2).

No processo de amostragem recorreu-se à raspagem superficial de cerca de 200g de sedimentos (fig. 3.9).

A amostragem decorreu em simultâneo com a realização dos perfis transversais de praia e ao longo do perfil central (P3) da área monitorizada.



Figura 3.9 – Amostragem dos sedimentos por raspagem da superfície.

O perfil de amostragem foi efectuado nos elementos morfológicos mais activos da praia, ou seja, na crista da berma, na face da praia, na base da face da praia e no terraço de maré, dependendo o programa de amostragem da acessibilidade a estes elementos morfológicos no sector emerso da praia.

O espaçamento entre os pontos de recolha dos sedimentos dependeu da existência e da posição momentânea dos elementos morfológicos amostrados. A face da praia foi o único elemento com amostragem durante todas as campanhas realizadas nas três praias (Quadro 3.16).

Quadro 3.16 – Frequência das amostragens sedimentares nas campanhas de perfilagem das praias.

	Berma	Face da praia	Base da face da praia	Terraço de maré
	(%)	(%)	(%)	(%)
Praia de S ^{ta} . Rita	100	100	93	67
Praia Azul	80	100	85	80
Praia da Foz do Lizandro	100	100	95	75

As lacunas nas amostragens ficaram a dever-se, por um lado, à altura da maré e, por outro, ao tipo de perfil registado à data das campanhas. A altura da maré durante a baixa-mar viva influenciou a amostragem, tornando inacessível o terraço de maré e/ou a base da face da praia, sectores do perfil com um número mais elevado de lacunas de amostragem. A aproximação do sistema a condições dissipativas, resultado de episódios mais energéticos, suprimiu parte dos elementos morfológicos, tornado impossível a colheita de sedimentos na berma, base da face da praia ou no terraço de maré.

Após a colheita, as amostras foram sujeitas ao procedimento laboratorial, realizado no Laboratório de Geografia Física do Centro de Estudos Geográficos, com o objectivo de caracterizar a distribuição granulométrica em classes pré-definidas, o cálculo dos parâmetros estatísticos característicos das amostras e a avaliação das condições de transporte e deposição de cada amostragem.

As amostras foram quarteadas em porções de 60g e lavadas em água desionizada de pH neutro.

Após a lavagem inicial, as amostras foram secas a 60°C e pesadas com uma precisão de 0,01g.

A crivagem a seco de 225 amostras de sedimentos (Quadro 3.2) realizou-se numa coluna de crivos distribuídos em intervalos de $0,5\phi$, entre os diâmetros $-2,0\phi$ (4,0mm) e $4,5\phi$ (0,044mm).

A crivagem dos sedimentos permite caracterizar a distribuição absoluta dos vários diâmetros dos grãos presentes na amostra segundo a dimensão dos seus eixos intermédios. No entanto, a análise dos resultados pode ser condicionada por alguns pressupostos inerentes à técnica utilizada.

O processo de crivagem de sedimentos com auxílio de agitadores mecânicos força a distribuição dos grãos por dimensão em intervalos de classe pré-definidos, assumindo que os sedimentos possuem a mesma densidade e a mesma forma. Este facto pode ser significativo se existir uma elevada variabilidade composicional das amostras, porque a forma e a densidade das partículas influenciam as propriedades hidrodinâmicas de cada partícula e, conseqüentemente, o seu tempo de deposição (Blott & Pye, 2006; Flemming, 2007).

Os sedimentos presentes nas praias do litoral ocidental de Portugal são constituídos predominantemente por grãos de quartzo, reflectindo a composição das principais fontes de sedimentos das grandes bacias hidrográficas da Península Ibérica. A densidade dos grãos é, assim, um pressuposto da técnica que não terá influência significativa nos resultados obtidos.

Os parâmetros característicos dos sedimentos média, desvio padrão (calibração), assimetria e curtose, foram calculados segundo o método dos momentos (Friedman & Sanders, 1978), com o auxílio da folha de cálculo SEDMAC/SEDPC (Henriques, 2004). Optou-se por apresentar os resultados da caracterização em unidades de calibre, convertendo os valores para unidades métricas para utilização nas formulações descritoras do comportamento do perfil de praia e dos processos que nele actua.

O uso destes parâmetros estatísticos apenas é possível em populações com uma distribuição de valores próxima da curva log-normal (Horn & Walton, 2007). As

areias de praia correspondem frequentemente a materiais bem a muito bem calibrados e possuem em geral uma distribuição unimodal, facto que as aproxima deste tipo de distribuição.

**CAPÍTULO 4: CARACTERIZAÇÃO DOS FACTORES ENVOLVIDOS NA
DINÂMICA DAS PRAIAS**

4.1. Marés em Portugal continental

As marés no litoral de Portugal continental são de tipo lunar semi-diurno (constituente lunar semi-diurna M2) e um ciclo de maré completa-se em cerca de 12h25m. Caracteriza-se também pela alternância, aproximadamente quinzenal, entre marés mortas e marés vivas (constituente solar semi-diurna S2).

A onda de maré propaga-se de sul para norte, facto que determina o seu atraso em cerca de 15 minutos entre Cascais e Peniche (Neves, 2004).

O nível médio das águas, registado nas leituras no marégrafo de Cascais, durante o ano de 1998, corresponde a 2,08m acima do zero hidrográfico (ZH). A altura média da preia-mar viva corresponde 3,67m. As amplitudes média e máxima das marés vivas em Cascais correspondem, respectivamente, a 3,08 e a 3,79m (preia-mar viva = 3,86m; baixa-mar viva = 0,07m, Fig. 4.1), tendo-se registado o valor máximo absoluto da preia-mar de 4,03m em 27 de Abril. A amplitude mínima das marés mortas é de 1,08m (preia-mar morta = 2,61m; baixa-mar morta = 1,53m, Fig. 4.1), correspondendo o valor médio a 1,46m.

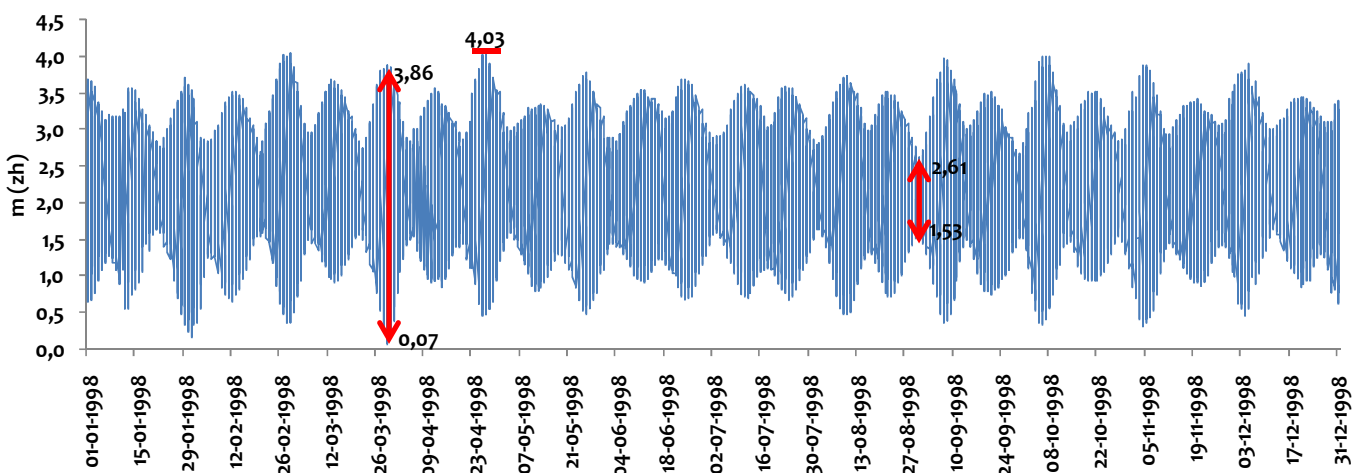


Figura 4.1 – Alturas de maré medidas acima do zero hidrográfico durante o ano de 1998, no marégrafo de Cascais (38°41'39,171"N; 09°25'05,229"W).

4.2. Variações recentes do nível do mar

A subida do nível do mar encontra-se directamente relacionada com as variações climáticas à escala global e, por isso, suscita um elevado interesse não só por parte da comunidade científica, mas também por parte de toda a sociedade. Grande parte da população vive ou desenvolve actividades numa estreita faixa junto à linha de costa (Ramos-Pereira *et al.*, 2006). A especificidade biofísica do litoral suporta grande parte dessas actividades e dos usos desse território, contando-se, entre as mais importantes, as actividades e infra-estruturas associadas à pesca, ao transporte marítimo, à náutica de recreio, aquacultura, ao turismo e ao uso balnear e de lazer desse espaço. (Ramos-Pereira, 2001; Gomes, 2007).

O estudo das variações recentes do nível do mar é complexo pela quantidade de variáveis que contribuem para a sua dinâmica. Estas variações, analisadas numa escala temporal mais alargada, são condicionadas:

- Pela existência de ciclos longos de maré (marés nodais $\approx 18,6$ anos);
- Por factores meteorológicos, através de modificações no padrão de ventos e da distribuição da pressão atmosférica à superfície;
- Por factores climáticos associados à *North Atlantic Oscillation* (N. A. O.);
- Pela circulação oceânica, através da modificação nos padrões de circulação termohalina e das correntes geostróficas;
- Por modificações na esfericidade do fluido, determinadas por alterações na densidade da água devido às variações termohalinas.

Segundo o último relatório do Painel Intergovernamental das Nações Unidas para as Alterações Climáticas (IPCC, 2007) o aquecimento global é inequívoco, registando-se um aumento nas temperaturas médias globais do ar e dos oceanos. Desde 1961, os oceanos absorveram cerca de 80% deste aumento das temperaturas (IPCC, 2007), resultando na sua expansão térmica e contribuindo para uma variação média global positiva no nível da sua superfície. Até ao início do presente século, assumia-se que o processo de expansão térmica dos oceanos era o principal responsável pelo aumento do nível do mar (Houghton *et al.*, 2001), no

entanto, parte desta variação pode também ser atribuída à diminuição do volume de água retida nos continentes e nos pólos, sob a forma de glaciares e de neve. Nerem *et al.* (2006) estimam que, durante a última década, a expansão térmica dos oceanos tenha contribuído directamente para metade da subida registada e que existem evidências de contributos significativos do gelo antárctico, da Gronelândia e de glaciares de montanha.

As últimas estimativas apontam para uma subida média global do nível do mar entre 1961 e 2003 de $1,8\text{mm}\pm 0,5$ /ano (IPCC, 2007), registando-se um aumento muito significativo do ritmo de subida na década de 1993 a 2003 ($3,1\text{mm}\pm 0,7$ /ano). Salienta-se, no entanto, que grande parte dos registos que serviram de base para a determinação da subida do nível do mar na última década resultam de medições efectuadas por altímetros de elevada precisão instalados em satélites (TOPEX/Poseidon e Jason-1) e que a curta duração deste tipo de medições não torna claro se este aumento se deve a uma aceleração efectiva na tendência de subida global do nível do mar ou uma flutuação de década nos registos altimétricos (Nerem *et al.*, 2006).

O estudo de séries maregráficas longas é essencial para a determinação dos níveis médios do mar e para as estimativas da sua dinâmica. A estimativa de tendências de variação secular do nível do mar baseia-se tipicamente em séries de dados com mais de 50 anos, assumindo que o erro padrão esperado não ultrapassa $0,5\text{mm}/\text{ano}$ (Douglas, 1991; Woodworth *et al.*, 1999).

Em Portugal existem vários marégrafos, no entanto, grande parte das séries de dados são ainda consideradas insuficientes para caracterizar tendências de longo prazo. De entre as séries longas existentes salientam-se as séries de Cascais e de Lagos, com dados instrumentais desde 1882 e 1908, respectivamente (Crisóstomo *et al.*, 2005).

Apesar de Portugal possuir um conjunto longo de registos maregráficos em Cascais e em Lagos, o estudo sistemático destas séries apenas surgiu a partir do final da década de oitenta do século passado (Dias & Taborda, 1988; Taborda & Dias, 1989;

Ferreira *et al.*, 1990; Teixeira, 1990; Dias & Taborda, 1992). Dias & Taborda (1988, 1992) estimaram uma subida média do nível do mar baseada nos registos seculares de Cascais de $1,3\text{mm}\pm 0,1/\text{ano}$. Mais tarde, Douglas (1997) refere que este valor rondará $1,8\text{mm}/\text{ano}$, calculando uma taxa de levantamento isostático durante o pós-glaciar (Post Glacial Rebound) de $0,5\text{mm}/\text{ano}$. Esta tendência média positiva aumenta se forem considerados apenas os dados do século XX. Dias e Taborda (1992) calculam que a subida do nível médio do mar entre 1920 e 1987 rondará $1,7\text{mm}\pm 0,2\text{mm}/\text{ano}$.

A aceleração no ritmo de subida do nível médio do mar durante o século XX verificada em Portugal é concordante com os dados das poucas estações maregráficas com registos seculares a nível global. Recorrendo a múltiplas fontes de dados, Church & White (2006) calculam o nível global médio do mar terá subido, entre Janeiro de 1870 e Dezembro de 2003, cerca de $1,44\text{mm}/\text{ano}$, verificando-se uma aceleração no decurso do século XX, num ritmo positivo semelhante ao calculado para Portugal.

Para além da subida dos valores médios do nível do mar já descritos, a análise de valores extremos da série maregráfica de Cascais aponta para um aumento significativo da amplitude da maré no último século (Barbosa, 2008). Segundo Araújo (2005), os percentis 95, 99 e 99,9 da série de Cascais revelam tendências positivas de $1,64\pm 0,71\text{mm}/\text{ano}$, $2,37\pm 0,92\text{mm}/\text{ano}$ e $3,17\pm 1,35\text{mm}/\text{ano}$, respectivamente. Os percentis 5, 1 e 0,1 associados aos valores mínimos extremos apresentam tendências negativas de $-0,45\pm 0,64\text{mm}/\text{ano}$, $-1,61\pm 0,79\text{mm}/\text{ano}$ e $-3,61\pm 1,00\text{mm}/\text{ano}$, respectivamente.

As projecções de subida do nível médio do mar até ao final do século XXI, baseadas em dados disponíveis para o final do século passado, apontam para um aumento global médio entre 180mm e 590mm (IPCC, 2007), dependendo dos cenários considerados. Esta projecção global encontra-se muito próxima da previsão calculada para Portugal por Dias e Taborda, em 1988 (de 140mm a 572mm até ao ano 2100).

A forma como as variações positivas continuadas do nível médio do mar afectam e afectarão os sistemas litorais dependerá do tipo de sistema, dos ritmos locais de subida e do ritmo de fornecimento de sedimentos a cada sistema. Com maior ou menor intensidade a faixa litoral encontra-se já sujeita a processos erosivos predominantemente marinhos que tendem a deslocar a linha de costa para o interior, substituindo os processos continentais.

A conjugação da subida do nível médio do mar e do aumento da amplitude de maré representa uma tendência de modificação em factores de elevada importância na compreensão da dinâmica litoral e, particularmente, na dinâmica dos litorais arenosos. Por um lado, podem criar-se condições para a migração da faixa de mobilização de sedimentos, localizada acima da profundidade de fecho, em direcção à linha de costa, implicando uma diminuição da sua área e condicionando a quantidade de partículas em trânsito ao longo do litoral. Por outro, pode assistir-se ao aumento da susceptibilidade dos sistemas de praia-duna e praia-arriba a processos de erosão e de inundação, potenciados pela subida em altitude da faixa de ressaca, quer em condições hidrodinâmicas médias quer durante a ocorrência de temporais.

Como se referiu, os sistemas litorais arenosos encontram-se particularmente vulneráveis à subida do nível médio do mar, embora seja conveniente referir que boa parte dos processos erosivos responsáveis pelo recuo dos sectores arenosos da linha de costa em Portugal esteja relacionado, em primeiro lugar, com um défice de sedimentos disponíveis para transporte ao longo do litoral e posterior alimentação das praias.

A variação do perfil médio de praia ao longo de uma década, ou de uma escala temporal mais alargada, tende a aproximar-se do equilíbrio com as condições ambientais médias características do local. Embora a noção de perfil de equilíbrio, ou ponto nulo de equilíbrio, possa ser criticada com base na constante modificação no parâmetros dos agentes que fazem evoluir a praia, trata-se de um conceito há muito utilizado para definir a forma como o sistema responde a mudanças bruscas

(tempestades) ou continuadas (variações do nível médio do mar) (Dean, 1986; Özkan-Haller & Brundidge, 2007).

A translação do perfil de praia para o interior corresponde a uma resposta importante e conhecida dos sistemas de praia à subida no nível do mar. Bruun (1962, 1988) formulou de forma simples as relações estabelecidas ao longo de um perfil bidimensional que podem condicionar o recuo, e consequentemente a translação, do perfil de praia da seguinte forma:

$$R = \frac{L_*}{B + h_*} S \quad (49)$$

onde S corresponde ao valor esperado de elevação do nível do mar numa determinada escala temporal, h_* representa a profundidade a partir da qual são mobilizados sedimentos por acção das ondas, também considerada profundidade de fecho, a uma distância L_* do limite interior da praia e B está associado à altitude da porção da praia mais vulnerável à erosão, normalmente assumida como a altura da berma de praia. A simplicidade da sua aplicação levou a que fosse adoptada por vários autores em ambientes controlados de laboratório e em praias naturais (Schwartz, 1967; Dubois, 1975, 1977; Rosen, 1978; Hands, 1980), mas também originou alguma discussão em torno da capacidade de prever, com exactidão, a amplitude da translação do perfil com base na análise de séries curtas de dados e da incapacidade de determinar a sua ocorrência no tempo (Hands, 1983).

A noção de translação do perfil de praia para o interior implica, em litorais predominantemente arenosos, que áreas antes ocupadas pelo sistema dunar sejam progressivamente substituídas por sistemas de praia. No caso dos litorais rochosos, dominantes no troço de litoral entre Peniche e Cascais, a translação do perfil de praia possui uma limitação efectiva que impede a sua deslocação para o interior. A presença de arribas condiciona de forma directa o reajuste do perfil de

praia levando, em última análise, ao seu desaparecimento, facto que torna os sistemas de praia-arriba particularmente vulneráveis à subida no nível médio no mar.

4.3.A Oscilação do Atlântico Norte e a agitação marítima no litoral ocidental de Portugal continental

A Oscilação do Atlântico Norte (N.A.O.) representa a variação no gradiente barométrico entre as altas pressões do Anticiclone dos Açores e as baixas pressões da Depressão da Islândia, à escala do Oceano Atlântico Norte. A expressão numérica da N.A.O. resulta num índice que pode assumir valores positivos, quando o gradiente barométrico é mais acentuado e a circulação atmosférica mais activa, ou negativos em situações de fracos gradientes de pressão entre os dois organismos barométricos.

A influência da N.A.O. e do posicionamento dos organismos isobáricos na agitação marítima torna-se óbvia, com o aumento dos valores positivos do índice N.A.O. a induzir uma circulação atmosférica à superfície mais intensa, promovendo a existência de áreas de varrido oceânico mais extensas e mais dinâmicas.

A correlação entre dados de séries longas de alturas significativas das ondas do Atlântico Norte e dos gradientes de pressão que caracterizam a N.A.O. mostra correlações significativas entre as duas variáveis (Bacon & Carter, 1993; Lozano *et al.*, 2004).

Desde a década de 60 do séc. XX que o índice N.A.O. regista uma tendência de aumento dos seus valores positivos facto que se reflecte na tendência de aumento de 0,6m na altura significativa média mensal das ondas calculada para o Atlântico Norte (Lozano *et al.*, 2004; Wolf *et al.*, 2002).

É também claro que o índice N.A.O. condiciona fortemente o regime de ondas de geração longínqua que chegam ao litoral ocidental de Portugal continental (Semedo, 2005). Segundo este autor não existe uma relação directa entre a tendência positiva ou negativa da N.A.O. e a duração das tempestades neste troço de litoral de Portugal, mas é evidente que a influência da circulação atmosférica a nível regional é um factor diferenciador quando são analisadas as características dos temporais registados nas bóias ondógrafo de Leixões e de Sines. Durante as fases claramente positivas da N.A.O., com elevados gradientes barométricos ao longo do Atlântico Norte, as alturas significativas são superiores em Leixões. Estas fases estão também altamente correlacionadas com direcções significativas predominantemente de NW, enquanto as fases negativas se relacionam com ondas de W.

O controlo que a N.A.O. exerce sobre os regimes de agitação marítima no Atlântico Norte deixa adivinhar que pode existir uma relação estreita entre as flutuações do índice e a dinâmica litoral em termos médios, nomeadamente na dimensão e intensidade dos ciclos de erosão acumulação em sistemas de praia.

4.4. Caracterização do clima de agitação marítima no litoral centro-ocidental de Portugal

4.4.1. Estudos prévios

O conhecimento da variabilidade dos parâmetros de agitação marítima é fundamental para a compreensão dos processos actantes no litoral e, em particular, nos sistemas de praia.

As ondas são agentes muito importantes de transferência energética entre a atmosfera e o litoral. Dão origem a processos de dinamização sedimentar, directamente através do processo de colapso ou indirectamente através do

desencadeamento das correntes transversais ou longilitorais, referidas no Capítulo anterior.

A par do fornecimento sedimentar, a variabilidade média e os extremos de agitação marítima de determinada região definem, em grande medida, os limiares morfodinâmicos das praias a curto prazo e a evolução da linha de costa em litorais predominantemente arenosos.

Em ambientes controlados (laboratório), é possível reproduzir ondas regulares, com movimentos repetitivos e semelhantes no espaço e no tempo. Assim, podem ser caracterizadas pela sua altura (H), comprimento (L), período (T) e direcção (D). No entanto, em condições naturais as ondas possuem um carácter altamente irregular, o que implica um espectro de valores em H , L , T e D bastante alargado. Este facto torna muito difícil a utilização de dados de leituras directas sobre a elevação da superfície da água em estudos de dinâmica litoral e, por esta razão, é necessário aplicar técnicas estatísticas para melhor descrever a ondulação característica de determinado local.

Grande parte dos estudos de morfodinâmica ou de hidrodinâmica de praias recorre a parâmetros estatísticos característicos da ondulação de largo ou incidente (Quadro 4.1) para estudarem a dinâmica de um ou de vários sistemas litorais.

Quadro 4.1 – Definição dos parâmetros característicos da onda.

Parâmetro	Definição
(H_s)	A altura significativa corresponde à altura média do terço mais elevado de ondas numa sequência finita de dados. Parâmetro próximo das estimativas visuais das alturas de ondas (m^{ZH}).
(H_{max})	Altura máxima de ondas registada numa sequência finita de dados (m^{ZH}).
(T_z)	O período médio, tendo em conta todos os registos. Também é designado como período de zero ascendente (s).
(T_s)	O período significativo corresponde ao tempo médio decorrido na passagem de duas cavas ou de duas cristas sucessivas de H_s (s).
(T_{max})	Período máximo registado numa sequência finita de dados (s).
(D_s)	A direcção significativa corresponde ao rumo médio de H_s ($^{\circ}N$).

As primeiras tentativas de caracterização do clima de agitação marítima em Portugal datam do início do século XX.

Lautensach (1987) refere uma série de observações da direcção de propagação das ondas de 1928, salientando os rumos mais frequentes do octante Noroeste (67%) no Cabo Carvoeiro e do quadrante Oeste (41%) no Cabo da Roca. Estas observações realizavam-se junto a postos de observação localizados nos faróis, sendo registadas de forma intermitente e durante períodos muito curtos (inferiores a um ano), não sendo possível registar tendências diárias, mensais ou sazonais.

Os esforços de caracterização sistemática do clima de agitação marítima em Portugal tiveram início na década de 50 do século passado. Entre 1956 e 1968, foram realizadas as primeiras observações sistemáticas ao longo da costa portuguesa, resultando num conjunto de dados da altura, período e rumo da agitação marítima. Os dados levantados através de observação visual com auxílio de aparelhos de referência SIMATHA, instalados ao largo dos locais de observação, constituíram séries de dados de 2 a 4 anos num determinado ponto do litoral. A altura da ondulação era registada através de uma avaliação qualitativa do estado geral do mar junto ao local de medição. Uma tabela de conversão permitia posteriormente atribuir um valor numérico médio da altura local da ondulação (Carvalho & Barceló, 1966).

Tendo como exemplo a série de dados da Figueira da Foz, utilizada em Carvalho & Barceló (1966), as medições foram efectuadas a 1400m do local de observação, três vezes por dia, com recurso a um teodolito e a um cronómetro. Era possível, desta forma, determinar a altura e o período instantâneo, médio e significativo e o rumo de propagação.

O registo instrumental dos dados iniciou-se na década de setenta, com os estudos para a construção do porto de Sines. Instalaram-se então bóias ondógrafo não direccionais ao largo de Sines e, posteriormente, ao longo de toda a faixa costeira ocidental de Portugal.

O Instituto Hidrográfico iniciou em 1979, no âmbito do programa PO-Waves, a aquisição instrumental e sistemática de dados sobre agitação marítima em diversos pontos do litoral português. Esta iniciativa permitiu, pela primeira vez, a recolha sistemática de informação instrumental de elevada frequência sobre as posições instantâneas da superfície do oceano. A partir dos registos originais puderam ser calculados com maior pormenor e exactidão os parâmetros associados à ondulação, como a altura significativa (H_s), a altura máxima (H_{max}), média dos períodos das ondas utilizadas para calcular H_s (TH_s), período de H_{max} (TH_{max}), período médio (T_z) e período máximo observado (T_{max}).

Grande parte do esforço de caracterização do clima de agitação marítima centrou-se na faixa litoral entre Viana do Castelo e Sines, salientando-se as séries de dados das estações localizadas ao largo de Viana do Castelo, Leixões, Figueira da Foz, Peniche, Cascais e Sines (Fig. 4.2, Quadro 4.2).

Até 1996 alguns dados foram recolhidos por bóias ondógrafo não direccionais, não sendo por isso possível caracterizar o regime dos rumos das ondas de largo, por exemplo, em Peniche e Cascais.

Cada estação ondógrafo é constituída por duas componentes. A primeira corresponde à bóia ondómetro, que mede um conjunto temporalmente predeterminado de elevações instantâneas da superfície do oceano, transmitindo através de rádio os valores para a segunda componente do sistema, a unidade de terra, que regista os valores (IH/LNEC, 1992).

Actualmente apenas as estações de Leixões e de Sines se mantêm em funcionamento, disponibilizando os dados de H_s , H_{max} , T_z , T_{max} , TH_{max} , D_s e a temperatura da água do dia anterior via internet.

O Porto de Lisboa possui, igualmente, uma série de registos de alturas, períodos e direcções de ondas. Os dados são adquiridos junto à foz do Rio Tejo (fig. 4.1) e publicados via *Internet*. No entanto, os dados recolhidos reflectem as condições locais de agitação marítima sendo difícil assumir os padrões registados como

sendo representativos a nível regional. Este facto deve-se essencialmente ao posicionamento da bóia ondógrafo, que se encontra ao abrigo da ondulação dominante e numa área com influência directa da dinâmica estuarina do rio Tejo, quer ao nível da hidrodinâmica, quer ao nível da dinâmica sedimentar e, conseqüentemente, da dinâmica morfológica.

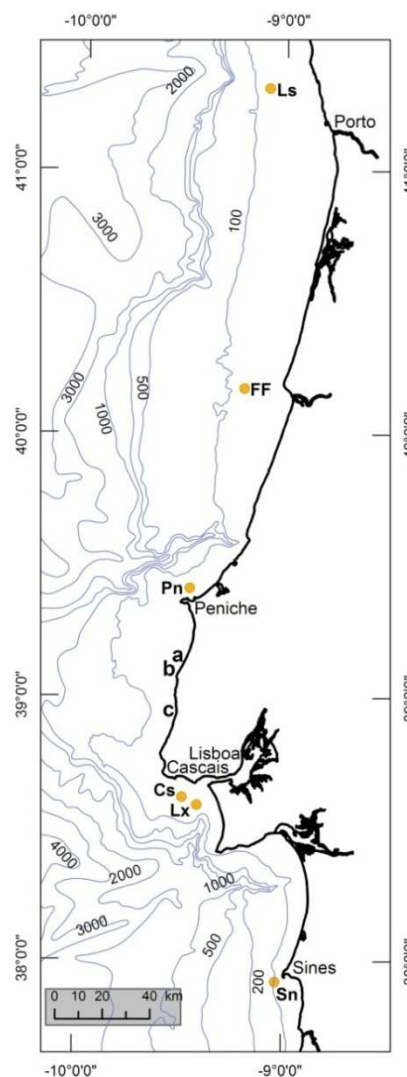


Figura 4.2 – Localização das bóias ondógrafo. a – Praia de Sta. Rita; b – Praia Azul; c – Praia da Foz do Lizandro; Ls – Bóia de Leixões; FF – Bóia da Figueira da Foz; Pn – Bóia de Peniche; Cs – Bóia de Cascais; Lx – Bóia de Lisboa; Sn – Bóia de Sines.

Quadro 4.2 – Período de funcionamento e localização das estações ondógrafo no litoral ocidental de Portugal.

Nome da estação	Início	Fim	Latitude (N)	Longitude (W)	Profundidade (m)
Viana do Castelo	07 - 1981	09 - 1981	?	?	?
Leixões	10 - 1981	Até à actualidade	41°19'00"	08°59'00"	86,0
Figueira da Foz	06 - 1981	03 - 1990	40°10'30"	09°06'00"	83,0
Figueira da Foz	10 - 1993	05 - 1994	40°22'00"	08°92'00"	19,6
Figueira da Foz	05 - 1993	05 - 1994	40°22'00"	08°91'00"	12,5
Figueira da Foz	10 - 1993	01 - 1994	40°23'00"	08°99'00"	49,7
Figueira da Foz	10 - 1993	05 - 1994	40°26'00"	09°07'00"	72,0
Peniche	03 - 1980	04 - 1985	39°25'00"	09°21'30"	50,0
Cascais	06 - 1981	12 - 1984	38°35'37"	09°18'45"	23,0
Sines	1980	Até à actualidade	37°55'22"	08°55'41"	97,0

Os dados divulgados possuem ainda um grande número de lacunas resultado da inoperacionalidade do material de recolha e transmissão dos dados, principalmente durante e após a ocorrência de tempestades e de falhas informáticas responsáveis pela não divulgação dos parâmetros, via *internet*.

O quadro 4.3 apresenta os principais trabalhos publicados sobre o clima de agitação marítima na faixa costeira ocidental de Portugal. Como já se referiu, grande parte dos dados apresentados foram recolhidos ao abrigo do programa NATO/PO-WAVES durante a década de oitenta e noventa do século passado, recorrendo inicialmente a estações ondógrafo não direccionais e, posteriormente (1986), a estações com capacidade de medição do rumo da ondulação.

Os estudos elaborados no troço de litoral compreendido entre Leixões e Sines mostram que a altura média anual se encontra entre 1,8m e 2,4m, não se destacando um padrão espacial de distribuição destes valores (Carvalho & Barceló, 1966; Pires & Pessanha, 1986; Costa, 1987; Teixeira, 1990; Soares, 1999).

Quadro 4.3 – Estudos do clima de agitação marítima no litoral ocidental de Portugal continental.
(o.v – observação visual; b.o. – bóia ondógrafo; m.n. – modelação numérica; H_{so} – altura significativa de largo; T_s – período significativo; T_z – período médio; T_p – período de pico; D – rumo; \bar{x} – média; f – mais frequente)

Autor	Local e tipo de medição	Período de medição	H_{so} (m)	T_s =* (s) T_z =** (s) T_p =*** (s)	D (°)
Carvalho & Barceló (1966)	Figueira da Foz (o.v. com Simatha)	1954 – 60	1-2 (45%) >3 (15%) >6 (2%) 1,8 (\bar{x})	9-11*(f) 11,1* (\bar{x})	280-290 (28%) 315 (\bar{x} anual) 225 (\bar{x} Inverno)
Gomes, Weinholtz & Paula (1971)	Figueira da Foz (o.v com Simatha)	1956 – 57 (622 obs.)	---	Anual: 9-11* (f) Verão: 9-11* (f) Inverno: 11-15* (f)	292,5 (30%) 270 (14%) Verão: 292,5 (45%) 270 (11%) Inverno: 292,5 (23%) 270 (21%)
Pires & Pessanha (1982)	Sines (b.o.)	1974-80 (2031 obs.)	---	---	315 (76%) H_s de 1 a 1,5m (27%) H_s de 1,5 a 2 (15%); T_z de 5-6s (23%) T_z de 6-7s (17%) 270 (21%) 225 (2%)
Pires & Pessanha (1986)	Cabo da Roca (b.o.)	1976 – 80	2,0 (\bar{x} anual) 1-1,5 (f)	8** (\bar{x} anual)	---
Costa (1987)	Figueira da Foz (b.o.)	1984 – 85	1-2 (43%) 2,1 (\bar{x})	5-7** (40%) 7** (\bar{x})	281,3 - 303,7 (70%) 295 (\bar{x})
Lautensach (1987)	Cabo Carvoeiro (o.v.)	1928	---	---	315 (67%) 270 (17%)
Lautensach (1987)	Cabo da Roca (o.v.)	1928	---	---	315 (30%) 270 (41%)
Teixeira (1990)	Cabo Raso (o.v.)	1988 – 89	2,0 (\bar{x})	11,1* (\bar{x})	---
Teixeira (1990)	Cabo Espichel (o.v.)	1988 – 89	2,1 (\bar{x})	12,9* (\bar{x})	---
Costa (1994)	Figueira da Foz (b.o.)	1990 – 93	1,1 – 2,6 (\bar{x} mensal) Em Dezembro: >3m (28%) em >5m (3%)	5-9** (\bar{x} mensal) 8-13*** (\bar{x} mensal)	315 (73%) >3m=315 (79%) >5m=315 (94%) 292,5 – 337,5 (90%)
Costa (1994)	Sines (b.o.)	1988 – 93	1,1 – 2,6 (\bar{x} mensal) Em Dezembro: >3m (18%) >5m (2%)	5-9** (\bar{x} mensal) 8-13*** (\bar{x} mensal)	315 (80%) >3m=315 (72%) >5m=315 (57%) >5m=270 (42%) 292,5 – 315 (90%)
Henriques (1996)	Cabo da Roca (m.n.)	1989 – 91	---	---	315 (72%) 270 (25%)
Andrade (1999)	Baleal (m.n.)	1996 – 98	1-2 (50%) 2-3 (23%) >5 (9%)	8-9* (19%) 7-8* (18%) 9-10* (17%)	278 (\bar{x}) 261 – 270 (31%) 271 – 280 (21%)

Quadro 6.3 – Continuação.

Autor	Local e tipo de medição	Período de medição	H_{so} (m)	$T_s = *$ (s) $T_z = **$ (s) $T_p = ***$ (s)	D (°)
Soares (1999)	Continente Norte 1 (ao largo de Espinho) (m.n.)	1989 – 98	2,4 (\bar{x} anual) 1,6-3,3 (\bar{x} mensal)	6,1** (\bar{x} anual) 5,1-7,0** (\bar{x} mensal) 10,6*** (\bar{x} anual) 7,8-12,9*** (\bar{x} mensal)	292,5 – 315 (44%) 247,5 – 292,5 (32%)
Soares (1999)	Continente Norte 2 (ao largo de Peniche) (m.n.)	1989 – 98	2,4 (\bar{x} anual) 1,6-3,3 (\bar{x} mensal)	6,1** (\bar{x} anual) 5,1-7,0** (\bar{x} mensal) 10,5*** (\bar{x} anual) 7,8-12,9*** (\bar{x} mensal)	292,5 – 315 (43%) 247,5 – 292,5 (32%)
Soares (1999)	Continente Centro (ao largo de Sines) (m.n.)	1989 – 98	2,2 (\bar{x} anual) 1,5-3,0 (\bar{x} mensal)	6,0** (\bar{x} anual) 5,0-7,0** (\bar{x} mensal) 10,8*** (\bar{x} anual) 7,8-13,4*** (\bar{x} mensal)	292,5 – 315 (59%) 247,5 – 292,5 (29%)
Costa <i>et al.</i> (2001)	Figueira da Foz (b.o.)	1980-2001	1-2 (40%)	5-7** (41%) 11-13 (33%)	292,5-337,5 (71%)
Costa <i>et al.</i> (2001)	Sines (b.o.)	1980-2001	1-2 (49%)	5-7** (44%) 11-13 (60%)	292,5-337,5 (77%)
Vitorino <i>et al.</i> (2002)	Leixões (b.o.)	1996-99	1,4-3,5 (\bar{x} mensal) 1,4-1,6 (Verão) 3,3-3,5 (Inverno)	5,2-8,5** (\bar{x} mensal) 8,0-13,6*** (\bar{x} mensal) 11-13** (Verão) > 13** (Inverno)	---
Coelho (2005)	Leixões (b.o.)	1981-2003	0,5-1,5 (40%)	7-10** (44%)	292,5-337,5 (42%)

A repartição dos valores médios mensais varia entre 1,1m e 3,5m (Costa, 1994; Soares, 1999; Vitorino *et al.*, 2002) e os valores mais frequentes podem ser encontrados entre 1m e 2m (40% a 50%) (Carvalho & Barceló, 1966; Pires & Pessanha, 1986; Costa, 1987; Andrade, 1999; Costa *et al.*, 2001). Vitorino *et al.* (2002) salientam as características sazonais da ondulação espelhadas nas médias mensais de H_s em Leixões (1996/99), durante o Verão (1,4 – 1,6m) e no Inverno (3,3 – 3,5m).

O período da ondulação, a par da altura significativa, corresponde a um parâmetro fundamental na descrição do clima de agitação marítima local. Enquanto a altura da onda pode definir processos erosivos sobre os sistemas litorais, o período é muitas vezes responsável por elevados níveis de ressuspensão dos sedimentos, impedindo a sua deposição junto à fonte sedimentar.

No troço de litoral ocidental de Portugal o período médio encontra-se entre os 6s e os 8s, correspondendo as leituras mais frequentes a períodos entre 5s e 7s, em 40% a 44% das observações (Pires & Pessanha, 1986; Costa, 1987; Costa *et al.*, 2001).

As classes de períodos significativos anuais mais frequentes ocorrem entre os 9s e os 11s, sendo indicado nas referências disponíveis como valores típicos de Verão 9s – 11s e de Inverno 11s – 15s (Gomes, Weinholtz & Paula, 1971). Estes valores podem ser ligeiramente mais baixos se se considerarem os períodos significativos junto da linha de rebentação.

Os resultados da aplicação do modelo MAR3G (Pires & Carvalho, 1996) numa área de estudo junto ao Baleal - Peniche (Andrade, 1999), a 5m de profundidade, revelam períodos significativos entre os 7s e os 10s em 54% das ocorrências.

A redução do período e, conseqüentemente, do comprimento da onda com a diminuição da espessura da coluna de água sob a acção da refração e o aumento da altura da superfície da água com a aproximação à linha de costa são processos conhecidos, sendo necessária alguma cautela na análise dos valores expostos.

Grande parte dos estudos apresentados no quadro 4.3 têm por base dados colhidos ao largo, onde os processos de refração, reflexão e difracção das ondas são diminutos ou nulos. A capacidade erosiva e de transporte sedimentar associada aos valores de H_s e T apresentados no quadro 4.3 encontram-se assim subavaliadas uma vez que são de esperar valores ligeiramente mais elevados de H_s e mais baixos de T junto à linha de costa.

Por fim, os rumos mais frequentes ocorrem no octante NW em 67% a 80% das ocorrências. Os rumos entre W e WNW possuem igualmente elevadas frequências, sem ser notada uma tendência clara de variação nos rumos ao longo do litoral. Salienta-se ainda a elevada frequência de rumos provenientes dos quadrantes próximos do W durante o Inverno ou em situações de elevado hidrodinamismo (Gomes, Weinholtz & Paula, 1971; Costa, 1994).

4.4.2. Séries antigas de agitação marítima entre Peniche e Cascais

Na sequência do programa PO-Waves, foram publicados por Costa (1992), os parâmetros diários de H_s , H_{max} , T_s , T_{max} e T_z para Peniche e Cascais.

As séries de Peniche e de Cascais constituem a referência mais próxima da área de estudo (Quadro 4.4 e Fig. 4.2). No entanto, a baixa frequência de dados publicados (valores diários), as lacunas verificadas e a ausência de representatividade em relação ao período de monitorização nas praias de Sta. Rita, Azul e Foz do Lizandro, coloca de lado a sua utilização como referência na explicação dos resultados da monitorização dos três sistemas de praia. É, contudo, possível considerar estas séries no âmbito de uma caracterização geral do clima de agitação marítima, comparando os registos com os resultados de outros estudos (Quadro 4.3).

Quadro 4.4 – Distância das bóias ondógrafo ao ponto mais próximo da linha e costa e às áreas de estudo.

	Distância da linha de costa (km)	Praia de Sta. Rita (km)	Praia Azul (km)	Praia da Foz do Lizandro (km)
Leixões	20,3	239,8	247,3	265,7
Figueira da Foz	16,8	113,4	121,0	134,3
Peniche	5,3	27,0	34,4	52,7
Cascais	8,5	64,1	57,5	39,7
Lisboa	7,5	66,5	59,8	42,2
Sines	4,5	143,6	137,7	120,9

Nas séries de Peniche e Cascais, publicadas em Costa (1992), os valores de H_s diários correspondem aos máximos registados em cada dia aos quais se acrescentam os valores correspondentes de H_{max} , T_s , T_{max} e o período médio de zero ascendente (T_z).

A posição das duas bóias face à ondulação dominante e aos temporais dos quadrantes de NW – W (Fig. 4.2) é distinta, influenciando, localmente, o registo dos parâmetros característicos das ondas. A bóia de Peniche encontra-se localizada ao

largo e regista valores de ondulação sobre uma altura de coluna de água de cerca de 50m (Quadro 4.2). A bóia de Cascais encontra-se localizada ao abrigo da ondulação dominante, que a atinge já refractada quer pela configuração da linha de costa quer pela altura da coluna de água sobre a qual os registos são efectuados (23m – Quadro 4.2).

A aquisição dos registos na bóia ondógrafo não direccionado de Peniche iniciou-se em Março de 1980, tendo sido descontinuados em Abril de 1985 (Quadro 4.5). O registo dos dados foi inicialmente efectuado em períodos de vinte minutos intervalados de seis horas. A partir de 16 de Julho de 1981, o intervalo entre medições reduziu-se para três horas, traduzindo-se em 5814 dados válidos registados e 1062 resultados publicados por parâmetro (Costa, 1992).

A bóia ondógrafo não direccionado de Cascais manteve-se em actividade entre 25 de Março de 1981 e 31 de Dezembro de 1984 (Quadro 4.5). O espaçamento de três horas entre registos contínuos de vinte minutos produziu uma base de dados com 8893 registos válidos e 1176 resultados publicados por parâmetro (Costa, 1992).

Quadro 4.5 – Número de registos mensais em cada parâmetro da ondulação (H_s , H_{max} , T_s , T_{max} e T_z) nas bóias ondógrafo não direccionadas de Peniche e Cascais.

Bóia	Data	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Total
Peniche	01 - 03 - 1980	81	73	116	127	112	102	113	66	69	43	64	96	1062
	30 - 04 - 1985													
Cascais	25 - 06 - 1981	93	81	91	69	68	89	124	108	115	113	101	124	1176
	31 - 12 - 1984													

Os resultados publicados de Peniche e Cascais evidenciam uma elevada variação no número de registos por mês. Apesar de possuir um período de registos mais longo, os resultados diários publicados da bóia de Peniche apresentam mais lacunas do que os valores de Cascais (Quadro 4.5), sendo Outubro o mês com menos informação (43 resultados). Em Cascais o mês com mais lacunas é Maio, apresentando apenas 68 resultados diários.

A proximidade entre as bóias ondógrafo de Peniche e Cascais (88km) reflecte-se nos valores registados, existindo uma correlação significativa entre os vários parâmetros característicos da agitação marítima (Fig. 4.3). O coeficiente de correlação é sempre superior a 0,6 sendo máximo no parâmetro do período significativo (0,792).

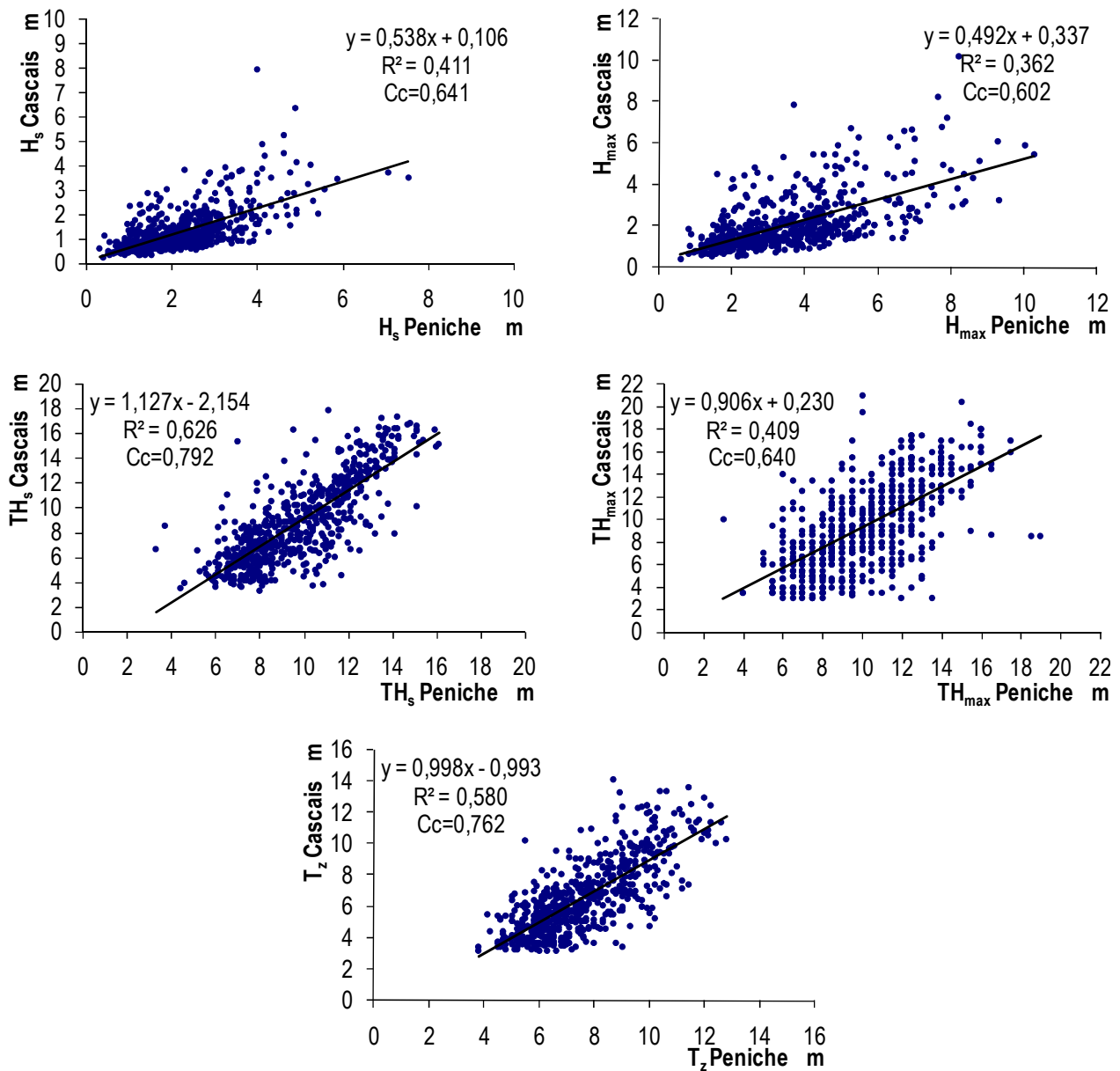


Figura 4.3 – Relação entre os parâmetros característicos da agitação marítima, medidos pelas bóias ondógrafo de Peniche e de Cascais (25-06-1981 a 31-12-1984).

Este facto é menos evidente quando são analisados os valores do coeficiente de determinação (R^2). A proporção da variação de H_s e H_{max} em Peniche explicada pelos mesmos parâmetros em Cascais é sempre inferior a 50%, parecendo diminuir quando se consideram valores de altura das ondas mais elevados. Esta tendência também pode ser verificada no caso dos períodos da ondulação disponíveis para análise, com valores mais expressivos de R^2 .

A tendência de diminuição de R^2 com o aumento da magnitude dos parâmetros considerados (altura e período das ondas) parece espelhar uma diferenciação na actuação dos processos de transformação das ondas, evidenciando as posições diferenciadas das duas bóias ondógrafo de Peniche (bóia exposta à ondulação dominante e posicionada ao largo) e Cascais (bóia abrigada da ondulação dominante e posicionada no estuário do Tejo).

A frequência de ocorrência dos parâmetros característicos da ondulação nas bóias ondógrafo de Peniche e Cascais encontra-se expressa na figura 4.4. Em Peniche, as classes de alturas significativas mais frequentes localizam-se entre 1m e 3m em 74,8% das ocorrências e a média é 2,1m. Os valores mais frequentes (1-2m – 43,6%) e a média das ocorrências são semelhantes aos resultados obtidos na Figueira da Foz por Carvalho e Barceló (1966) e Costa (1987; 2001) (Quadro 4.3).

No conjunto das duas séries de dados de ondulação, Cascais possui alturas significativas mais baixas. As classes de ocorrência mais frequentes encontram-se até aos 2m (86,1%), correspondendo a altura significativa média a 1,2m.

Os picos de alturas possuem igualmente distribuições distintas nas duas estações. Em Peniche, as alturas máximas mais frequentes distribuem-se pelas classes entre 1 e 5m (85,1%), enquanto em Cascais essa distribuição se concentra na classe de 1 a 2m, com quase metade das observações (48,6%).

Os períodos significativos e máximos característicos de Peniche e, principalmente, de Cascais distribuem-se ao longo de várias classes, não sendo seguro afirmar a existência de uma classe dominante (fig. 4.4). Salienta-se o elevado espectro de

ocorrências de períodos significativos, tendo sido registados em Peniche valores entre 3,3s e 16,1s. Em Cascais o limite máximo de T_s registado é de 17,9s. O mesmo sucede com os períodos máximos variando Peniche entre 3s e 19s e Cascais entre 2,7s e 21s.

Não obstante a inexistência de uma classe claramente dominante, o período significativo mais frequente em Peniche encontra-se entre 7 e 8s, tendência próxima das ondas registadas pela bóia ondógrafo de Cascais (T_s 6-7s em 12,9%). Já os períodos máximos possuem as frequências mais elevadas centradas em classes distintas, caracterizando-se Peniche por períodos máximos em torno de 7 a 8s (16,4%) e Cascais entre 9 a 10s (11%).

A relação entre as distribuições de H_s e de T_s (fig. 4.4) evidencia a tendência conhecida de aumento do período significativo com o aumento da altura significativa das ondas, no entanto esta relação parece ser mais evidente em Cascais, embora os coeficientes de determinação e de correlação entre os dois parâmetros sejam bastante semelhantes ou mesmo iguais.

Como seria de esperar, a repartição das alturas significativas, altura máxima e período máximo é bastante diferenciada ao longo do ano, em Peniche e em Cascais. A figura 4.4 mostra um claro padrão sazonal na distribuição dos parâmetros característicos das ondas.

As alturas significativas médias mensais em Peniche (fig. 4.5) são ligeiramente superiores às registadas em Cascais, verificando-se os valores mais elevados no mês de Dezembro (3,3m em Peniche e 2,1m em Cascais).

A amplitude de valores de H_s mensais é superior em Cascais (0,2m – Agosto; 8,0m – Dezembro), representando os valores de Peniche uma amplitude de 7,2m entre o valor mínimo e máximo de H_s mensal.

Caracterização dos factores envolvidos na dinâmica das praias

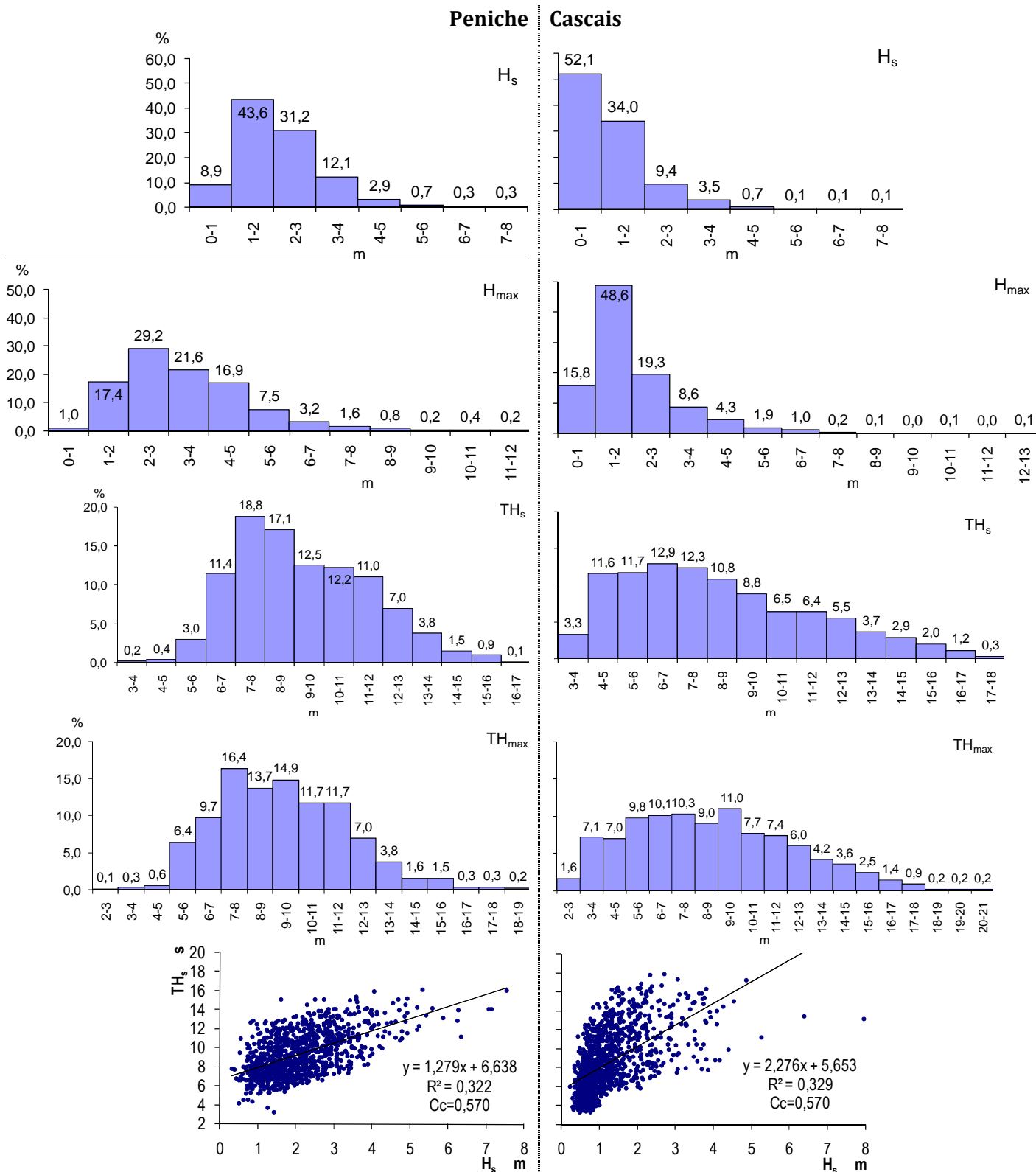


Figura 4.4 – Distribuição dos parâmetros característicos das ondas nas bóias ondógrafo de Peniche e Cascais.

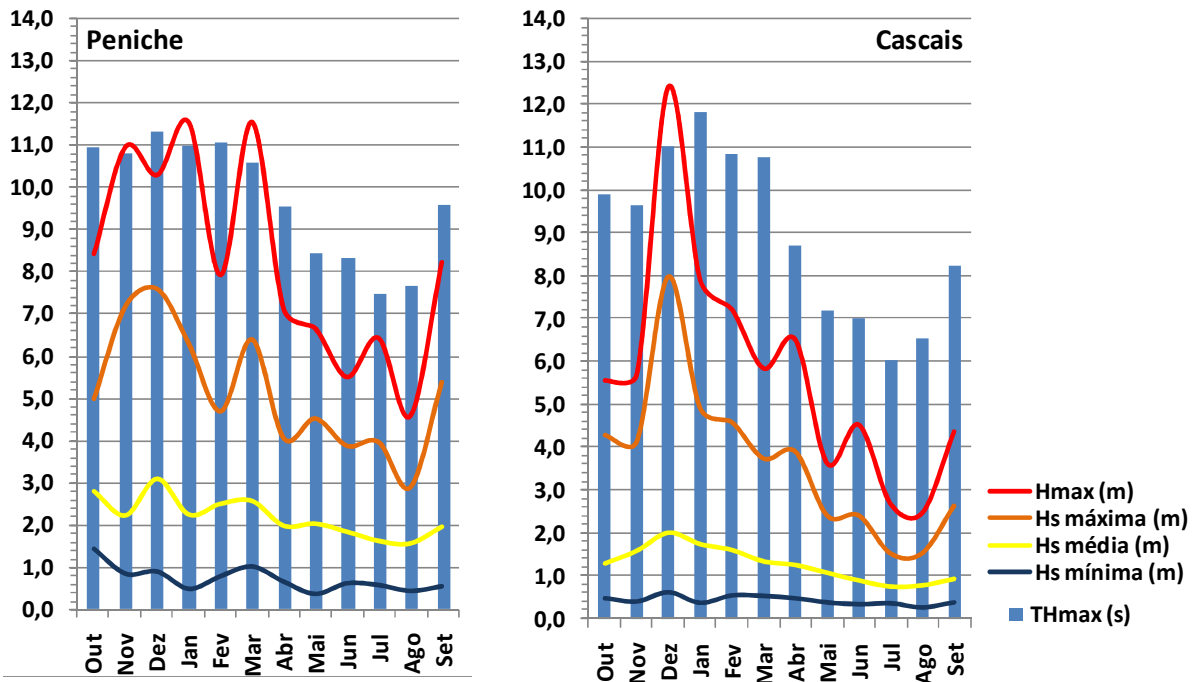


Figura 4.5 – Variabilidade mensal das alturas significativas mínimas (H_s mínima), médias (H_s média) e máximas (H_s máxima), da altura máxima (H_{max}) e do período máximo (TH_{max}) nas bóias ondógrafo de Peniche e Cascais.

A distribuição dos máximos absolutos mensais de altura das ondas (H_{max}) permite verificar que as situações mais energéticas ocorrem ao longo de um período mais alargado em Peniche, sendo frequentes valores de H_{max} superiores a 10m entre Novembro e Março.

Em Cascais as situações extremas concentram-se no mês de Dezembro, onde são atingidos 12,4m de pico de altura da onda (fig. 4.5).

4.4.3. Agitação marítima no período de análise

Actualmente não existem registos contínuos da agitação marítima na faixa de litoral entre Peniche e Cascais.

É, no entanto, essencial uma caracterização pormenorizada da agitação marítima correlativa do período em que ocorreram as campanhas de monitorização de praias, já referenciadas no capítulo anterior.

Para a caracterização do clima de agitação marítima durante o período de monitorização dos sistemas de praia de Sta. Rita, Azul e Foz do Lizandro (quadro 5.2), foram adquiridas ao Instituto Hidrográfico duas séries de dados de H_s , H_{max} , T_z , T_{max} e D_s , referentes aos registos das bóias de Leixões e de Sines, entre 01.01.2004 e 31.07.2007.

A elevada quantidade de registos nas séries de Leixões e Sines (quadro 6.6) fica a dever-se à periodicidade com que estes dados são divulgados, encontrando-se intervalados de dez minutos.

É, no entanto, de salientar a elevada variação no número de registos ao longo do ano. No mesmo intervalo temporal, Sines apresenta maior quantidade (140407 registos, Quadro 4.6) e uma regularidade mais elevada nas leituras (variabilidade de registos mensais = 6089, Quadro 4.6).

Quadro 4.6 – Número de registos mensais em cada parâmetro da ondulação (H_s , H_{max} , T_s , T_{max} , T_z e D_s) nas bóias ondógrafo de Leixões e Sines, entre 01.01.2004 e 31.07.2007.

Mês	Leixões	Sines
J	15614	8547
F	11159	14305
M	14323	14436
A	13748	14033
M	11781	11276
J	15047	14636
J	10318	12243
A	5337	10864
S	11290	8580
O	8771	10954
N	8872	10604
D	8304	9929
Total	134564	140407

Como se pode verificar no quadro 6.6, os meses com menos informação são Agosto, em Leixões (5337 registos), e Janeiro, em Sines (8547 registos), enquanto os meses com menos lacunas são os de Janeiro, em Leixões (15614 registos), e Junho, em Sines (14636 registos).

A série de Sines é também aquela que apresenta menos lacunas nos dados. Em 1308 dias de registos possíveis, possui 208 dias com lacunas enquanto a série de Leixões apresenta 262 dias sem qualquer registo (Quadro 4.7).

Quadro 4.7 – Lacunas de dados por dia nas bóias ondógrafo de Leixões e Sines, entre 01.01.2004 e 31.07.2007 (1308 dias).

Bóia	Registos (nº dias)	Nulos (nº dias)	Nulos com dados na outra bóia (nº dias)
Leixões	1046	82	180
Sines	1100	75	133

O posicionamento das bóias ondógrafo de Leixões e de Sines face à área de estudo é igualmente um factor a ter em consideração quando se analisa a representatividade dos valores registados.

As bóias de Leixões e de Sines encontram-se posicionadas ao largo dos respectivos portos, distando das praias em estudo no máximo 265,7km, no caso de Leixões, e 143,6km, no caso de Sines (Quadro 4.4).

Para além da distância às praias em estudo, torna-se imprescindível determinar o tipo de hidrodinâmica registada nestes aparelhos e a influência de factores locais no momento da recolha dos dados, dependendo do seu posicionamento relativamente à linha de costa e da profundidade a que se encontram fundeadas.

Sabendo que a profundidade a partir da qual as ondas começam a “sentir o fundo” corresponde a cerca de metade do seu comprimento de onda (eq. 1, Quadro 2.1), determinou-se o período limiar associado à profundidade de fundeamento das bóias de Leixões e de Sines (T_L , Quadro 4.8). Verificou-se que o limiar a partir do

qual a influência dos processos de transformação das ondas de largo, por interacção com o fundo, se faz sentir nos valores registados é semelhante nas duas bóias (Leixões =10,50s; Sines = 11,15s). Este facto resulta da proximidade entre os valores de profundidade de fundeamento dos aparelhos (h , Quadro 4.8).

Tendo em conta a assinatura média dos registos de agitação, pode afirmar-se que a frequência com que os referidos processos afectam os valores medidos é bastante reduzida. Grande parte dos valores de T_z encontram-se abaixo do limiar definido, representando em Leixões 95,96% e em Sines 97,88% da totalidade de valores de T_z (Quadro 4.8). Esta frequência aumenta de forma muito significativa, como seria de esperar, no caso do período de pico, sendo que apenas 15,29%, em Leixões, e 29,27%, em Sines, dos registos podem ser atribuídos a condições de circulação livre (Quadro 4.8).

Assim, é possível afirmar-se que grande parte das ondas registadas nas bóias de Leixões e de Sines, entre 01.01.2004 e 31.07.2007, são representativas de condições de circulação livre, sem constrangimentos do fundo (Quadro 4.8).

Quadro 4.8 – Frequência de ocorrência de registos de ondas de circulação livre. T_L – período limiar a partir do qual existe interacção das ondas com o fundo; f – frequência.

	h (m)	L (m)	T_L (s)	$f_{T_z < T_L}$ (%)	$f_{T_{max} < T_L}$ (%)
Leixões	86	172	10,50	95,96	15,29
Sines	97	194	11,15	97,88	29,27

Salienta-se que a série de Sines (01.01.2004 – 31.07.2007) apresenta-se com um número de registos mais elevado, menos lacunas nos dados, menos influência dos processos de transformação das ondas nos dados recolhidos e maior proximidade em relação à área de estudo. Por estes motivos dar-se-á preferência a esta série de dados sempre que seja necessário tomar como valores de referência os dados de ondulação registados ao largo.

A distribuição dos parâmetros característicos das ondas, nas séries de Leixões e de Sines (01.01.2004 – 31.07.2007), evidencia um padrão geral próximo no que se refere à frequência de ocorrência dos seus valores (Fig. 4.6). É, no entanto, de salientar a existência de diferenças significativas que reflectem a distância entre as duas bóias ondógrafo (380 km).

A altura significativa mais frequente nas duas séries localiza-se entre 1m e 2m em 46,8% das ocorrências de Leixões e em 49,8% dos valores registados em Sines (fig. 6.6). Existe, contudo, uma tendência para valores mais elevados no caso de Leixões, se forem consideradas as duas classes com mais ocorrências (1m a 2m – 46,8% – e 2m a 3m – 24,1%).

A distribuição dos valores associados aos picos de ondulação nas duas bóias ondógrafo revela uma concentração de registos em torno da classe 1 -2m o caso de Sines, distinguindo-se de Leixões que apresenta a classe 2-3m como a mais frequente (Fig. 4.6).

O período da ondulação em Leixões e em Sines possui características semelhantes não sendo o parâmetro mais indicado para distinguir as duas estações.

No caso do estatístico médio deste parâmetro, ambas as bóias possuem ocorrências de valores mais frequentes entre 5 e 6 segundos, ressaltando que Leixões não possui uma classe claramente predominante de período médio. Os registos máximos absolutos são igualmente indistintos quanto à distribuição de valores, ainda que a maior frequência de valores ocorra em classes distintas (14-15s em Leixões e 10-11s em Sines, Fig. 4.6).

A distribuição de T_{max} parece apresentar-se como bimodal, facto que não se regista em mais nenhum dos parâmetros analisados e expostos a figura 4.6. Em ambas as estações existem picos de frequências nas classes de períodos máximos de 10-11s (17,3% em Leixões e 19,8% em Sines) e de 14-15s (19,3% em Leixões e 17,5% em Sines, Fig. 4.6).

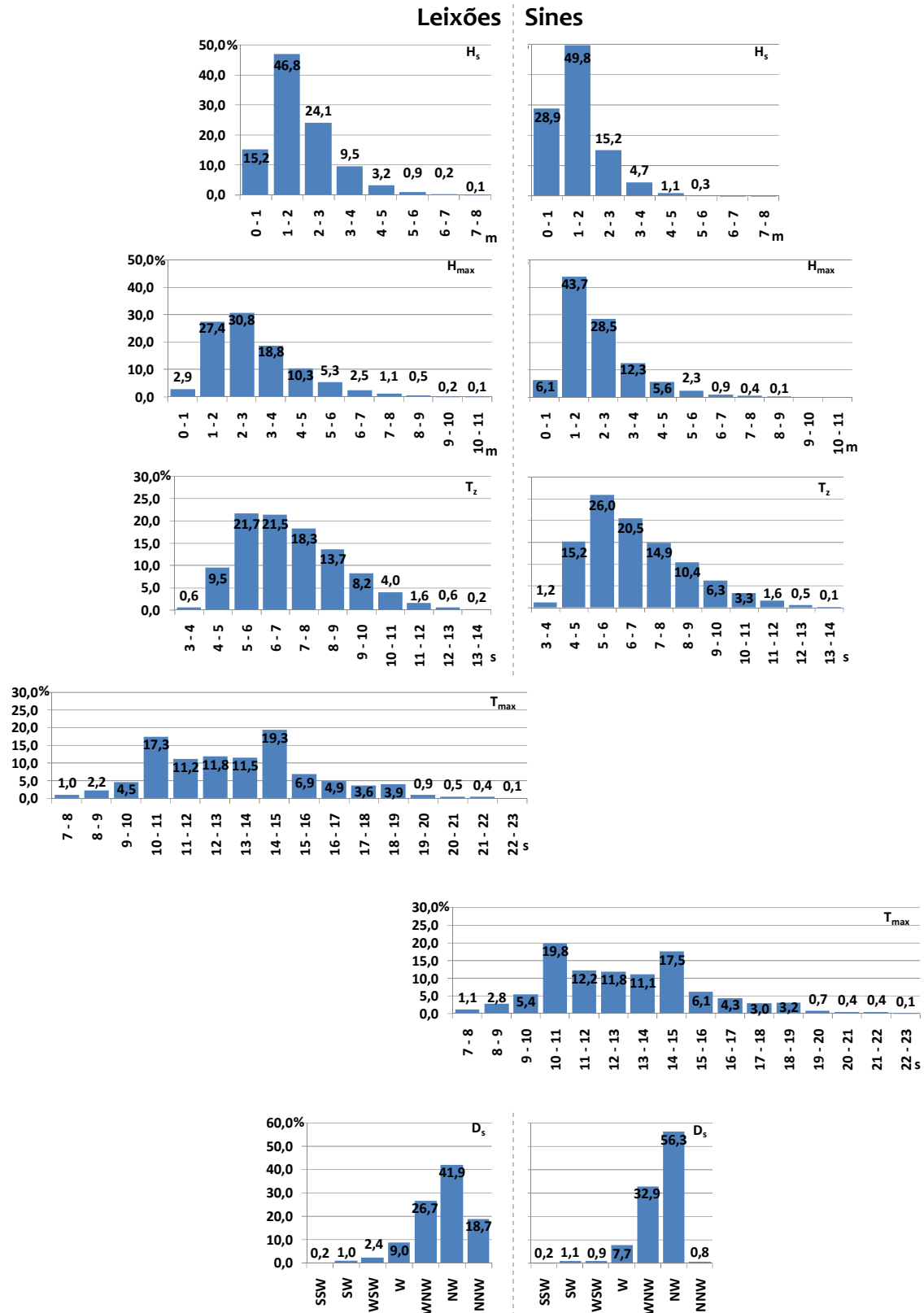


Figura 4.6 – Distribuição dos parâmetros característicos das ondas nas bóias ondógrafo de Leixões e Sines.

Como se referiu no Capítulo 2, um dos processos subjacentes à formação de ondas de largo é o sucessivo encurtamento de espectro de períodos à medida que o grupo de ondas se afasta do local de formação (Woodroffe, 2002). Esta diminuição de espectro deverá reflectir-se nas medições das bóias junto ao litoral através da predominância de uma classe de ocorrência. A existência de duas classes dominantes pode evidenciar duas fontes distintas de energia geradora da ondulação que chega ao litoral, correspondendo a um fenómeno regional porque se verifica, aparentemente, ao longo de todo o litoral ocidental de Portugal.

O rumo predominante da ondulação nas duas séries de dados é de Noroeste (41,9% em Leixões e 56,3% em Sines). O que distingue os registos das duas bóias ondógrafo é a frequência com que ocorrem rumos NW, NNW e N em Leixões, facto que estará associado ao posicionamento da bóia em latitude e, consequentemente, a condições de circulação atmosférica ligeiramente diferentes.

A distribuição bivariada dos parâmetros médios H_s / T_z revela que as ocorrências conjuntas mais frequentes correspondem a 1 – 2m / 5 – 6s (14,2% em Leixões e 14,8% em Sines, Fig. 4.7), verificando-se uma distribuição semelhante em ambas as bóias.

A conjugação de picos de ondulação e de períodos máximos registados é mais frequente nas classes de 1 – 2m / 10 – 11s (7,6% em Leixões e 12,0% em Sines, Fig. 4.7). No entanto, a distribuição dos valores conjuntos nas duas bóias ondógrafo é distinta, mais concentrada em torno dos valores 1 -2m /10 – 11s, em Sines, e mais dispersa em Leixões entre as classes de 1 – 2m / 10 – 11s e 2 – 3m / 14 – 15s. Esta tendência verifica-se igualmente na análise bivariada de valores de H_s e D_s , predominando as ocorrências 1 – 2m / NW (18,6% em Leixões e 30,8% em Sines, Fig. 4.7) e encontrando-se as restantes classes mais concentradas em torno da classe dominante em Sines e mais dispersas em Leixões.

Os valores mensais de H_s , H_{max} e T_z evidenciam a variação sazonal nas condições de hidrodinâmica registadas nas bóias de Leixões e de Sines (Fig. 4.8). Verifica-se que em ambas as bóias existe um decréscimo destes valores durante o Verão marítimo,

mais acentuado em Sines e particularmente evidente entre os meses de Junho a Agosto. O mês de Agosto representa o mês com alturas significativas médias mais baixas.

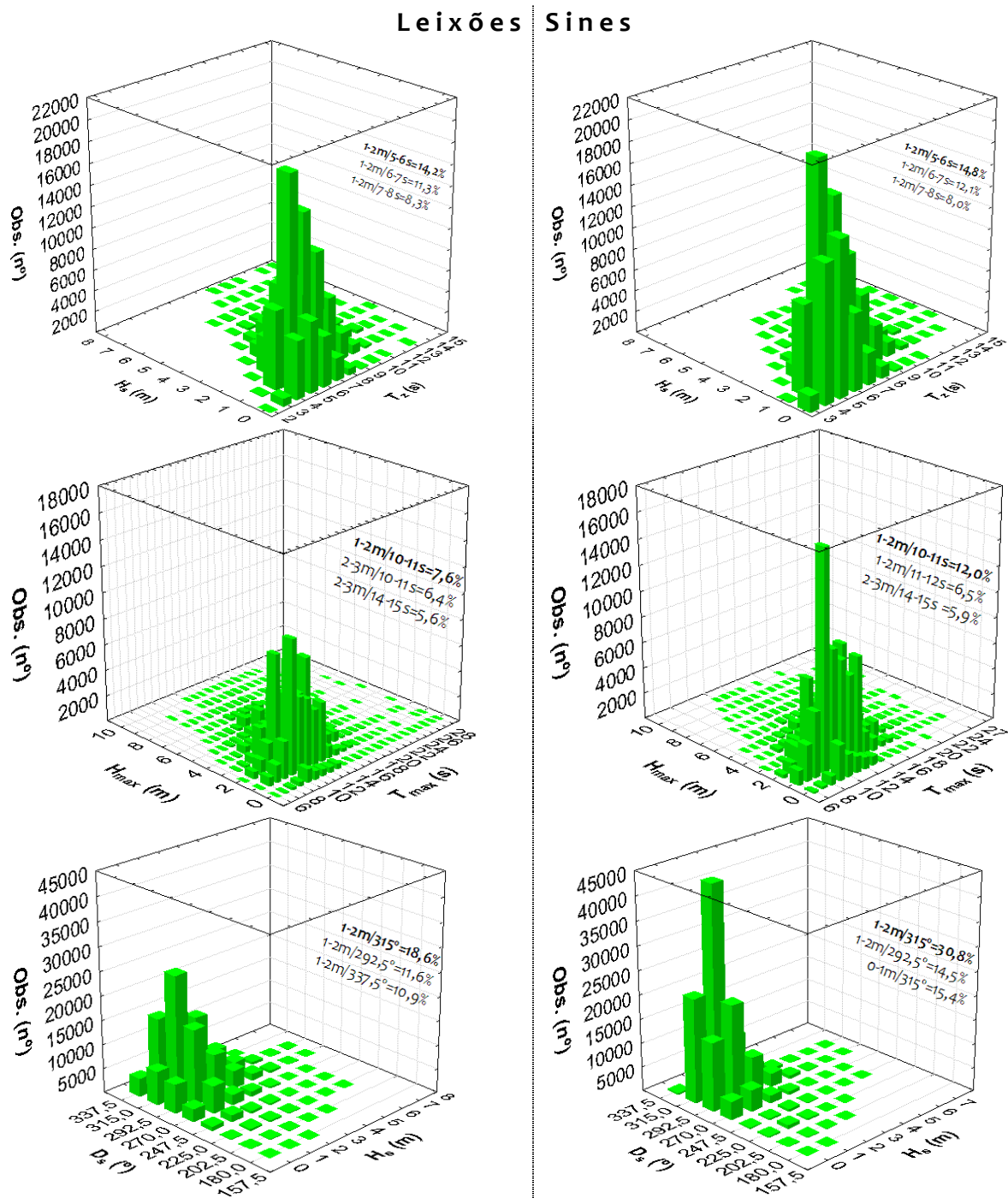


Figura 4.7 – Distribuição bivariada dos parâmetros da ondulação, em Leixões e Sines.

A amplitude das alturas significativas médias em Leixões é de 1,07m, variando entre 1,37m em Agosto e 2,44m em Janeiro (Fig. 4.8). Em Sines a amplitude de valores é mais reduzida, encontrando-se as H_s médias entre 1,11m em Agosto e 1,94m em Março, confirmando o referido padrão sazonal na distribuição dos parâmetros característicos da ondulação e as condições mais severas de agitação do mar no sector norte do litoral ocidental de Portugal.

A variabilidade dos registos de H_s é máxima nos meses de Novembro, em Sines ($H_{smin} = 0,26m$; $H_{smax} = 7,07m$), e Dezembro, em Leixões ($H_{smin} = 0,02m$; $H_{smax} = 8,59m$), no entanto, os valores máximos de T_z são atingidos apenas em Janeiro (8,3s – Leixões/Sines).

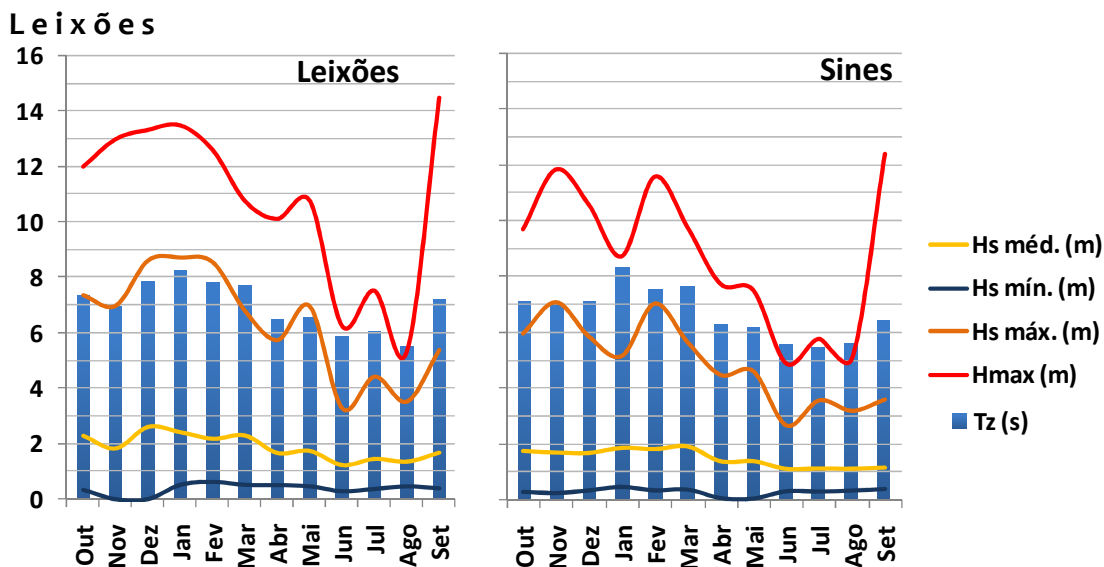


Figura 4.8 – Variabilidade mensal de H_s mínima, média e máxima, H_{max} e T_z , nas bóias ondógrafo de Leixões e Sines.

Este facto é particularmente importante na dinâmica das praias. Demonstrando que o potencial morfodinâmico que as ondas contêm será máximo durante os meses de Novembro, no sector sul do litoral ocidental de Portugal, e Dezembro, no sector norte, potenciado não só pelos elevados valores de H_s , mas também pela frequência com que as ondas chegam à linha de costa.

Salienta-se ainda a frequência com que a H_s atinge valores máximos (H_{smax} , Fig. 4.8) superiores a 5m, valor de referência para a ocorrência de temporais no litoral ocidental de Portugal continental. Leixões regista maior frequência de temporais, podendo ser encontrados valores de H_{smax} superiores a 5m entre os meses de Setembro e Maio. Com menor frequência, Sines regista a ocorrência de temporais entre os meses de Outubro e Março. Apesar das diferenças entre registos pode afirmar-se que a elevada frequência com que ocorrem temporais atesta o elevado poder morfodinâmico que as ondas possuem neste sector do litoral português.

Com já se referiu, os rumos de ondulação de NW são predominantes no litoral ocidental de Portugal. Exceptuam-se os meses de Fevereiro e Março em Leixões e Sines e Agosto em Leixões (Fig. 4.9). Esta predominância é mais acentuada no mês de Julho, em Sines (79,9%), e no mês de Dezembro, em Leixões (56,6%).

O mês de Julho é o que apresenta maiores diferenças em relação às restantes classes direccionais (NW > 35,0% > WNW, em Leixões; NW > 61,7% > WNW, em Sines) e, conseqüentemente, o mês onde o rumo NW assume maior importância. A diferença mínima regista-se nos meses de Junho, em Leixões (NW > 6,0% > WNW), e de Janeiro, em Sines (NW > 4,2% > WNW).

Como se verifica na figura 4.9, Dezembro é o mês com condições mais severas de agitação marítima provinda do rumo dominante (NW). Em Leixões, a H_s associada ao rumo de NW é em média de 2,97m, com um pico (H_{smax}) em 8,15m (Quadro 4.9). Sines apresenta valores mais baixos de agitação marítima do rumo NW (1,81m de H_s ; 5,71m de H_{smax} – Quadro 4.9).

A figura 4.9 mostra ainda que os rumos de WNW são bastante importantes durante os meses de Fevereiro e Março. Esta importância é devida à elevada frequência com que ocorrem estes rumos de ondas, mas também às condições de agitação marítima que os caracterizam. Nestes meses os rumos de ondas de WNW têm mais importância em Sines (46,3% em Fevereiro; 43,0% em Março) do que em Leixões (38,3% em Fevereiro; 31,8% em Março), mas é em Leixões, no mês de Fevereiro,

que as condições de mar se apresentam mais energéticas ($H_s = 2,61\text{m}$; $H_{s\text{max}} = 8,53\text{m}$). Sines regista $1,96\text{m}$ de H_s média e $7,02\text{m}$ de $H_{s\text{max}}$.

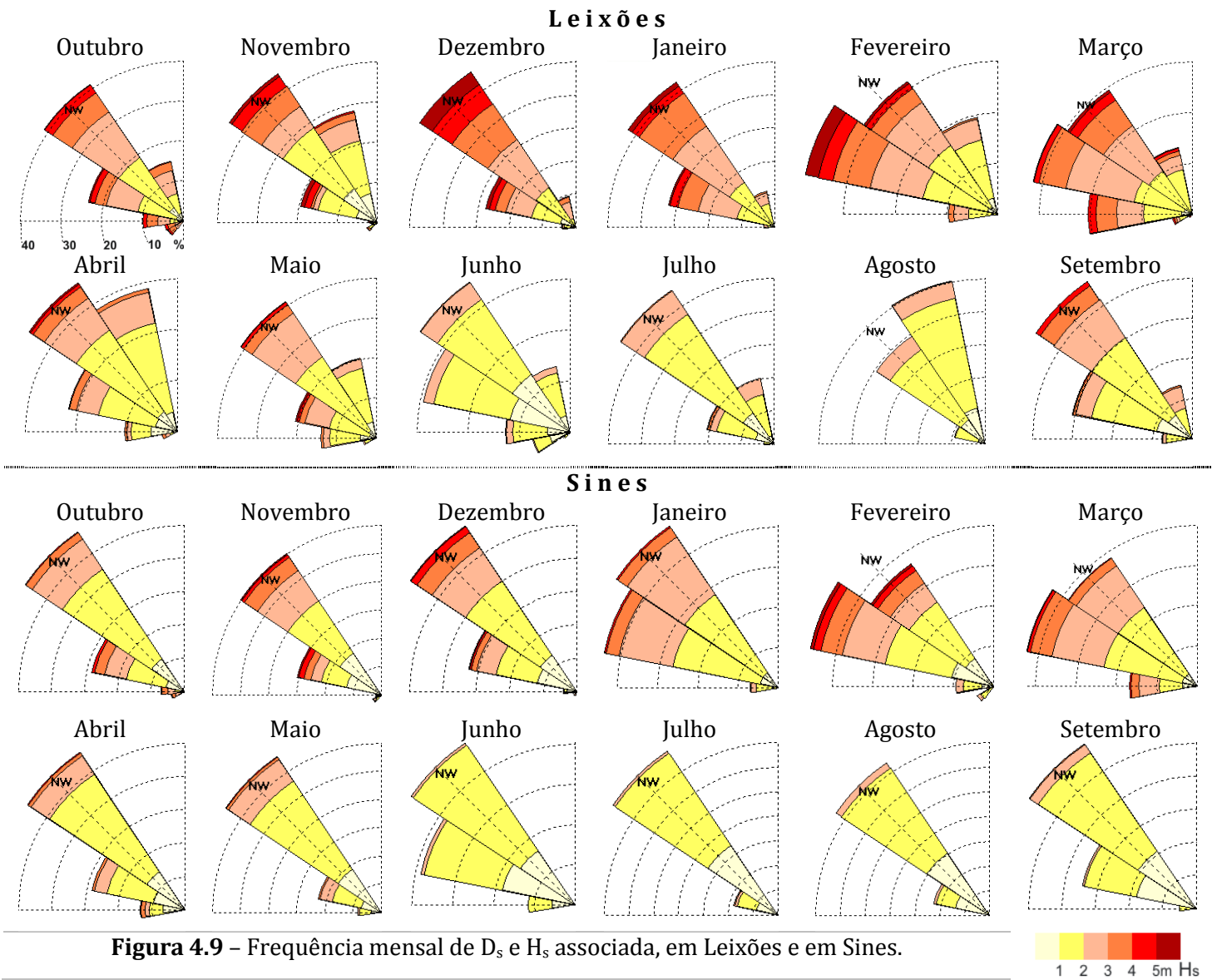


Figura 4.9 – Frequência mensal de D_s e H_s associada, em Leixões e em Sines.

Quadro 4.9 – Alturas e rumos de ondas em Leixões e Sines, nos meses de Dezembro e Fevereiro.

	Dezembro (NW)		Fevereiro (WNW)	
	H_s (m)	$H_{s\text{max}}$ (m)	H_s (m)	$H_{s\text{max}}$ (m)
Leixões	2,97	8,15	2,61	8,53
Sines	1,81	5,71	1,96	7,02

Tendo em conta os rumos mais frequentes, de NW e de WNW, pode concluir-se que as condições de agitação marítima ao longo do litoral ocidental de Portugal continental são em geral equivalentes ou mais energéticas em Fevereiro, com rumos de WNW, do que em Dezembro, com rumos de NW (Quadro 4.9). Esta diferenciação de condições de agitação marítima encontra-se bem marcada nos registos dos picos de H_s de Sines, resultando numa diferença superior a 1 metro.

O elevado hidrodinamismo associado ao rumo de WNW, em Fevereiro, assume maior importância por se tratar da direcção com menor obliquidade relativamente às áreas de estudo (fig. 4.10). A obliquidade dos rumos de ondas relativamente à linha de costa influencia a quantidade de energia que é dissipada durante os processos de transformação e colapso. Hsu *et al.* (2006) referem que a elevação do nível médio das águas face à altura da maré registada na faixa de surf (*setup*), já descrita no início do Capítulo 2, diminui com o aumento da obliquidade das ondas incidentes.

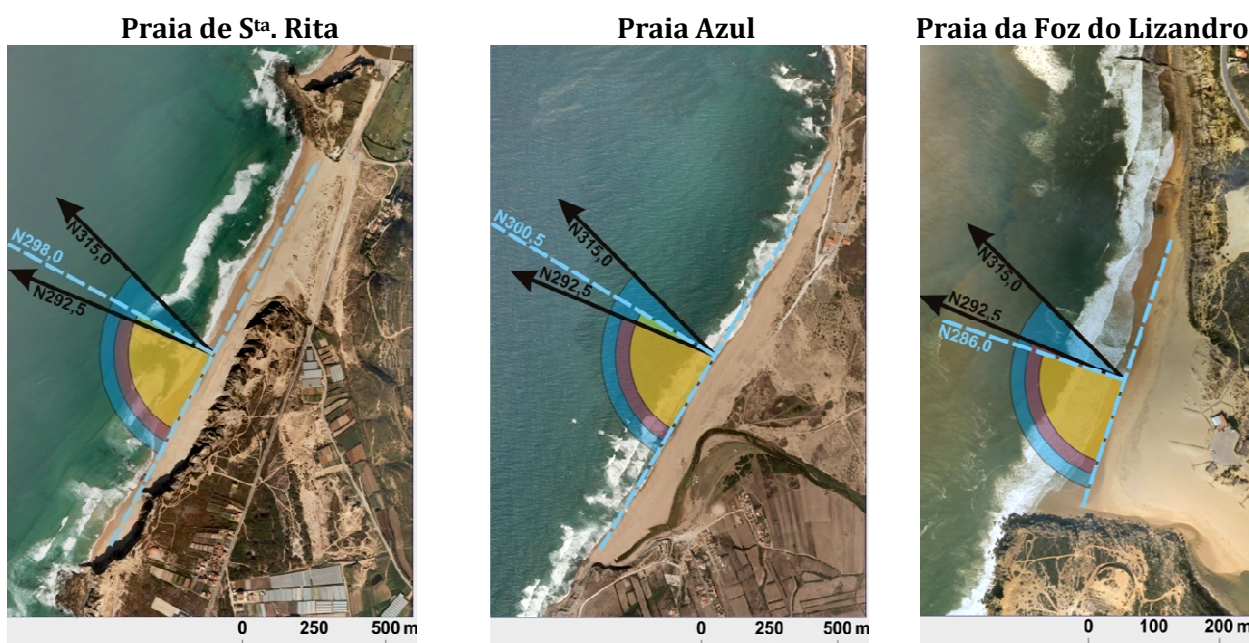


Figura 4.10 – Orientação da linha de costa junto à praia de Sta. Rita, praia Azul e praia da Foz do Lizandro. Nota: o tracejado indica o desvio da normal à linha de costa em relação ao norte. As setas a negro correspondem às direcções WNW e NW.

4.4.4. Temporais no litoral ocidental de Portugal continental no período em análise

Na maioria dos estudos admite-se que ocorre um temporal no litoral ocidental de Portugal continental quando a H_s excede 5m (Pita e Santos, 1989; Costa, 1994; Gama *et al.*, 1994). No entanto, este valor não acautela a duração do evento, podendo ser considerados como temporais episódios baseados em ocorrências esporádicas de $H_s > 5m$.

O início do registo sistemático das condições de mar, na década de 50 do século passado, e mais tarde, no final da década de 70, a medição instrumental de parâmetros da ondulação ajudaram no estudo da frequência e magnitude dos temporais que ocorrem no litoral de Portugal.

Numa síntese de dados abrangendo os anos entre 1956 e 1987, Pita & Santos (1989) listaram de 97 temporais ($H_s \geq 5m$) ocorridos no litoral ocidental de Portugal continental, dos quais 94,8% ocorreram durante o Inverno marítimo (Outubro a Março). No ano de 1982 registaram-se 9 temporais, correspondendo este ao valor máximo de ocorrências num ano. Durante o intervalo de análise, 7 anos registaram 5 ou mais temporais (1958 – 5 temporais; 1978 – 5 temporais; 1979 – 6 temporais; 1982 – 9 temporais; 1984 – 5 temporais; 1986 – 6 temporais; 1988 – 6 temporais). Segundo os autores, os temporais são mais frequentes durante os meses de Dezembro (23,7%), Janeiro (26,8%) e Fevereiro (24,7%) e os rumos com mais ocorrências são os de W (60%) e de WNW (37%).

Os dados de séries mais recentes registados por bóias ondógrafo direccionais localizadas na Figueira da Foz e em Sines (Costa, 1994), confirmam que o mês de Dezembro possui, em média, mais dias com temporal (5,5 dias na Figueira da Foz; 2,7 em Sines).

Baseada em séries de dados relativamente reduzidas, de 2,5 anos para a Figueira da Foz (Julho 1990 – Dezembro 1993) e de 4,7 anos para Sines (Maio 1988 – Dezembro 1993), a autora conclui que os temporais são mais frequentes na

Figueira da Foz, ocorrendo predominantemente do octante NW (50%), num total de 34 registos. Os temporais mais frequentes em Sines estão associados à direcção WNW (60%), tendo ocorrido 25 eventos com $H_s > 5m$. Na Figueira da Foz e em Sines os temporais caracterizam-se por H_s inferiores a 6m.

Tomando como referência a distribuição de valores nos meses entre Outubro e Março (Inverno Marítimo), onde a hidrodinâmica de largo é mais energética (Fig. 4.8), caracterizam-se de seguida, para o período em estudo, as frequências de ocorrência de valores de H_s superiores a 5m e de H_{max} (Quadro 4.10). Os registos referem-se às séries de Leixões e de Sines, durante o período de monitorização dos sistemas de praia de S^{ta}. Rita, Azul e Foz do Lizandro (2004/2007).

Verifica-se que Novembro, em Sines, e Dezembro, em Leixões, são os meses com mais tempestades. Nestes meses, Leixões regista mais tempestades do que Sines, embora seja conveniente salientar, em ambos os casos, a reduzida frequência (Quadro 4.10).

Quadro 4.10 – Frequência de valores associados a tempestades durante o Inverno marítimo, nas bóias de Leixões e Sines, entre Janeiro de 2004 e Julho de 2007.

Meses	Leixões		Sines	
	$H_s > 5m$ (%)	$H_{max} > 5m$ (%)	$H_s > 5m$ (%)	$H_{max} > 5m$ (%)
Outubro	0,86	17,4	0,21	7,2
Novembro	2,63	13,9	2,01	11,0
Dezembro	5,77	25,7	0,51	8,7
Janeiro	1,68	16,9	0,01	1,9
Fevereiro	2,92	14,0	1,67	12,2
Março	0,98	15,5	0,14	6,6

Leixões possui frequências elevadas de picos de ondulação (H_{max}) superiores a 5m durante o mês de Dezembro (25,7%), enquanto Sines regista o máximo de ocorrências de $H_{max} > 5m$ em Fevereiro (12,2%).

Nos quadros 4.11 e 4.12 estão recenseados os temporais ocorridos entre 01 de Janeiro de 2004 e 30 de Julho de 2007, registados em Leixões e Sines e os parâmetros característicos associados.

Quadro 4.11 – Temporais ocorridos em Leixões entre 01 de Janeiro de 2004 e 30 de Julho de 2007.

Data início	Duração (hh:mm)	\bar{H}_s (m)	\bar{T}_z (s)	H_{max} (m)	TH_{max} (s)	T_{max} (s)	D_s (°)
08.01.2004	11:04	4,38	9,95	8,91	20,30	21,90	292,5 (90,6%)
02.04.2004	11:37	4,85	9,58	10,12	17,20	21,10	315,0 (100,0%)
08.10.2004	17:29	4,44	7,20	9,43	14,10	14,80	225,0 (36,4%)
27.10.2004	45:13	4,25	8,28	10,09	16,40	18,80	315,0 (68,8%)
19.12.2004	06:21	4,63	9,10	9,10	17,2	20,30	315,0 (100,0%)
25.12.2004	27:38	5,26	9,40	10,69	19,50	20,30	315,0 (100,0%)
18.01.2005	36:14	5,92	11,83	13,50	22,70	27,30	315,0 (98,6%)
25.03.2005	13:59	4,60	8,93	9,98	18,00	21,9	270,0 (90,0%)
02.12.2005	17:29	4,86	9,00	12,02	17,20	19,50	315,0 (74,3%)
01.01.2006	22:01	4,35	9,12	9,77	15,60	21,10	315,0 (92,7%)
06.01.2006	6:04	4,79	9,46	9,86	15,60	18,00	315,0 (83,3%)
15.01.2006	24:51	4,90	10,55	9,81	18,80	21,9	292,5 (86,7%)
21.05.2006	07:54	5,59	9,62	10,77	15,60	18,80	292,5 (73,3%)
23.10.2006	09:00	5,54	9,24	12,01	16,04	18,00	292,5 (100,0%)
24.11.2006	123:20	4,75	9,04	11,54	14,80	23,40	292,5 (40,8%)
03.12.2006	66:52	4,61	9,00	10,62	14,8	21,10	315,0 (80,3%)
07.12.2006	47:21	6,01	9,36	13,34	17,20	21,90	315,0 (73,8%)
09.02.2007	84:26	4,83	9,60	12,61	22,70	25,80	292,5 (62,2%)
22.02.2007	39:31	5,22	10,15	11,70	19,50	23,40	292,5 (93,8%)
06.03.2007	39:47	4,67	8,67	10,76	14,80	19,5	315,0 (51,1%)
19.03.2007	16:39	4,95	9,60	10,30	21,90	21,90	337,5 (52,1%)
Média	30:33	4,92	9,37				

Quadro 4.12 – Temporais ocorridos em Sines entre 01 de Janeiro de 2004 e 30 de Julho de 2007.

Data início	Duração (hh:mm)	\bar{H}_s (m)	\bar{T}_z (s)	H_{max} (m)	TH_{max} (s)	T_{max} (s)	D_s (°)
25.03.2005	9:00	4,78	9,50	9,77	20,30	21,10	292,5 (52,8%)
18.02.2006	24:10	4,80	8,74	9,98	14,80	19,50	315,0 (60,5%)
24.11.2006	90:57	4,57	9,47	11,84	14,80	25,00	292,5 (39,6%)
05.12.2006	19:22	4,44	8,98	9,62	18,00	20,30	315,0 (80,6%)
08.12.2006	15:09	4,76	9,11	10,58	18,00	18,80	315,0 (65,5%)
10.02.2007	34:06	4,38	11,01	9,77	20,30	27,30	315,0 (78,2%)
22.05.2007	32:18	5,04	11,76	11,58	21,90	24,20	292,5 (98,3%)
Média	32:09	4,68	9,80				

Os dados apresentados de H_s , T_z , H_{max} , TH_{max} , T_{max} e D_s (Quadros 4.11 e 4.12) referem-se a ocorrências contínuas ou intercaladas de registos de $H_s > 5m$, com o mínimo de recorrência de 6h. Desta forma, o cálculo das médias de H_s e T_z inclui os registos inferiores a 5m, ocorridos durante o temporal. São excluídos valores esporádicos de $H_s > 5m$ e considerados como dois episódios distintos aqueles que sejam intervalados de mais de 24h por valores contínuos de $H_s < 5m$.

Os quadros 4.11 e 4.12 demonstram, em primeiro lugar, que existe uma elevada diferença na distribuição do número de temporais registados nas bóias ondógrafo de Leixões e de Sines. Leixões possui o triplo deste tipo de episódios extremos, registando, em média, 6 ocorrências por ano (Quadro 4.11). Esta tendência, já atrás evidenciada (Quadro 4.10; Costa, 1994), confirma o contraste regional da distribuição dos temporais, mais frequentes e severos no sector norte do litoral ocidental de Portugal continental.

Na série em análise, o ano de 2006 foi aquele que apresentou mais ocorrências (8 em Leixões e 4 em Sines, Quadros 4.11 e 4.12). Neste ano, os temporais de Novembro e Dezembro parecem ter tido uma incidência sobre toda a costa ocidental portuguesa, tendo sido registados, com diferentes intensidades e durações nas duas bóias. Para além destes, também os episódios de Março de 2005 e do início de Fevereiro de 2007 parecem ter-se manifestado à escala regional, totalizando 4 temporais com ocorrência conjunta em Leixões e em Sines.

A duração média dos temporais é semelhante nas duas estações (30:33h em Leixões e 32:09 em Sines, Quadros 4.11 e 4.12), e a amplitude de duração dos episódios é bastante elevada (de 6h:04mm a 123h:20mm, Quadro 4.11; de 9h:00mm a 90h:57mm, Quadro 4.12). A duração mais frequente dos temporais em Leixões pode ser encontrada entre as 10 e 20 horas, enquanto, em Sines, a maior frequência é repartida entre esta classe de duração dos eventos e a classe das 20 e 30 horas, representando, por isso, temporais duradoiros.

Os quadros 4.11 e 4.12 mostram ainda que a H_s média de temporal em Sines (4,68m) é ligeiramente inferior quando comparada com Leixões (4,92m). Nos 4

casos onde é possível uma comparação baseada na ocorrência conjunta dos episódios, os registos de H_s traduzem-se, na maioria dos casos, em estados de mar menos energéticos em Sines (quadros 4.11 e 4.12), exceptuando o temporal de Março de 2005, em que a H_s em Leixões tem uma média 0,18m inferior.

Outro facto relevante suscitado pela análise dos quadros 4.11 e 4.12 é que o valor médio de T_z associado à ocorrência de temporais é inferior em Leixões (9,37s em Leixões; 9,80 em Sines). Mais uma vez, pode confirmar-se que, exceptuando a ocorrência conjunta de Dezembro de 2006, os restantes temporais apresentam valores médios de T_z inferiores em Leixões.

As direcções significativas associadas a episódios de temporal mais frequentes são as de Noroeste, representando 11 dos 21 registos em Leixões e 4 dos 7 registos em Sines (quadros 4.12 e 4.13). Note-se que o espectro de direcções não é alargado, centrando-se quase exclusivamente nas proveniências de noroeste e de Oés-noroeste, quase sempre com elevada representatividade relativamente aos restantes rumos.

Pode deduzir-se que, no período em análise e quanto a temporais de escala regional, a energia e a frequência com que as ondas de temporal chegam ao litoral ocidental de Portugal continental é superior no sector norte. Por isso, será aí que o seu potencial morfogénico é superior, significando uma maior pressão sobre os sistemas litorais do sector norte, que se encontram em grande parte expostos aos rumos predominantes dos temporais.

4.4.5. Previsão de valores extremos de agitação marítima

A previsão de ocorrência de valores extremos tem sido uma ferramenta fundamental na gestão do litoral, existindo um elevado interesse em conhecer a frequência e intensidade de fenómenos com potencial erosivo, em relação aos

sistemas litorais, e destrutivo, em relação aos agentes e utentes do espaço litoral. Por isso, o conhecimento da forma como os parâmetros característicos das ondas se distribuem no tempo é essencial na definição de medidas de mitigação e redução da vulnerabilidade dos sistemas.

Para a caracterização da ocorrência de valores extremos no sector litoral entre Peniche e Cascais foi utilizada a série de dados da bóia ondógrafo de Peniche por se julgar mais característica, pela proximidade (Quadro 4.4), da agitação marítima desde troço de litoral. Como já se referiu no ponto 4.4.1. do presente capítulo, trata-se de uma série antiga de dados (01.03.1980 – 30.04.1985, Quadro 4.5), que abrange um espectro temporal de registos mais alargado do que as séries disponíveis de Leixões e de Sines.

O cálculo dos períodos de retorno de alturas e períodos das ondas baseou-se na aplicação de algoritmos de distribuição generalizada de valores extremos aos dados da bóia ondógrafo de Peniche, recorrendo aos módulos *evd* e *ismev* do programa de distribuição livre R[©] (R-Project – The R[©] Foundation for Statistical Computing).

A análise de dados através da distribuição generalizada de valores extremos pretende, em primeiro lugar, explicar o comportamento dos valores máximos e/ou mínimos de determinada variável independente, ou conjunto de variáveis independentes (Smith, 2001), uma vez que os valores próximos do mínimo e do máximo determinam as propriedades de distribuição estatística de ordem extrema. Este tipo de análise centra-se na cauda da distribuição para realizar inferências estatísticas para além da amostra em presença e, normalmente, sobre uma amostra limitada de dados, determinando valores esperados sobre fenómenos raros.

A análise da série de dados através da distribuição generalizada de valores extremos permite, pela resolução do seu algoritmo (50), reunir três tipos de distribuição numa única família (Katz *et al*, 2002; Katz *et al*, 2005).

$$G(x) = \exp \left\{ - \left[1 + \xi_f \left(\frac{x - \mu}{\sigma} \right) \right] \right\}^{(-1/\xi_f)} \quad (50)$$

onde, μ corresponde ao parâmetro de localização, dependente da escala temporal, σ ao parâmetro de escala e ξ_f ao parâmetro de forma da curva de distribuição.

Os três tipos de distribuições típicas na modelação de valores extremos correspondem à distribuição de Gumbel (Tipo I – eq. 51), distribuição de Fréchet (Tipo II – eq. 52) e distribuição de Weibull (Tipo III – eq. 53):

- Tipo I – distribuição de Gumbel:

$$Pr[X \leq x] = \exp[-e^{(x-\mu)/\sigma}] \quad (51)$$

- Tipo II – distribuição de Fréchet:

$$Pr[X \leq x] = \begin{cases} 0, & x < \mu \\ \exp \left\{ - \left(\frac{x - \mu}{\sigma} \right)^{-\xi_f} \right\}, & x \geq \mu \end{cases} \quad (52)$$

- Tipo III – distribuição de Weibull:

$$Pr[X \leq x] = \begin{cases} \exp \left\{ - \left(\frac{\mu - x}{\sigma} \right)^{\xi_f} \right\}, & x \leq \mu \\ 0, & x > \mu \end{cases} \quad (53)$$

Tal como no caso dos parâmetros de tendência central numa distribuição normal (média, mediana e desvio padrão), o parâmetro μ localiza o centro da amostra e σ a

dispersão em torno desse ponto central. Independentemente de μ e σ , a distribuição dos valores pode assumir uma de três formas (ξ_f) possíveis em torno do valor zero:

$\xi_f \approx 0$, distribuição de Gumbel (Tipo I);

$\xi_f > 0$, distribuição de Fréchet (Tipo II);

$\xi_f < 0$, distribuição de Weibull (Tipo III).

A combinação das três formas (Tipo I,II e III) na avaliação e extrapolação de valores extremos permite, de uma forma mais eficiente, obter melhores resultados no ajuste dos modelos aos dados observados (Smith, 2001).

Tendo em conta a série de dados de temporais ocorridos em Peniche durante o período de medição da bóia ondógrafo, determinam-se de seguida os parâmetros de localização (μ), de escala e de forma (Quadro 4.13 e 4.14) das distribuições de alturas significativas de tempestade ($H_s > 5\text{m}$) e $H_{max} > 5\text{m}$, contidos no algoritmo de distribuição generalizada de valores extremos (eq. 50), e a respectiva precisão num intervalo de confiança de 95% (eq. 54, 55 e 56), tendo em conta o ajuste do modelo aos dados observados (Fig. 4.11).

$$\mu_{ic95} = \mu_{est} - 1,96\mu_{ep} ; \mu_{est} + 1,96\mu_{ep} \quad (54)$$

$$\sigma_{ic95} = \sigma_{est} - 1,96\sigma_{ep} ; \sigma_{est} + 1,96\sigma_{ep} \quad (55)$$

$$\xi_{f_{ic95}} = \xi_{f_{est}} - 1,96\xi_{f_{ep}} ; \xi_{f_{est}} + 1,96\xi_{f_{ep}} \quad (56)$$

onde o prefixo ic_{95} se refere ao cálculo do parâmetro para um intervalo de confiança de 95%, est representa o parâmetro estimado e ep o erro padrão do parâmetro estimado.

Quadro 4.13 – Parâmetros de localização, de escala e de forma relativos à distribuição das alturas significativas de tempestade na série de Peniche.

	μ	σ	ξ_f
Estimado	4,8428739	0,2969410	0,6085913
Erro padrão	0,0710319	0,0729858	0,2386388
Intervalo de confiança (95%)	4,70365 ; 4,98210	0,15389 ; 0,43999	0,14086 ; 1,07632

Quadro 4.14 – Parâmetros de localização, de escala e de forma relativos à distribuição das alturas máximas > 5m na série de Peniche.

	μ	σ	ξ_f
Estimado	5,6094892	0,6211953	0,4882015
Erro padrão	0,05469124	0,05231586	0,08047489
Intervalo de confiança (95%)	5,50229 – 5,71668	0,51866 – 0,72373	0,33047 – 0,64593

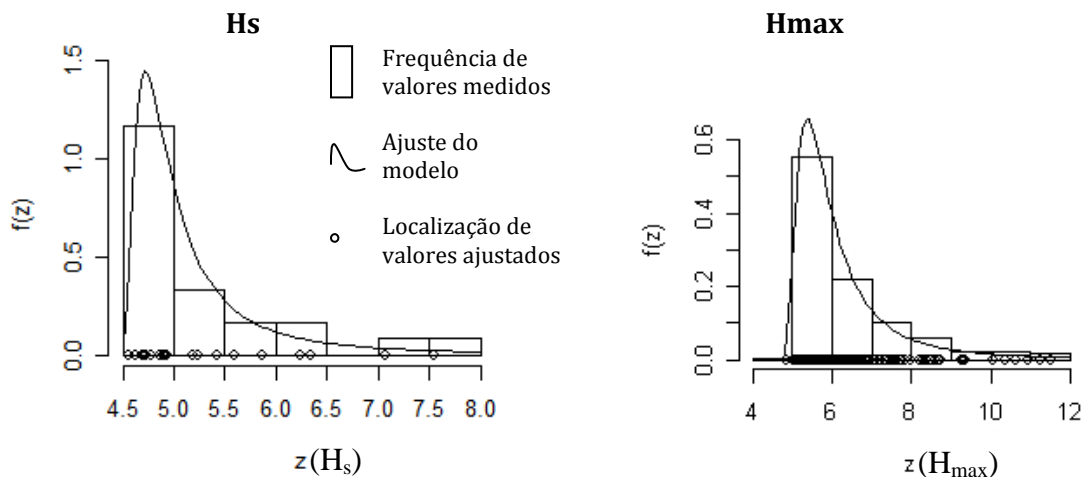


Figura 4.11 – Ajuste do modelo aos dados das alturas significativas (H_s) e das alturas máximas (H_{max}) > 5m, observados em Peniche. $f(z)$ – densidade; z – altura significativa (m).

Como se verifica na figura 4.11, o modelo explica de forma satisfatória a distribuição de alturas significativas (H_s) de temporal e de alturas máximas (H_{max}) >5m presentes na série de Peniche. Este facto é confirmado com o ajuste claro da linha de distribuição das frequências prevista pelo modelo às frequências de ocorrência de alturas significativas em Peniche (Fig. 4.11).

Através do algoritmo de cálculo dos períodos de retorno (eq. 57) são apresentadas, no quadro 4.15, as alturas significativas de tempestade (H_{st}) esperadas em Peniche com períodos de retorno de 5, 10, 25, 50 e 100 anos.

$$x_p = \mu - \frac{\sigma}{\xi_f} [1 - \{-\log(1 - p)\}^{\xi_f}] \quad (57)$$

em que p corresponde ao período de retorno pretendido (100 anos \approx 0,01; 50 anos \approx 0,02; 25 anos \approx 0,04; 10 anos \approx 0,1; 5 anos \approx 0,2).

Quadro 4.15 - Períodos de retorno de alturas significativas de tempestade (H_{st}) e de alturas máximas (H_{max}) >5m, em Peniche.

Período de retorno (anos)	H_{st} (m)	$H_{max} >5m$ (m)
5	5,57	6,98
10	6,27	8,15
25	7,77	10,40
50	9,60	12,89
100	12,38	16,36

As estimativas de períodos de retorno efectuadas sobre os dados da altura significativa de Peniche correspondem a valores menos energéticos do que os que são apontados em estudos anteriores (Pires e Pessanha, 1986; Carvalho, 1992; Ferreira, 1993), facto a que não serão alheios os diferentes métodos utilizados

para o cálculo dos períodos de retorno e as diferentes séries de dados que estão na base dessas estimativas.

Importa, no entanto, salientar o papel que os picos de altura de ondulação e os seus períodos de retorno possuem na dinâmica das praias e na vulnerabilidade dos sistemas à erosão e à ocorrência de inundações no seguimento de galgamentos oceânicos.

4.5. Dinâmica sedimentar da plataforma continental próxima e fontes sedimentares

A dinâmica dos sistemas litorais depende em primeiro lugar da frequência e da magnitude com que se processa o fornecimento dos sedimentos. Nas praias entre Peniche e Cascais, o afluxo sedimentar determina o equilíbrio dinâmico ou desequilíbrio do sistema face às condições ambientais e depende, essencialmente da dinâmica da deriva litoral, do contributo dos cursos de água e da susceptibilidade à erosão dos sistemas de arribas.

A corrente de deriva litoral transporta a parte mais significativa dos sedimentos que se depositam nas praias, afectando directamente com maior ou menor intensidade todo o tipo de sistemas de praia.

A dinâmica fluvial constitui um importante contributo na alimentação directa de praias estuarinas, influenciando indirectamente o balanço sedimentar através do fornecimento de sedimentos à deriva litoral.

A dinâmica dos sistemas de arriba, a par do tipo de materiais que a constitui, podem determinar, o fornecimento de sedimentos às praias através do desmantelamento e transporte pela corrente de deriva litoral dos depósitos resultantes de episódios mais dinâmicos.

O sector litoral entre Peniche e Cascais é caracterizado por um défice sedimentar (Abecessis, 1987; Ramos-Pereira, 1991) que se reflecte na reduzida dimensão dos sistemas de praia e praia duna. Segundo Neves (2006), os sistemas litorais sem cobertura sedimentar arenosa associada representam 59,7% dos sistemas entre a Nazaré e Cascais e grande parte dos restantes correspondem a sistemas compostos de praia-arriba (25,7%) onde a componente arenosa possui dimensões reduzidas, como é o caso as praias encastradas, ou possui uma forma alongada e estreita que não impede a acção do mar sobre a arriba. Apenas 14,6% correspondem a praias estuarinas ou praias com sistemas dunares associados.

Parte deste défice deve-se à falta de disponibilidade sedimentar para transporte ao longo da costa. Esta falta de sedimentos é promovida pela existência de dois obstáculos naturais de grande importância, o canhão da Nazaré e o promontório de Peniche, que limitam o transporte de sedimentos de norte para sul, dificultando a alimentação sedimentar a sul de Peniche.

As características morfológicas do canhão da Nazaré, canhão de tipo gouf (Vanney & Mougnot, 1990), e o seu posicionamento transversal em relação à linha de costa, com a cabeceira a apenas a 500m da praia da Nazaré, são responsáveis pela captura de boa parte dos sedimentos em trânsito (Vanney & Mougnot, 1981). No que respeita à dinâmica sedimentar, o canhão da Nazaré é, de resto, o mais activo dos canhões que cortam a margem continental do noroeste ibérico, registando uma taxa de sedimentação máxima de 9623,1g/m²/ano (van Weering *et al.*, 2002), facto atribuído à posição da cabeceira junto à linha de costa.

van Weering *et al.* (2002) refere que a composição dos sedimentos superficiais presentes no canhão da Nazaré é dominada por sedimentos terrígenos em trânsito na plataforma continental que são canalizados para a planície abissal através do canhão. O contributo continental encontra-se registado na cobertura sedimentar das cabeceiras do canhão. Estas apresentam um teor de feldspatos superior ao registado em profundidade, resultado da erosão de praias e arribas a norte, onde este tipo de minerais abundam (Oliveira *et al.*, 2007).

Os sedimentos que escapam a esta captura e os que chegam ao litoral através dos pequenos cursos de água que desaguam entre a Nazaré e Peniche ficam em grande parte retidos entre o promontório de Peniche e as ilhas Berlengas.

Esta captura de sedimentos ao longo do litoral é salientada pela existência de áreas do fundo marinho cobertas por afloramentos rochosos (Fig. 4.12). Este facto ganha mais importância junto à linha de costa, onde a movimentação de sedimentos não consolidados pela corrente longilitoral da deriva é condicionada pelo tipo de fundo em presença. Existem dois conjuntos importantes de afloramentos entre a Nazaré e Peniche, os que se encontram dispostos ao longo da linha de costa, ao largo de S. Martinho do Porto e os que se dispõem perpendicularmente ao litoral, entre o promontório de Peniche e a ilha Berlenga, interrompendo grande parte do trânsito sedimentar que circula em direcção a sul (Fig. 4.12).

O défice sedimentar é igualmente sustentado pela reduzida dimensão dos cursos de água que drenam para o litoral entre Peniche e Cascais, pelas características do seu regime hidrológico e pelo tipo de materiais que afloram nas suas bacias hidrográficas. Os cursos de água mais importantes neste sector de litoral são o Rio Alcabrichel, Rio Sizandro e Rio Lizandro (Quadro 4.16).

O Rio Sizandro, que desagua na praia Azul, é simultaneamente o mais extenso (37 km) e o que possui a maior bacia hidrográfica (334 km²). No entanto, a área drenada por este curso de água é apenas 4,4% da dimensão da bacia do Rio Sado (7650km²) e 5,0% da bacia hidrográfica do rio Mondego (6645km²).

A dimensão reduzida destas bacias é ainda mais evidente quando se tem em conta a área drenada pelas bacias do rio Lizandro, do rio Alcabrichel e dos restantes sistemas de drenagem (Quadro 4.16). Juntos, os sistemas de drenagem mais importantes que desaguam no troço de litoral entre Peniche e Cascais representam apenas 12,8% da área drenada pelo rio Sado e 14,7% da bacia hidrográfica do rio Mondego.

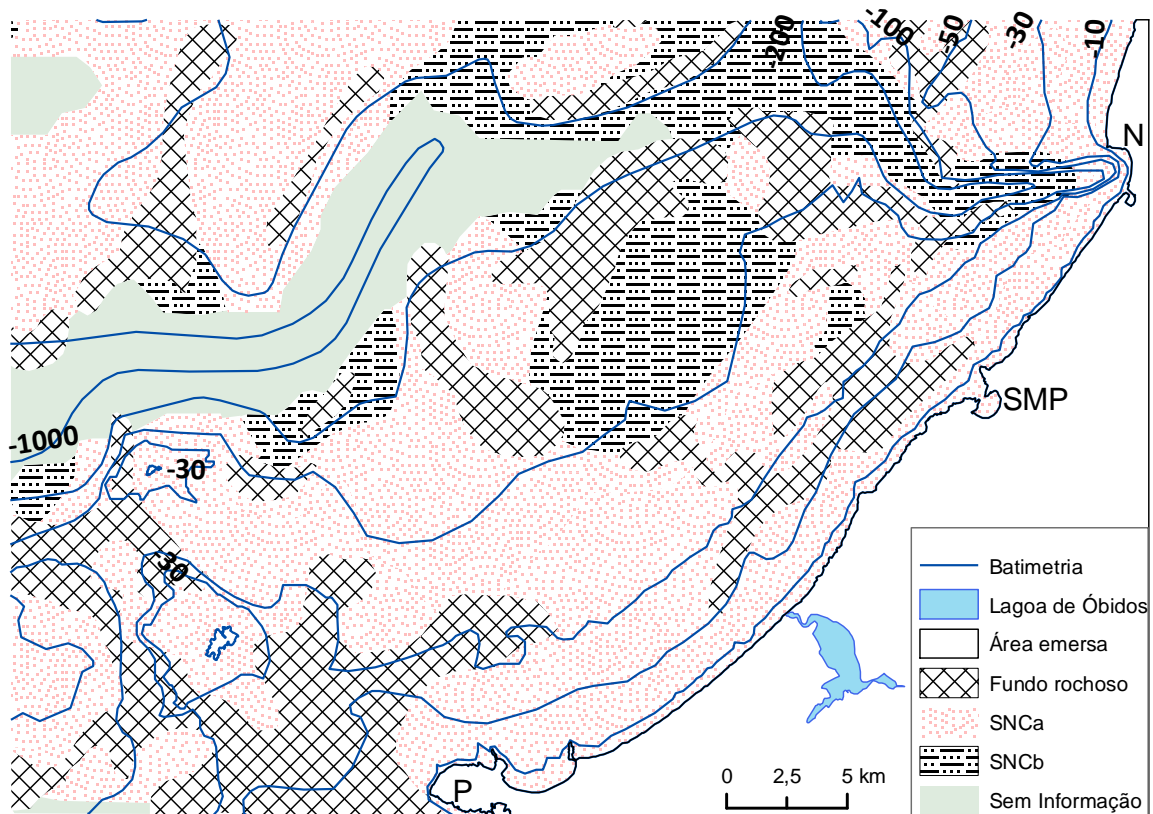


Figura 4.12 – Tipo de cobertura da plataforma continental entre a Nazaré e Peniche. N – Nazaré; SMP – S. Martinho do Porto; P – Peniche; SNCa – sedimentos não consolidados predominantemente arenosos (>0,063mm – 50% a 100%); SNCb - sedimentos não consolidados predominantemente silto-argilosos (>0,063mm – 0% a 49,9%). (adaptado de Oliveira et al., 2007)

A falta de estudos sobre o transporte de partículas ao longo destes cursos de água não permite quantificar o seu contributo para a dinâmica de sedimentos no litoral. No entanto, a comparação com a dimensão de área drenada dos maiores sistemas exclusivamente portugueses não deixa dúvida quanto ao seu significado reduzido.

Acresce à reduzida dimensão dos cursos de água a sua elevada dependência do regime da precipitação e, conseqüentemente, a elevada irregularidade intra e inter-anual do seu caudal (Ramos, 2005). Esta irregularidade do escoamento verifica-se em períodos mais ou menos alargados de estiagem intercalados com aumentos súbitos de caudal como resposta a precipitações intensas sobre bacias de pequena dimensão e com tempos de concentração reduzidos. Daqui resulta um fornecimento intermitente e irregular de sedimentos aos sistemas litorais.

Quadro 4.16 – Características geométricas das bacias hidrográficas dos principais cursos de água entre Peniche e Cascais.

Bacia Hidrográfica	Área (km²)	Comprimento (km)	Altitude da nascente (m)	Dimensão relativa à bacia do rio Sado (%)	Dimensão relativa à bacia do R. Mondego (%)
Rio S. Domingos	74	15	200	1,0	1,1
Rio Grande	97	14,6	150	1,3	1,5
Rio Alcabrichel	148	24	350	1,9	2,2
Rio Sizandro	334	37	320	4,4	5,0
Ribeira Safarujo	62	18	250	0,8	0,9
Ribeira Do Cuco	32	11	250	0,4	0,5
Rio Lizandro	175	27	200	2,3	2,6
Ribeira de Colares	54	13	250	0,7	0,8

Fonte: DRAOT-LVT (2002)

Por fim, os materiais constituintes das bacias hidrográficas são predominantemente carbonatados e margosos, de idade jurássica e cretácica. As áreas drenadas por afloramentos de origem puramente detrítica e por depósitos recentes de terraços, dunas e praias quaternárias são diminutas. Apenas junto a Peniche é possível encontrar um campo dunar extenso drenado pelo rio S. Domingos.

O contributo da dinâmica das arribas para a alimentação da deriva litoral é influenciado pela constituição litológica das arribas deste troço litoral. Embora os sistemas de arriba sejam talhados, quase exclusivamente, em rochas sedimentares, os complexos sedimentares predominantes entre Peniche e Cascais encontram-se associados a tipos litológicos argilosos com uma componente carbonatada no sector sul ou associados a arenitos e conglomerados mais a norte (Neves, 2006). A elevada irregularidade da dinâmica nestas vertentes litorais e o rápido desmantelamento deste tipo de materiais após a ocorrência de desabamentos ou deslizamentos dificilmente contribui de forma significativa para o balanço sedimentar dos sistemas de praia ao longo deste troço litoral.

4.6. Síntese

De entre as variáveis com elevada relevância para a explicação da dinâmica dos sistemas de praia, as ondas correspondem ao agente que mais contribui para as modificações morfológicas de curto prazo ocorridas ao longo do perfil. Este facto é ainda mais importante quando se analisam praias expostas no litoral ocidental de Portugal, onde a altura média anual pode chegar aos 2,4m e os temporais são muito frequentes durante o Inverno marítimo.

A análise das séries antigas de agitação marítima de Peniche e Cascais permitiu caracterizar os parâmetros da ondulação junto da área de estudo e prever, com base nestes resultados, valores extremos de agitação marítima com período de retorno até 100 anos.

A altura significativa média no litoral entre Peniche e Cascais é de 2,1m, decrescendo no sector próximo de Cascais para 1,2m. Este último valor deve-se à posição de abrigo face à ondulação dominante da bóia de Cascais, sendo de esperar, no resto deste troço litoral, valores semelhantes aos de Peniche. Os dados desta bóia ondógrafo permitem afirmar que o período significativo característico se encontra entre os 7 e os 8 segundos.

Este troço de litoral apresenta ainda uma sazonalidade bem marcada, como de resto acontece no litoral ocidental de Portugal, na repartição de alturas e períodos de ondas ao longo do ano. Dezembro apresenta-se como o mês hidrodinamicamente mais energético, com alturas significativas médias em Peniche de 3,3m.

A ocorrência de temporais durante o Inverno marítimo é frequente, contabilizando-se 28 eventos de direcção dominante de NW durante o período de referência para este estudo nas bóias ondógrafo de Leixões e de Sines. Comprova-se, no entanto, uma elevada diferenciação regional, apresentando o sector Norte do litoral de Portugal continental temporais mais frequentes com uma duração média

de cerca de 31 horas. A duração máxima de um evento foi registada em Leixões com cerca de 123 horas.

No domínio das alturas extremas previstas, pode afirmar-se com segurança que a altura significativa de uma onda com período de retorno centenário no litoral entre Peniche e Cascais se aproximará a 12,38m. Esta previsão revela-se de grande importância na projecção de cenários de susceptibilidade dos sistemas estudados face a episódios de erosão e inundação.

Para além das ondas, outros agentes contribuem para a dinâmica das praias. As marés encontram-se entre as variáveis que também podem influenciar a morfologia de praia a curto prazo, correspondendo a um dos agentes mais previsíveis e melhor conhecidos neste troço de litoral. No ano de 1998 registou-se uma altura máxima absoluta acima do zero hidrográfico no marégrafo de Cascais de 4,03m, sendo de esperar uma altura média da preia-mar viva de cerca de 3,67.

CAPÍTULO 5: DINÂMICA DOS SISTEMAS DE PRAIA

5.1. Enquadramento geomorfológico dos sistemas estudados

As condições geomorfológicas que determinam a formação das praias influenciam a sua forma planimétrica, a sua largura e comprimento, a sua exposição à ondulação, a curvatura local da linha de costa, o tipo de circulação nas faixas de transformação, surf e ressaca e, em última análise, a dinâmica do sistema de praia (Roy *et al.*, 1994; Short, 1999).

O modelado pré-existente à instalação de uma praia pode resultar de processos erosivos sobre o substrato (plataformas rochosas de sopé herdadas ou antigos fundos de vale encaixados) ou representar áreas de acumulação de sedimentos (antigas planícies aluviais ou lagunas costeiras). Este modelado determina, em primeiro lugar, a quantidade de sedimentos que podem ser depositados, por captação à deriva litoral, entre a antiga superfície e a superfície da praia, relativamente a determinado nível médio do mar (Cowell & Thom, 1994).

A influência do modelado pré-existente mantém-se independentemente da disponibilidade sedimentar, significando que modelados pré-existentes distintos determinarão a formação de sistemas litorais, nomeadamente praias, com geometrias diferentes e, conseqüentemente dinâmicas diferenciadas, mesmo que as condições de fornecimento sedimentar aos sistemas sejam iguais.

A morfologia pré-existente condiciona o desenvolvimento dos sistemas de praia, através do controlo que possui sobre os processos de deposição das partículas em movimento na deriva litoral ou nos estuários. As plataformas continentais internas horizontais ou sub-horizontais tendem a originar processos de transformação de ondas longínquos, com grande parte da dispersão energética a efectuar-se em faixas afastadas da linha de costa, criando aí condições para a deposição dos materiais. Quando se verifica o oposto, ou seja, quando a plataforma continental interna possui gradientes elevados, grande parte dos sedimentos é transportada para o largo e depositada em áreas da plataforma continental mais profundas.

Apesar de possuírem orientações da linha de costa semelhantes (Fig. 4.10), os sistemas da praia de S^{ta}. Rita, da praia Azul e da praia da Foz do Lizandro possuem características distintas quanto ao tipo e dimensão do sistema (Quadro 5.1) e quanto às condições de evolução geomorfológica que originaram este tipo de sistemas litorais.

5.1.1. Praia de S^{ta}. Rita

A praia de S^{ta}. Rita corresponde a um sistema litoral compósito, com uma componente de praia-duna, a norte, e outra de praia-arriba, a sul (Quadro 5.1, Fig. 4.10 e Fig. 5.1). Grande parte deste sistema compósito assenta sobre uma pequena depressão diapírica (Trindade, 2001), onde aflora um complexo pelítico-carbonatado-evaporítico de idade hetangiana, composto por argilas gipsíferas e salíferas de caris extrusivo e denominado por Choffat de Margas de Dagorda (Manuppella *et al.*, 1999). O arranjo estrutural que esta formação confere aos materiais das unidades do Vimeiro (calcários compactos bioclásticos kimeridgianos) e da Praia da Amoreira e Porto Novo (grés, margas e arenitos) condiciona a morfologia e, conseqüentemente, a forma planimétrica trapezoidal do sector norte do sistema (Fig. 5.1).

A linha de arriba, talhada na formação da Praia da Amoreira e Porto Novo, é interrompida neste sector devido à presença da referida depressão diapírica, tornando possível a acumulação de sedimentos. Estes sedimentos e o abrigo do local em relação à ondulação dominante de NW permitiram o desenvolvimento de uma restinga e a constituição de um sistema lagunar de barreira, que existiria ainda no séc. IX. A intervenção continuada nas vertentes, através da desflorestação, levou ao aumento do transporte de sedimentos ao longo da bacia hidrográfica do Rio Alcabrichel, ao assoreamento do sistema lagunar de S^{ta}.

Rita, há cerca de 4 séculos, e à sua substituição pelo sistema actual de praia-duna (Trindade, 2001).

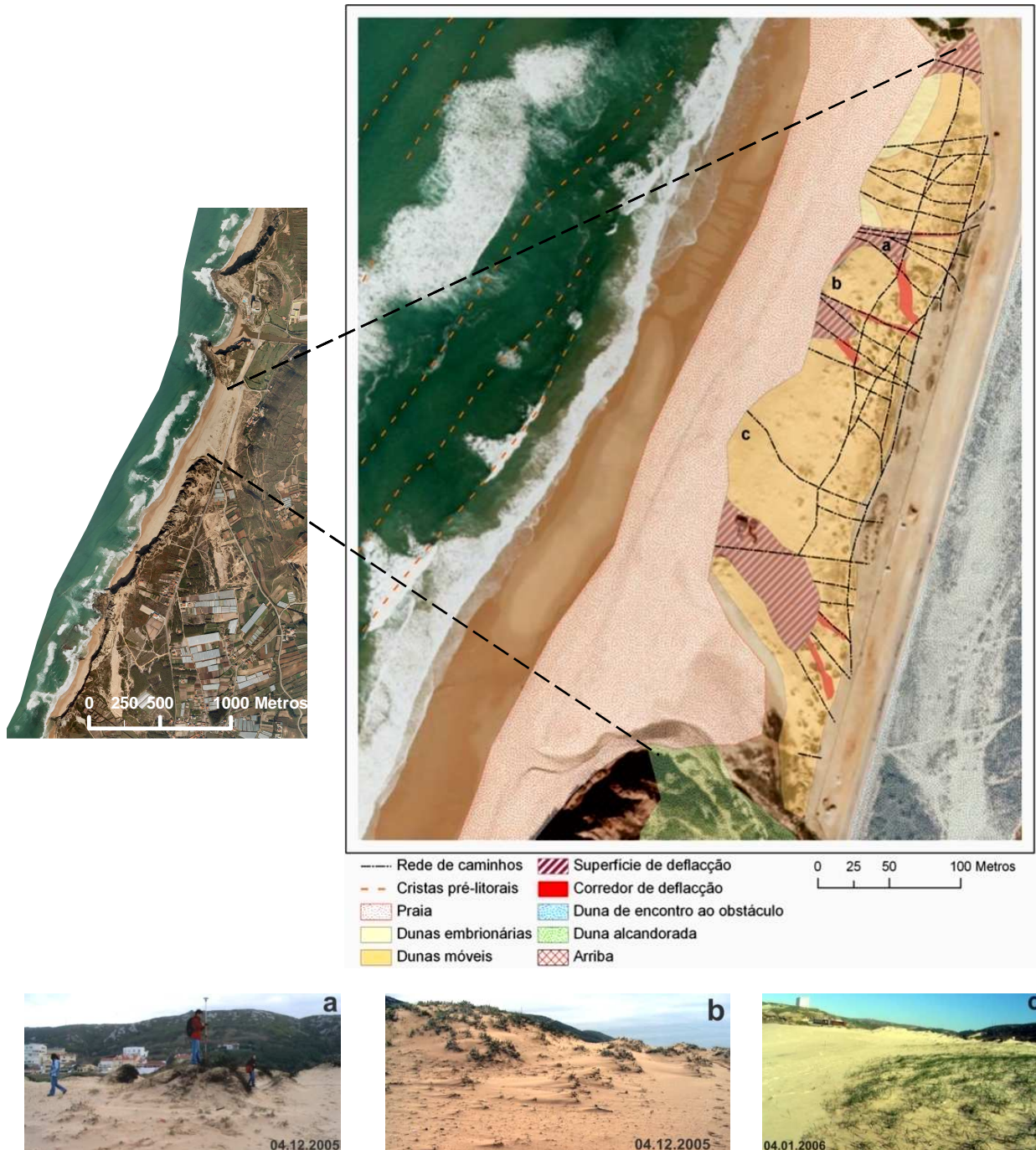


Figura 5.1 – Componentes do sistema e elementos de degradação do campo dunar da praia de St^a. Rita. **a** – duna degradada por pisoteio; **b** – dunas embrionárias; **c** – colonização recente de *Elymus farctus* no limite interno da praia alta (ortofotomapa de 2004).

A existência do promontório de Porto Novo a norte da praia de St^a. Rita representa um ponto de refração/difracção da ondulação, principalmente da que chega dos octantes N a WNW, podendo, pela proximidade à praia e à área de monitorização, representar um factor explicativo do comportamento morfodinâmico do perfil no sector norte da praia.

A praia de St^a. Rita possui um campo dunar actual altamente degradado pelo pisoteio e pela presença de superfícies de deflação que cortam o topo da duna branca (Fig. 5.1). Este campo de dunas, com altitude máxima de cerca de 10m, ocupa cerca de 25% da totalidade do sistema cuja dinâmica pode ser considerada como resultante de factores actuais. Os restantes 75% correspondem ao sector da praia emersa (Quadro 5.1), fonte de sedimentos para as dunas.

Quadro 5.1 – Definição do tipo e características dos sistemas de praia em análise.

	Praia de St^a. Rita	Praia Azul	Praia da Foz do Lizandro
Tipo de sistema actual	Praia – Duna / Praia – Arriba	Praia – Duna	Praia – Duna
Tipo de sistema pré-existente	Restinga / Laguna costeira	Planície aluvial ampla / Ria	Estuário estreito
Declive actual da plataforma continental interna (0m → -40m)	0,33 ^o	0,36 ^o	0,61 ^o
Área da praia emersa	113 019,27m ²	140 304,22m ²	93 126,07m ²
Área das dunas actuais	37 741,53m ²	429 481,09m ²	27 479,61m ²
Área das dunas herdadas	355 566,12m ²	--	--
Área emersa total do sistema actual	150 760,80m ²	569 785,31m ²	120 605,68m ²

5.1.2. Praia Azul

A orientação da exposição da linha de costa na Praia Azul (N300,5, fig. 4.10) é semelhante à praia de St^a. Rita (N298,0, fig. 4.10). No entanto, o sistema distingue-se pela sua dimensão (Quadro 5.1). Corresponde a um dos maiores sistemas com componente praia-duna existentes na faixa costeira entre Peniche e Cascais

(569 785,31m², Quadro 5.1), sendo apenas superado em área pelo sistema da Praia da Consolação (≈1 675 700m²), a sul de Peniche.

A área emersa total do sistema actual da praia Azul (Quadro 5.1) destaca-se das praias de S^{ta}. Rita e da Foz do Lizandro pela extensão que ocupa. O sistema compósito da praia de S^{ta}. Rita representa 26,46% da área ocupada pelo sistema da praia Azul, enquanto a dimensão do sistema praia - duna da Foz do Lizandro ocupa apenas 21,17%.

A elevada amplitude da planície aluvial e do vale pré-existentes e a disponibilidade sedimentar ditam a configuração actual deste sistema, que atinge a altitude máxima de 25m no topo norte do campo dunar. Ao contrário da praia de S^{ta}. Rita, este campo dunar estende-se para o interior, alongando-se pelo vale do rio Sizandro por cerca de 1km (Fig. 5.2, Quadro 5.1). Salienta-se, no entanto, que apesar de não existirem constrangimentos estruturais que limitem o avanço das areias para o interior, o campo dunar encontra-se confinado a montante pelas actividades agrícolas que se desenvolvem da planície aluvial do vale do rio Sizandro.

Segundo Hoffmann (1989), o vale do sector terminal do rio Sizandro seria, há cerca de 5000 anos um estuário aberto, tipo ria, estendendo-se a superfície inundada pelo mar cerca de 16 – 18km para montante da actual foz.

Resultados de datações de sondagens realizadas em São Pedro da Cadeira posicionam a foz do rio Sizandro a 6km da actual desembocadura, há cerca de 2ka BP. Assim, pode presumir-se que o início da formação da actual planície aluvial no sector terminal do rio e, conseqüentemente, do sistema praia – duna, será posterior a 2ka BP.

Actualmente, a dinâmica do perfil emerso da praia é condicionada pela presença de um pequeno promontório, cuja influência é limitada no espaço ao extremo norte do sistema (Fig. 5.2). Pode considerar-se, com alguma segurança, que grande parte

da praia, e principalmente o sector monitorizado (Fig. 4.10 e 5.2), se encontra livre da influência que este elemento morfológico possa ter na hidrodinâmica local.

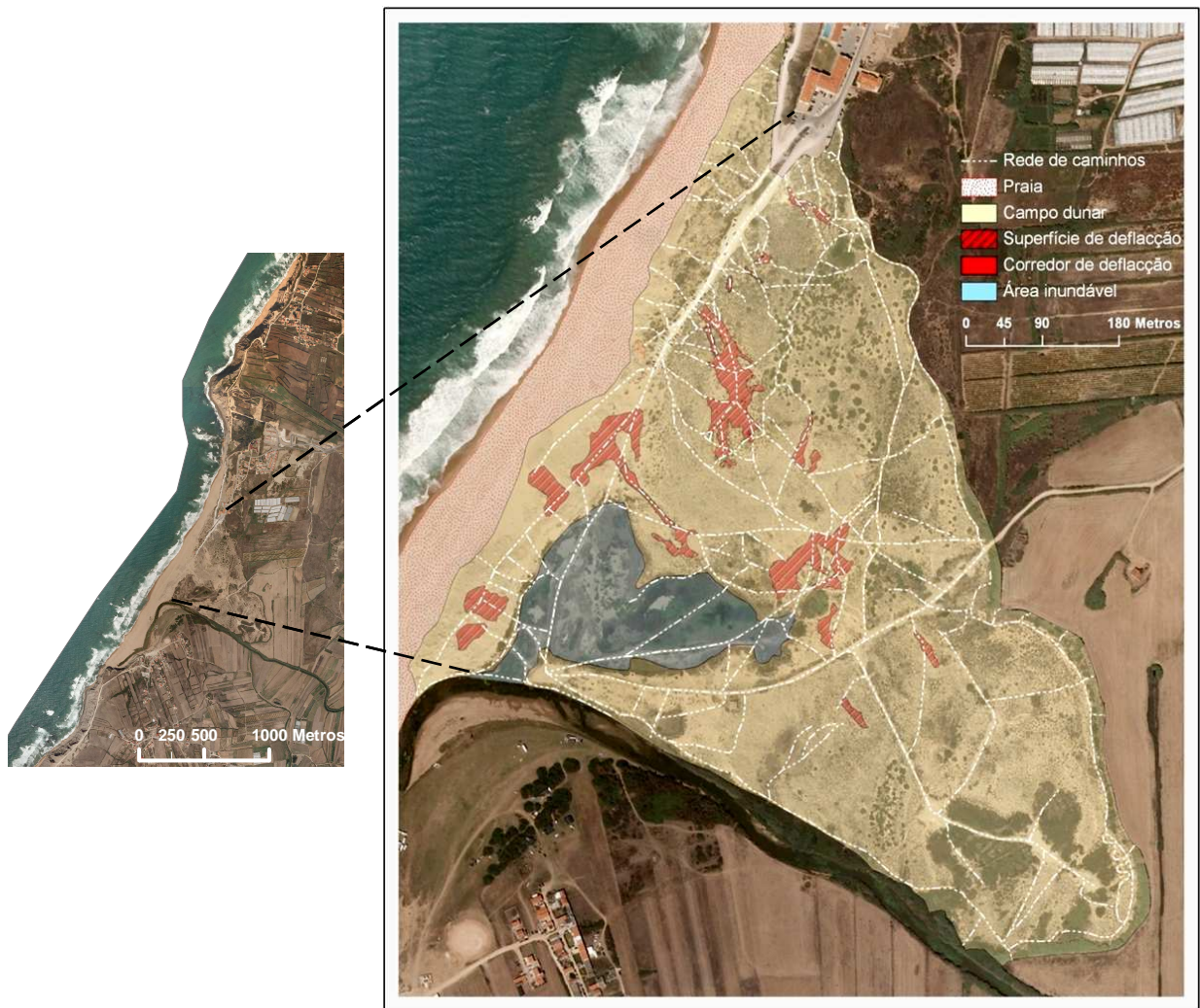


Figura 5.2 – Componentes do sistema e elementos de degradação do campo dunar da praia Azul (ortofotomapa de 2004).



Figura 5.3 – Sector inundável do campo dunar da praia Azul. Foto datada de 11.01.2005.

Parte do campo dunar da praia Azul encontra-se ocupado por uma área sujeita a inundação (Fig. 5.2 e 5.3). A submersão desta depressão, que representa 8,07% da totalidade do campo dunar, depende do nível hidrométrico do rio Sizandro, da altura da toalha freática (nível piezométrico) e da altura das ondas incidentes na praia, através da ocorrência de galgamentos oceânicos. Embora sejam frequentes, os galgamentos oceânicos não possuem, muitas vezes, a magnitude necessária para inundar este sector do campo dunar, estando este mais dependente dos níveis hidrométrico e piezométrico locais que possuem um ritmo marcadamente sazonal.

5.1.3. Praia da Foz do Lizandro

A praia da Foz do Lizandro ocupa o sector terminal do vale assoreado do rio Lizandro, sendo limitada a norte e a sul por arribas de comando variável, mas aproximado, de 50m.

Talhadas em calcários margosos cenomanianos e grés albianos (Grés da Praia de Banhos), as arribas e as vertentes do interior do pequeno estuário conferem ao sistema uma forma em funil exposta a W (Fig. 5.4).

A linha de costa no sistema da Foz do Lizandro não ultrapassa os 750m de comprimento possuindo uma largura variável entre 250m e 500m. Este sistema possui uma extensão arenosa intermitente para norte, ao longo da arriba, cobrindo a plataforma rochosa de sopé sempre que existe disponibilidade sedimentar ou que as condições de ondulação sejam favoráveis ao transporte de sedimentos de norte para sul.

A dinâmica morfológica deste sistema, tal como dos restantes, é dominada pelo clima de agitação marítima. Exposta à ondulação dominante de NW e aos temporais de W, não é claro o papel que a plataforma rochosa de sopé localizada a norte possui na deflaccção das ondas, quer pela extensão em profundidade, até

agora parcialmente desconhecida, quer pela existência de saliências rochosas associadas ao afloramento de um filão de dolerito de direcção perpendicular à linha de costa (Fig. 5.5).

A praia da Foz do Lizandro evolui ainda por acção da dinâmica do rio Lizandro e pela acção antrópica, através de trabalhos de regularização artificial do perfil reflectivo na época balnear (Trindade *et al.*, 2006b).



Figura 5.4 – Componentes do sistema e elementos de degradação do campo dunar da praia da Foz do Lizandro (ortofotomapa de 2004).



Figura 5.5 – Posicionamento da saliência rochosa do filão de dolerito a norte da praia da Foz do Lizandro.

O predomínio da hidrodinâmica marinha sobre a do rio Lizandro pode ser comprovado pelo dinamismo da sua foz, que se encontra bloqueada por uma crista arenosa durante a maior parte do ano, e pela sua posição no extremo sul do sistema (Fig. 5.4), sugerindo a importância que a ondulação dominante de NW possui na mobilização de sedimentos nesta praia.

5.2. Dinâmica planimétrica de praias

A forma planimétrica de uma praia depende, em primeiro lugar, do regime de ondas que chegam à linha de costa. A predominância de rumos e alturas determina a forma como as cristas das ondas são refractadas e difractadas e, conseqüentemente, influencia a distribuição energética ao longo do litoral (Komar, 1998). Esta diferenciação na distribuição da energia das ondas é muitas vezes promovida pela presença de promontórios que focalizam a convergência de cristas de ondas, influenciando a capacidade de transporte ao longo da linha de costa entre o promontório, com maior dissipação energética, e os sistemas de praia associados.

Como se referiu no ponto 2.1 do Capítulo 2, a área afectada pelo processo de refração depende directamente do período da onda, o que implica uma variação local no espaço e no tempo dos efeitos deste processo, reflectindo-se na dinâmica planimétrica da praia.

A frequência e magnitude dos avanços e recuos sucessivos da linha de costa e as modificações constantes nos parâmetros morfométricos do plano da praia são também influenciados pelas características das fontes de sedimentos que contribuem para a sua alimentação, pelos ritmos de erosão/acreção e de transporte de sedimentos de e para fora do sistema.

O estudo da dinâmica do plano de praia é importante para compreender os ritmos de erosão/acumulação do sistema e essencial na avaliação dos limites métricos de área disponível para os vários usos da praia ou para a instalação de estruturas de apoio permanentes ou temporárias.

A monitorização sistemática das praias de S^{ta}. Rita, Azul e Foz do Lizandro permitiu determinar, com elevada fiabilidade, o posicionamento horizontal momentâneo do nível médio do mar associado ao *datum* vertical de Cascais. Foi ainda possível determinar a posição exacta da berma de praia, sempre que este elemento morfológico se encontrava presente. Salienta-se a relevância dos dados recolhidos entre o Inverno marítimo 2005/2006 e de parte do Verão marítimo de 2006 pela elevada frequência de medições. A estes dados juntaram-se os correspondentes às monitorizações do ano de 2004, que excluem o sistema da praia Azul.

O posicionamento horizontal médio do nível médio do mar (*nmm*) observado em relação ao ponto de não mobilidade relativa (*pnmr* – Fig. 5.6) variou entre 72m, na praia Azul, e 129m, na praia da Foz do Lizandro. A praia de S^{ta}. Rita obteve o valor intermédio de 88m.

A distância *pnmr*→*nmm* máxima foi atingida na praia da Foz do Lizandro no perfil localizado no extremo sul da área de monitorização (P5, 19.10.2005) e

corresponde a 180m. As praias Azul e de S^{ta}. Rita registaram distâncias máximas de 114m (P6 – 16.01.2006) e 134m (P2 – 31.03.2006), respectivamente.

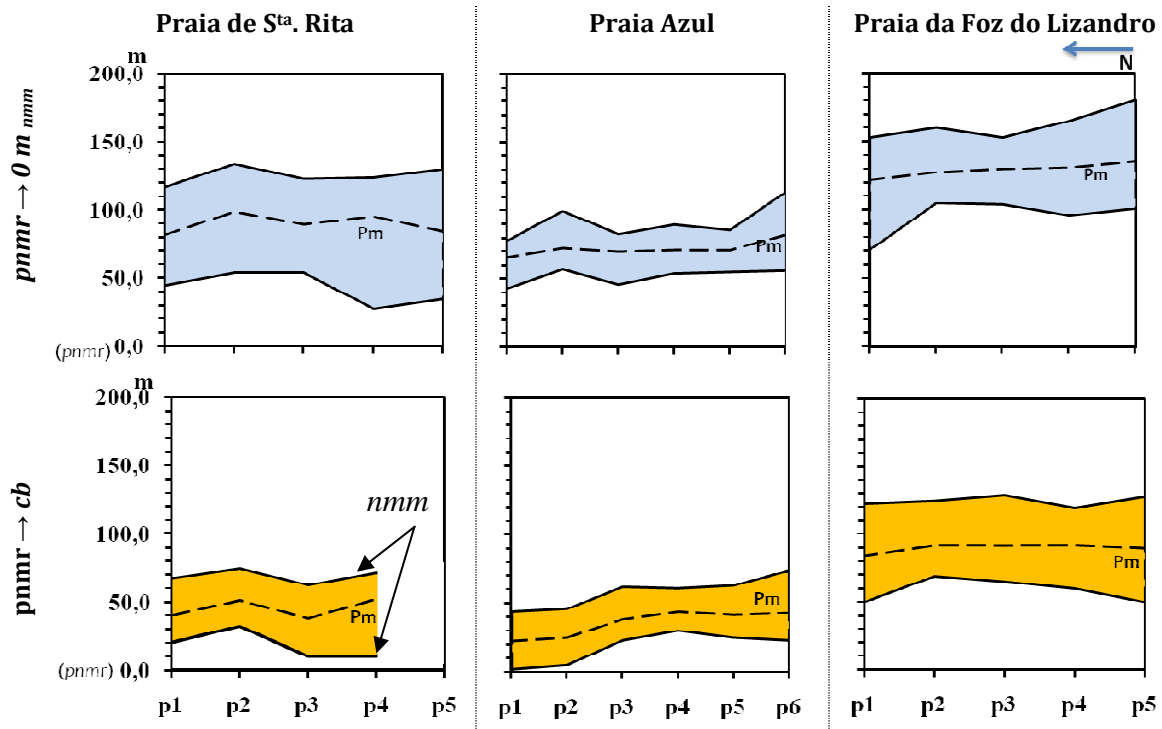


Figura 5.6 – Dinâmica planimétrica das praias de S^{ta}. Rita, Azul e Foz do Lizandro. *pnmr* – ponto de não mobilidade relativa; *cb* – crista da berma; *nmm* – nível médio do mar; *Pm* – posição média. (Localização dos perfis na Fig. 3.1)

A praia da Foz do Lizandro registou também as maiores distâncias médias entre o *pnmr* e a berma (praia de S^{ta}. Rita = 45m; praia Azul = 36m; praia da Foz do Lizandro = 90m), embora não tenha sido possível determinar os valores no perfil 5 por insuficiência de dados. As distâncias máximas observadas correspondem a 75m, 74m e 129m nas praias de S^{ta}. Rita (P2 – 14 e 28.05.2006), Azul (P6 – 16.01.2006) e Foz do Lizandro (P3 – 19.10.2005), respectivamente.

As variabilidades máximas absolutas *pnmr*→*nmm* registadas são superiores nas praias da Foz do Lizandro e S^{ta}. Rita, observando-se variações inferiores na praia Azul (Fig. 5.7). A praia Azul regista, de resto, os valores mais aproximados de

variabilidade máxima global entre $pnmr \rightarrow nmm$ e $pnmr \rightarrow cb$, 71m e 72m respectivamente.

A análise da distribuição espacial da variabilidade máxima registada durante o período de monitorização revelou comportamentos diferenciados entre os vários sistemas (Fig. 5.8). Pode afirmar-se que existe uma tendência para o aumento da variabilidade nas distâncias $pnmr \rightarrow nmm$ e $pnmr \rightarrow cb$ de norte para sul, nos sistemas em análise. Os quocientes de variabilidade máxima $pnmr \rightarrow nmm$ dos perfis localizados no sector sul das áreas monitorizadas (P4, P5 e P6) são 1,2 (praia de Sta. Rita) e 1,1 (praia Azul e Foz do Lizandro) em relação aos perfis localizados a norte (P1 e P2). No caso das distâncias horizontais $pnmr \rightarrow cb$ os mesmos quocientes assumem os valores de 1,1 (praia da Foz do Lizandro e praia Azul) e 1,4 (praia de Sta. Rita).

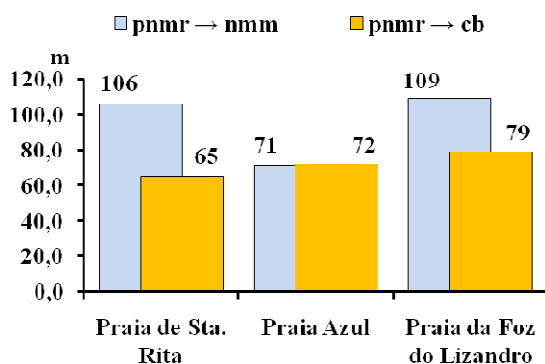


Figura 5.7 – Variabilidade máxima global da posição do nível médio do mar (nmm) e da crista da berma (cb) em relação ao ponto de não mobilidade relativa ($pnmr$).

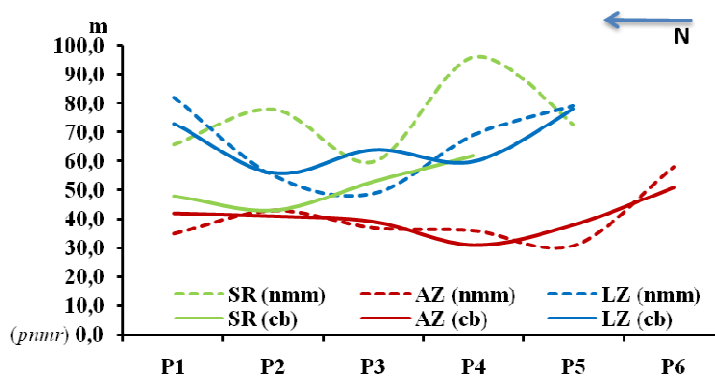


Figura 5.8 – Variabilidade máxima por perfil da posição do nível médio do mar (nmm) e da crista da berma (cb) em relação ao ponto de não mobilidade relativa ($pnmr$). SR – praia da Sta. Rita; AZ – praia Azul; LZ – praia da Foz do Lizandro.

Dos dados expostos, pode concluir-se que o sistema da Foz do Lizandro possui a maior distância transversal de área emersa associada à dinâmica marinha, destacando-se dos restantes sistemas. Este sistema regista uma tendência de incremento da área exposta à referida dinâmica entre os perfis 1 (norte) e 5 (sul),

evidenciando não só uma diminuição da influência dos pontos de refração existentes a norte deste sistema (ver ponto 5.1.3), mas também a aproximação ao estuário do rio Lizandro, localizada 50m a sul do perfil 5. Esta influência bipartida na dinâmica sedimentar longitudinal é particularmente evidente nos extremos norte e sul da área monitorizada onde a variabilidade máxima é mais elevada e quase equivalente (Fig. 5.8), tendo em conta os quocientes obtidos nas distâncias $pnmr \rightarrow nmm$ e $pnmr \rightarrow cb$.

A praia Azul corresponde ao sistema com menor largura da praia emersa associada à dinâmica marinha, registando, no entanto, algumas diferenças entre os sectores norte e sul da área monitorizada. Estas diferenças são particularmente evidentes nas distâncias $pnmr \rightarrow cb$ e seguem a tendência geral do sistema de crescimento progressivo da área atribuível à praia emersa para sul (Fig. 3.1 e 5.2), incluindo a faixa entre-marés. Salienta-se a relevância dos dados obtidos neste e nos restantes sistemas, podendo assumir-se uma correspondência entre a concentração de sedimentos a sul nos sistemas estudados e a direcção do transporte sedimentar associado à deriva litoral.

Realça-se, por último, que, conforme esperado, as variabilidades mais elevadas registam-se nas distâncias $pnmr \rightarrow nmm$, sendo equivalentes na praia Azul. Este facto confirma que os processos associados à hidrodinâmica marinha actuam com igual ou maior frequência e intensidade no sector mais baixo do perfil de praia emersa, tornando-o morfologicamente mais dinâmico. A praia de Sta. Rita regista, neste domínio, a maior diferença entre as variabilidades nas distâncias horizontais $pnmr \rightarrow nmm$ e $pnmr \rightarrow cb$ (Fig. 5.7).

A variação temporal do posicionamento planimétrico $pnmr \rightarrow nmm$ reflecte a forma como os sistemas respondem ao regime de ondas que, como se referiu no ponto 4.4 do capítulo anterior, apresenta um contraste entre o Inverno e o Verão marítimos. A determinação destas variações é um indicador importante na detecção de ciclicidades associadas ao ritmo de recuo e avanço da linha de costa ao longo do ano. Pode também fornecer elementos relevantes sobre a resposta de

cada sistema a condições de hidrodinâmica marinha de largo semelhantes, através da variabilidade máxima registada entre cada campanha.

A monitorização das praias de St^a. Rita, Azul e Foz do Lizandro entre 2004 e 2006 permitiu identificar uma sucessão temporal de posicionamentos horizontais do nível médio do mar (Fig. 5.9). No conjunto, assume-se que os dados recolhidos são representativos do intervalo temporal em que decorreu a monitorização destes sistemas, fundamentalmente pela elevada frequência de medições.

Uma característica observada no conjunto de todas as distâncias medidas ao longo do tempo nos três sistemas é a inexistência de uma tendência comum (Fig. 5.9) que justifique, de forma clara, uma relação directa com as condições de maior agitação marítima registadas ao largo durante o Inverno marítimo, nos meses em que decorreu a monitorização.

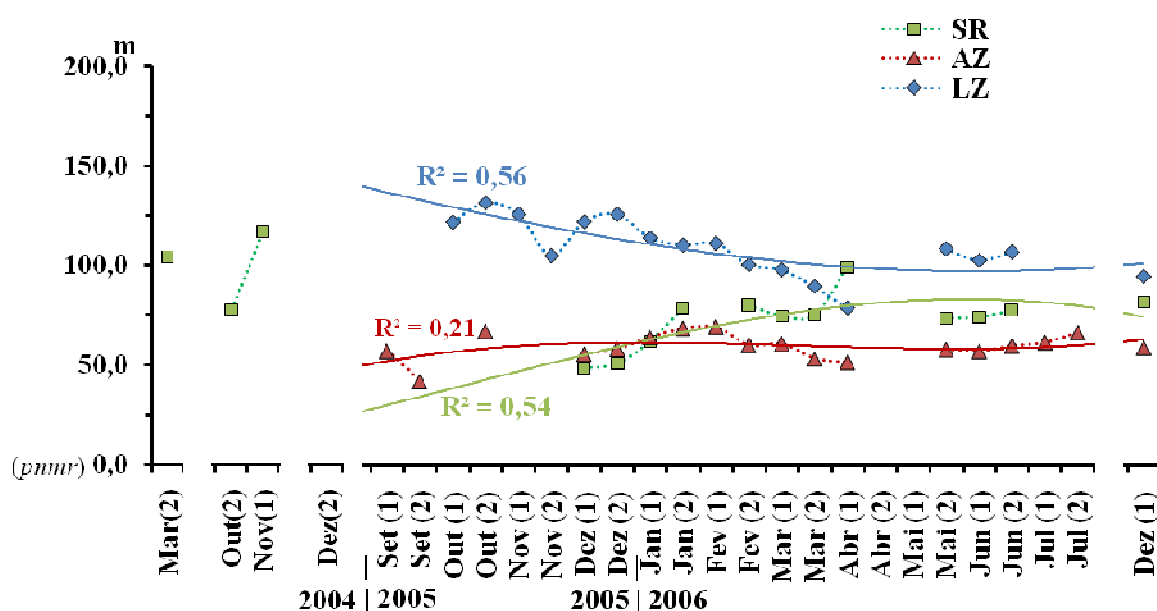


Figura 5.9 – Variação temporal do posicionamento do nível médio do mar (0m) em relação ao ponto de não mobilidade relativa. (1) – primeira quinzena, (2) – segunda quinzena.

Tendo como referência o conjunto de dados recolhidos entre Setembro de 2005 e Novembro de 2006, pode verificar-se que o ajuste da curva polinomial de 2^a ordem (Fig. 5.9) nem sempre fornece resultados estatisticamente expressivos, como é o

caso da distribuição dos resultados da praia Azul ($R^2=0,21$). No entanto, os sistemas de St^a. Rita e da Foz do Lizandro possuem tendências bem definidas, com significado estatístico (SR $R^2 = 0,54$; LZ $R^2 = 0,56$) e caracterizam-se por dinâmicas opostas ao longo do tempo.

No caso do sistema de St^a. Rita, a aproximação ao Verão marítimo origina um crescimento da área da praia e, conseqüentemente, um afastamento entre o *nmm* e o *pnmr*. Neste sistema, as medições efectuadas durante o mês de Dezembro distinguem-se como as posições mais recuadas.

A praia da Foz do Lizandro apresenta, pelo contrário, uma tendência de recuo planimétrico na posição do *nmm*, verificando-se a sua aproximação ao *pnmr* na transição entre o Inverno e o Verão marítimo.

A oposição nas tendências temporais do posicionamento do *nmm* entre os dois sistemas é, assim, mais evidente durante o Inverno marítimo até Abril. A partir deste mês regista-se uma diminuição considerável da H_s das ondas de largo, registadas nas bóias de Leixões e de Sines (Fig. 5.10), caracterizando-se os meses de Verão marítimo pela baixa amplitude de variação da posição horizontal do *nmm* entre campanhas.

A monitorização destes sistemas de praia permitiu ainda verificar a existência de ciclos de avanço e recuo planimétrico do *nmm* (Fig. 5.9), diferenciados no tempo e particularmente evidentes na praia da Foz do Lizandro. Neste sistema foi possível identificar dois ciclos distintos de recuperação posicional do *nmm*, o primeiro de cerca de dois meses [Out(2) – Dez(2), Fig. 5.9] e o segundo de cinco meses [Dez(2) – Mai(2), Fig. 5.9]. Em ambos os casos não se registou uma recuperação posicional completa, correspondendo os posicionamentos médios mais distantes do *pnmr* a 159m [Out(2)], 152m [Dez(2)] e 131m[Mai(2)].

A praia Azul apresenta vários ciclos que, tal como acontece no sistema da Foz do Lizandro, possuem uma frequência mais elevada no início do Inverno marítimo [Set(1) – Out(2); Out(2) – Jan(2) , Fig. 5.9] e mais reduzida nos meses

subsequentes [Jan(2) – Jul(2) , Fig. 5.9]. Verificou-se a recuperação posicional do *nmm* completa, não existindo diferenças significativas entre os posicionamentos médios mais distantes do *pnmr* [Out(2) – 81m; Jan(2) – 82m; Jul(2) - 80m].

Os dados recolhidos no sistema de S^{ta}. Rita não permitiram uma avaliação segura da recuperação posicional do *nmm*, identificando-se apenas um ponto destacado em relação ao *pnmr* [Abr(1) – 119m]. Salienta-se, no entanto, a elevada amplitude de valores registados nos pontos mais próximos do *pnmr* anterior [Dez(1) – 59m] e subsequente [Mai(2) – 89m].

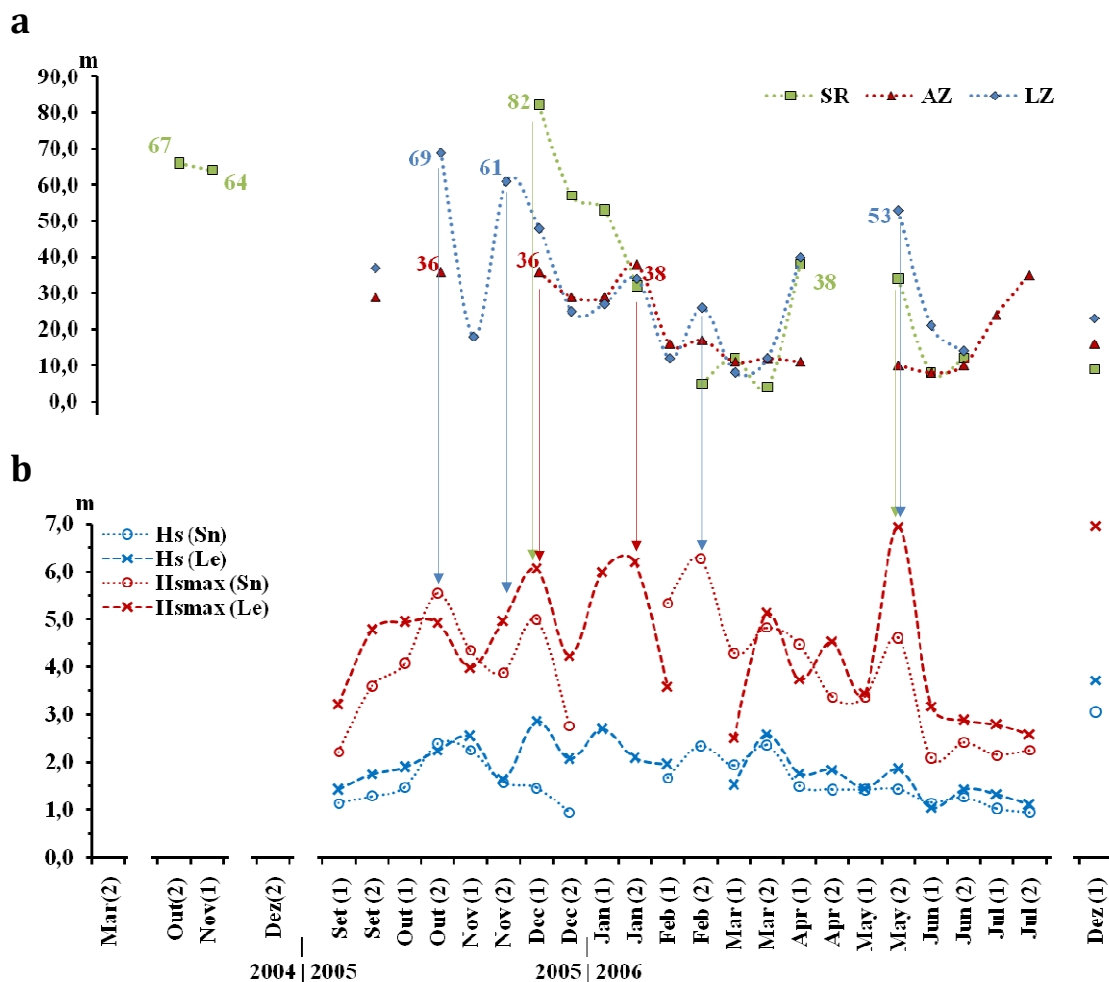


Figura 5.10 – a) Variabilidade máxima do posicionamento entre campanhas do *nmm* (0m) em relação ao *pnmr*; b) Altura significativa média quinzenal (Hs) e pico de altura significativa quinzenal (Hsmax), em Leixões (Le) e Sines (Sn).

De entre os três sistemas analisados, a variabilidade planimétrica máxima registada entre campanhas ocorreu na Praia de S^{ta}. Rita (Fig. 5.10a), tendo-se observado 82m de variação na distância $pnmr \rightarrow nmm$, entre as campanhas de 30.10.2004 (P5=129m) e 04.12.2005 (P5=47m). O hiato temporal existente entre estas campanhas contrasta com a periodicidade das medições efectuadas entre Dezembro de 2005 e Julho de 2006, obrigando a que se considere a variabilidade registada com alguma prudência. No entanto, não deixa de ser significativo que o pico de variabilidade registado no sistema de S^{ta}. Rita suceda e seja procedido dos valores mais elevados da série, que caracterizam os meses de Outubro e Novembro de 2004 [Out(2) P2= 66m; Nov(1) P2= 64m] e Dezembro de 2005 e o início de Janeiro de 2006 [Dez(2) P4=57m; Jan(1) P4=53m].

Dentro da série temporal analisada pode afirmar-se que os meses entre Outubro e Janeiro se encontram associados aos valores de variabilidade máxima mais elevados registados nos três sistemas em estudo. Nesta altura as praias Azul e Foz do Lizandro apresentam também picos de variabilidade máxima entre campanhas [AZ – Jan(2) P6=38m; LZ – Out(2) P5=69m], coincidentes com a ocorrência de temporais registados nas bóias ondógrafo de Leixões e de Sines (Fig. 5.10b).

O pico de variabilidade registado no sistema de S^{ta}. Rita representou um recuo de 64% da distância $pnmr \rightarrow nmm$ registada na campanha anterior.

Mesmo considerando intervalos de tempo mais reduzidos, considera-se que a relevância dos dados apresentados é elevada. Os episódios mais dinâmicos ocorridos na primeira quinzena de Novembro e segunda quinzena de Dezembro de 2005 e primeira quinzena de Janeiro de 2006 ficaram associados a avanços e recuos do nmm muito significativos, nomeadamente, 119% [Nov(1) – avanço em 14 dias], 67% [Dez(2) – recuo em 13 dias] e 204% [Jan(1) – avanço em 18dias] das distâncias $pnmr \rightarrow nmm$ registadas nas campanhas anteriores.

Na praia Azul, o pico de variabilidade máxima de 38m (Fig. 5.10a), ocorrido entre as campanhas de Janeiro, representou uma dinamização, em 14 dias, de 50% do P6 medido em 02.01.2006. O segundo valor mais elevado de 36m, atingido por duas

vezes (Fig. 5.10a), implicou um distanciamento da posição do *nmm* face ao *pnmr* de cerca de 67% [P4 Out(2) – 19.09.2005 a 18.10.2005] do valor registado na campanha anterior, em 29 dias, e uma aproximação entre o *nmm* e o *pnmr* de 43% do mesmo valor [P3 Dez(2) – 18.10.2005 a 03.12.2005], em 46 dias.

O pico de variabilidade máxima na dinâmica planimétrica do sistema da Foz do Lizandro foi observado em 19.10.2005 [P5 Out(2) – 180m], por comparação com a campanha de 13.12.2004 [P5 Dez(2) – 111m], correspondendo a 69m (Fig. 5.10a) de variação no posicionamento do *nmm* relativamente ao *pnmr*. O valor relativo (62%) do sector do perfil mobilizado em relação às medições efectuadas na campanha de Dezembro de 2004 é muito semelhante ao obtido no sistema de S^{ta}. Rita, tendo em conta a separação temporal entre campanhas. O segundo valor mais elevado encontra-se muito próximo do pico de variabilidade máxima e implicou o recuo de 61m (Fig. 5.10a) do *nmm* em 12 dias, entre as campanhas de 04.11.2005 e 16.11.2005.

O quadro 5.2 apresenta as taxas médias de movimentação planimétrica da posição do *nmm*. A taxa é expressa em metros por dia entre campanhas, apresentando-se os valores médios finais característicos dos períodos em que existiu uma aproximação ao *pnmr*, implicando um encurtamento da forma da praia, e os períodos em que se verificou um afastamento em relação ao mesmo ponto de referência.

O período de referência para o cálculo das taxas de movimentação exclui os dados da monitorização realizada durante o ano de 2004 e final de 2006, tentando assim diminuir a influência da baixa periodicidade de levantamentos nos resultados.

Dos dados obtidos verifica-se que, em termos médios, não existem diferenças muito significativas entre os três sistemas. A praia da Foz do Lizandro apresenta-se como a mais dinâmica, atingindo taxas de movimentação próximas dos 2m/dia.

Quadro 5.2 – Taxas de movimentação planimétrica da posição do nmm, entre Setembro de 2005 e Julho de 2006.

		Praia de S ^{ta} . Rita (m/d)	Praia Azul (m/d)	Praia da Foz do Lizandro (m/d)	
2005	Set (2)		-1,0		
	Out (1)				
	Out (2)		1,2	2,4	
	Nov (1)			-1,1	
	Nov (2)			-5,1	
	Dez (1)		-0,8	3,0	
	Dez (2)	-4,4	2,2	1,9	
	2006	Jan (1)	2,9	1,7	-1,4
		Jan (2)	2,5	2,7	-2,8
		Fev (1)		-1,1	0,8
Fev (2)		0,2	-1,2	-1,9	
Mar (1)		-0,9	0,8	-0,5	
Mar (2)		-0,3	-0,8	-0,9	
Abr (1)		2,5	-0,7	-2,9	
Abr (2)					
Mai (1)					
Mai (2)		-0,8	0,2	1,2	
Jun (1)	0,6	-0,7	-1,6		
Jun (2)	0,7	0,6	0,8		
Jul (1)		-1,8			
Jul (2)		2,2			
Taxa média de aproximação ao <i>pnmr</i>		-1,6	-1,0	-2,0	
Taxa média de afastamento ao <i>pnmr</i>		1,6	1,5	1,4	
Taxa média		1,6	1,2	1,9	

Estes valores contrastam com o sistema da Praia Azul, onde as respostas aos processos morfodinâmicos são mais lentas (1,2m/dia) e com amplitudes de valores mais reduzidas.

No caso da praia da Foz do Lizandro pode afirmar-se que, durante o período de monitorização [Set(1) – Jul(2)], o ritmo de recuo do *nmm*, por aproximação ao ponto de referência, foi superior à taxa de recuperação do sistema. Como se pode verificar no quadro 5.2, os meses de Novembro e Dezembro de 2005 foram os mais activos com as taxas de recuo e afastamento mais elevadas [Nov(2) = -5,1m/d; Dez(1) = 3,0m/d].

Mais uma vez o contraste com a praia Azul é evidente por oposição, ou seja, na praia Azul os processos responsáveis pelo recuo da posição do *nmm* actuam de forma mais lenta do que aqueles que estão na base do alargamento do plano da praia. A magnitude de valores atingidos é também mais reduzida, como seria de esperar face aos dados médios apresentados [Jan(2) = 2,7m/d; Jul(1) = -1,8m/d].

Na praia de S^{ta}. Rita observou-se uma equivalência nos valores que caracterizam as taxas de recuo e avanço das posições sucessivas do *nmm* face ao *pnmr*. A igualdade de valores registados não significa menor magnitude nas taxas de avanço e recuo da posição do *nmm*, mas antes uma dinâmica bastante significativa entre os meses de Dezembro de 2005 e Janeiro de 2006 (Quadro 5.2).

5.3. Morfodinâmica e variabilidade volumétrica da praia emersa

A resposta dos sistemas de praia aos processos responsáveis pela sua dinâmica pode ser medida com elevada fiabilidade e interpretada através da análise de um conjunto de parâmetros resultantes da monitorização sistemática de perfis de praia (USACE, 2002). Entre estes parâmetros encontram-se os geométricos, já analisados no ponto anterior, as variações verticais máximas, o volume e o declive dos elementos morfológicos mais activos da praia. A determinação e a comparação entre estes parâmetros constituem uma das metodologias mais utilizadas na avaliação da dinâmica das praias, definindo a sua variabilidade morfológica. Os referidos parâmetros correspondem ainda a uma base empírica para a modelação numérica interpretativa dos processos envolvidos e para previsão do comportamento do sistema sob condições hidrodinâmicas e sedimentares distintas das que se verificaram durante as medições.

A utilização de perfis de praia na caracterização de determinado sistema está também na base da avaliação do balanço sedimentar do mesmo. É possível

determinar a tendência erosiva ou de acreção de determinada praia se a quantidade de dados disponíveis for representativa do sistema estudado.

A determinação do balanço no volume de sedimentos da praia emersa a várias escalas temporais constitui uma ferramenta importante na determinação da frequência de ocorrência de movimentações de sedimentos relevantes para o estudo que se pretende, mas também na avaliação da magnitude do transporte sedimentar.

5.3.1. Variações verticais máximas nos perfis de praia

A definição das modificações no plano vertical de uma sucessão de perfis monitorizados por sobreposição espacial ao longo do tempo fornece informações sobre a alternância entre perfis originados por erosão ou acumulação do sector emerso da praia.

A variação máxima registada durante as campanhas de monitorização dos sistemas de S^{ta}. Rita, Azul e Foz do Lizandro estabelece uma medida de limite extremo monitorizado de movimentação de sedimentos entre a praia emersa e o sector imerso do perfil, podendo ser utilizado para comparar o comportamento dos três sistemas face a condições semelhantes de agitação marítima de largo. Esta comparação deixa de lado as particularidades morfológicas que condicionam os processos de transformação das ondas junto a cada praia analisada.

Como foi referido no capítulo 3 (ponto 3.1.1.), entre 2004 e 2006, foi possível monitorizar com elevada frequência os sistemas de S^{ta}. Rita, praia Azul e Foz do Lizandro, especialmente entre o Inverno marítimo de 2005 e o Verão marítimo de 2006 (Quadro 3.2).

As figuras 5.11, 5.12 e 5.13 apresentam as deslocações verticais máximas observadas nos três sistemas em análise, calculadas a partir da diferença

altimétrica máxima encontrada no conjunto de todas as medições em cada perfil de cada praia.

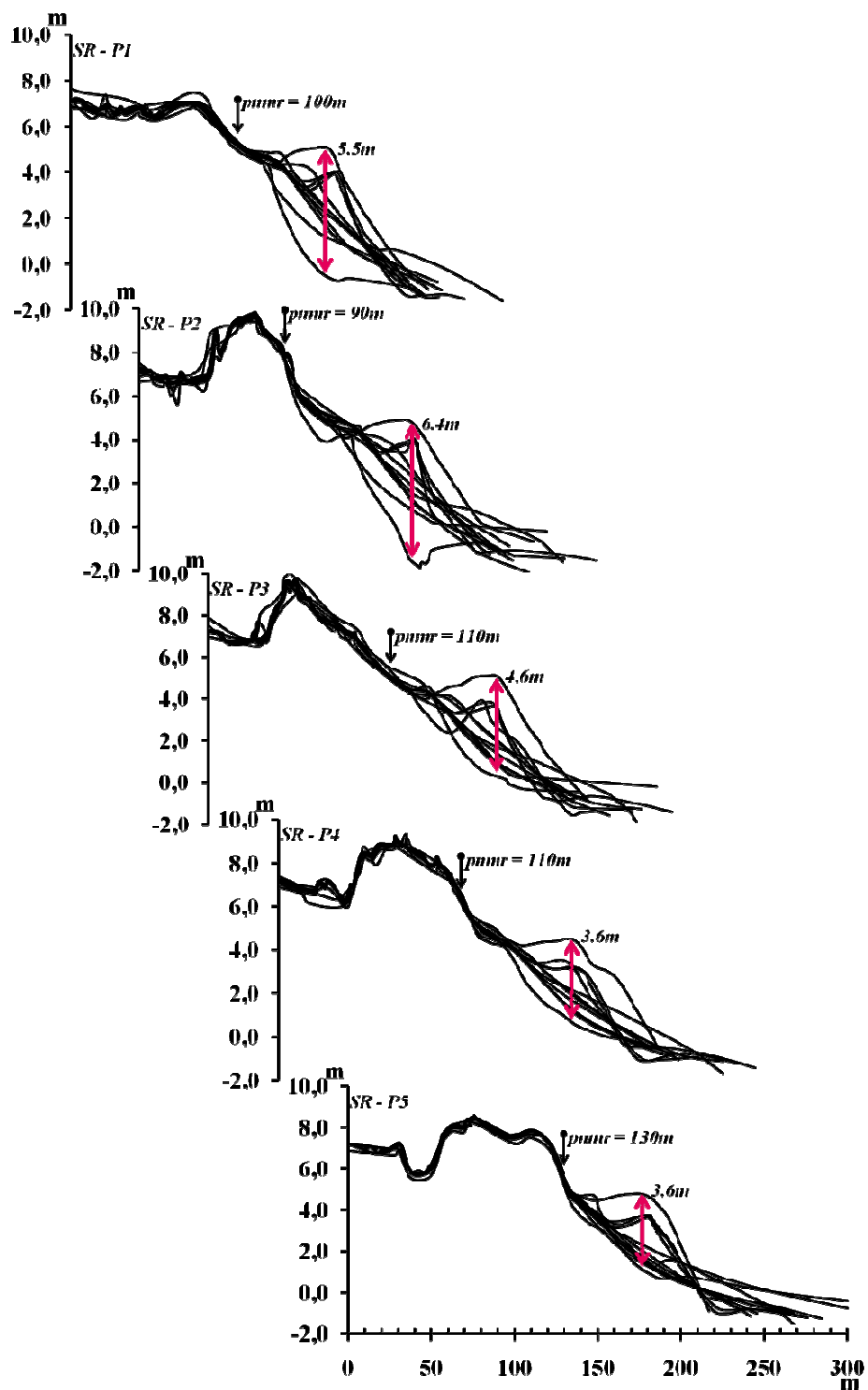


Figura 5.11 – Variação vertical máxima por perfil na praia de S^{ta}. Rita, entre 21.03.2004 e 28.11.2006. P1 localizado a norte da área monitorizada.

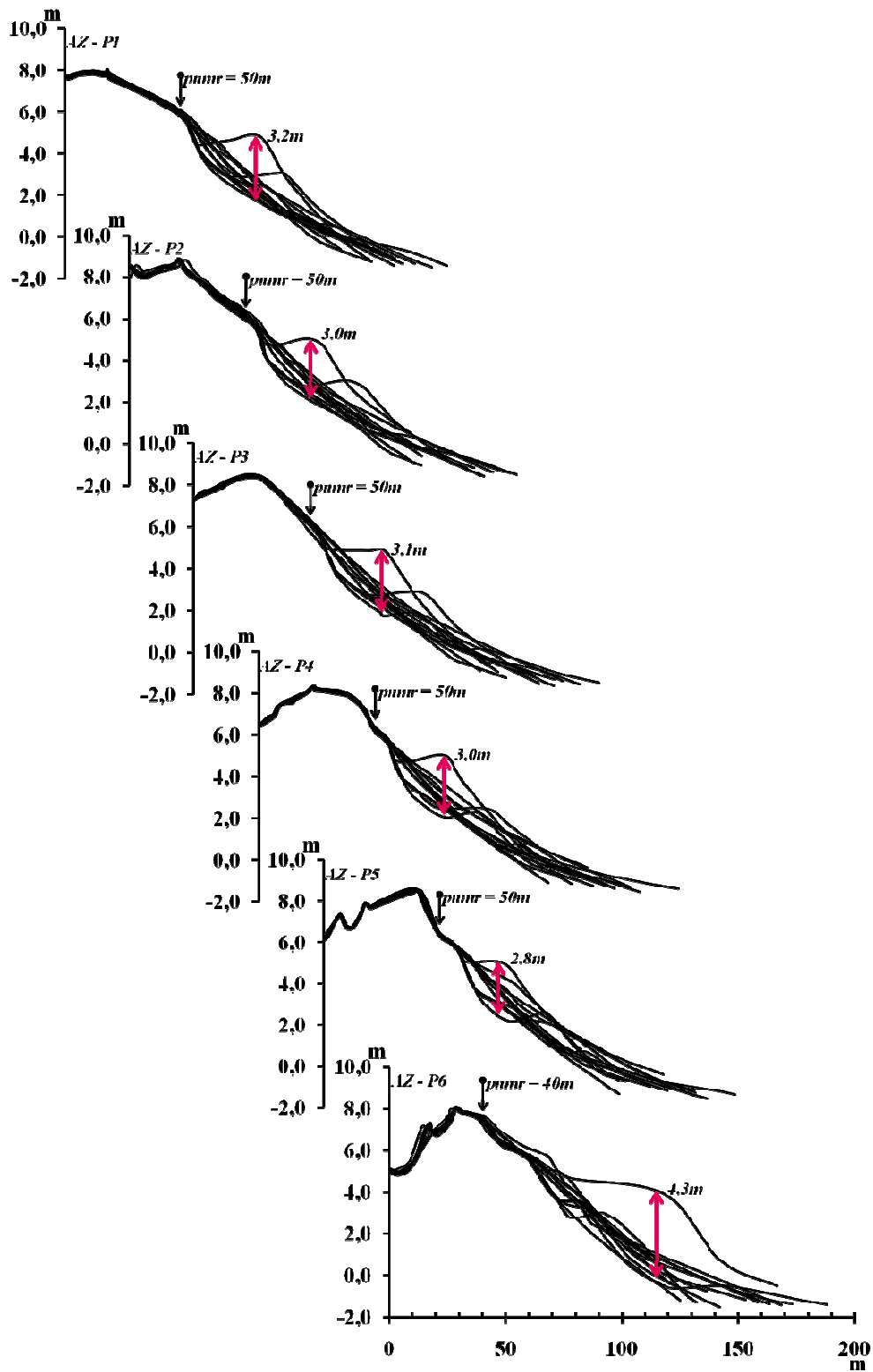


Figura 5.12 – Variação vertical máxima por perfil na praia Azul, entre 22.08.2005 e 29.11.2006. P1 localizado a norte da área monitorizada.

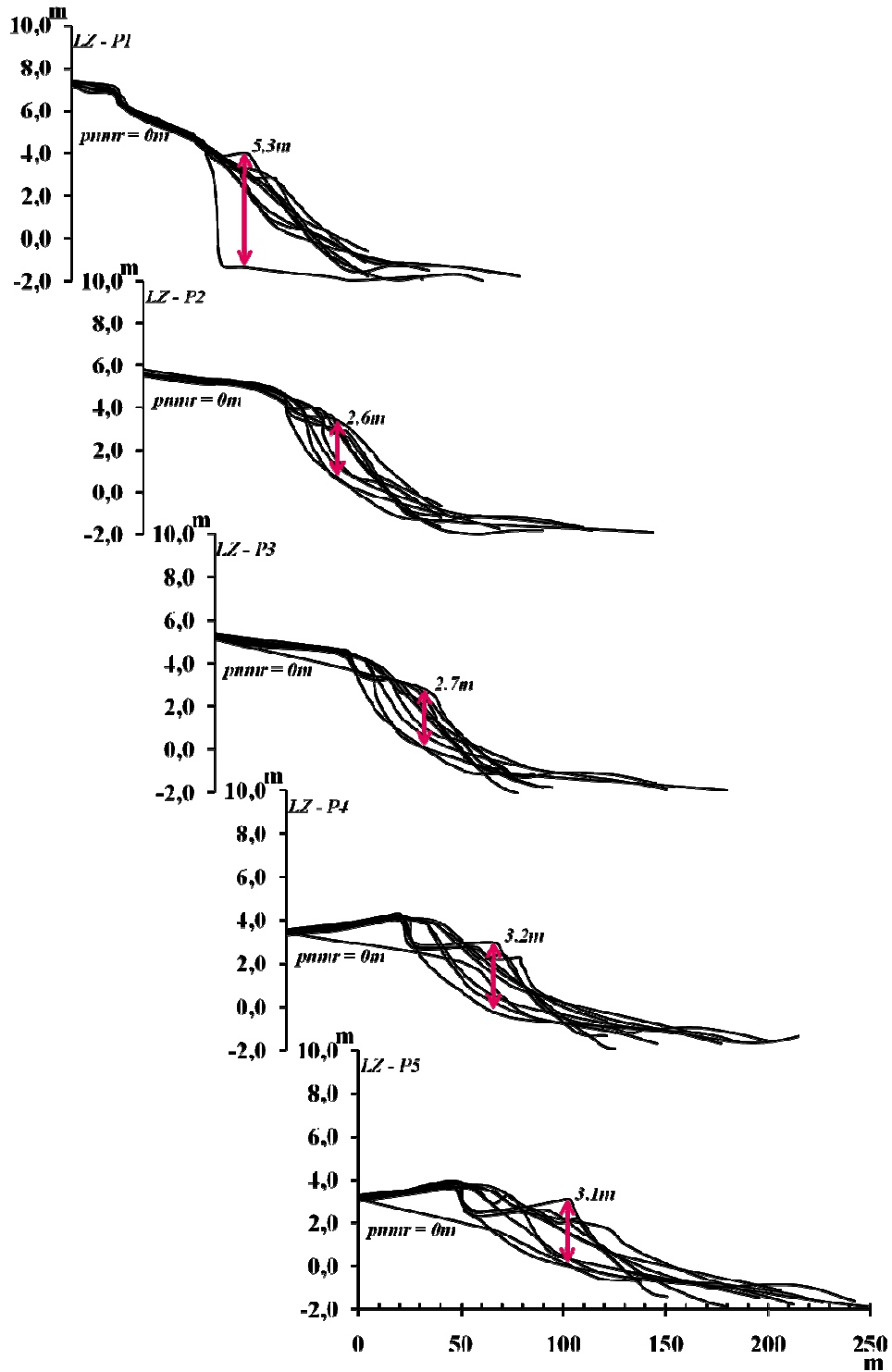


Figura 5.13 – Variação vertical máxima por perfil na praia da Foz do Lizandro, entre 13.12.2004 e 27.11.2006. P1 localizado a norte da área monitorizada.

Os valores apresentados correspondem, em todos os casos, a distâncias verticais exactas, ou seja, sem sobre ou subestimação, uma vez que foi possível estabelecer sempre um valor com base nos dados do perfil.

Destas figuras ressalta a quase ausência de representação de cristas pré-litorais e das depressões ou sulcos associados. Este facto não significa sua inexistência, mas antes a impossibilidade do seu registo topográfico devido às condições de medição abaixo da altura de maré prevista. A elevada hidrodinâmica que caracterizou os trabalhos de monitorização dentro de água tornou muitas vezes impossível a recolha de dados abaixo do *nmm* por falta de estabilização horizontal e vertical da antena do dGPS ou do prisma. Assim, a identificação da presença e quantidade de cristas pré-litorais foi aferida indirectamente pela contagem do número de linhas de rebentação em maré baixa viva.

Os valores mais elevados das diferenças altimétricas máximas foram registados no sistema de S^{ta}. Rita, atingindo 6,4m (P2) e 5,5m (P1). As amplitudes altimétricas máximas mais baixas registaram-se na praia da Foz do Lizandro, onde se verificaram apenas 2,6m (P2) e 2,7m (P3). Salienta-se, assim, que as diferenças observadas entre as praias de S^{ta}. Rita, Azul e Foz do Lizandro são consideradas bastante significativas, tendo em conta as condições semelhantes de agitação marítima de largo que estão na base desta dinâmica.

Os valores obtidos são semelhantes aos divulgados por Ferreira (1998) para o sector a norte da Figueira da Foz, entre as praias expostas da Vagueira Norte e Quiaios, onde as diferenças máximas variam entre 2,2m e mais de 5m. Os sistemas de praia estudados por Ferreira (1998) são, no entanto, distintos das praias do litoral rochoso entre Peniche e Cascais por representarem 40km de areal contínuo, interrompido pontualmente por 5 esporões.

A variação vertical extrema registada nas praias estudadas resulta, no essencial, das trocas de sedimentos entre a berma e a(s) crista(s), sendo possível associar o ponto mais elevado à presença de uma berma de praia em todos os casos analisados.

Na praia Azul, os extremos registados estão sempre associados a diferenças altimétricas entre perfis próximos do reflectivo, com presença de berma, e do dissipativo. Realça-se o valor de P6 que se revelou bastante superior aos restantes perfis analisados nesta praia. O posicionamento de P6, destacado 100m para sul de P5 (Fig. 3.1, 3.2 e 3.3), justifica os resultados distintos em relação a um grupo de perfis (P1 a P5) equidistantes de 20m.

A praia da Foz do Lizandro apresenta igualmente os perfis próximos do reflectivo, com berma, e do dissipativo como referências para o cálculo da diferença vertical máxima por perfil. No entanto, existe a excepção do P1, onde estas diferenças estão relacionadas com uma escarpa de erosão medida na campanha de 29.03.2006, originada pela ocorrência de um temporal.

Na praia de S^{ta}. Rita os valores apresentados estão relacionados com a transição entre um perfil próximo do reflectivo com berma e um sistema de lomba-canal (*ridge and runnel*) a norte (P1 e P2) que passa a perfil dissipativo em direcção a sul (P4 e P5).

As diferenças altimétricas observadas entre os perfis de praia realizados nas praias de S^{ta}. Rita, Azul e Foz do Lizandro encontram-se associadas, por continuidade morfológica, ao declive da face da praia. Este descritor morfológico do perfil de praia é fundamental na análise das modificações verticais do perfil, na distinção entre diferentes sistemas de praia, a avaliação das respostas do perfil a diferentes condições de ondulação incidente e no cálculo e modelação dos processos actuantes na praia.

5.3.2. Altitude da berma

A existência de bermas de praia no perfil emerso pode assumir diversas formas de continuidade espacial e temporal. A sua ocorrência enquanto forma de acumulação depende da disponibilidade e dimensão dos sedimentos e dos parâmetros hidrodinâmicos das marés e das ondas, que podem actuar como força construtiva

ou destrutiva da forma. Segundo Komar (1998), a formação das bermas de praia está associada ao transporte de sedimentos do perfil imerso para o sector emerso em condições de reduzida agitação marítima.

Grande parte dos parâmetros considerados na explicação da formação e dinâmica das bermas de praia encontram-se associados à hidrodinâmica marinha, como a altura das ondas, o comprimento (período) e as flutuações do nível do mar associadas às marés vivas (Austin & Masselink, 2006; Bascom, 1953; King, 1972; Strahler, 1966; Sunamura, 1975; Takeda & Sunamura, 1982). O papel da dimensão dos grãos de areia da face da praia e da berma como condicionantes da rugosidade do fundo e da formação de bermas de praia foi salientado por Sunamura (1989). Masselink e Hughes (2003) e Komar (1998) referem que as praias com sedimentos mais grosseiros tendem a possuir bermas mais individualizadas da restante morfologia do perfil de praia, relacionando a menor ocorrência das bermas de praia em sistemas com sedimentos mais finos com a tendência que estes apresentam para exibir perfis mais dissipativos, sem distinção clara entre a morfologia da praia alta e da face da praia. No entanto, os estudos de Sunamura (1975) e Takeda e Sunamura (1982) revelaram que os dois parâmetros são independentes entre as classes dimensionais analisadas, mostrando que a relação entre as características texturais dos sedimentos e a formação e dinâmica das bermas de praia são ainda pouco conhecidas.

O estudo da dinâmica da berma e a previsão do seu comportamento é fundamental, por representar a primeira linha de defesa face à erosão na praia alta e na base das dunas. No entanto, a sua função enquanto elemento de defesa do sistema apenas é eficiente em condições médias de agitação e durante as primeiras fases dos temporais, após os quais pode desaparecer ou reposicionar-se a altitudes superiores.

A elevada dinâmica da berma de praia encontra-se, assim, dependente da altura atingida pela corrente de afluxo na faixa de ressaca, representando, normalmente, um bom indicador da energia das ondas em determinado local. No entanto, esta

relação encerra um paradoxo entre a relação linear de crescimento em altura da berma com o aumento da hidrodinâmica e, conseqüentemente, com a altura atingida pela corrente de afluxo, e a sua destruição durante os eventos mais energéticos (Komar, 1998).

Um dos parâmetros mais utilizados para caracterizar a dinâmica das bermas é a sua altitude ou altura, na ausência de um referencial de base. No caso dos sistemas analisados, a altitude da berma registada durante o período de monitorização variou entre 2,40m e 4,95m, ambos os valores registados na praia Azul (Quadro 5.3).

Quadro 5.3 – Altitude da berma (Z_{berma}). SB – sem berma.

		SR	AZ	LZ
		Z_{berma} (m)	Z_{berma} (m)	Z_{berma} (m)
2004	Mar(2)	4,86	--	--
	Out(2)	SB	--	--
	Nov(1)	SB	--	--
	Dez(2)	--	--	SB
2005	Set (1)	--	3,86	--
	Set (2)	--	3,90	3,95
	Out (1)	--	--	--
	Out (2)	--	SB	4,39
	Nov (1)	--	--	4,49
	Nov (2)	--	--	SB
	Dez (1)	SB	SB	SB
	Dez (2)	SB	3,12	SB
2006	Jan (1)	SB	SB	SB
	Jan (2)	SB	SB	SB
	Fev (1)	--	SB	SB
	Fev (2)	4,07	SB	SB
	Mar (1)	4,57	SB	SB
	Mar (2)	4,63	SB	SB
	Abr (1)	4,68	SB	SB
	Abr (2)	--	--	--
	Mai (1)	--	--	--
	Mai (2)	SB	2,40	2,56
	Jun (1)	SB	SB	2,87
	Jun (2)	3,75	3,54	3,06
	Jul (1)	--	3,56	--
Jul (2)	--	2,86	--	
Dez (1)	SB	4,95	3,63	

Salienta-se o elevado número de campanhas em que não foi detectada a presença da berma de praia, especialmente nos meses de Inverno marítimo caracterizados por condições de agitação marítima mais severas. Exceptuando a segunda quinzena de Dezembro de 2005 na praia Azul, não existe qualquer evidência de bermas de praia entre o final do mês de Novembro e o início do mês de Fevereiro, nos sistemas analisados (Quadro 5.3). Nas praias Azul e Foz do Lizandro este período estende-se até ao início do mês de Abril.

Outro aspecto muito importante que a ocorrência de bermas nas praias estudadas revela é a diferença bem marcada de altitudes entre o Inverno (Outubro a Março) e o Verão (Abril a Setembro) marítimo. Em média registaram-se altitudes absolutas de bermas de praia mais elevadas, durante os meses de Inverno (4,30m) enquanto o Verão se caracterizou pela existência deste tipo de morfologia a cotas mais baixas (3,41m). Os extremos altimétricos confirmam esta tendência (Quadro 5.3), observando-se em todos os sistemas os valores máximos no Inverno e os valores mínimos no Verão marítimos.

A previsão dos valores da altitude das bermas de praia (B_h) pode ser descrita através da formulação de Takeda e Sunamura (1982):

$$B_h = 0,125H_b^{5/8}(gT^2)^{3/8} \quad (58)$$

onde T corresponde ao período das ondas de largo e H_b representa a altura da onda na rebentação, obtida no presente estudo através da aplicação da equação 37, presente no Capítulo 2. A aplicação da fórmula de Komar e Gaughan (1972) (eq. 37) em alternativa à formulação de Sunamura (eq. 38) deve-se à impossibilidade de cálculo do declive do perfil imerso da praia, essencial para a determinação da altura da onda na rebentação.

A altura da onda na rebentação (eq. 37) tem por base os parâmetros médios de H_s e T_z da bóia de Sines, registados durante a semana anterior à data de cada monitorização. Segundo os autores da equação 58, o coeficiente empírico 0,125 deve ser utilizado desde que sejam considerados valores médios de agitação marítima e que as alturas registadas estejam referenciadas ao nível médio do mar.

Nos quadros 5.4, 5.5 e 5.6 apresentam-se os parâmetros utilizados no cálculo de B_h , distribuídos pelos três sistemas em análise nas campanhas onde se observou a presença de bermas de praia.

A resolução da equação 58 (quadros 5.4, 5.5 e 5.6) mostra uma subestimação sistemática dos valores da altitude da berma, quando comparada com os resultados absolutos observados durante as campanhas de monitorização (Quadro 5.3). Em média, a diferença absoluta entre os dados estimados e medidos é de 1,61m. Este desajuste por subestimação foi também observado nas praias da Tocha e do Areão (Ferreira, 1998) e no Arco da Caparica (Teixeira, 1990 *in* Ferreira, 1998). Os autores atribuem estas diferenças absolutas a várias ordens de factores determinantes na dinâmica das bermas de praia:

- oscilações nos níveis de maré acima dos quais o afluxo da onda pós-colapso actuou;
- ocorrência de ondas singulares com capacidade mobilizadora a altitudes mais elevadas do que as ondas consideradas na resolução da equação 52, ou seja ondas associadas ao espectro médio;
- altura da onda na rebentação sobre a face da praia insuficiente para que se relacione directamente as variações morfológicas com as condições hidrodinâmicas.

O desajuste entre os dois parâmetros de altura da berma (absoluta e prevista), bem como a relação entre a altura absoluta da berma e os parâmetros hidrodinâmicos mais importantes na explicação da sua génese e dinâmica encontram-se representados na figura 5.14.

Quadro 5.4 – Parametrização da altitude da berma de praia na praia de S^{ta}. Rita, por campanha. H_0 – Altura significativa média da semana anterior à realização da campanha, na bóia de Sines; T_z – Período médio da semana anterior à realização da campanha, na bóia de Sines; H_b – Altura da onda na rebentação.

		H_0 (m)	T_z (m)	H_b (m)	B_h (m)
2004	Mar(2)	2,16	8,83	2,72	2,82
	Fev (2)	1,51	7,77	1,95	2,08
	Mar (1)	1,68	6,71	2,00	1,89
2006	Mar (2)	1,64	8,39	2,14	2,34
	Abr (1)	2,65	8,76	3,20	3,10
	Jun (2)	1,16	5,90	1,41	1,38

Quadro 5.5 – Parametrização da altitude da berma de praia na praia Azul, por campanha.

		H_0 (m)	T_z (m)	H_b (m)	B_h (m)
2005	Set (1)	1,17	5,52	1,38	1,30
	Set (2)	1,20	6,41	1,50	1,53
	Dez (2)	1,01	6,08	1,28	1,33
2006	Mai (2)	0,84	5,38	1,05	1,07
	Jun (2)	1,11	5,63	1,33	1,29
	Jul (1)	1,44	5,47	1,63	1,43
	Jul (2)	1,09	4,97	1,25	1,13
	Dez (1)	3,70	8,69	4,16	3,63

Quadro 5.6 – Parametrização da altitude da berma de praia da Foz do Lizandro, por campanha.

		H_0 (m)	T_z (m)	H_b (m)	B_h (m)
2005	Set (2)	1,15	6,23	1,43	1,45
	Out (2)	1,73	7,72	2,16	2,21
	Nov (1)	3,04	8,50	3,52	3,22
2006	Mai (2)	0,85	5,11	1,04	1,03
	Jun (1)	2,09	6,99	2,42	2,20
	Jun (2)	1,04	5,49	1,26	1,22
	Dez (1)	3,53	8,10	3,90	3,31

Observa-se a existência de uma relação positiva de entre os vários conjuntos de dados sendo evidente que os parâmetros hidrodinâmicos descritos possuem uma elevada capacidade de determinar a posição altimétrica da berma, especialmente nos posicionamentos mais baixos onde a concentração de dados parece ser mais significativa (Fig. 5.14).

Apesar da subestimação identificada, pode considerar-se que a fórmula de Sunamura e Takeda (eq. 58) explica de forma satisfatória a distribuição dos dados, correlacionando-se de forma muito significativa com os resultados absolutos ($r = 0,71$, Quadro 5.7).

Considerando a correlação encontrada entre Z_{berma} e B_h , os resultados revelam-se igualmente significativos, sendo mais expressivos na praia de S^{ta}. Rita (Quadro 5.7).

Salienta-se ainda a relação existente entre os conjuntos de dados de B_h / H_0 e B_h / H_b , que, como seria de esperar, é máxima e condicionada pela forma como é calculado B_h , mas também as correlações obtidas entre $B_h / R_{2\%}$ ($r = 0.75$, Quadro 5.7) e $Z_{berma} / R_{2\%}$ ($r = 0.70$, Quadro 5.7). No último caso, os parâmetros altimétricos monitorizados da berma e determinados do nível máximo atingido pela corrente de afluxo mostram uma clara interdependência. De resto, esta dependência entre altitude da berma e os parâmetros hidrodinâmicos pode também ser observada pelas correlações obtidas entre Z_{berma} / H_0 ($r = 0,58$, Quadro 5.7) e Z_{berma} / H_b ($r = 0,63$, Quadro 5.7).

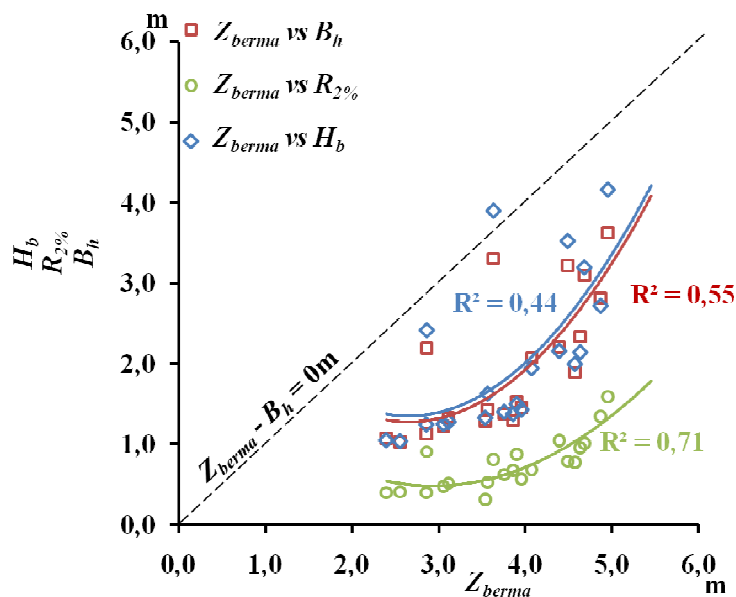


Figura 5.14 – Relação entre a altitude absoluta da berma (Z_{berma}) e a altitude prevista da berma (B_h), o nível máximo da corrente de afluxo ($R_{2\%}$) e a altura da onda na rebentação (H_b).

Quadro 5.7 – Matriz de correlações de parâmetros hidrodinâmicos, morfológicos e sedimentológicos. $R_{2\%}$ – altura máxima da corrente de afluxo (*runup*); S – declive da face da praia; $D_{médio}$ – diâmetro médio dos grãos de areia da berma.

	Z_{berma} (SR / AZ / LZ)	B_h	H_0	H_b	S	$R_{2\%}$
B_h (SR / AZ / LZ)	0,71 (0,81 / 0,64 / 0,58)	--	--	--	--	--
H_0	0,58	0,96	--	--	--	--
H_b	0,63	0,98	1,00	--	--	--
S	0,14	-0,18	-0,22	-0,21	--	--
$R_{2\%}$	0,70	0,75	0,69	0,47	0,72	--
$D_{médio}$	-0,15	0,09	0,15	-0,50	0,13	-0,22

Tendo por base as correlações muito significativas e os desajustes altimétricos observados entre Z_{berma} e B_h , tentou-se uma adaptação da fórmula inicial de Sunamura e Takeda às características observadas nas praias em estudo, tendo em vista um melhoramento dos resultados de correlação e das diferenças altimétricas absolutas / previstas.

A formulação de Sunamura e Takeda para a determinação da altitude da berma de praia (eq. 58) foi construída a partir de dados de praias naturais de regime micromareal, sendo por isso presumível que parte do desajuste já referido resulte das diferenças na amplitude de maré que serviu de base à formulação e as marés registadas em Portugal, cujo regime é mesomareal. Na indisponibilidade de medições contínuas realizadas em vários ciclos de maré, foi adicionado à formulação inicial um termo que reflecte a altura da maré alta anterior (M_{nmm}) à campanha de medição, por corresponder, com grande probabilidade, ao último ciclo hidrodinâmico com capacidade de mobilização de sedimentos da berma de praia. Assim:

$$B_h' = 0,125H_b^{\frac{5}{8}}(gT^2)^{\frac{3}{8}} + M_{nmm} \quad (59)$$

O termo M_{nmm} é expresso em metros acima do nível médio do mar, sendo por isso necessário subtrair 2,08m à altura prevista da maré no dia da campanha, uma vez que a amplitude de maré tem como referencial de base o zero hidrográfico.

A determinação de B_h' (eq. 59) para o período de monitorização e a comparação de resultados entre a fórmula de Sunamura e Takeda (eq. 58) revelam um melhor ajuste da primeira aos dados de campo, pela maior proximidade à linha central de igualdade de dados (Fig. 5.15).

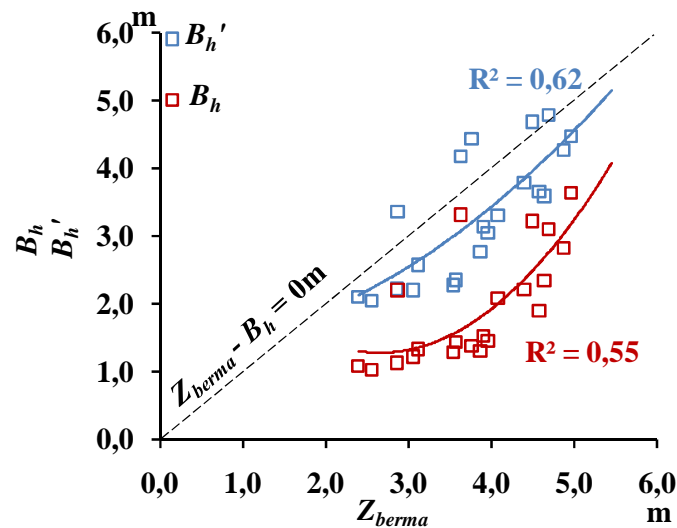


Figura 5.15 – Relação entre Z_{berma} , B_h e B_h' .

A correlação entre B_h' e Z_{berma} é mais significativa ($r = 0,78$) do que registada com o recurso a B_h e a diferença média entre o parâmetro absoluto e previsto diminui de 1,61m para 0,49m (Quadro 5.8).

A introdução do termo M na equação 56 foi proposta por Ferreira (1998) como resposta à desadequação entre os valores observados de altitude da berma de praia e os previstos. No caso das praias da Tocha e do Areão, o autor teve ainda a necessidade de utilizar o período de pico, substituindo o período médio da fórmula inicial de Sunamura e Takeda, bem como reajustar o coeficiente empírico de 0,125 para o valor 0,131 para assim obter o melhor ajuste entre os dois conjuntos de dados.

Quadro 5.8 – Distribuição de altitudes absolutas e previstas de bermas de praia e balanço de diferenças altimétricas, nos sistemas de Sta. Rita, Azul e Foz do Lizandro.

			Z_{berma} (m)	B_h (m)	$Z_{berma} - B_h$ (m)	B_h' (m)	$Z_{berma} - B_h'$ (m)
SR	2004	Mar(2)	4,86	2,82	2,05	4,27	0,60
		Fev (2)	4,07	2,08	1,99	3,32	0,75
		Mar (1)	4,57	1,89	2,67	3,66	0,90
	2006	Mar (2)	4,63	2,34	2,29	3,60	1,03
		Abr (1)	4,68	3,10	1,58	4,79	-0,11
		Jun (2)	3,75	1,38	2,38	4,44	-0,68
AZ	2005	Set (1)	3,86	1,30	2,56	2,78	1,08
		Set (2)	3,90	1,53	2,37	3,15	0,75
		Dez (2)	3,12	1,33	1,79	2,58	0,54
	2006	Mai (2)	2,40	1,07	1,32	2,11	0,28
		Jun (2)	3,54	1,29	2,25	2,29	1,25
		Jul (1)	3,56	1,43	2,13	2,36	1,20
		Jul (2)	2,86	1,13	1,73	2,23	0,63
		Dez (1)	4,95	3,63	1,32	4,48	0,47
LZ	2005	Set (2)	3,95	1,45	2,50	3,05	0,90
		Out (2)	4,39	2,21	2,18	3,80	0,59
		Nov (1)	4,49	3,22	1,27	4,69	-0,20
	2006	Mai (2)	2,56	1,03	1,53	2,06	0,50
		Jun (1)	2,87	2,20	0,67	3,37	-0,50
		Jun (2)	3,06	1,22	1,84	2,21	0,85
		Dez (1)	3,63	3,31	0,32	4,18	-0,55
Média					1,61		0,49
Var. máx.					2,67		1,93
Correl. $Z_{berma}/B_h - B_h'$				0,71		0,78	

Nos dados recolhidos ao longo do período de monitorização nos sistemas de Sta. Rita, Azul e Foz do Lizandro, a substituição dos valores do período médio pelo período de pico ocorrido antes da realização das campanhas aumenta muito significativamente o valor estimado, resultando numa solução com resultados pouco satisfatórios. Por outro lado, a modificação do coeficiente empírico para valores próximos dos referidos por Ferreira (1998) diminui ligeiramente a diferença média Z_{berma} / B_h' , no entanto, esta modificação em relação à fórmula inicial acrescenta uma maior variabilidade de previsões em relação ao valor real sem que o coeficiente de correlação entre as duas séries se modifique, pelo que se decidiu não modificar o parâmetro período médio e o coeficiente empírico estabelecidos inicialmente por Sunamura e Takeda (1982).

5.3.3. Declive da face da praia

Os factores mais frequentemente atribuíveis à dinâmica da face da praia, expressa pelo seu declive, são a altura da onda na rebentação, a dimensão e as características texturais dos sedimentos da praia ou o período e altura do espraio (Bascom, 1951; Bagnold, 1940; McLean & Kirk, 1969; King, 1972; Emery & Gale, 1951; Komar and McDougal, 1994).

Na figura 5.16 encontram-se representados os declives médios da face da praia nos perfis monitorizados em cada praia.

A praia da Foz do Lizandro apresenta a face da praia mais inclinada, tendo sido determinado um pendor médio referente a todos os dados recolhidos de $5,01^\circ$. Os restantes sistemas possuem valores aproximados de $4,25^\circ$, na praia de Sta. Rita, e $4,00^\circ$, na praia Azul.

Apesar das diferenças médias de pendor entre os sistemas serem pouco expressivas, esta distinção é clara quando é analisada a distribuição dos declives médios por perfil (Fig. 5.16).

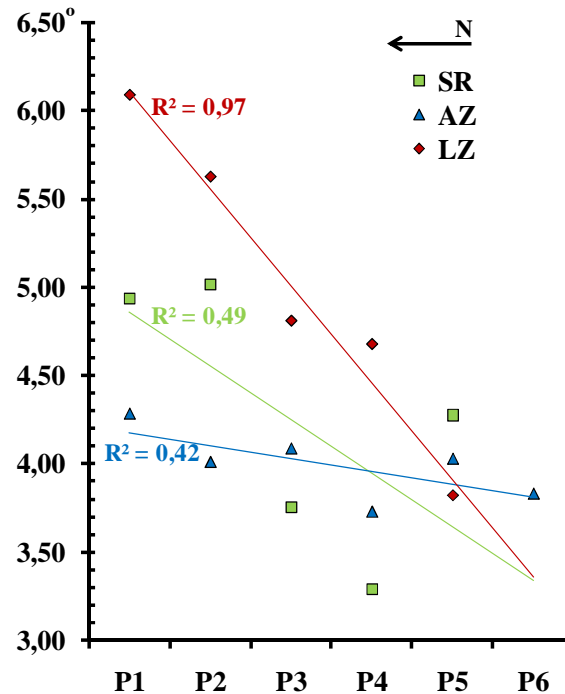


Figura 5.16 – Declives médios da face da praia por perfil, nas praias de Sta. Rita, Azul e Foz do Lizandro.

Na praia da Foz do Lizandro ocorrem os declives médios por perfil mais elevados e com uma forte diferenciação espacial de norte para sul. Neste sistema, os valores do declive da face da praia variam, em média entre $6,09^{\circ}$ (P1) e $3,82^{\circ}$ (P5).

A praia de Sta. Rita também apresenta uma diferenciação espacial bem marcada e de tendência semelhante ao sistema da Foz do Lizandro, caracterizando-se por uma variação dos valores da inclinação da face da praia entre $4,93^{\circ}$ (P1) e $3,29^{\circ}$ (P4).

Na praia Azul, esta distinção longilitoral é a mais ténue, variando os valores de pendor entre $4,28^{\circ}$ (P1) e $3,83^{\circ}$ (P6).

A distinção norte – sul entre os declives médios da face da praia nos sistemas da Foz do Lizandro e Sta. Rita encontra-se relacionada com a existência de constrangimentos importantes a norte destes sistemas na transformação das

ondas de largo que, associados à direcção dominante da ondulação de NW, originam declives frequentemente próximos do reflectivo a norte, onde a dissipação energética em torno dos pontos de refacção é mais intensa e o perfil de praia se encontra mais abrigado da direcção dominante das ondas.

Acresce que o sistema da Foz do Lizandro possui, no seu extremo sul, o estuário do rio Lizandro. A proximidade deste estuário à área monitorizada influencia os resultados médios do declive da face da praia no sentido da sua forte diminuição para sul, resultado da dinâmica bipartida estuarina e marinha, já identificada no ponto 5.2, relativamente à dinâmica planimétrica da praia.

Por oposição, os perfis localizados a sul registam pendores médios mais baixos, característicos de uma morfologia mais dissipativa, por se encontrarem mais expostos às ondas de NW a W. Ao contrário do sector norte, o efeito de sombra dos pontos de deflexão das ondas mais frequentes é menor, aumentando a energia dissipada directamente sobre todo o perfil de praia.

A distribuição dos declives da face da praia ao longo do período de monitorização encontra-se expressa no quadro 5.9. Neste quadro figuram o declive médio por campanha, obtido pela média aritmética dos pendores observados em todos os perfis, o declive máximo observado e o perfil correspondente. Estabelece-se também uma classificação relacionada com estes dois parâmetros, baseada nas observações de campo e onde se associa a face da praia à presença de uma berma de acumulação (perfil predominantemente convexo), de uma escarpa de erosão (perfil concavo) ou a um perfil rectilíneo próximo do dissipativo. No caso dos pendores médios, a classificação é atribuída por predomínio de formas. Os pendores máximos são classificados de forma directa através da forma observada no perfil com a inclinação máxima da respectiva campanha.

A praia de Sta. Rita representa o único sistema onde se pode observar um contraste nítido entre os declives da face da praia obtidos durante o Inverno marítimo e os respeitantes ao Verão. Entre os meses de Dezembro e Março é possível observar

pendores muito reduzidos, na maioria associados a perfis próximo do dissipativo (quadro 5.9).

Quadro 5.9 – Declive da face da praia, entre 2004 e 2006.

$\tan\beta$ – declive médio; $\tan\beta_{\max}$ – declive máximo; *B* – face da praia associada a berma; *E* – face da praia associada com escarpa de erosão; *D* – face da praia com perfil próximo do dissipativo; *P_n* – referência do perfil máximo.

		<i>Praia de Sta. Rita</i>		<i>Praia Azul</i>		<i>Praia da Foz do Lizandro</i>	
		$\tan\beta$ ($^{\circ}$)	$\tan\beta_{\max}$ ($^{\circ}$)	$\tan\beta$ ($^{\circ}$)	$\tan\beta_{\max}$ ($^{\circ}$)	$\tan\beta$ ($^{\circ}$)	$\tan\beta_{\max}$ ($^{\circ}$)
2004	Mar(2)	4,95 _B	7,61 _{B (P1)}				
	Out(2)	6,67 _E	10,00 _{E (P1)}				
	Nov(1)	3,17 _D	4,02 _{D (P3)}				
	Dez(2)					6,64 _E	9,54 _{E (P3)}
2005	Set (1)			5,61 _B	9,60 _{E (P2)}		
	Set (2)			6,31 _B	7,98 _{B (P3)}	3,68 _B	4,57 _{E (P2)}
	Out (1)						
	Out (2)			3,34 _D	4,59 _{D (P1)}	4,93 _B	6,62 _{E (P2)}
	Nov (1)					2,00 _D	2,88 _{B (P5)}
	Nov (2)					3,89 _E	7,07 _{E (P4)}
	Dez (1)	3,25 _D	4,89 _{E (P2)}	3,84 _D	4,75 _{D (P3)}	2,52 _D	3,21 _{D (P2)}
	Dez (2)	5,30 _E	9,86 _{E (P5)}	3,67 _D	4,53 _{B (P1)}	5,44 _E	10,33 _{E (P1)}
2006	Jan (1)	3,88 _D	4,54 _{D (P5)}	4,29 _D	6,31 _{D (P5)}	5,07 _E	14,34 _{E (P1)}
	Jan (2)	2,79 _D	3,69 _{D (P1)}	4,56 _D	5,82 _{D (P2)}	3,80 _D	7,22 _{E (P2)}
	Fev (1)			2,69 _D	2,78 _{D (P5)}	4,66 _E	6,32 _{E (P2)}
	Fev (2)	2,69 _D	3,07 _{B (P1)}	4,24 _D	5,09 _{D (P6)}	4,15 _E	4,94 _{E (P2)}
	Mar (1)	3,97 _D	5,35 _{B (P2)}	4,69 _D	6,36 _{D (P1)}	5,71 _E	7,77 _{E (P2)}
	Mar (2)	3,94 _D	4,46 _{B (P2)}	4,67 _D	5,90 _{D (P1)}	6,14 _E	10,91 _{E (P2)}
	Abr (1)	2,62 _D	3,42 _{B (P2)}	4,09 _D	4,73 _{D (P1)}	10,31 _E	18,42 _{E (P1)}
	Abr (2)						
	Mai (1)						
	Mai (2)	6,92 _E	10,30 _{E (P2)}	3,41 _B	4,67 _{B (P5)}	3,83 _B	8,39 _{E (P1)}
	Jun (1)	6,20 _E	11,32 _{E (P2)}	3,71 _D	4,25 _{D (P3)}	4,01 _B	5,12 _{E (P2)}
	Jun (2)	4,66 _B	6,01 _{E (P5)}	2,54 _D	3,19 _{B (P5)}	3,70 _B	5,60 _{E (P5)}
	Jul (1)			3,33 _B	5,34 _{B (P6)}		
	Jul (2)			3,12 _B	4,86 _{B (P1)}		
	Dez (1)	2,79 _D	3,13 _{D (P1)}	4,37 _B	6,15 _{E (P3)}	2,94 _B	5,85 _{E (P1)}
		<i>E</i>	6,27	11,32	--	9,60	5,78
	<i>B</i>	4,80	7,61	4,36	7,98	3,85	2,88
	<i>D</i>	3,23	4,54	3,86	6,36	2,78	3,21

Apesar dos baixos valores de inclinação média observados poderem estar relacionados com as condições hidrodinâmicas mais energéticas do Inverno marítimo, é possível verificar que boa parte dos declives máximos está associada à presença pontual de uma berma, indicando que a transição de sedimentos entre berma e a crista pré-litoral não se processa uniformemente ao longo da praia. Salienta-se, de resto, que a formação pontual de uma berma, durante o Inverno marítimo, associada a perfis predominantemente dissipativos foi frequentemente observada neste sistema, localizando-se sempre nos perfis mais a norte, ao abrigo do promontório existente no extremo norte da praia.

A diferenciação sazonal do pendor da face da praia no sistema da Foz do Lizandro e na praia Azul não é clara. No caso da praia da Foz do Lizandro existe geralmente uma elevada variabilidade de declives entre campanhas, que culmina no início de Abril de 2006, com o pendor médio mais elevado. Na praia Azul não se verificam modificações muito significativas ao longo do ano, à excepção dos valores registados em Setembro de 2005, associados à presença de uma berma.

Como seria de esperar, existe uma diminuição clara da inclinação da face da praia, nos três sistemas estudados, entre os perfis que registam escarpas de erosão e os que se encontram próximos do dissipativo (quadro 5.9).

5.3.4. Avaliação e balanço de volumes sedimentares da praia emersa

A determinação dos volumes dos perfis monitorizados seguiu a metodologia apresentada no ponto 3.1.5. Como se referiu nesse ponto, os volumes de todos os perfis foram calculados tendo por base o nível fixo de referência do *datum* de Cascais (*nmm*). O limite interior de cada perfil foi definido pelo ponto de não mobilidade relativa, que assume, em alguns casos, valores distintos entre perfis da mesma praia (ver ponto 3.1.5 e Fig. 5.11, 5.12 e 5.13).

Como consequência da imposição destes limites, a determinação dos volumes em cada sistema é influenciada pela extensão (distância horizontal inclinada) dos perfis, conforme se demonstra na figura 5.17. Esta constatação é válida para a totalidade do espectro de dados, ou seja, a dependência entre os dois valores é não só observável nos valores médios, mas também os valores absolutos mínimos, máximos e no indicador de variação máxima observada.

Na figura 5.18 são apresentados os resultados do cálculo das volumetrias médias e variabilidades extremas em cada perfil por praia analisada. A variabilidade máxima observada é determinada através da diferença entre o valor máximo e mínimo de volume de cada perfil.

Tendo em conta a dimensão dos sistemas analisados e a relativa semelhança nas áreas monitorizadas (SR = 33033,24m²; AZ = 32055,51m²; LZ = 23751,23 m² – quadro 3.3) pode referir-se que existem diferenças significativas na distribuição espacial da variabilidade volumétrica máxima entre as praias de S^{ta}. Rita, Azul e Foz do Lizandro.

O sistema da Foz do Lizandro apresenta, em P5, o quantitativo de variabilidade mais elevado (24,38m³/m, Fig. 5.18) dos três sistemas. À exceção de P2, os valores volumétricos máximo e mínimo não possuem qualquer relação temporal, sendo impossível estabelecer uma ligação imediata de continuidade entre as morfologias que deram origem aos respectivos volumes (Fig. 5.18). Em P2, pelo contrário, regista-se uma variação de volumes de 18,935m³/m em 32 dias, entre as campanhas de 02.12.2005 e 03.01.2006.

O indicador de variabilidade entre perfis caracteriza-se por um aumento gradual para sul, contrastando com o volume médio de sedimentos. Como já foi referido, o P4 e, particularmente, o P5 localizam-se muito próximo do estuário do rio Lizandro, encontrando-se expostos à dinâmica do rio em episódios de elevado caudal e aos galgamentos oceânicos para o interior do estuário. Estes eventos originam, em pouco tempo, escarpas de erosão na frente de praia que se prolongam para ao interior do estuário (Fig. 5.19). Este tipo de morfologia de praia

foi observado durante os levantamentos de campo em 29.03.2006 e 27.11.2006, ultrapassando 1,20m de altura da face da escarpa de erosão.

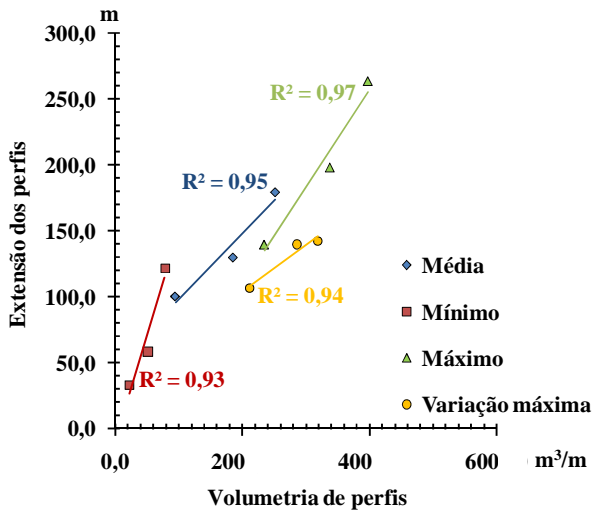


Figura 5.17 – Relação entre os indicadores dos parâmetros volumetria e extensão dos perfis nas praias de S^{ta}. Rita, Azul e Foz do Lizandro.

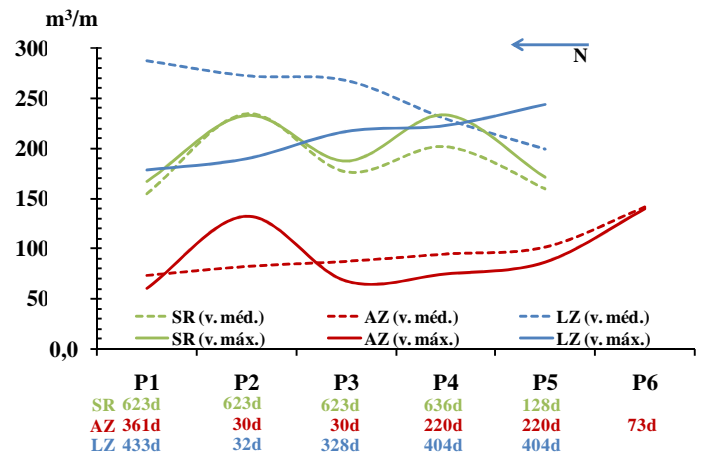


Figura 5.18 – Variabilidade volumétrica máxima (v. máx.) e volumes médios (v. méd.) por perfil. SR – praia de S^{ta}. Rita; AZ – praia Azul; LZ – praia da Foz do Lizandro. Em x representam-se os dias (d) entre a medição máxima e mínima de volume.

Esta dinâmica mista, característica de uma área de interface como é um estuário, reflecte-se também nas altitudes mais baixas que constantemente são medidas nos perfis P4 e P5, por comparação aos perfis mais a norte, resultando na diminuição progressiva para sul do volume médio estimado por perfil (Fig. 5.18).

Contrastando com a praia da Foz do Lizandro, as praias de S^{ta}. Rita e Azul apresentam valores de variabilidade volumétrica máxima diferenciados por perfil, ao longo das respectivas áreas monitorizadas (Fig. 5.17).

Na praia de S^{ta}. Rita é clara uma alternância entre sectores do sistema com menor variabilidade enquanto outros apresentam variações volumétricas mais significativas. Este facto foi já observado na figura 5.6, onde o posicionamento planimétrico do nível

do mar exhibe a mesma oscilação de valores. Os valores mais elevados de variabilidade volumétrica máxima são atingidos em P2 ($23,260\text{m}^3/\text{m}$) e P4 ($23,314\text{m}^3/\text{m}$).



Figura 5.19 – Escarpas de erosão na praia da Foz do Lizandro.

Os resultados da variabilidade extrema e média nos volumes de Sta. Rita encontram-se relacionados com a regular alternância entre formas de tipo berma, contínua ou com descontinuidades longilitorais em crescente (beach cusps), e formas associadas a perfis próximo do dissipativo. A existência de crescentes de praia é frequente, tendo sido possível identificar a sua presença em várias ocasiões, durante as campanhas de monitorização (17.12.2005; 17.01.2006; 15.02.2006; 01.03.2006; 16.03.1006).

Assinala-se ainda que o alinhamento dos perfis que registaram maior variabilidade volumétrica (P2 e P4), corresponderam quase sempre à saliência mais elevada do crescente, enquanto P1, P3 e P5 registaram valores associados ao ponto mais recuado da curvatura do crescente de praia.

O sistema da praia Azul apresenta também diferenças nos volumes extremos dos perfis localizados mais a norte (P1, P2 e P3), sem que o comportamento volumétrico médio dos volumes confirme esta oscilação nas diferenças máximas. A variabilidade máxima mais elevada é atingida em P6 (139,98m³/m), onde se atingem também os volumes mais altos. O crescimento dos valores dos volumes médios para sul é, de resto, coincidente com a tendência de aumento da largura da praia na mesma direcção (Fig. 5.4).

Neste sistema, P2 e P3 registam a transição entre volumetrias extremas mais rápida das três praias estudadas. Em 30 dias, entre as campanhas de monitorização de 03.12.2005 e 02.01.2006, existe uma diferença volumétrica máxima de 132,61m³/m, em P2, e de 67,45m³/m, em P3.

No quadro 5.10 apresentam-se os volumes sedimentares médios e máximos por campanha realizada nos três sistemas estudados. Os volumes médios resultam do cálculo da média aritmética do conjunto dos resultados absolutos obtidos nos 5 (praia de Sta. Rita e Foz do Lizandro) ou 6 (praia Azul) perfis realizados em cada campanha. No mesmo quadro está presente a diferença máxima de volumes de sedimentos observada entre campanhas no mesmo perfil e o balanço sedimentar final, que resulta do somatório das diferenças volumétricas médias encontradas entre campanhas, ao longo do período de monitorização.

Os dados obtidos (quadro 5.10) permitem atestar da elevada variação temporal nas quantidades de sedimentos armazenados no perfil emerso das praias, acima do nível médio do mar.

Em termos médios, estas diferenças são mais expressivas no caso da praia de Sta. Rita por representar o sistema com maior amplitude entre os valores médios. O quociente entre o valor médio máximo (271,99m³/m, quadro 5.10) e médio mínimo (82,06m³/m, quadro 5.10) é de 3,3.

Esta amplitude de valores distingue-se dos resultados das restantes praias, menos dinâmicas no que respeita à variação volumétrica média. Assim, os resultados

obtidos revelam que a praia Azul é o sistema com variações de volumes médios mais baixas. Neste sistema, o volume médio máximo representa cerca do dobro do volume médio mínimo calculado (quociente = 2,2), correspondendo a um valor próximo do obtido na praia da Foz do Lizandro (quociente = 2,3).

Quadro 5.10 – Volumes sedimentares médios (v. méd.) por campanha e diferença máxima dos perfis (dif. máx.) entre campanhas na praia de Sta. Rita, Azul e Foz do Lizandro.

		<i>Praia de Sta. Rita</i>		<i>Praia Azul</i>		<i>Praia da Foz do Lizandro</i>	
		v. méd. (m ³ /m)	dif. máx (m ³ /m)	v. méd. (m ³ /m)	dif. máx (m ³ /m)	v. méd. (m ³ /m)	dif. máx (m ³ /m)
2004	Mar(2)	271,99					
	Out(2)	139,85	-193,64				
	Nov(1)	188,17	74,29				
	Dez(2)					249,51	
2005	Set (1)			117,00			
	Set (2)			104,15	-36,11	367,40	102,98
	Out (1)						
	Out (2)			101,64	28,61	346,98	148,13
	Nov (1)					285,88	-84,76
	Nov (2)					253,81	-110,50
	Dez (1)	82,06	-161,06	64,90	-82,25	223,83	-87,86
Dez (2)	101,94	74,76	98,95	56,11	265,54	80,62	
2006	Jan (1)	135,16	86,81	141,02	76,50	326,96	178,44
	Jan (2)	174,48	79,01	108,81	-81,19	205,80	-183,94
	Fev (1)			112,87	-70,95	211,10	44,16
	Fev (2)	187,94	29,17	87,94	-47,71	282,35	128,43
	Mar (1)	174,90	-26,45	90,59	32,81	267,57	-52,45
	Mar (2)	191,86	28,75	79,35	-26,54	205,38	-84,31
	Abr (1)	230,84	54,03	71,25	-27,59	246,00	92,98
	Abr (2)						
	Mai (1)						
	Mai (2)	255,71	41,45	78,74	19,89	234,42	-94,82
	Jun (1)	233,46	-53,75	84,34	8,93	225,36	-79,18
	Jun (2)	227,28	-42,58	82,37	12,29	221,59	-32,58
	Jul (1)			90,71	-22,12		
Jul (2)			104,13	43,91			
Dez (1)	190,32	-61,02	100,51	-38,66	159,26	-83,22	

Observa-se que os picos de variação máxima do volume por sistema estão concentrados essencialmente entre os meses de Dezembro de 2005 e Fevereiro de 2006 [(Fev(1)], sendo antecedidos e/ou sucedidos por valores mais reduzidos mas bastante significativos, no quadro das medições efectuadas.

A excepção encontra-se na praia de S^{ta}. Rita, onde o pico de variação é atingido em Outubro de 2004 [Out(2) = 193,64m³/m, Quadro 5.10]. Neste caso, bem como em Dezembro de 2005 [Dez(1) = 161,06m³/m, Quadro 5.10], os resultados obtidos referem-se a campanhas muito distanciadas no tempo [Mar(2), 2004 – Out(2), 2004 = 209 dias; Nov(2), 2004 – Dez(1), 2005 = 400 dias], não sendo possível estabelecer uma relação de continuidade temporal entre campanhas. Assim, excluindo as diferenças máximas baseadas em dados anteriores a Dezembro de 2005, a praia de S^{ta}. Rita atinge o máximo de variação volumétrica entre campanhas próximas no tempo na monitorização de 04.01.2006 [Jan(1)], com valores muito próximos nas campanhas anterior e posterior. Durante este período [Dez(2) – Jan(2)], a elevada dinâmica do sistema encontra-se associada à acreção da praia emersa, tendo sido registado um aumento no volume deduzido dos perfis de 240,58m³/m. Salienta-se a relevância deste valor, uma vez que representa 46,7% do total de volumes máximos movimentados entre Dezembro de 2005 e Junho de 2006.

A diferença máxima registada na praia Azul foi de -82,25m³/m [Dez(1), Quadro 5.10], tendo sido seguida de valores elevados durante os 2 meses seguintes. Entre Dezembro e o início de Fevereiro registou-se um total de movimentação de areias de 366,99m³/m, ou seja, cerca de 54,5% do total de movimentações máximas de sedimentos registadas nos perfis entre Setembro de 2005 e Julho de 2006.

Ao contrário de S^{ta}. Rita, este período de elevada actividade morfossedimentar na praia Azul caracteriza-se por uma alternância entre dinâmicas erosivas e de acreção, saldando-se as diferenças volumétricas máximas pelo valor de -101,78m³/m.

A praia da Foz do Lizandro atingiu a diferença volumétrica máxima entre campanhas com o valor de $-183,94\text{m}^3/\text{m}$ em Janeiro [Jan(2), Quadro 5.10]. Tendo em conta apenas os valores mais elevados da série, registados em Janeiro, pode afirmar-se que a dinâmica de sedimentos neste mês representou cerca de 22,9% ($362,39\text{m}^3/\text{m}$) do total de sedimentos movimentados entre Setembro de 2005 e Junho de 2006 ($1586,14\text{m}^3/\text{m}$).

Apesar do valor obtido na foz do Lizandro ser menos representativo do que as percentagens registadas nas praias de St^a. Rita e Azul, é evidente, tal como nos restantes sistemas, o contraste entre o Inverno e o Verão marítimo, nos dados das diferenças volumétricas máximas (Quadro 5.10).

Os contrastes entre o Inverno e o Verão marítimo (2005/2006) tornam-se ainda mais claros com a determinação do balanço de volumes sedimentares médios ao longo do período de monitorização das três praias (Fig. 5.20), e pela determinação da sua variação cumulativa através do somatório de balanços médios positivos (acrecção) e negativos (erosão), registados entre campanhas.

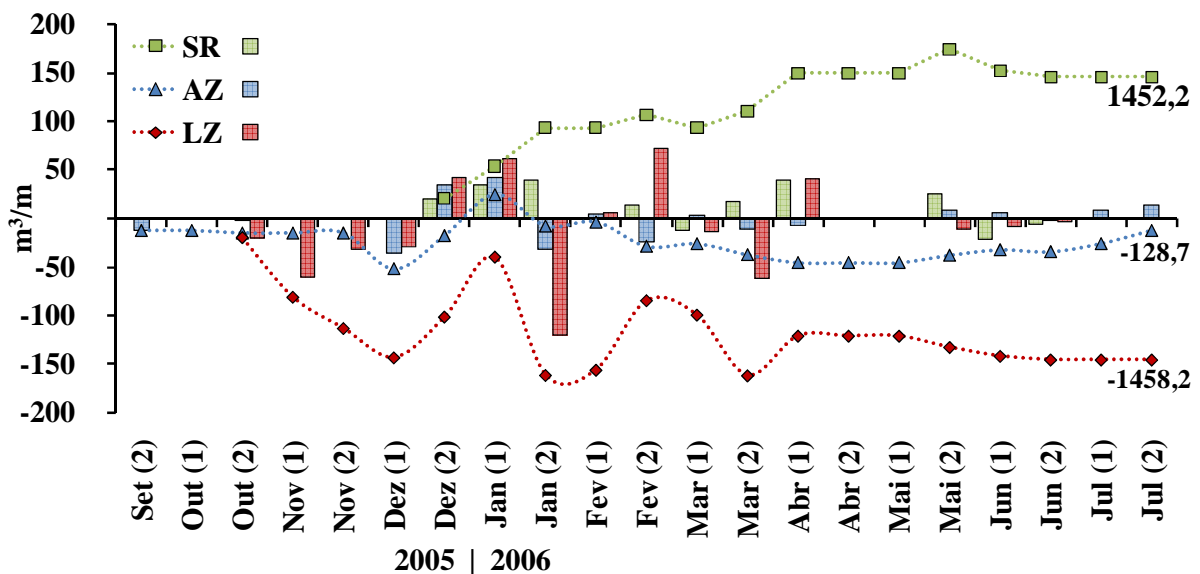


Figura 5.20 – Balanço absoluto e cumulativo de volumes sedimentares médios entre campanhas.

Na figura 5.20 é notória uma diferença entre as medições realizadas até ao final de Março de 2006 e os valores obtidos no período subsequente. Entre o final do mês de Novembro de 2005 e Março de 2006, verifica-se uma elevada variação no balanço de armazenamento de areias dos perfis monitorizados entre campanhas. Neste período, destacam-se os meses de Dezembro de 2005 e o início de Janeiro de 2006 por possuírem variações de elevada amplitude, com assinaturas semelhantes nos três sistemas.

A praia de da Foz do Lizandro apresenta o saldo mais negativo entre campanhas [(Jan(2) -121,17m³/m)]. A par deste valor, os saldos absolutos obtidos no início de Novembro de 2005 (61,10m³/m) e final de Março de 2006 (62,19m³/m) condicionam de forma muito significativa o balanço cumulativo final de volumes sedimentares armazenados em relação ao início das campanhas de monitorização (-145,82m³/m).

A quantidade de materiais mobilizados nos períodos caracterizados pelo domínio da acreção de sedimentos na praia [Dez(2); Jan(1); Fev(2); Abr(1) – Fig. 5.20] não é suficiente para a total compensação volumétrica do sistema. Sublinha-se mais uma vez o contraste, particularmente nítido neste sistema, entre a variabilidade dos valores dos volumes sedimentares do Inverno e Verão marítimos.

Este contraste também pode ser verificado na praia Azul, ocorrendo o período máximo de variabilidade entre Novembro e Janeiro (Fig. 5.20). A amplitude de variação nos quantitativos de armazenamento de sedimentos é bastante mais reduzida do que a verificada na praia da Foz do Lizandro.

Neste sistema, as variações no armazenamento de sedimentos ocorrem quase sempre no domínio do défice sedimentar, no entanto, os valores obtidos são os que se aproximam mais do balanço nulo e, portanto, do equilíbrio dinâmico do sistema.

A praia de S^{ta}. Rita possui o comportamento oposto ao verificado no sistema da Foz do Lizandro, verificando-se uma tendência dominante da acreção sobre a erosão. Tal como nos restantes sistemas estudados, pode verificar-se que os períodos com

variação mais significativa nos volumes sedimentares se encontram associados ao Inverno marítimo, nomeadamente nos meses de Dezembro e Janeiro, com um total de movimentação sedimentar adicionado ao perfil emerso de $92,42\text{m}^3/\text{m}$, e ao longo do mês de Março, com a acreção de $55,94\text{m}^3/\text{m}$ de areia.

A relação entre as mudanças no armazenamento de sedimentos ao longo do período estudado e a ondulação podem ser observadas na figura 5.21. Tal como no caso da figura anterior, consideram-se todas as diferenças absolutas ocorridas durante a monitorização das praias em que existe uma elevada periodicidade de campanhas realizadas, ou seja entre 2005 e 2006.

Como já tinha sido observado no Quadro 5.4 e na Figura 5.20 a praia da Foz do Lizandro possui os valores mais elevados de variação nos volumes sedimentares entre campanhas e este facto reflecte-se na elevada dispersão de pontos observada na Figura 5.21.

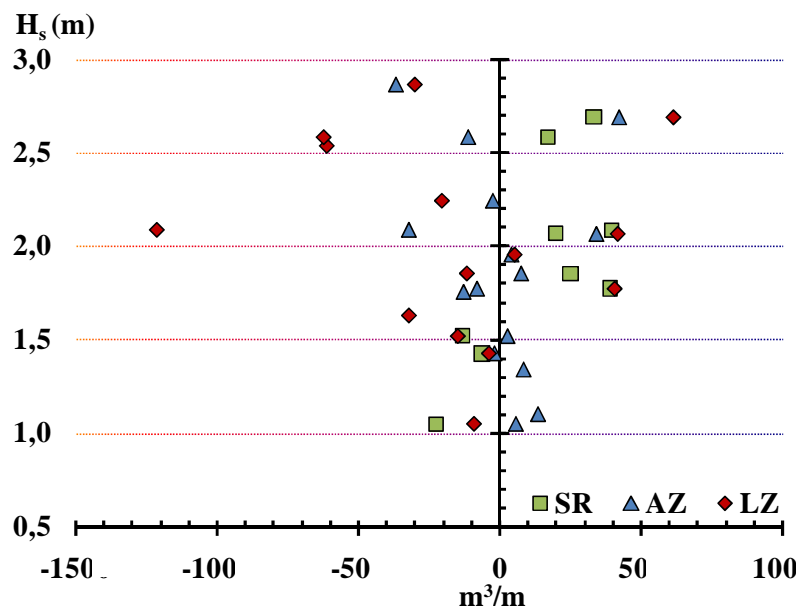


Figura 5.21 – Balanço de volumes sedimentares absolutos entre campanhas vs altura significativa média quinzenal em Leixões (H_s).

A inexistência de uma relação linear entre a altura das ondas de largo e a dinâmica nos volumes sedimentares torna impossível estabelecer um limiar de altura de ondas a partir do qual existe uma mudança entre o défice e a acreção sedimentar. De facto, a figura 5.21 mostra como o aumento nos valores da altura significativa de largo representam apenas um aumento na capacidade de mobilização de sedimentos, podendo o incremento na hidrodinâmica mobilizar sedimentos no sentido da praia imersa, originando erosão na praia emersa, ou vice-versa.

5.4. Modificações texturais dos sedimentos das praias

As características dos sedimentos das praias são um factor determinante na dinâmica destes sistemas pela influência que possuem sobre a distribuição dos declives ao longo do perfil.

As modificações nas características texturais das areias de praia e nos estatísticos que as descrevem, ao longo de um determinado período de monitorização e sobre diferentes elementos morfológicos da praia, fornecem informações essenciais sobre a forma como a energia hidrodinâmica associada ao transporte sedimentar se distribui ao longo do sistema (Guillén & Hoekstra, 1996; Medina et al., 1994; Stauble & Bass, 1999). Neste sentido, os elementos morfológicos mais utilizados na caracterização do sistema são os mais dinâmicos, normalmente localizados na faixa entre marés (Dingler & Reiss, 2002; Sénéchal et al., 2002; Kulkarni et al., 2004).

No caso das praias de S^{ta}. Rita, Azul e Foz do Lizandro, a colheita de amostras sedimentares superficiais seguiu um critério morfológico, conforme descrito no ponto 3.2. Evita-se, assim, a utilização de critérios métricos fixos para caracterizar as areias de praia, por se revelarem pouco sensíveis à elevada dinâmica morfológica destes sistemas.

A determinação dos parâmetros texturais deve ser representativa do sistema em análise. Os resultados dos estatísticos sedimentares característicos de um sistema de praia podem ser influenciados pelo número reduzido de amostras utilizadas no seu cálculo, essencialmente porque se trata de um ambiente altamente dinâmico. No caso das amostragens realizadas na praia de S^{ta}. Rita, Azul e Foz do Lizandro pode afirmar-se e a oscilação dos valores da média granulométrica por sistema devido à quantidade de amostras utilizadas para o seu cálculo é muito significativa nas primeiras quinze amostragens.

Tomando como indicador de estabilidade dos resultados as variações inferiores a 0,01 ϕ , pode afirmar-se que todos os sistemas apresentam resultados estáveis (Fig. 5.22). A estabilidade completa dos resultados foi atingida com 16 amostragens, na praia de S^{ta}. Rita, com 34 amostras, na praia Azul, e 39 amostras, na praia da Foz do Lizandro.

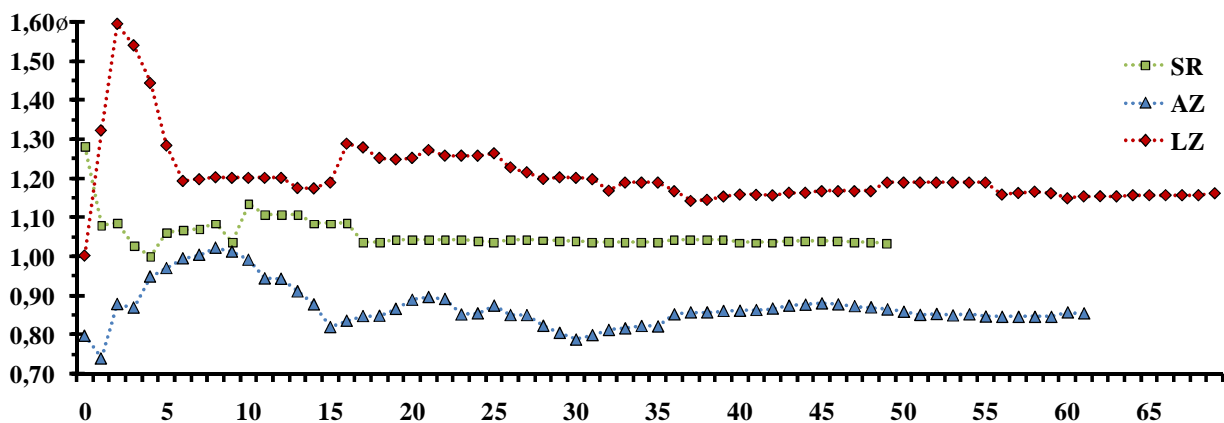


Figura 5.22 – Relação entre a média granulométrica e o número de amostragens, por sistema.

Tendo em conta a totalidade de colheitas realizadas entre 2004 e 2006, as areias presentes nos sistemas analisados podem ser classificadas como médias a grosseiras (Fig. 5.23), possuindo uma distribuição unimodal em todas as amostragens analisadas. Salienta-se que, apesar da classificação das areias abranger dois grupos dimensionais, as diferenças entre os valores médios

característicos de cada sistema são muito baixas. Assim, a praia Azul possui os sedimentos mais grosseiros ($0,85\phi$), contrastando com as areias mais finas das praias de St^a. Rita ($1,00\phi$) e da Foz do Lizandro ($1,16\phi$). Os resultados na Praia Azul e na Praia da Foz do Lizandro diferem ligeiramente dos apresentados por Trindade e Ramos-Pereira (2009), por abrangerem um período de monitorização mais alargado, no entanto, considera-se que as diferenças não são significativas e confirmam a tendência de diferenciação entre sistemas, já identificada no primeiro trabalho.

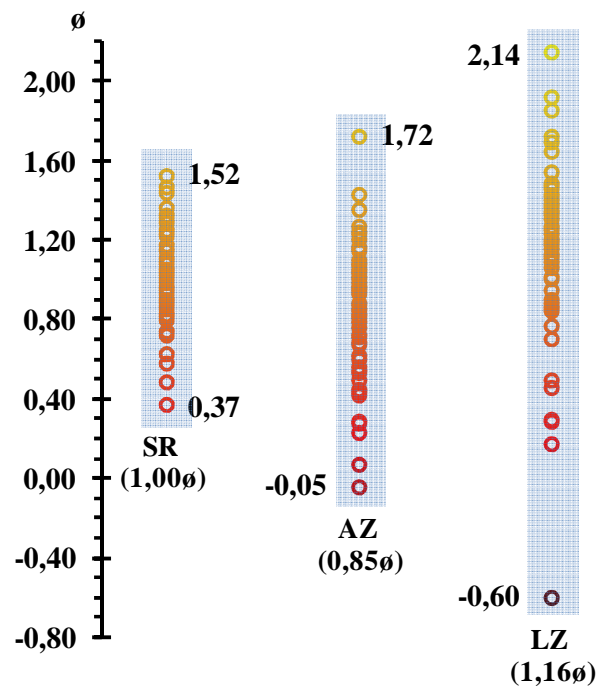


Figura 5.23 – Distribuição das médias granulométricas nas praias de St^a. Rita (SR), Azul (AZ) e Foz do Lizandro (LZ).

A baixa amplitude de valores registados no sistema de St^a. Rita ($\pm 1,15\phi$ – Fig. 5.23) contrasta com o espectro dimensional atingido na praia da Foz do Lizandro ($\pm 2,74\phi$ – Fig. 5.23). Note-se, no entanto, que o diâmetro médio mais grosseiro ($-0,60\phi$) registado na base da face da praia da Foz do Lizandro corresponde a uma ocorrência isolada (11.10.2005) que se diferencia bastante dos restantes pontos.

Excluindo o registo de 11.10.2005, pode afirmar-se que a amplitude de dimensões médias das areias registadas ao longo do período de monitorização é semelhante nas praias Azul ($\pm 1,77\phi$) e da Foz do Lizandro ($\pm 1,97\phi$).

As areias presentes nos três sistemas analisados correspondem a sedimentos bem calibrados, variando o parâmetro de selecção entre $0,45\phi$ (praia Azul) e $0,49\phi$ (praia da Foz do Lizandro). No sistema de S^{ta}. Rita o valor deste parâmetro é de $0,46\phi$.

Como tinha já sido referido por Trindade e Ramos-Pereira (2009), os resultados médios de cada sistema não revelam uma tendência regional que possa ser atribuída à deriva litoral, ou seja não é clara uma diferenciação linear longilitoral atribuível ao transporte de sedimentos pela corrente de deriva. Esta diferenciação entre sistemas parece relacionar-se com fontes locais de fornecimento sedimentar.

Para além da deriva litoral, o fornecimento de sedimentos aos troços de litoral com sistemas de praia pode ser assegurado pelos sedimentos da plataforma continental interna, pelo desmantelamento do produto da dinâmica das arribas próximas dos sistemas e pela rede de drenagem.

Pouco se sabe sobre as características e distribuição espacial dos sedimentos da plataforma continental interna entre Peniche e Cascais, particularmente à escala de estudo do sistema de praia. Os trabalhos realizados por Vanney e Mougenot (1981), para a caracterização dos sedimentos da plataforma continental, identificaram extensas áreas cobertas por afloramentos rochosos no Esporão da Estremadura intercaladas com algumas bolsas de sedimentos localizadas nos sectores mais deprimidos da plataforma continental próxima, entre 0m e -50m.

Com se referiu no ponto 4.5, a reduzida dimensão das bacias hidrográficas que drenam para o litoral entre Peniche e Cascais, o seu regime hidrológico irregular e altamente dependente da precipitação e os materiais predominantemente carbonatados e margosos que constituem as bacias hidrográficas pressupõem que

o contributo sedimentar relativo à fracção arenosa que caracteriza a dimensão média das areias dos sistemas analisados será reduzido.

Acresce, ainda, que a proximidade da foz ou estuários de sistemas de drenagem não representa um factor diferenciador relativamente ao fornecimento de sedimentos. Todas as praias estudadas estão associadas a rios importantes na faixa de litoral entre Peniche e Cascais, nomeadamente o estuário do rio Alcabrichel, na praia de St^a. Rita, do rio Sizandro, na praia Azul, e do rio Lizandro, na praia da Foz do Lizandro.

Segundo Neves (2006), a constituição litológica das arribas junto às praias de St^a. Rita e Azul é dominada por materiais arenosos, conglomeráticos e margosos, classificados pelo autor como rochas predominantemente brandas (60%). Estes materiais distinguem-se das litologias das arribas que limitam a norte e a sul a praia da Foz do Lizandro, onde predominam os calcários margosos, as dolomias e as margas.

A constituição distinta dos materiais aflorantes próximos dos sistemas estudados podem, assim, explicar parte das diferenças existentes nas dimensões médias das areias, existindo menor disponibilidade de sedimentos grosseiros junto da praia da Foz do Lizandro, por oposição às restantes praias.

A definição do valor médio dos estatísticos texturais mais importantes de cada sistema representa um importante ponto de referência que caracteriza globalmente as praias estudadas, especialmente se aferidos a partir de diferentes morfologias e de amostragens colhidas ao longo de um período que permita uma diferenciação temporal. No entanto, estes valores médios de referência pouco acrescentam à caracterização dos elementos morfológicos mais activos do perfil de praia.

A importância da discriminação dos parâmetros texturais ao longo do perfil emerso de praia, especialmente na faixa entre marés, pode espelhar a forma como

os sistemas respondem aos agentes forçadores, evidenciando uma maior ou menor exposição aos mesmos por parte das diferentes morfologias estudadas.

Na figura 5.24 encontram-se representados os quatro primeiros momentos característicos dos elementos morfológicos mais dinâmicos do perfil de praia emerso, nomeadamente o terraço de maré, a base da face da praia, a face da praia e a berma.

A distribuição das médias por morfologia confirma de forma clara o que tinha já sido adiantado em relação às diferenças entre os sistemas estudados. Independentemente da morfologia analisada, as areias da praia Azul correspondem a sedimentos grosseiros, contrastando com a praia da Foz do Lizandro, que possui sempre areias médias na faixa entre marés.

Apesar de existirem diferenças entre a dimensão dos sedimentos entre as praias estudadas, a determinação dos estatísticos texturais revelou várias semelhanças entre as morfologias do perfil emerso.

Os três sistemas possuem o calibre médio mais elevado de areias centrado na base da face da praia, distinguindo-se claramente dos restantes elementos morfológicos nos sistemas de St^a. Rita e Azul, mas menos evidente na praia da Foz do Lizandro (Fig. 5.24).

A transição entre a base da face da praia e a face da praia encontra-se bem marcada nos calibres médios de St^a. Rita e da praia Azul, mas, mais uma vez, o sistema da Foz do Lizandro não evidencia uma distinção clara entre estas morfologias. No entanto, a análise da variabilidade máxima das médias registadas ao longo da monitorização destes sistemas de praia revela uma tendência comum de diminuição muito significativa do espectro granulométrico médio presente na base da face da praia (SR – 1,07 ϕ ; AZ – 1,28 ϕ ; LZ – 2,52 ϕ) e na face da praia (SR – 0,64 ϕ ; AZ – 0,68 ϕ ; LZ – 1,37 ϕ).

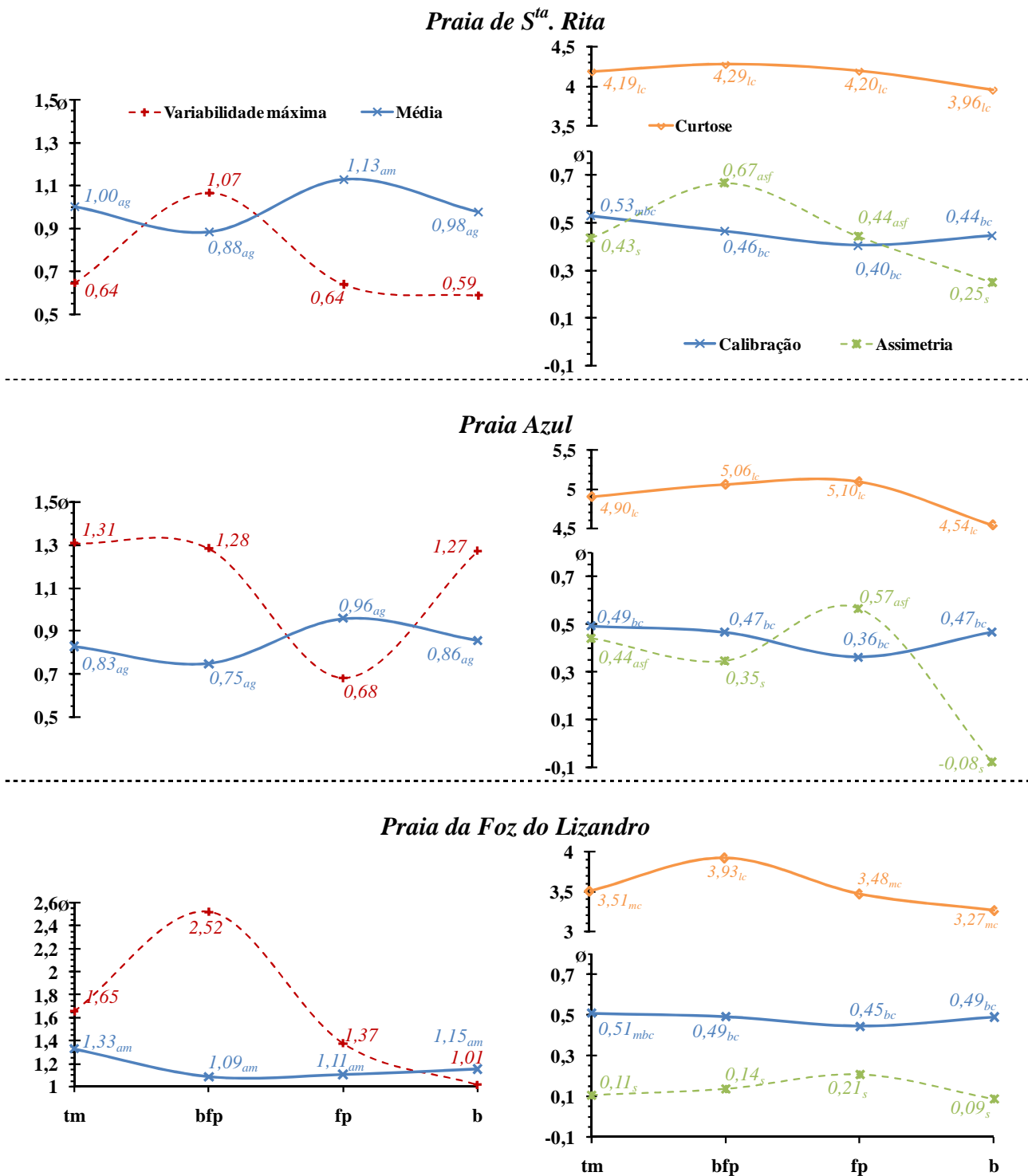


Figura 5.24 – Média, variabilidade máxima das médias, calibração, assimetria e curtose granulométrica do terraço de maré (tm), base da face da praia (bfp), face da praia (fp) e berma (b), nas praias de S^{ta}. Rita, Azul e Foz do Lizandro. *ag* – areia grosseira; *am* – areia média, *bc* – areia bem calibrada; *mbc* – areia moderadamente bem calibrada; *s* – distribuição simétrica; *asf* – distribuição assimétrica por enriquecimento em partículas finas; *mc* – distribuição mesocurtica; *lc* – distribuição leptocúrtica. *Nota*: os valores da assimetria são adimensionais.

O segundo momento estatístico evidencia também um decréscimo, ainda que pouco expressivo, nos três sistemas analisados, podendo afirmar-se que os sedimentos da base da face da praia possuem menor calibração quando comparados com o ponto médio da face da praia.

A existência de uma assinatura estatística clara entre estas duas morfologias indica a existência de uma mudança fundamental nos processos envolvidos no transporte de sedimentos, particularmente na energia do agente. A base da face da praia corresponde a um sector do perfil frequentemente sujeito a elevada hidrodinâmica. Este contacto entre o terraço de maré, caracterizado por possuir inclinações reduzidas, e a face da praia, onde são atingidas as maiores inclinações do perfil emerso, corresponde ao ponto de colapso das ondas em maré alta e das ondas reformadas após o colapso, que encontram nesta mudança súbita de declive um factor eficaz de dissipação energética (Guillién e Hoekstra, 1996, 1997; Komar, 1998). Assim, a frequência com que a base da face da praia se encontra exposta a condições de elevada hidrodinâmica confere às características texturais dos sedimentos uma diferenciação em relação à face da praia no sentido do maior diâmetro médio global, maior variabilidade nas dimensões médias por campanha e menor calibração das areias. Esta tendência foi descrita por Bascom (1959), referindo-se o autor ao ponto de máxima turbulência como correspondendo ao contacto entre o ponto de colapso das ondas e a corrente de refluxo.

A diminuição do calibre dos sedimentos na face da praia e o aumento no carácter selectivo do transporte (Fig. 5.24) corresponde a um resultado esperado. Este sector do perfil de praia corresponde, em termos hidrodinâmicos, à faixa de ressaca onde as correntes de afluxo e refluxo, de direcção perpendicular ou oblíqua à linha de costa, se caracterizam por uma diminuição progressiva da velocidade do fluxo em direcção ao topo (Masselink e Hughes, 1998) e cujos processos foram já descritos no ponto 2.3. Esta diminuição de velocidade do fluxo origina uma diminuição da capacidade de mobilização sedimentar, sendo apenas transportadas as fracções mais finas do espectro de sedimentos disponível para mobilização.

Os resultados das colheitas de sedimentos ao longo do perfil de praia emerso mostram ainda, nas praias de S^{ta}. Rita e Azul, um aumento na dimensão média dos grãos de areia entre a face da praia e a berma (Fig. 5.24). Comparativamente, as modificações no calibre das areias da praia da Foz do Lizandro, entre a face da praia e a berma, são quase nulas, registando-se uma diminuição da média granulométrica. Apesar desta discrepância na tendência das médias entre estes elementos morfológicos é possível verificar que nos três sistemas a transição entre a face da praia e a berma implica uma ligeira diminuição na calibração dos materiais e um decréscimo, por vezes muito significativo, nos valores da assimetria e da curtose. O terceiro e o quarto momento estatístico indicam, assim, um enriquecimento em grãos grosseiros relativamente aos valores registados na face da praia e uma diminuição na calibração dos mesmos em relação ao que se verifica no sector central da distribuição estatística.

A figura 5.25 mostra a relação entre os dois estatísticos na face da praia e na berma. Apesar de grande parte da população se encontrar associada a uma distribuição simétrica e mesocúrtica, existem observações que se destacam da distribuição normal. Nestas, o valor da curtose dos dois elementos morfológicos indica um achatamento de tipo leptocúrtico, implicando uma menor calibração dos grãos neste sector da curva em relação ao sector central. No entanto, a assimetria tende para sentidos opostos na face da praia e na berma, revelando que a última possui um enriquecimento em partículas grosseiras relativamente à distribuição central.

Segundo Bascom (1951) este tipo de tendência está relacionada com episódios mais energéticos de galgamento da berma, onde existe capacidade de transporte de partículas na corrente de afluxo, ficando estas retidas no sector mais elevado do perfil. A maior turbulência destes fluxos implicará uma menor selectividade do agente ao mesmo tempo que a menor frequência com que ocorrem conserva os sedimentos depositados na berma e, no caso da fracção mais fina, disponíveis para a mobilização pelo vento.

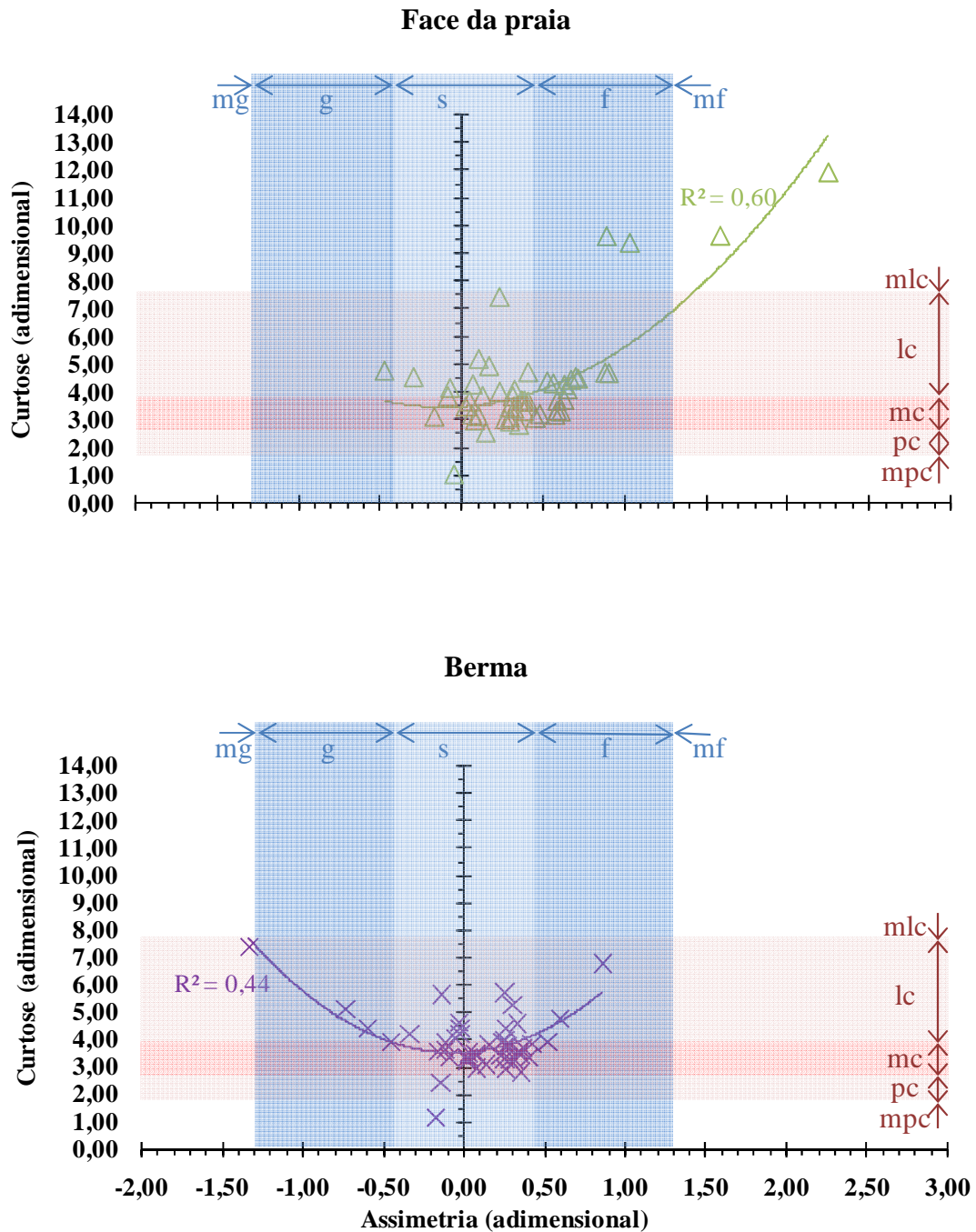


Figura 5.25 – Relação entre a assimetria e a curtose dos sedimentos da face da praia e da berma. Simetria da distribuição (Friedman e Sanders, 1979): s – simétrica; g – assimétrica por enriquecimento em grosseiros; mg – muito assimétrica por enriquecimento em grosseiros; f – assimétrica por enriquecimento em finos; mf – muito assimétrica por enriquecimento em finos. Achatamento da curva (Friedman e Sanders, 1979): mc – mesocúrtica; lc – leptocúrtica; mlc – muito leptocúrtica; pc – platicúrtica; muito platicúrtica.

5.5. Descritores e previsores morfológicos

5.5.1. Estados e descritores morfodinâmicos

Como se referiu no ponto anterior, a morfologia presente numa praia pode ser explicada pela actuação dos agentes hidrodinâmicos, como as ondas e a maré, e pelas características dos sedimentos presentes no sistema. De entre estes factores, as mudanças nos parâmetros das ondas incidentes, com a altura, o período ou a direcção, podem explicar grande parte das trocas de sedimentos entre o perfil emerso e imerso, ou seja entre a(s) berma(s) de praia e a(s) crista(s).

As trocas de sedimentos entre os sectores emerso e imerso do perfil de praia podem ser encaradas como uma dinâmica cíclica do sistema, mas não necessariamente sazonal. A ocorrência de perfis com a presença de uma berma bem definida, próximos do reflectivo, ou com uma ou várias cristas, próximos do dissipativo, podem ocorrer de forma sequencial e numa escala temporal reduzida e ao longo do ano (Short, 1979; Nordstrom, 1980). A ocorrência de temporais possui um papel fundamental nos ritmos e celeridade da mudança na morfologia do perfil, podendo-se registar a transição berma – crista por erosão do perfil sub-aéreo em poucas horas. É, no entanto, importante salientar que a dinâmica do perfil de praia depende em grande medida do regime anual de ondulação.

A relação H_0/L_0 que define o declive da onda de largo é um factor muito importante a ter em conta quando se procede à quantificação da dinâmica morfológica do sistema praia. Valores elevados de H_0/L_0 , ou seja, alturas elevadas e comprimentos de onda curtos, tendem a promover a formação de sistemas de cristas, através do transporte de sedimentos para o sector imerso do perfil, enquanto o oposto tende a promover a deposição no perfil emerso e a construção de bermas de praia.

A determinação do condicionamento que a maré possui na dinâmica morfossedimentar da praia e a sua importância face à ondulação é essencial porque a sua ocorrência e amplitude determinam a escala temporal de actuação dos processos hidrodinâmicos nas faixas de surf e de ressaca. Assim, o aumento da

importância da dinâmica da maré face à altura das ondas diminui a importância do transporte sedimentar e dos processos que normalmente actuam nas faixas de surf e de ressaca, resultando na quasi-ausência de morfologias típicas do perfil de praia, como bermas, crescentes ou cristas (Masselink e Short, 1993; Masselink e Huges, 2003; Barnabeu *et al.* 2003).

As características dos sedimentos também influenciam a dinâmica morfossedimentar berma – crista. As suas propriedades hidrodinâmicas dependem da densidade e da forma das partículas, que, assim, determinam o tempo de permanência em suspensão e a disponibilidade para o transporte.

Uma das classificações mais utilizadas na dinâmica de praias corresponde à proposta de Wright & Short (1984), baseada no índice adimensional de velocidade de sedimentação (dimensionless fall velocity – Ω , Gourlay, 1968; Dean, 1973; Dalrymple & Thompson, 1977):

$$\Omega = \frac{H_0}{w_s T} \quad (60)$$

onde H_0 corresponde à altura da onda de largo, w_s é igual à velocidade de sedimentação das areias e T indica o período das ondas.

O índice Ω pode ser considerado como uma medida do tempo de transporte de partículas ao longo da coluna de água, reflectindo a relação H_0/L_0 já descrita anteriormente e incorporando as propriedades hidrodinâmicas dos sedimentos. Na formulação do índice Ω (eq. 60), o numerador caracteriza a energia hidrodinâmica aplicada nos sedimentos em suspensão e o denominador a distância vertical percorrida por uma partícula durante um período de onda. Assim, os resultados mais elevados de Ω são obtidos quando partículas mais finas, com baixa velocidade de sedimentação, são mobilizadas por ondas com valores reduzidos de T e elevados de H_0 . Nesta situação, os sedimentos mais finos permanecem mais

tempo em suspensão e, portanto, possuem maior susceptibilidade de serem transportados ao longo do perfil (componente de transporte transversal) ou ao longo da linha de costa (componente de transporte longilitoral).

No quadro 5.11 apresenta-se uma síntese do tipo de morfologia, dinâmica sedimentar e hidrodinâmica característica de cada estado morfodinâmico reconhecido por Wright e Short (1984). A classificação de Wright e Short (1984) compreende a identificação de vários tipos morfodinâmicos, que variam entre o reflectivo ($\Omega < 1,5$) e o dissipativo ($\Omega > 5,5$), passando pelos estados intermédios ($1,5 < \Omega < 5,5$).

As morfologias das faixas de surf e de ressaca nos estados intermédios são variadas e dependem, no essencial, da forma como a(s) crista(s) se dispõe(m) ao longo da linha de costa e como condiciona(m) o colapso das ondas incidentes (quadro 5.11).

Na aplicação do índice adimensional de velocidade de sedimentação (Ω) às praias de Sta. Rita, Azul e Foz do Lizandro, tentou-se que os parâmetros necessários para a sua determinação se aproximassem tanto quanto possível das condições hidrodinâmicas e sedimentares observadas durante a realização das campanhas de monitorização. Assim, optou-se por calcular Ω utilizando o período médio (T_z) e a altura significativa da onda (H_0), registados durante a semana anterior à data de cada monitorização, na bóia ondógrafo de Sines. Tal como referido por Masselink e Hughes (2003), H_0 da equação 54 foi substituído por H_b , através da aplicação da fórmula de Komar e Gaughan (1972) (eq. 37). w_s foi calculado através da fórmula:

$$w_s = 273 D_{50}^{1,1} \quad (61)$$

onde D_{50} corresponde ao diâmetro mediano dos grãos (Benavente *et al.*, 2002), tendo sido consideradas as amostragens de sedimentos do terraço de maré, base da face da praia e face da praia, por campanha.

Baseando-se no índice Ω , Masselink e Short (1993) propuseram uma classificação do comportamento morfodinâmico das praias incluindo um indicador que traduz a influência dos ciclos de maré no transporte de sedimentos entre o perfil emerso e o sector imerso do perfil de praia. A amplitude relativa de maré (*Relative Tide Range* - *RTR*) pode ser traduzida da seguinte forma:

$$RTR = \frac{MSR}{H_b} \quad (62)$$

onde MSR corresponde à amplitude média da maré viva e H_b a altura da onda na rebentação. A classificação decorrente da aplicação conjunta de Ω e RTR resultou na identificação de 9 tipos morfodinâmicos de praias, entre o perfil ultra-dissipativo e reflectivo, baseada em observações em praias com regime de macro-maré.

No caso das praias de Sta. Rita, Azul e Foz do Lizandro, expostas à ondulação dominante e sujeitas a um regime mesomarial semi-diurno, não se esperam valores de RTR superiores a 3, correspondendo o valor médio para o período estudado a 1,51 ($MSR = 2,98\text{m}$; $H_b = 2,15\text{m}$). Neste tipo de praias ($RTR < 3$), a influência que a maré possui no posicionamento das faixas de surf e ressaca é reduzida e por isso a sobreposição espacial de processos associados a estas diferentes faixas é limitada (Masselink e Turner, 1999; Masselink e Hughes, 2003). Pelo contrário, em praias onde a amplitude de maré é importante na translação das diferentes faixas hidrodinâmicas ($3 < RTR < 15$ e, especialmente, $RTR > 15$) existe

uma elevada sobreposição dos processos correspondentes ao longo do perfil intermareal (Masselink e Turner, 1999).

Seguindo o critério estabelecido para o cálculo do índice Ω , procurou-se determinar RTR com base em H_0 registada na bóia ondógrafo de Sines, durante a semana anterior à data de cada monitorização, transformada para H_b com o auxílio da equação 59. MSR corresponde à média do período de referência (Janeiro, 2004 a Junho de 2007).

No quadro 5.12 apresenta-se a classificação de Masselink e Short (1993), para valores de RTR inferiores a 3.

Quadro 5.12 – Classificação do tipo de morfologia de praia em função de Ω e de RTR (adaptado de Masselink e Short, 1993).

Reflectivo (<i>Reflective</i>)	Intermédio com crista pré-litoral (<i>Barred</i>)		Dissipativo multi-crista pré-litoral (<i>Barred-dissipative</i>)
	Proeminente	Incipiente	
$\Omega < 2$ $RTR < 3$	[2 - 5[<1	[2 - 5[[1 - 3[> 5 < 3
(i) presença de crescentes de praia; (ii) face da praia com elevada inclinação.	(i) crescentes de praia bem definidos e face da praia inclinada; (ii) crista e sulco pré-litoral com formas bem definidas e proeminentes.	(i) crescentes de praia bem definidos e face da praia inclinada; (ii) crista e sulco pré-litoral com formas incipientes.	(i) Perfil intermareal com reduzida inclinação; (ii) presença de múltiplas cristas incipientes.

A figura 5.26 apresenta a distribuição conjunta de RTR e Ω nas praias estudadas. Como se esperava, os resultados da monitorização das praias mostram uma clara dominância da ondulação, com valores de RTR sempre inferiores a 3.

Na figura 5.26 é evidente que o aumento de Ω se encontra fortemente relacionado com a diminuição de RTR , uma vez que ambos os índices dependem da altura da onda na rebentação.

A classificação morfodinâmica das praias estudadas mostra que estas se encontram entre os domínios intermédio com crista pré-litoral incipiente e dissipativo (Fig. 5.26), sem que se atinja o estado morfodinâmico reflectivo. No entanto, a distribuição dos resultados resulta numa diferenciação pouco clara entre os sistemas estudados, que possuem uma tendência na distribuição dos dados semelhante e repartida pelas mesmas classes morfodinâmicas.

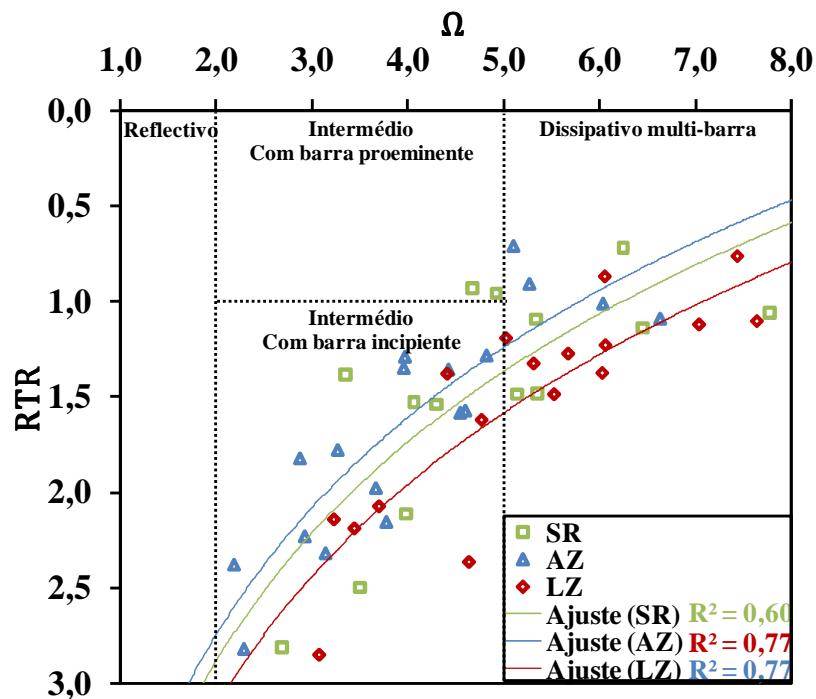


Figura 5.26 – RTR vs Ω nas praias de Sta. Rita, Azul e Foz do Lizandro.

Para clarificar a diferenciação entre as praias estudadas face ao seu comportamento morfodinâmico, utilizou-se o índice Ω , permitindo desta forma uma definição dos seus estados morfodinâmicos médios, as amplitudes máximas do valor Ω ocorridas durante o período de monitorização e, principalmente, os estados morfodinâmicos modais de cada sistema (Fig. 5.27 e 5.28).

Adicionalmente, recorreu-se ao cálculo dos parâmetros *Surf Similarity* (Battjes, 1974) e *Surf Scaling* (Wright e Short, 1984).

O primeiro parâmetro adimensional, já apresentado no ponto 2.2, permite uma classificação quantitativa do tipo de ondas na rebentação em determinado momento, exprimindo-se com a formulação apresentada na eq. 33.

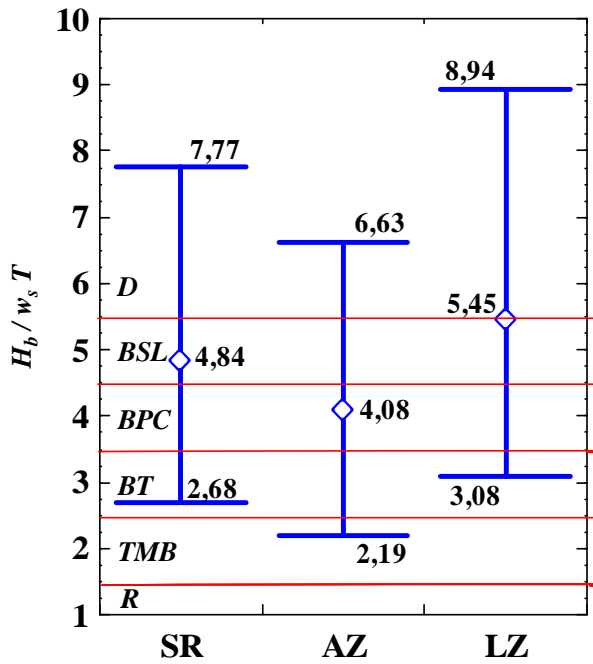


Figura 5.27 – Amplitude e média de valores Ω , nas praias de Sta. Rita (SR), Azul (AZ) e Foz do Lizandro (LZ).

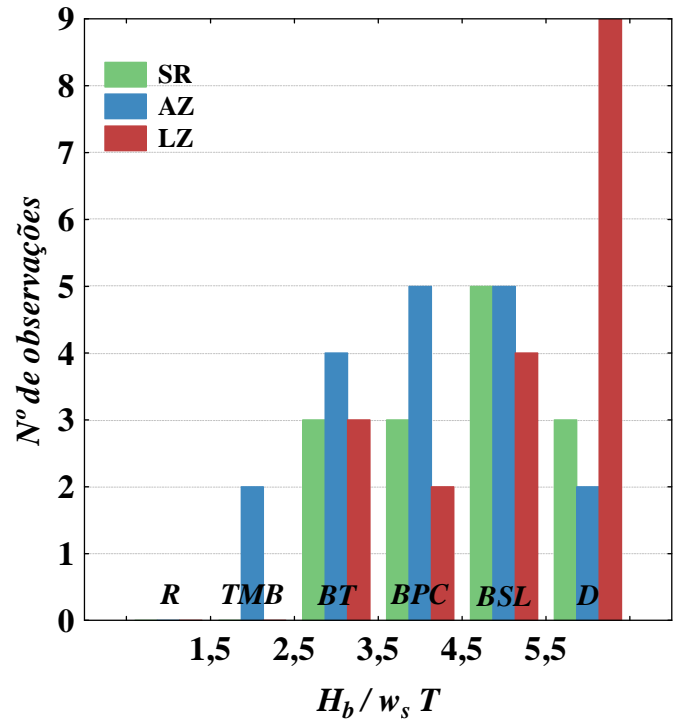


Figura 5.28 – Frequência absoluta de valores Ω , nas praias de Sta. Rita (SR), Azul (AZ) e Foz do Lizandro (LZ).

O parâmetro *Surf Scaling*, também adimensional, determina a importância relativa dos estados morfodinâmicos dissipativos e reflectivos, podendo ser determinado pela função de Guza e Inman (1975) (eq. 61):

$$\varepsilon = \frac{4\pi^2 H_b}{g T^2 \tan^2 \beta} \quad (63)$$

Segundo os autores, os estados dissipativos prevalecem quando $\varepsilon > 20$, encontrando-se os estados reflectivos associados a $\varepsilon < 2,5$. Nos estados morfodinâmicos intermédios ambas as condições podem ocorrer, correspondendo a valores de ε entre 2,5 e 20.

O parâmetros H_b e T presentes em ξ (eq. 33) e ε (eq. 63), foram determinados segundo os critérios adoptados em Ω (eq. 60).

ε é particularmente importante na definição da variação espacial dos estados morfodinâmicos ao longo da área monitorizada em cada praia, sendo calculado por perfil. A substituição, neste contexto, de Ω por ε justifica-se porque o primeiro é calculado apenas com dados de um perfil granulométrico de praia por campanha, não sendo possível a diferenciação textural dos sedimentos entre os vários perfis topográficos realizados em cada monitorização. Pelo contrário, o parâmetro *Surf Scaling* recorre, entre outros valores, ao declive da praia para a determinação do seu estado morfodinâmico, facto que torna possível a sua utilização em todos os perfis medidos.

No geral pode afirmar-se que as praias estudadas apresentam valores médios do índice adimensional de velocidade de sedimentação (Ω) bastante elevados (Fig. 5.27). Os resultados médios obtidos centram-se em classes que representam elevados níveis de dissipação energética ao longo do perfil.

A diferenciação entre sistemas relativamente ao estado morfodinâmico médio (Ω) e modal (Fig. 5.27 e 5.28) é, no entanto, clara e reflecte o elevado condicionamento que as características texturais que cada sistema impõem à classificação de Wright e Short (1984). Em grande parte das campanhas, a monitorização de cada sistema ocorreu com intervalos de apenas um a dois dias (Quadro 3.2) e, conseqüentemente, uma boa parte dos dados da hidrodinâmica utilizados (bóia ondógrafo de Sines) para o cálculo de Ω são coincidentes na semana anterior às medições, originando valores muito próximos de H_b e T_z (Quadro 5.13).

Quadro 5.13 – Índice adimensional de velocidade de sedimentação, respectivos parâmetros de cálculo e estado morfodinâmico observado.

		SR				AZ				LZ			
		H_b (m)	T_z (s)	w_s	Ω	H_b (m)	T_z (s)	w_s	Ω	H_b (m)	T_z (s)	w_s	Ω
2004	Mar(2)	2,72	8,83	0,0572	5,33								
	Out(2)	--	--	--	--								
	Nov(1)	2,80	7,42	0,0486	7,77								
	Dez(2)									2,16	7,70	0,0634	4,41
2005	Set (1)					1,38	5,52	0,0662	3,77				
	Set (2)					1,50	6,41	0,0640	3,67	1,43	6,23	0,0621	3,70
	Out (1)												
	Out (2)					2,19	7,71	0,0641	4,42	2,16	7,72	0,0464	6,03
	Nov (1)									3,52	8,50	0,0464	8,94
	Nov (2)									2,49	7,30	0,0679	5,03
	Dez (1)	2,00	6,35	0,0590	5,35	1,88	6,03	0,0685	4,54	1,83	5,97	0,0643	4,77
	Dez (2)	1,19	5,96	0,0571	3,49	1,28	6,08	0,0671	3,14	1,39	6,28	0,0684	3,23
2006	Jan (1)	2,61	6,90	0,0587	6,45	2,72	6,95	0,0590	6,63	2,70	6,95	0,0507	7,65
	Jan (2)	3,11	8,79	0,0719	4,92	2,93	8,81	0,0551	6,03	2,65	8,60	0,0438	7,04
	Fev (1)					2,31	7,58	0,0633	4,82	2,33	7,51	0,0547	5,68
	Fev (2)	1,95	7,77	0,0617	4,06	1,67	7,42	0,0688	3,27	1,36	6,79	0,0580	3,45
	Mar (1)	2,00	6,71	0,0580	5,14	1,89	5,83	0,0704	4,60	2,00	6,71	0,0539	5,53
	Mar (2)	2,14	8,39	0,0763	3,35	2,30	8,34	0,0695	3,97	2,24	8,45	0,0499	5,32
	Abr (1)	3,20	8,76	0,0781	4,67	3,26	8,70	0,0712	5,26	3,42	8,82	0,0641	6,06
	Abr (2)												
	Mai (1)												
	Mai (2)	1,06	5,16	0,0763	2,68	1,05	5,38	0,0857	2,29	1,04	5,11	0,0662	3,08
	Jun (1)	1,93	6,56	0,0686	4,29	2,20	6,65	0,0836	3,96	2,42	6,99	0,0571	6,07
	Jun (2)	1,41	5,90	0,0599	3,98	1,33	5,63	0,0810	2,92	1,26	5,49	0,0492	4,64
	Jul (1)					1,63	5,47	0,1036	2,87				
	Jul (2)					1,25	4,97	0,1149	2,19				
Dez (1)	4,14	8,48	0,0782	6,24	4,16	8,69	0,0940	5,10	3,90	8,10	0,0647	7,44	

5.5.1.1. Comportamento morfodinâmico da praia de S^{ta}. Rita

Os resultados obtidos na praia de S^{ta}. Rita com o cálculo de Ω apontam para o estado médio e modal coincidentes de cristas e sulcos longilitorais (BSL – Quadro

5.13; Fig. 5.27 e 5.28). As variações entre classes morfodinâmicas variam ao longo do período de monitorização entre cristas transversais (*BT* – Quadro – 5.13) e o estado dissipativo. Parece existir uma assinatura sazonal nos dados recolhidos uma vez que os resultados associados ao Verão marítimo são em geral mais reduzidos do que o período do Inverno marítimo (Quadro 5.13).

Das observações realizadas durante as campanhas é importante registar o elevado número de vezes em que foram observadas no sector emerso do perfil formas em crescente, sendo por isso prudente uma classificação deste sistema entre os estados morfodinâmicos de cristas e praia com morfologias em crescente (*BPC* – Quadro 5.13) e cristas e sulcos longilitorais (*BSL* – Quadro 5.13).

A avaliação das variações espaciais no estado morfodinâmico da praia por perfil revelou um comportamento diferenciado entre os cinco perfis, cuja localização se encontra descrita na figura 3.1.

Como se pode observar na figura 5.29, os perfis mais a norte (P1 e P2) exibem valores médios de ϵ mais reduzidos quando comparados com os perfis do sector sul da área monitorizada. Estes valores encontram-se num dos limiares da classificação de Guza e Inman (1975) e apontam para um estado morfodinâmico entre o intermédio e o dissipativo, predominando, de forma muito clara a rebentação de tipo mergulhante (ϵ e ξ – Fig. 5.29).

Os valores médios obtidos no sector sul (P3 e P4) são distintos, sendo caracterizados pela presença de perfis dissipativos, associados a uma faixa de rebentação de tipo progressiva.

Esta distinção evidencia a forma como a ondulação actuou de forma diferenciada ao longo do período de monitorização sobre o perfil, neste sector da praia. A presença do promontório de Porto Novo tem uma influência decisiva nos resultados uma vez que a sua posição, a norte e muito próxima dos perfis P1 e P2, origina uma situação de abrigo face à ondulação de NW que domina neste sector.

Consequentemente, boa parte da energia das ondas é dissipada em torno do promontório, chegando à praia sob a forma de ondulação de tipo mergulhante.

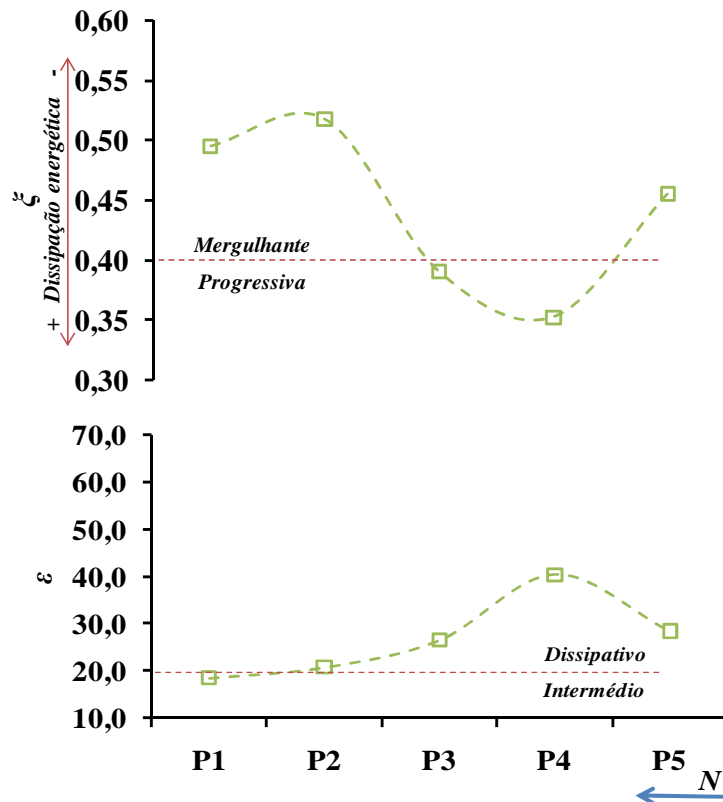


Figura 5.29 – Valores médios de ξ e ϵ por perfil, na praia de Sta. Rita (localização dos perfis na figura 3.1).

O sector sul encontra-se exposto à ondulação dominante e, principalmente, aos temporais mais frequentes de NW, pelo que predominam os perfis de tipo dissipativo. Nesse sector da praia de Sta. Rita a dissipação energética, resultado dos processos de transformação das ondas, realiza-se ao longo do perfil de praia sem a interferência do promontório, resultando em valores mais reduzidos de ξ , associados a ondas na rebentação de tipo progressivo.

A consequência desta diferenciação na actuação das ondas é a existência de uma dissimetria quase permanente na largura da praia, já antes evidenciada no ponto

5.2 (Fig. 5.4). O sector norte da praia apresenta-se frequentemente mais recuado e com um perfil emerso regularmente mais declivoso, contrastando com o sector sul da área monitorizada, que possui mais área emersa, independentemente do tipo de morfologia existente.

Ao longo do período de monitorização existe, como seria de esperar, uma resposta muito clara do índice adimensional de velocidade de sedimentação das três praias às condições de agitação marítima de largo, correspondendo os picos de valores de Ω aos temporais registados (Fig. 5.30). Condições de agitação marítima mais energéticas originam uma resposta do sistema no sentido do estado dissipativo.

O sistema de Sta. Rita atingiu o estado dissipativo (Ω) nos episódios de 28.10.2004, 01.01.2006 e 27.11.2006 (Fig. 5.30). Nos restantes eventos, 27.03.2006 e 22.05.2006, o índice Ω ficou-se por valores característicos de estados intermédios.

A ausência de dados anteriores à monitorização de Outubro de 2004 deixam dúvidas relativamente ao tipo de morfologia pré-existente, sendo impossível determinar se os resultados espelham o episódio de 28.10.2004 ou se os dados obtidos de velocidade de sedimentação (w_s – eq. 59) resultam de episódios anteriores.

De entre os restantes episódios identificados, os temporais de Março e Maio de 2006 são os menos severos (Fig. 5.30), fornecendo dados de H_b e T ao índice Ω menos significativos, quando comparados com as situações de Janeiro e Novembro de 2006.

No que respeita ao descritor *Surf Scaling* (ϵ), a praia de Sta. Rita exhibe um comportamento de alternância entre os estados morfodinâmicos intermédio, mais frequente, e dissipativo (Fig. 5.30). Esta tendência de alternância entre estados morfodinâmicos e a tendência para o aumento de ϵ com a ocorrência de temporais é semelhante à identificada com a utilização do índice Ω , variando os valores de ϵ entre 5,4 e 48,9.

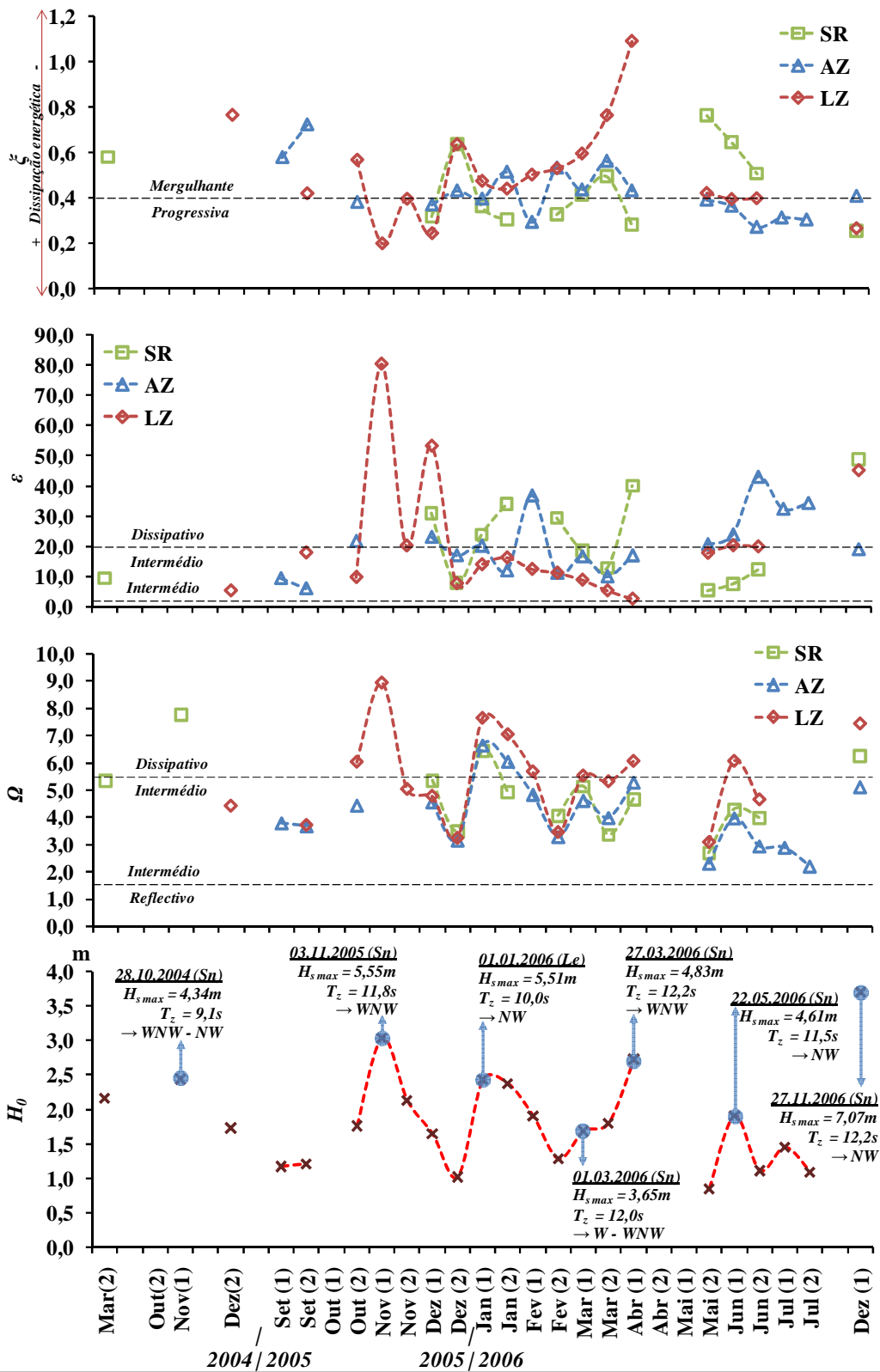


Figura 5.30 – Valores de Ω , ε e ξ e altura significativa média da onda em Sines, registada na semana anterior à data de cada monitorização. *Nota:* Adicionalmente revelam-se os parâmetros dos temporais associados aos picos de ondulação registados em Sines (Sn) e, na ausência de registos, em Leixões (Le).

Os valores mais elevados de ε dos meses de Janeiro, Abril e Dezembro de 2006 encontram-se directamente relacionados com o registo de episódios mais energéticos ocorridos nos dias anteriores a cada campanha e já identificados no caso do índice Ω .

A distribuição temporal de ξ (Fig. 5.30) também evidencia uma forte relação com a ocorrência de eventos mais energéticos, registando-se sempre uma descida nos valores calculados do parâmetro *Surf Similarity* coincidente com os temporais identificados.

Os valores de ξ na praia de Sta. Rita variam entre 0,25 e 0,76, associando-se mais frequentemente a ondas na rebentação de tipo mergulhante.

Com o objectivo de prever a forma como evolui o perfil sob diferentes condições de agitação marítima de largo, procedeu-se à determinação de Ω' segundo a equação 60, tendo por base os valores previstos de alturas de ondas na rebentação (eq. 37), deduzidos de alturas de largo em intervalos de 0,5m, os valores previstos de T_z para cada altura de onda de largo, e os valores mínimo, médio e máximo de w_s observados no sistema.

A determinação de valores de Ω' limita-se a condições de agitação marítima na rebentação inferiores a 3m, uma vez que as observações de campo nunca revelaram valores superiores.

Na figura 5.31 apresenta-se a previsão de valores de Ω' para o sistema se Sta. Rita.

Baseado nos dados recolhidos neste sistema pode afirmar-se, com uma margem aceitável de incerteza, que muito dificilmente este sistema atingirá o estado morfodinâmico reflectivo (Fig. 5.31). É importante referir que, mesmo tendo em conta a dimensão mais grosseira observada ($w_s = 0,0698$), os valores de Ω' são superiores ao limite intermédio – reflectivo.

Sob condições médias de dimensão das areias da praia de Sta. Rita, o estado dissipativo é atingido com alturas ondas na rebentação próximas dos 2m (Fig.

5.31), não sendo de esperar a ocorrência dos estados morfodinâmicos terraço de maré baixa ou sistema de lomba canal (*TMB*) e cristas transversais (*BT*). Wright & Short (1983), citados em Komar (1998), referem que grande parte dos sistemas de praia não atinge a totalidade do espectro de estados morfodinâmicos previstos na sua classificação, dependendo o seu comportamento das características dos sedimentos, que controlam o declive do perfil de praia, e da agitação marítima local.

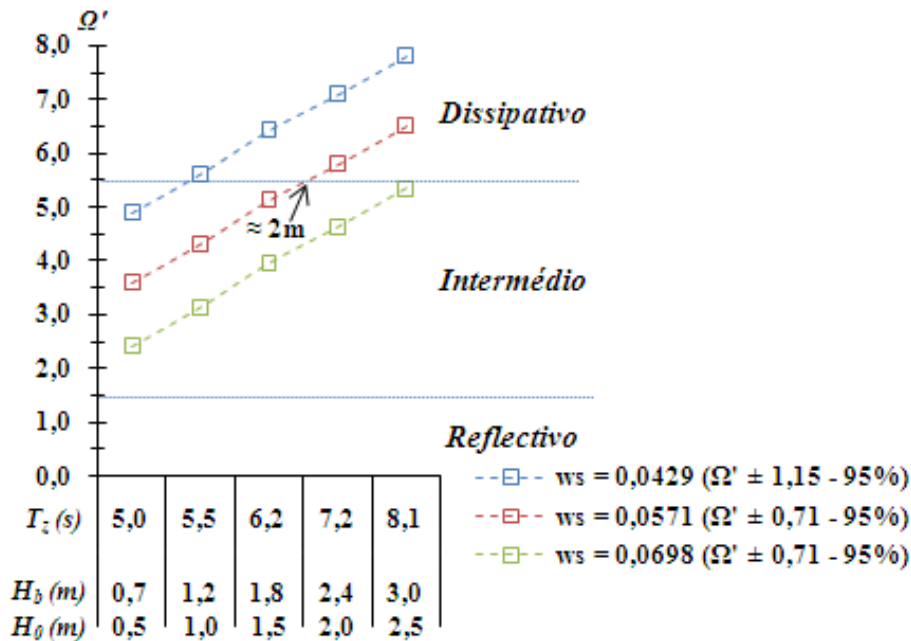


Figura 5.31 – Valores previstos do índice adimensional de velocidade de sedimentação (Ω'), com base em w_s mínimo, médio e máximo registado em S^{ta}. Rita.

5.5.1.2. Comportamento morfodinâmico da praia Azul

A praia Azul exibe o valor mais reduzido de Ω' , caracterizando-se pelos estados morfodinâmicos modais entre os tipos cristas e praia com morfologias em crescente (*BPC*) e cristas e sulcos longilitorais (*BSL*), este último mais frequentemente observado durante as campanhas de monitorização (Fig. 5.25 e

5.26). Tal como no caso da praia de S^{ta}. Rita, também na praia Azul parece existir uma assinatura sazonal nos resultados de Ω (Quadro 5.13 e Fig. 5.30), mais reduzidos no Verão marítimo.

Salienta-se o papel que a dimensão dos grãos possui nos resultados de Ω dos três sistemas (Quadro 5.13 e Fig. 5.30). A praia Azul possui, em média, os sedimentos mais grosseiros de entre os três sistemas analisados (Fig. 5.23) e, por isso, menos susceptíveis de serem mobilizados. Este facto resulta, naturalmente, numa velocidade de sedimentação média mais rápida e numa movimentação sedimentar transversal e longilitoral mais limitada no espaço, características que podem estar associadas a valores de Ω mais reduzidos.

A avaliação da distribuição espacial do comportamento morfodinâmico da praia Azul, baseada na determinação dos valores médios de ε por perfil, revelou um comportamento relativamente uniforme ao longo da área monitorizada, denunciado pela reduzida amplitude de valores médios de ε quando comparada com o sistema de S^{ta}. Rita (Fig. 5.29 e Fig. 5.32).

A extensão do sistema, o posicionamento dos perfis monitorizados relativamente aos limites norte e sul da praia e a ausência de um promontório nas proximidades podem justificar a relativa estabilidade dos valores de ε . A estes factores pode ser acrescentado o facto de o sistema ser dominado pela acção da hidrodinâmica marinha, diferenciando-se, por exemplo, da Foz do Lizandro, onde a acção da hidrodinâmica estuarina é importante na dinâmica planimétrica e volumétrica do sistema.

A amplitude de valores de ξ é, também, bastante inferior à registada em S^{ta}. Rita, indicando um predomínio de ondas de tipo mergulhante (Fig. 5.32).

Tal como se verificou na praia de S^{ta}. Rita existe uma relação estreita entre a distribuição de alturas significativas médias de ondas de largo e de Ω , ao longo do período de medições (Fig. 5.30). A resposta da praia Azul aos episódios mais energéticos é, de resto, semelhante à ocorrida na praia de S^{ta}. Rita.

A distribuição temporal do parâmetro adimensional *Surf Scaling* (ε) na praia Azul mostra uma tendência de alternância entre os estados dissipativo e intermédio em razão de igualdade (Fig. 5.30). Esta distribuição revela ainda que a amplitude de valores de ε na praia Azul (6,0 - 42,9) pode considerar-se semelhante à que ocorre na praia de Sta. Rita (5,4 - 48,9).

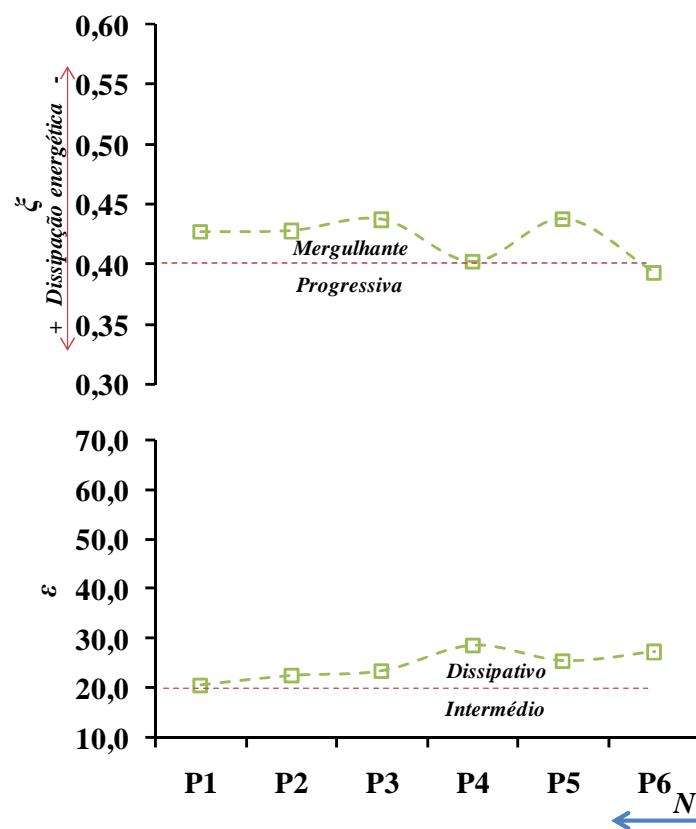


Figura 5.32 – Valores médios de ξ e ε por perfil, na praia de Azul (localização dos perfis na figura 3.1).

Os valores de ξ no sistema da praia Azul estão associados à constante alternância entre os tipos de ondas mergulhante e progressiva, sem que exista uma tendência bem definida sobre o tipo predominante de onda na rebentação.

A previsão de evolução do perfil sob diferentes condições de agitação marítima (Ω'), determinada pela metodologia já expressa no caso de S^{ta}. Rita, forneceu alguns resultados que permitem diferenciar este sistema dos restantes.

Sob condições médias de dimensão dos sedimentos, são necessários 3m de ondulação para que seja atingido o estado dissipativo na praia Azul (Fig. 5.33).

Tendo em conta a margem de incerteza obtida, não pode ser excluída a possibilidade de este sistema atingir o estado morfodinâmico reflectivo. A previsão de resultados Ω' baseada na amostragem de grãos mais grosseiros ($w_s = 0,0898$ – Fig. 5.33), sob condições de reduzida hidrodinâmica ($T_z = 5,0s$; $H_b = 0,7m$ – Fig. 5.33), resultou no valor 1,93 muito próximo do limite entre os estados intermédio e reflectivo.

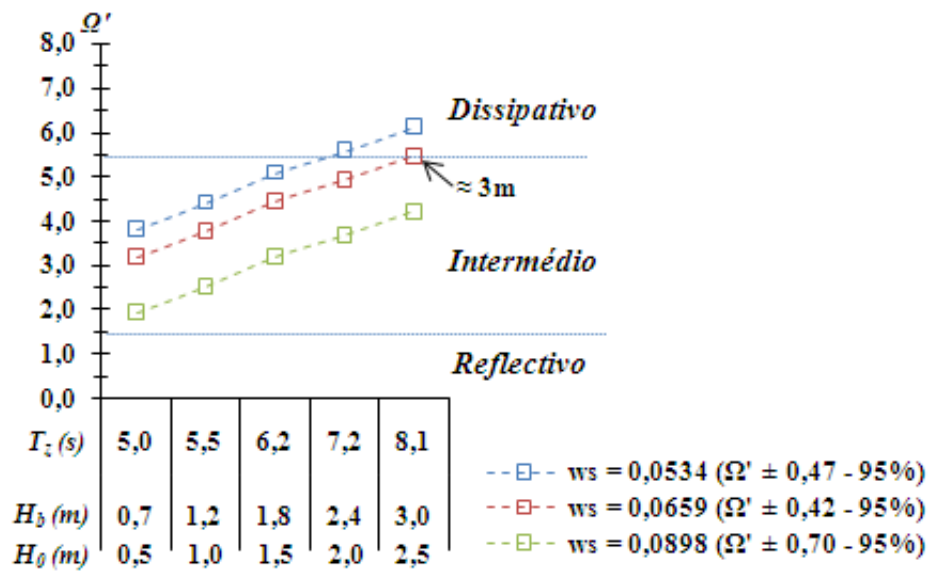


Figura 5.33 – Valores previstos do índice adimensional de velocidade de sedimentação (Ω'), com base em w_s mínimo, médio e máximo registado na praia Azul.

5.5.1.3. Comportamento morfodinâmico da praia da Foz do Lizandro

A praia da Foz do Lizandro apresenta o valor médio do índice adimensional de velocidade de sedimentação mais elevado (Fig. 5.27), muito próximo do comportamento dissipativo ($\Omega > 5,5$). Os resultados médios obtidos neste sistema são concordantes com os valores médios da dimensão dos grãos nos sistemas estudados. A praia da Foz do Lizandro possui os sedimentos mais finos (Fig. 5.23) e, por isso, mais susceptíveis à mobilização em condições idênticas de H_b e T_z (Quadro 5.13). A predominância de grãos mais finos diminui a velocidade de sedimentação (w_s), que é quase sempre a mais reduzida entre as praias estudadas (Quadro 5.13), aumentando o tempo que as partículas permanecem em suspensão e as possibilidades de migrarem para profundidades superiores.

O condicionamento imposto pela dimensão das partículas nos resultados de Ω , na praia da Foz do Lizandro, resulta na definição do comportamento modal da praia como sendo de tipo dissipativo (Fig. 5.28). Das 18 campanhas realizadas nesta praia, metade evidenciaram resultados e morfologias dissipativas.

Na figura 5.34 apresenta-se a distribuição espacial dos valores médios de ε e ξ no sistema da Foz do Lizandro.

Ao contrário da praia Azul, mas à semelhança da praia de Sta. Rita, existe uma clara diferenciação nos resultados dos dois parâmetros por perfil. Embora os valores médios de ε apontem sempre para morfologias de tipo dissipativo, este comportamento é mais vincado no sector sul da praia onde se atingem os resultados mais elevados de entre os três sistemas.

A diferenciação norte – sul no parâmetro ε é acompanhada na distribuição espacial de ξ , verificando-se valores mais elevados a norte que se tornam progressivamente mais reduzidos para sul.

Esta distinção foi já observada relativamente à dinâmica planimétrica (ponto 5.2), à variação dos declives da face da praia (ponto 5.3.3) e à variabilidade volumétrica

(ponto 5.3.4) deste sistema, sendo atribuído à influência mista da hidrodinâmica marinha, através da ocorrência de galgamentos oceânicos para o interior do estuário, e da dinâmica do rio em episódios de elevado caudal. Nestas situações os perfis localizados mais a sul possuem declives de menor inclinação influenciando os resultados de ε e ξ (Fig. 5.34).

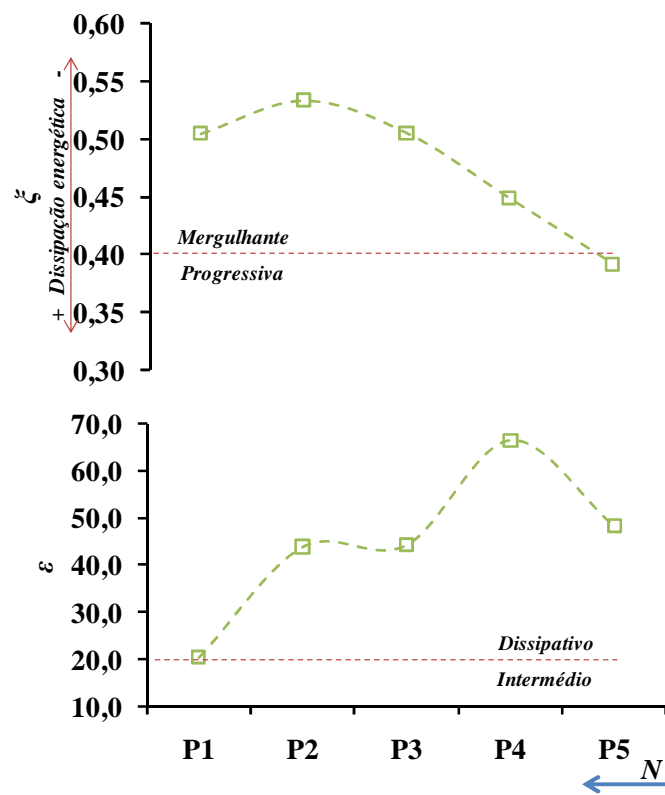


Figura 5.34 – Valores médios de ξ e ε por perfil, na praia da Foz do Lizandro (localização dos perfis na figura 3.1).

Na figura 5.35 apresentam-se as previsões de evolução do parâmetro adimensional Ω , sob diferentes condições hidrodinâmicas, tendo por base as dimensões de grãos de areia máxima, média e mínima, determinados pela metodologia já expressa no caso de Sta. Rita.

A determinação de Ω' permite afirmar que o estado dissipativo é atingido, neste sistema, com cerca de 2,4m de altura de ondas na rebentação, não sendo de esperar a ocorrência dos estados reflectivo e terraço de maré ou lomba canal (Quadro 5.11).

Salienta-se o facto de Ω' previsto com base nos sedimentos mais finos registados neste sistema durante as campanhas de monitorização, representar estados quasi-dissipativos a dissipativos com alturas de onda mínimas (Fig. 5.35).

Outro facto importante revelado pela figura 5.35 é a ausência de representação da curva de previsão relativa aos sedimentos mais grosseiros. Os resultados de Ω' associados a $w_s=0,1205$ forneceram sempre valores negativos, tendo em conta o espectro de valores de H_b e T_z considerados como de elevada probabilidade de ocorrência neste sistema (Fig. 5.35). A existência de valores negativos de Ω' indica que uma parte do espectro granulométrico registado neste sistema não pode ser movimentado com as classes de parâmetros consideradas, sendo necessários valores mais elevados de H_b e T_z para o seu transporte.

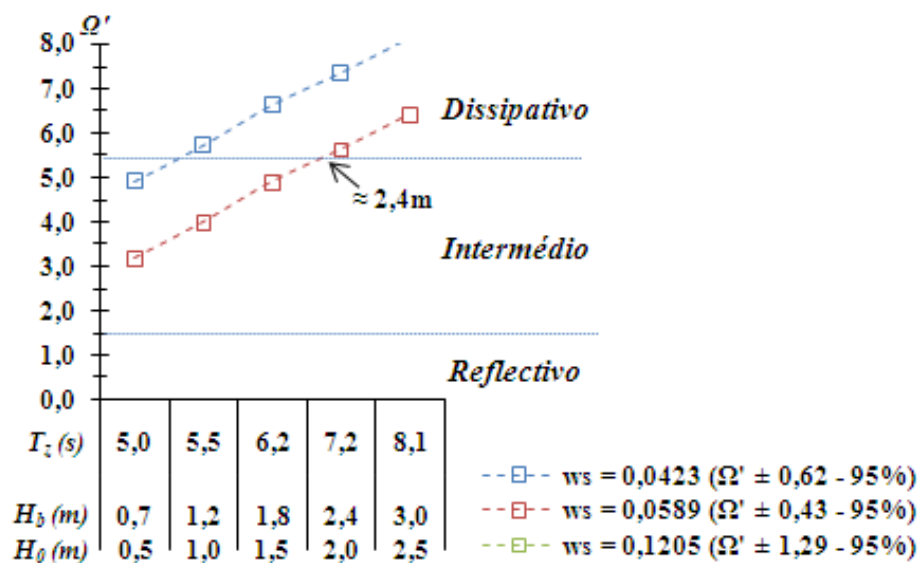


Figura 5.35 – Valores previstos do índice adimensional de velocidade de sedimentação (Ω'), com base em w_s mínimo, médio e máximo registado na praia da Foz do Lizandro.

5.6. Síntese

O estudo das praias de S^{ta}. Rita, Azul e Foz do Lizandro permitiu caracterizar detalhadamente e com elevada fiabilidade o seu comportamento morfodinâmico. Este traduziu-se na avaliação da dinâmica da forma planimétrica das praias, das variações verticais máximas, das variações da altitude da berma e do declive da face da praia e do balanço dos volumes sedimentares da praia emersa.

A variabilidade máxima da forma planimétrica das praias estudadas permitiu avaliar as variações locais cíclicas da área da praia emersa associadas à dinâmica marinha, existindo diferenças significativas entre os sistemas e entre os perfis de cada sistema. As praias de S^{ta}. Rita e da Foz do Lizandro apresentam-se como as mais dinâmicas do ponto de vista planimétrico. Nestes sistemas, a variabilidade da posição do nível médio do mar ultrapassa a centena de metros, podendo atingir-se taxas de movimentação planimétrica máxima de 4,4m/dia em S^{ta}. Rita e de 5,1m/dia na Foz do Lizandro, durante o Inverno marítimo.

A avaliação das variações verticais máximas por sistema revelou comportamentos diferenciados entre os sistemas estudados, apontando S^{ta}. Rita como a praia onde o transporte de sedimentos entre o sector emerso e submerso do perfil é mais significativo devido à variação máxima registada (6,4m). Contrastando com esta praia, a praia da Foz do Lizandro registou modificações altimétricas máximas mais baixas de apenas 2,6m. Grande parte destas modificações devem-se ao ritmo de transição sedimentar entre a(s) crista(s) pré-litoral(is) e a berma cuja altitude variou entre 2,4m e 4,95m. No estudo efectuado sobre a altitude da berma foi possível distinguir as bermas de Inverno, localizadas a altitudes superiores, das bermas de Verão a cotas mais baixas. A previsão dos valores altimétricos da berma segundo a formulação de Takeda & Sunamura revelou uma elevada correlação com os dados observados, ainda que os resultados tendessem para uma subestimação sistemática. O erro de previsão foi atenuado adaptando a referida formulação através da adição do valor da maré alta anterior a cada medição.

A análise comparativa dos volumes sedimentares dos perfis em cada sistema estudado revelou uma elevada variabilidade ao longo do período de monitorização. Na praia de St^a. Rita foi determinado um quociente de 3,3 entre os volumes médio mínimo e máximo. Nas praias Azul e Foz do Lizandro o volume médio máximo foi superior ao dobro do volume médio mínimo, encontrando-se os picos de variação entre os meses de Dezembro e Fevereiro. Grande parte do trânsito sedimentar entre o perfil emerso e submerso da praia ocorre, de resto entre estes meses por contraste com os meses do Verão marítimo. A elevada variabilidade registada durante o Inverno marítimo tem, no entanto, significados distintos no que se refere ao balanço cumulativo. A praia de St^a. Rita e da Foz do Lizandro possuem comportamentos opostos ao longo do período de monitorização, apresentando a primeira um balanço cumulativo francamente positivo. A praia da Foz do Lizandro apresenta, pelo contrário, um domínio da erosão sobre a acreção. A praia Azul apresenta um balanço ligeiramente negativo.

As variações nas características dos sedimentos entre as praias analisadas apontam para um condicionamento local da dimensão característica dos grãos de areia de cada praia, em detrimento da influência que a deriva litoral possa ter na redistribuição de sedimentos ao longo da linha de costa. A assinatura estatística da base da face da praia e da face da praia permitiu distinguir claramente os dois sectores face aos processos envolvidos no transporte de sedimentos, com uma diminuição nas médias granulométricas e nas suas variações ao longo do período de monitorização e um aumento na calibração dos sedimentos do primeiro para o segundo sector do perfil, nos três sistemas analisados.

A utilização do índice adimensional de velocidade de sedimentação, do indicador de amplitude relativa de maré e dos parâmetros *surf similarity* e *surf scaling* permitiram caracterizar as praias estudadas face ao comportamento morfodinâmico dominante e quanto ao tipo de ondas na rebentação. Concluiu-se que existe um claro predomínio da ondulação sobre a maré, no que diz respeito aos agentes envolvidos na dinâmica das praias. Ficou também claro que os sistemas estudados dificilmente atingirão o estado reflectivo. Os valores médios do

índice adimensional de velocidade de sedimentação revelaram-se bastante elevados.

Na praia de S^{ta}. Rita verificou-se uma tendência geral para a diminuição dos valores do índice adimensional de velocidade de sedimentação entre o Inverno e o Verão marítimos bem como uma diferenciação clara entre os perfis localizados junto do promontório de Porto Novo e os que se encontram mais distantes. Os primeiros com um comportamento entre o intermédio e o dissipativo e uma faixa de rebentação de tipo mergulhante e os segundos claramente dissipativos e com ondas na rebentação de tipo progressivo. O posicionamento do promontório é, assim, muito importante na explicação dos valores obtidos sendo possível distinguir a área que se encontra ao seu abrigo face à direcção dominante das ondas incidentes.

Tal como no caso da praia de S^{ta}. Rita também na praia Azul existe uma assinatura sazonal nos dados do índice adimensional de velocidade de sedimentação. No entanto, o seu comportamento morfodinâmico é relativamente uniforme entre perfis, justificado pela ausência de pontos que perturbem a aproximação das ondas à linha de costa.

A praia da Foz do Lizandro apresenta-se como o sistema cujo comportamento morfodinâmico mais se aproxima do estado dissipativo. À semelhança da praia de S^{ta}. Rita, verificou-se uma clara distinção neste comportamento entre os sectores Norte e Sul da praia. Atribuiu-se esta diferenciação à dinâmica mista existente no sector Sul, associada à hidrodinâmica marinha, através da elevada frequência com que ocorrem galgamentos oceânicos durante o Inverno marítimo, e fluvial durante episódios de elevado caudal.

**CAPÍTULO 6: SUSCEPTIBILIDADE DOS SISTEMAS DE PRAIA À
INUNDAÇÃO E À EROSÃO**

6.1. Modelo conceptual

Conforme anteriormente salientado, o ambiente litoral e, em particular, os sistemas de praia são caracterizados por um elevado dinamismo induzido por diferentes elementos forçadores. Durante grande parte do tempo, estes elementos actuam de forma previsível sem implicações importantes na dinâmica dos sistemas costeiros ou para as populações. No entanto, a actuação dos elementos forçadores também   sin nimo de mudanç as muito significativas, e por vezes muito rápidas, na configuração da linha de costa, com efeitos directos na morfologia dos sistemas e na vida das populações.

O perigo (Fig. 6.1) está associado   ocorrência de fen menos potencialmente danosos e envolve o estudo dos processos litorais responsáveis por estas mudanç as, ponderando a frequência e magnitude com que actuam no território. Entre os elementos forçadores com capacidade para induzir modificações nas áreas litorais encontram-se os vários tipos de ondas, de temporal, de maré ou de tsunami, o vento, a precipitação, a actividade sísmica e as modificações na configuração natural da linha de costa induzidas pelo homem. As ondas são particularmente importantes no caso dos sistemas de praia porque, como foi evidenciado no capítulo anterior, controlam a frequência e magnitude da morfodinâmica que caracteriza determinado sistema.

Todos estes elementos contribuem para a definição local, a variadas escalas temporais, do balanço entre a susceptibilidade que determinado troço costeiro possui face   ocorrência de fen menos que alterem o seu equilíbrio dinâmico e a resiliência, ou capacidade de resposta/recuperação do sistema face   dinâmica induzida pelo fen meno (Cutter *et al.*, 2008; Betts *et al.*, 2004). A susceptibilidade dos sistemas de praia é entendida como a distribuição espacial do perigo, sendo considerados os factores que contribuem para a determinação dos potenciais de inundação, através da ocorrência de galgamentos oceânicos, e erosão, pelo recuo planimétrico da linha de costa ou pela diminuição volumétrica do perfil (Fig. 6.1).

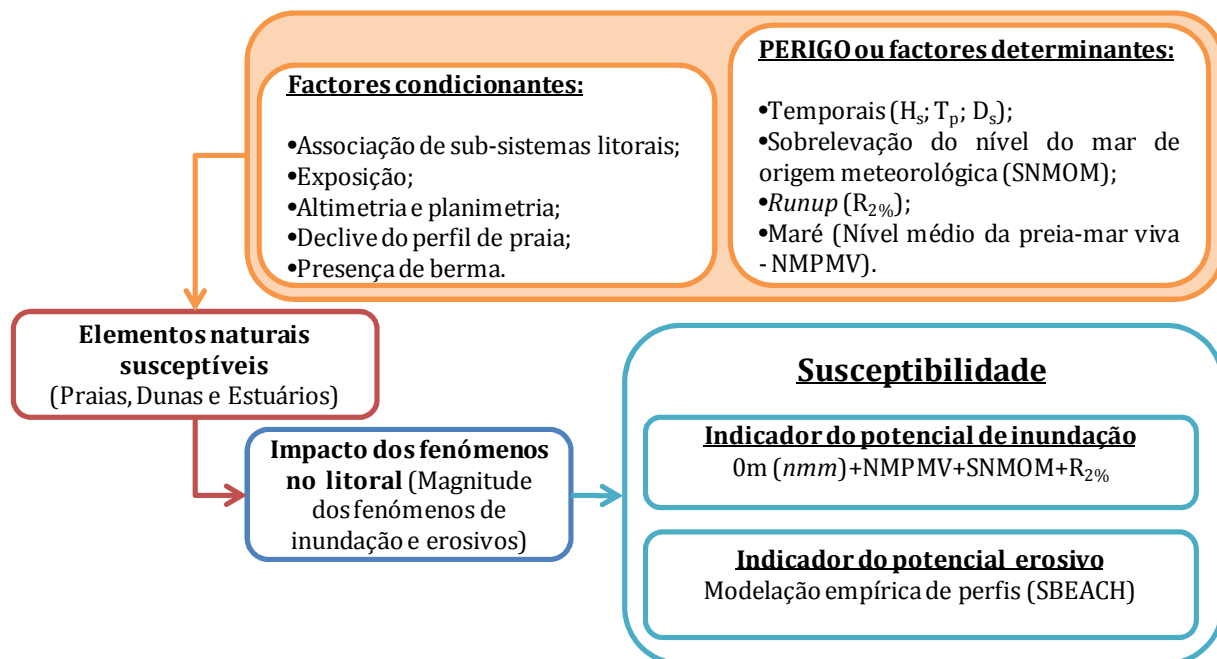


Figura 6.1 – Susceptibilidade dos sistemas de praia à inundação e erosão.

6.1.1. Indicador do potencial de inundação

A ocorrência de galgamentos oceânicos depende, em primeiro lugar, da morfologia do sistema praia e dos sistemas a ele associados. O conhecimento da amplitude de valores de declive do perfil é essencial para a determinação do potencial que uma praia ou sector da praia possui face ao galgamento por águas marinhas. Esta determinação não fica completa sem serem considerados os valores previstos da altura da maré astronómica, a sobrelevação do nível médio do mar de origem meteorológica (*storm surge*) e o valor extremo do *runup*, ou limite altimétrico máximo atingido pela corrente de afluxo (Fig. 6.1).

O *storm surge* resulta simplesmente da diferença métrica entre o nível observado e o nível previsto para o mesmo marégrafo. Adjacente à noção de sobrelevação existe igualmente a ideia de subelevação que ocorre quando os resultados desta diferença são negativos, no entanto, a componente negativa dos desvios altimétricos à maré prevista em nada contribui para a definição da

susceptibilidade que uma praia possui   ocorrência de galgamentos oceânicos e, conseqüentemente, ao seu potencial de inundação. Gama *et al.* (1997) encontraram, no caso do litoral de Portugal, uma correla o muito significativa entre os níveis de sobreleva o e as respectivas condi es meteorológicas locais (pressão atmosférica e intensidade do vento). Os valores máximos de sobreleva o variam entre 47cm, registados no marégrafo de Sines, e os 110cm, observados no marégrafo de Viana do Castelo.

Este estudo evidencia ainda, embora de forma menos clara, a dependência que o *storm surge* possui em rela o aos parâmetros da ondula o e, desta forma, a importância da sua ocorrência conjugada com episódios de temporal.

O *runup* ($R_{2\%}$)   entendido como o nível altimétrico máximo instantâneo atingido pela água, após o colapso da onda no perfil de praia, relativamente ao nível estático da água, ou seja ao nível da maré. Resulta, como descrito no Capítulo 2 (Ponto 2.2.3.), na actua o de vários processos no perfil de praia e depende da quantidade de energia dissipada durante o processo de rebenta o e posterior propaga o ao longo da faixa de surf (Stockdon *et al.*, 2006), ou seja, do declive do perfil de praia, da rugosidade e porosidade do fundo, da excursão da maré e dos parâmetros característicos das ondas incidentes (Ferreira, 1998), mas também da existência de bermas de praia ou escarpas de erosão.

O indicador do potencial de inunda o (Fig. 6.1) de uma praia resultará, assim, do somatório das várias componentes associadas ao perigo como as alturas da preia-mar viva (média), do máximo de sobreleva o do nível do mar de origem meteorológica e o nível máximo de *runup*, face aos 0m do nível médio do mar.

6.1.1.1. Valores de base e determinação do indicador do potencial de inundação

O *datum* vertical estabelecido pelo marégrafo de Cascais serviu de ponto de partida para a determinação do indicador do potencial de inundação. Consequentemente, existe uma equivalência entre o termo altura utilizado na definição das variáveis envolvidas e altitude.

A altura média da preia-mar viva já foi estabelecida no capítulo 4, ponto 4.1, como correspondente a 3,67m acima do zero hidrográfico, ou seja, 1,59m tendo por base o nível médio do mar.

A determinação do *storm surge* exigiu a recolha de dados de previsão de alturas de marés bem como a análise de uma série maregráfica suficientemente alargada para ser representativa do período estudado (entre 01.01.2004 e 31.07.2007). Os dados de marés previstas para o período de referência foram fornecidos pelo Instituto Hidrográfico e respeitam ao marégrafo de Cascais. Trata-se de um conjunto de alturas referidas ao nível do zero hidrográfico (-2,08m → nmm ou datum Cascais), calculadas a partir da análise harmónica de um ano de observações maregráficas (31.12.1990 a 30.12.1991) com uma precisão de 0,1m. A série de dados registados de Cascais de alturas de maré foi disponibilizada, para o período de referência, pelo Instituto Geográfico Português e permitiu caracterizar de forma precisa as alturas marés, como se exemplifica na figura 6.2. Os dados utilizados são divulgados com uma frequência de 3 minutos.

As diferenças entre as marés previstas e as registadas foram determinadas para os 28 episódios de temporal já apurados nos quadros 4.11 e 4.12, tendo sido considerados os valores de alturas até aos cinco dias anteriores à ocorrência do pico do temporal.

Os valores do *runup* ($R_{2\%}$) foram determinados em todas as campanhas realizadas nas praias de S^{ta}. Rita, Azul e Foz do Lizandro, recorrendo às eq. 44 e 45 de Stockdon *et al.* (2006). Na parametrização associada a estas formulações o declive

do perfil de praia (β_f , eq. 44) corresponde ao declive médio da face da praia e do terraço de maré, elementos morfológicos constantemente expostos às correntes a afluo e refluxo. Seguindo a mesma metodologia adoptada para o cálculo de Ω (Capítulo 5, ponto 5.5.1), optou-se por aproximar os resultados de H_0 e L_0 (eq. 44 e 45) tanto quanto possível das condições hidrodinâmicas observadas durante a realização das campanhas de monitorização. Determinou-se, assim, a média de T_z e de H_s registados na bóia ondógrafo de Sines, durante a semana anterior   data de cada monitorização.

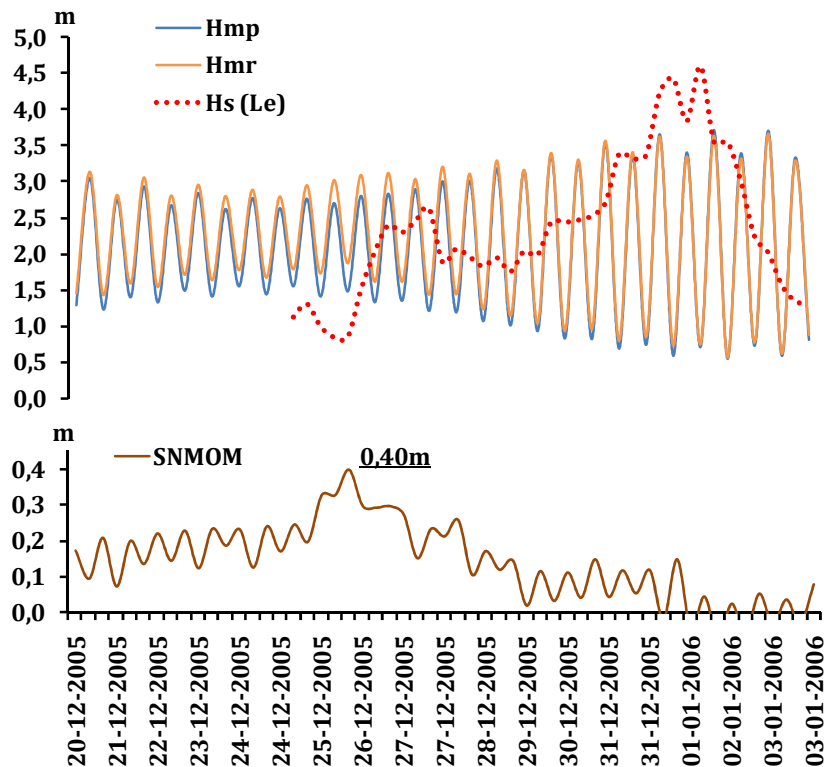


Figura 6.2 – Sobreleva o do nível do mar de origem meteorológica registada no marégrafo de Cascais. Hmp – altura prevista da maré; Hmr – altura registada da maré; Hs (Le) – altura da onda em Leixões.

6.1.1.2. Resultados

A determinação dos valores de *storm surge* associados aos temporais ocorridos durante o período de referência (Quadros 4.11 e 4.12) permitiu identificar os desvios em relação às marés previstas.

Todos os episódios de temporal registados nas bóias de Sines e Leixões foram acompanhados de valores de sobrelevação do nível do mar de origem meteorológica, embora os apuramentos revelem um espectro de valores relativamente alargado (Fig. 6.2). O valor máximo de *storm surge* observado no marégrafo de Cascais durante o período de referência representou um desvio de 0,78m em relação à maré prevista (Fig. 6.3) e ocorreu durante o temporal de 23.10.2006 (quadro 6.1). Este valor é muito significativo tendo em conta a amplitude média da maré viva (3,08m) observada no mesmo marégrafo, mas representa também uma sobrelevação superior à apurada por Taborda & Dias (1992) e Gama et al. (1994). Os primeiros autores determinaram os valores de sobrelevação em Cascais de 0,40m e 0,50m para os temporais de Fevereiro/Março de 1979 e de Dezembro de 1981, respectivamente. No segundo caso, os autores encontraram o valor máximo de *storm surge* de 0,52m, baseados numa série de registos maregráficos entre Junho de 1986 e Maio de 1998.

A análise dos resultados do *storm surge* não evidenciou uma justaposição temporal entre a ocorrência de episódios de sobrelevação e o pico do temporal. Na maior parte dos casos observados a ocorrência de um temporal foi precedida de um desvio às marés previstas atribuído a factores meteorológicos, independentemente da sua magnitude. Também não foi possível estabelecer uma correlação clara entre a magnitude do temporal, traduzido nas suas alturas máxima e significativa média, e os níveis de *storm surge* (Fig. 6.3, Quadros 6.1 e 6.2). Embora o valor máximo de sobrelevação observado corresponda a um dos temporais mais severos registados no litoral ocidental durante o período em análise (Quadro 6.1), os restantes valores ocorrem em variados regimes energéticos e sem ligação aparente.

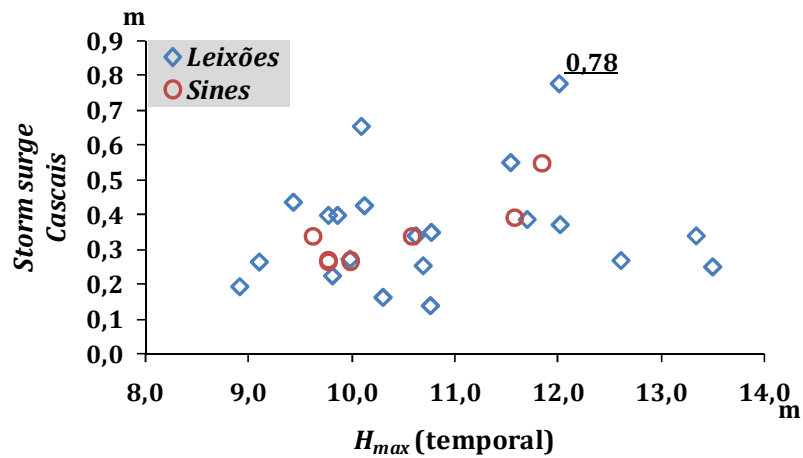


Figura 6.3 – Relação entre o *storm surge* registado no marégrafo de Cascais e as alturas máximas de ondas durante os temporais, nas bóias de Leixões e de Sines.

Quadro 6.1 – *Storm surge* associado aos temporais ocorridos em Leixões entre 01 de Janeiro de 2004 e 30 de Julho de 2007.

Nota: sublinham-se os valores mais significativos de *storm surge* (P_{k90}).

Data início	<i>Storm surge</i> (m)	Ciclos de maré	H_s (m)	H_{max} (m)	D_s (�)
08.01.2004	0,19	6	4,38	8,91	292,5 (90,6%)
02.04.2004	0,43	2	4,85	10,12	315,0 (100,0%)
08.10.2004	0,44	1	4,44	9,43	225,0 (36,4%)
27.10.2004	<u>0,65</u>	4	4,25	10,09	315,0 (68,8%)
19.12.2004	0,26	2	4,63	9,10	315,0 (100,0%)
25.12.2004	0,25	3	5,26	10,69	315,0 (100,0%)
18.01.2005	0,25	3	5,92	13,50	315,0 (98,6%)
25.03.2005	0,27	8	4,60	9,98	270,0 (90,0%)
02.12.2005	0,37	3	4,86	12,02	315,0 (74,3%)
01.01.2006	0,40	2	4,35	9,77	315,0 (92,7%)
06.01.2006	0,40	1	4,79	9,86	315,0 (83,3%)
15.01.2006	0,22	2	4,90	9,81	292,5 (86,7%)
21.05.2006	0,35	10	5,59	10,77	292,5 (73,3%)
23.10.2006	<u>0,78</u>	3	5,54	12,01	292,5 (100,0%)
24.11.2006	<u>0,55</u>	2	4,75	11,54	292,5 (40,8%)
03.12.2006	0,34	3	4,61	10,62	315,0 (80,3%)
07.12.2006	0,34	1	6,01	13,34	315,0 (73,8%)
09.02.2007	0,27	1	4,83	12,61	292,5 (62,2%)
22.02.2007	0,39	1	5,22	11,70	292,5 (93,8%)
06.03.2007	0,14	2	4,67	10,76	315,0 (51,1%)
19.03.2007	0,16	1	4,95	10,30	337,5 (52,1%)
Máximo	0,78				

Quadro 6.2 – *Storm surge* associado aos temporais ocorridos em Sines entre 01 de Janeiro de 2004 e 30 de Julho de 2007.Nota: sublinham-se os valores mais significativos de *storm surge* (P_{k90}).

Data início	<i>Storm surge</i> (m)	Ciclos de maré	H_s (m)	H_{max} (m)	D_s (°)
25.03.2005	0,27	8	4,78	9,77	292,5 (52,8%)
18.02.2006	0,27	1	4,80	9,98	315,0 (60,5%)
24.11.2006	<u>0,55</u>	3	4,57	11,84	292,5 (39,6%)
05.12.2006	0,34	1	4,44	9,62	315,0 (80,6%)
08.12.2006	0,34	1	4,76	10,58	315,0 (65,5%)
10.02.2007	0,27	1	4,38	9,77	315,0 (78,2%)
22.05.2007	0,39	1	5,04	11,58	292,5 (98,3%)
Máximo	0,55				

Outro elemento a ter em conta na caracterização do *storm surge* é a duração do fenómeno. Considerando os casos mais significativos de sobrelevação (quadros 6.1 e 6.2), localizados acima do percentil 90 ($P_{k90} = 0,54m$), pode afirmar-se que estes eventos extremos possuem uma duração curta, entre 1 e 4 ciclos de maré.

A determinação de $R_{2\%}$ a partir dos parâmetros observados durante as campanhas (Fig.6.4), mostra a elevada dependência que os níveis de $R_{2\%}$ possuem face à ondulação registada ao largo, não sendo assim de estranhar que os valores mais elevados ocorram durante o Inverno marítimo e que os picos máximos de $R_{2\%}$ sejam atingidos na altura em que se regista a média mais elevada de H_s [Dez(1), 2006 – Fig. 6.4]. Os níveis máximos associados a estas campanhas são de 1,28m na praia Sta. Rita, 1,78m na praia Azul e 1,16m na praia da Foz do Lizandro (Fig. 6.4).

Existem, no entanto, ligeiras diferenciações entre os valores de $R_{2\%}$ calculados por sistema, particularmente evidentes nos meses de Inverno marítimo [Dez (2), Jan(2), Fev(2) e Mar(2) – Fig. 6.4]. Estas diferenças ficam a dever-se, no essencial, à forma como o perfil de praia dos sistemas estudados reagiu a estímulos semelhantes de ondulação, valores de $\tan\beta$ distintos.

A dependência que $R_{2\%}$ assume face à morfologia, incorporando na formulação os dados do declive do perfil de praia (eq. 44), implica que os níveis máximos de referência sejam determinados de forma a distinguir os limites máximos e

mínimos da inclina o do perfil, procurando assim abarcar todo o espectro de valores máximos possíveis de *runup* em cada sistema de praia.

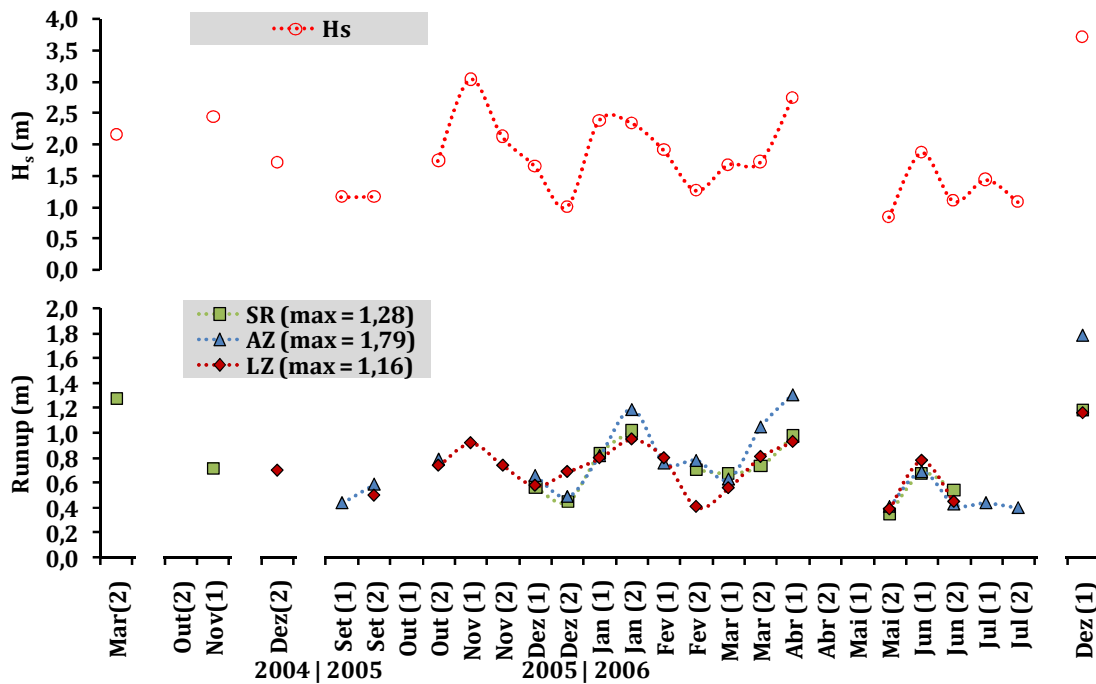


Figura 6.4 – Níveis de $R_{2\%}$ por campanha e altura significativa média da onda em Sines, registada na semana anterior   data de cada monitoriza o.

No quadro 6.3 encontram-se representados os valores de $R_{2\%}$, calculados para o valor mais elevado de H_s de temporal ocorrido durante o período de referência (Quadros 4.11 e 4.12), configurando o nível máximo de referência, e os valores de $R_{2\%}$ associados a níveis extremos esperados de H_s para um temporal com período de retorno de 100 anos, ou seja, o nível máximo previsto. Embora se trate de um nível provavelmente atingido apenas uma vez em 100 anos, não deixa de ser importante na defini o de áreas susceptíveis   inunda o marinha, por representar o limite máximo do perímetro de inunda o estabelecido através dos dados estimados de ondula o. Em ambos os casos é considerada a totalidade da amplitude de valores de declive do perfil registados em cada praia.

A determina o de valores de $R_{2\%}$ para um temporal secular implica assumir um conjunto de condi es hipotéticas de difícil confirma o devido à falta de séries longas de registos de ondula o. Assim, optou-se pelo valor de H_s extrema de 12,38m, já apresentado no quadro 4.15, como altura significativa característica de um temporal com um período de retorno de 100 anos ocorrido junto dos locais de estudo. O período da onda de temporal extremo para o cáculo do nível máximo previsto fixou-se nos 18s, tendo como referência os trabalhos de Capitão (1992), Costa (1994) e Ferreira (1998).

Quadro 6.3 – Síntese de níveis máximos nas praias de Sta. Rita, Azul e Foz do Lizandro.

Nível máximo de referência $R_{2\%}$ referente ao valor máximo da H_s de temporal observada (Quadro 4.11, 18.01.2005).

Nível máximo previsto $R_{2\%}$ referente ao temporal extremo de referência com período de retorno de 100 anos (Quadro 4.15).

	$\tan\beta_{\min}$			$\tan\beta_{\max}$		
	SR (0,03)	AZ (0,04)	LZ (0,03)	SR (0,08)	AZ (0,09)	LZ (0,09)
Nível máximo de referência ($H_0 = 8,70\text{m}; L_0 = 206,93\text{m}$)	2,06	2,29	2,06	3,34	3,63	3,63
Nível máximo previsto ($H_0 = 12,38\text{m}; L_0 = 506,07\text{m}$)	3,84	4,27	3,84	6,63	6,77	6,77
Storm surge (m)			0,78			
Nível médio da preia-mar viva (m - nmm)			1,59			

Como seria de esperar os níveis superiores de *runup* estão associados a perfis mais próximos do reflectivo. Neste tipo de perfis, boa parte da energia presente nos processos de transforma o, colapso e pós-colapso   dispendida junto à linha de costa, quando comparados com a dissipacão energética em perfis dissipativos.

No quadro 6.3 é evidente que as diferenças entre os limites de inclina o nos perfis de praia são suficientes para determinar o nível de susceptibilidade diferenciado que estes sistemas possuem face   ocorrência de temporais extremos. Assim, o estado morfodinâmico em que se encontra a praia (quadro 5.11) no momento em que ocorre um temporal é essencial no zonamento da susceptibilidade que o sistema possui face   inunda o.

A cartografia da susceptibilidade   inundação dos sistemas de St^a. Rita, Azul e Foz do Lizandro baseada no indicador de potencial de inundação encontra-se representada nas figuras 6.5, 6.6 e 6.7.

A projec o dos níveis máximos de inundação de referência e previstos (Quadro 6.3) na praia de St^a. Rita (Fig. 6.5) não releva uma grande exposi o do sistema a galgamentos oceânicos, excep o feita ao sector central, na transi o entre a componente praia-duna e praia-arriba. Este sector corresponde à foz da ribeira de Sorraia, cujo troço terminal e áreas adjacentes possuem elevada probabilidade de serem inundadas na sequência de episódios de elevada hidrodinâmica. Este facto é tanto mais importante quanto existem estruturas viárias e de produ o agrícola expostas a este fen meno quer sejam considerados os níveis máximos de referência menos severos quer se considere os efeitos de um temporal secular.

No sector Norte da praia não   previsível a ocorrência de galgamentos oceânicos, caso se mantenha a morfologia actual. Por um lado, os declives médios da praia baixa são reduzidos favorecendo a dissipacão de energia mais ao largo e diminuindo a altura atingida pela corrente de afluxo. Comparativamente à restantes praias, este valor corresponde aos níveis máximos de referência e previstos mais baixos (Quadro 6.3). Por outro lado, o campo dunar frontal atinge altitudes superiores aos níveis calculados. Embora existam algumas formas de degrada o já atrás descritas (Fig. 5.1), em nenhum dos casos se regista um rebaixamento da superfície suficiente para a ocorrência de um canal de galgamento. Este facto torna-se tanto mais evidente quanto as diferenças neste sector de áreas afectadas pelos níveis máximos de referência e previsto são diminutas.

No sector Sul da praia de St^a. Rita, correspondente   componente praia-arriba, a superfície afectada encontra-se naturalmente delimitada pela base da arriba, não existindo diferenças significativas na exposi o do sub-sistema   inundação quer considerando os níveis máximos de referência quer tendo em conta os níveis atingidos por um temporal com um período de retorno de 100 anos.

Indicador do potencial de inundação

↙
Nível máximo de referência



↘
Nível máximo previsto

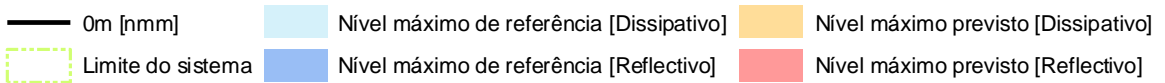


Figura 6.5 – Susceptibilidade de inundação na praia de St.^a Rita.

Indicador do potencial de inundação

Nível máximo de referência



Nível máximo previsto

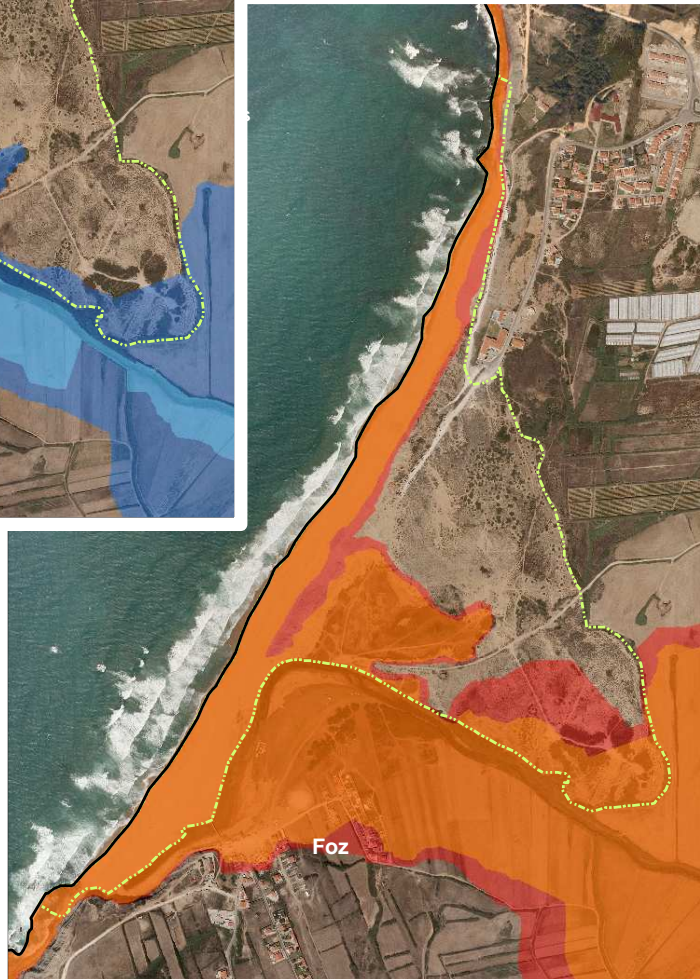


Figura 6.6 – Susceptibilidade de inundação na praia Azul. Legenda na Fig. 6.5.



Figura 6.7 – Susceptibilidade de inundação na praia da Foz do Lizandro. Legenda na Fig. 6.5.

Os níveis de inundação determinados para a praia Azul indicam a presença generalizada de galgamentos no sector central e Sul do sistema (Fig. 6.6). A ocorrência de galgamentos   frequente e foi, de resto, identificada várias vezes a Sul do P6 através dos vestígios da posição da linha de maré alta anterior   campanha de monitorização (Fig. 6.8). Nas observações de campo apenas foi possível registar os testemunhos de galgamentos oceânicos de baixa magnitude, sem capacidade para provocar a inundação do sector interior do sistema praia-duna ou das áreas adjacentes. Salienta-se, no entanto, a clara diferenciação morfológica entre o sector norte do sistema, onde as dunas se apresentam relativamente bem desenvolvidas e colonizadas, e o sector a Sul do P6, onde o sub-sistema dunar desaparece e a praia alta contacta directamente com o canal do rio Sizandro. Neste sector, a altitude máxima não chega a atingir os 5 metros.



Figura 6.8 – Superfície da praia alta afectada por um galgamento de baixa magnitude na praia Azul. Data da imagem: 30-03-2006.

A projecção dos vários níveis de inundação na praia Azul extravasa largamente as fronteiras do sistema (Fig. 6.6), sendo possível identificar uma vasta área com elevada probabilidade de ser afectada pela onda de inundação marinha. A elevada amplitude do sector terminal do vale do Rio Sizandro e as baixas altitudes da planície aluvial junto à foz condicionam o total de área potencialmente afectada pela inundação. No entanto, a determinação destes limites exclui a dinâmica fluvial

que pode ser muito significativa e frequentemente coincidente com episódios de temporal de mar.

No perímetro da área afectada pelos níveis máximos de referência (Fig. 6.6 e Quadro 6.3) encontram-se essencialmente terrenos de produção agrícola, mas também uma parte da povoação da Foz. De acordo com a inclinação do perfil de praia no momento do galgamento a área afectada pode variar significativamente.

A exposição desta localidade à inundaçã marinha aumenta bastante quando é considerado um temporal secular. Por um lado, a área afectada pela inundaçã neste local corresponde à quase totalidade do perímetro da povoação da Foz. Por outro lado, a superfície galgada do sistema praia-duna aumenta para Norte, ocupando toda a restinga que funciona actualmente como uma protecçã natural. Neste cenário, existe uma elevada probabilidade da restinga do rio Sizandro perder a sua função de primeira linha de protecçã contra o avanço do mar, expondo a povoação da Foz não só a níveis hidrométricos elevados mas também à acçã directa das ondas.

A susceptibilidade da praia da Foz do Lizandro à inundaçã de origem marinha é muito elevada, encontrando-se praticamente todo o sistema afectado pelo plano de água quer se considerem os níveis máximos de referência ou os níveis máximos previstos (Fig. 6.7). O sector menos sensível corresponde ao pequeno campo dunar localizado no extremo Norte do sistema por se encontrar a cotas mais elevadas.

Ao contrário dos casos anteriores, a presença do sub-sistema dunar não condiciona a exposiçã dos equipamentos ao perigo de galgamento uma vez que estes se encontram instalados na praia alta. Pelo contrário, a forma do estuário e da foz do rio Lizandro e a morfologia característica deste ambiente de interface são muito importantes na definiçã do perímetro inundável porque se trata de um vale relativamente estreito e exposto aos temporais de NW.

A probabilidade de existir inundaçã dos apoios de praia e das residências a montante parece ser muito baixa se forem apenas considerados os níveis máximos

de referência cartografados na figura 6.7. O mesmo já não   constatável durante e após a ocorrência de um temporal secular, encontrando-se toda a área concessionada no perímetro de inundação marinha e sob a influência directa das ondas.

6.1.2. Indicador do potencial erosivo

A erosão do litoral e de sistemas de praia implica, na maior parte dos casos, um condicionamento das actividades humanas, com eventual perda de bens e mais raramente de vidas. Resulta de um conjunto de factores determinantes e desencadeantes de origem natural e/ou antrópica, que ocorrem em diferentes escalas temporais. O fen meno erosivo pode estar associado   actuação rápida dos agentes, na sequência de temporais ou tsunamis, ou no seguimento de uma actuação mais prolongada no tempo, como   o caso da subida do nível médio do mar. Frequentemente, o balanço acreção-erosão é negativo devido à combinação, no mesmo sistema litoral, destes agentes (Carter, 1988).

De entre os fen menos com potencial erosivo salientam-se os eventos extremos e, particularmente, os temporais pela elevada frequência e magnitude que podem atingir no litoral ocidental de Portugal. Como se referiu no início deste capítulo, a ocorrência de eventos extremos sobre as praias pode originar mudanç as muito significativas na sua morfologia e potenciar alterações no trânsito sedimentar local. Este facto significa, muitas vezes, que o recuo da linha de costa desencadeia episódios de erosão no cordão dunar frontal, potenciando os galgamentos oceânicos e colocando em perigo as estruturas de apoio balnear e/ou de engenharia costeira bem como habitações e rede viária.

Estas modificações podem ter consequências permanentes ou temporárias, dependendo da resposta de cada sistema a este tipo de condições hidrodinâmicas. Assim, a energia envolvida no transporte de sedimentos pode significar apenas a

troca das partículas entre a berma e a crista pré-litoral, implicando a modificação do perfil no sentido do dissipativo. Mas, em alguns episódios, resulta na exportação dos sedimentos para fora do sistema, quer no sentido transversal para a plataforma continental próxima, potenciado pela elevação da coluna de água junto à linha de costa e pela predominância de correntes transversais de fundo, quer para outros sistemas a sotamar do sentido dominante da deriva (Komar, 1998; Larson & Kraus, 1994; Masselink & Hughes, 2003; van Rijn *et al.*, 2003).

A importância que os temporais de mar assumem na morfodinâmica das praias depende:

- da sua duração e intervalo de ocorrência;
- da magnitude do fenómeno, ou seja do conjunto de alturas e períodos verificados;
- da sobrelevação do nível estático das águas;
- da orientação da linha de costa;
- da configuração e natureza do fundo nas faixas de transformação, colapso, surf e espraio;
- da morfologia pré-existente no perfil de praia;
- da granulometria dos sedimentos do perfil de praia.

6.1.2.1. Modelo e valores de base

O potencial erosivo das praias estudadas foi determinado através da análise das respostas dos sistemas a temporais ocorridos durante o período em que a monitorização foi mais frequente e da modelação numérica dos efeitos das tempestades nos perfis de praia.

A previsão das mudanças no volume do perfil e no recuo máximo da linha de costa associadas à ocorrência de eventos extremos é frequentemente determinada

através de vários tipos de modelos numéricos que Roelvink & Broker (1993) classificam em quatro tipos principais: modelos descritivos, já utilizados no capítulo anterior (Quadro 5.11 – Wright & Short, 1984), modelos baseados na noção de perfil de equilíbrio, modelos empíricos de evolução do perfil e modelos associados aos processos.

A escolha de um modelo de transporte sedimentar associado   ocorrência de temporais para a aplicação   área de estudo foi dificultada pelo elevado número de referências, muitas vezes aplicadas em contextos muito específicos ou apenas testadas experimentalmente sob condições controladas. Os modelos numéricos representam uma simplificação da dinâmica natural de um sistema e por isso é frequente apresentarem resultados imprecisos ou explicarem deficientemente os processos envolvidos nas modificações observadas. Thieler et al. (2000) enumeram várias razões para o mau desempenho da modelação como a incorporação de pressupostos parcialmente incorrectos, a omissão de parâmetros importantes na explicação dos fen menos, a utilização de relações incorrectas de dependência entre os vários módulos de previsão das respostas ao forçamento hidrodinâmico, e, principalmente, a falta de validação dos resultados da modelação com dados recolhidos no sistema em análise.

Tendo presente as limitações da modelação de fen menos naturais no litoral, assumiu-se que o modelo a utilizar deveria:

- encontrar-se amplamente testado em diferentes tipos de praias naturais;
- ser aplicável utilizando o conjunto limitado de dados morfológicos, sedimentológicos e hidrodinâmicos recolhidos durante a realização do presente estudo;
- permitir a sua aplicação sistemática, simples e expedita;
- permitir a calibração de parâmetros empíricos possibilitando, assim, um ajuste às condições específicas dos sistemas em análise através da validação dos resultados com dados de campo.

Recorreu-se ao modelo *SBEACH* (Larson & Kraus, 1989; Wise *et al.*, 1996) não só porque cumpria os critérios pré-estabelecidos, mas também porque se trata de um modelo frequentemente utilizado para a previsão de indicadores de erosão em perfis de praia sob condições hidrodinâmicas extremas (Cañizares & Irish, 2008; Carley *et al.*, 1999; Corbau *et al.*, 2008; Creed & Reilly, 2008; Farrar *et al.*, 1994; Fauver, 2005; Fauver *et al.*, 2007; Jiménez *et al.*, 2009; King Jr., 2007; Ponce, 2008; Schoonees & Theron, 1995; Tinh, 2006; Zheng & Dean, 1997).

A formulação do modelo pretende explicar o transporte transversal de sedimentos e, conseqüentemente, as respostas morfológicas do sistema à escala temporal de horas ou dias. Utiliza parâmetros associados às ondas, à altura do nível de base, onde se inclui o somatório do nível médio do mar, do nível de maré e da sobrelevação de origem meteorológica, e às propriedades geométricas e sedimentológicas do perfil, cujas formulações para a solução do modelo foram já apresentadas por Larson & Kraus (1989), Larson *et al.* (1990), Rosati *et al.* (1993), Wise *et al.* (1996) e Larson & Kraus (1998). Os autores assumem que a maior parte do transporte sedimentar ao longo do perfil ocorre na faixa de surf, impulsionado pela libertação energética da rebentação. No entanto, os algoritmos que regem a modelação das respostas do perfil aplicam-se a quatro zonas distintas de transporte sedimentar antes da apresentação dos resultados da sua aplicação: as faixas de transformação, de rebentação, de surf e de ressaca.

Um dos aspectos positivos da aplicação do modelo *SBEACH* reside no facto de se basear em dados registados ao longo das séries temporais originais e não em valores médios ou constantes ao longo de uma tempestade. Assim, para além da duração do temporal, a forma como os valores mais elevados da hidrodinâmica se distribuem na série é um elemento fundamental na resposta prevista dos sistemas de praia. Outro aspecto positivo corresponde à possibilidade de calibração personalizada do modelo para cada local estudado, atendendo assim às especificidades de cada sistema. Como se verá mais adiante, a calibração é um processo fundamental na aplicação do modelo *SBEACH*, permitindo assim

melhorar a fiabilidade dos resultados de modifica es morfológicas esperadas face ao que realmente foi medido.

A calibra o local do modelo *SBEACH* recorre a conjuntos de dados morfológicos e hidrodinâmicos para a sua aplica o. No que respeita à morfologia, utiliza-se a forma do perfil de praia emersa (>0m – *nmm*) pr  e pós-temporal, sendo óbvio que a proximidade de ambas as medi es face ao episódio estudado é crucial para a obten o de resultados fiáveis. O levantamento quinzenal de perfis de praia, entre o final de 2005 e Julho de 2006, permitiu o registo pormenorizado da morfodinâmica das praias na sequência de episódios mais energéticos. De outra forma não seria possível obter dados seguros sobre a situa o de referência antes da ocorrência do temporal. Outra fonte de informa o para a calibra o local do modelo refere-se aos dados da agita o marítima associados aos eventos para os quais existem registos morfológicos anteriores e posteriores próximos. Estes dados correspondem a séries temporais medidas ao largo (Leixões e Sines conforme a disponibilidade de informa o) de alturas significativas, períodos médios, desvios das direc es de propaga o em rela o às direc es normais   linha de costa e alturas registadas de maré.

Uma vez adquiridos os dados de base, o modelo pode ser calibrado localmente face   situa o de referência através do ajuste de vários parâmetros empíricos, dos quais os mais importantes são o coeficiente empírico associado à taxa de transporte sedimentar (*K*) e um termo dependente do declive do perfil (* *). No Quadro 6.4 apresentam-se os valores pré-definidos pelos autores e a amplitude de valores possível para a calibra o e aplica o do modelo *SBEACH*.

Quadro 6.4 – Valores de referência de *K* e de * *.

Valores	<i>K</i> (m⁴/N)	<i>�</i> (m²/s)
Pré-definido	0,00000175	0,002
Amplitude	0,000000250 – 0,00000250	0,001 – 0,005

K encontra-se expresso em unidade de volume sedimentar por unidade de força por unidade comprimento (m^4/N) e influencia a rapidez com que o perfil atinge o equilíbrio face ao forçamento, comparando a energia dissipada no perfil com a dissipação energética em condições de equilíbrio, por unidade de volume. Segundo Larson & Kraus (1989), o aumento nos valores de K significa a intensificação do transporte sedimentar do perfil emerso para o perfil imerso. Randall *et al.* (1996) consideram-no como o principal parâmetro de calibração.

ϵ encontra-se expresso em unidade de superfície por unidade de tempo (m^2/s) e influencia os valores finais de declive do perfil previsto. Valores mais elevados de ϵ produzem perfis menos inclinados e cristas pré-litorais menos proeminentes.

Os restantes parâmetros de calibração correspondem ao coeficiente de transporte por galgamento e à diminuição da taxa de transporte com o afastamento em relação à faixa de rebentação, onde a movimentação de partículas se admite ser máxima, assumindo-se nestes casos os valores pré-definidos de 0,005 e 0,5, respectivamente.

6.1.2.2. Calibração e validação do modelo face à situação de referência

A aplicação do modelo *SBEACH* na previsão do comportamento do perfil das praias estudadas face a condições extremas de ondulação é precedida de um processo de calibração e validação de resultados, sem o qual seria impossível a verificação da fiabilidade do modelo. De seguida apresenta-se as situações de referência no que respeita à resposta morfológica, traduzida nos balanços volumétricos absoluto e médio, às condições hidrodinâmicas de largo, bem como os resultados do processo de calibração e validação do modelo *SBEACH*.

Situação de referência: morfodinâmica

O teste do modelo nas praias de S^{ta}. Rita, Azul e Foz do Lizandro foi realizado com base nos dados de perfis monitorizados onde se verificou um balanço volumétrico médio negativo entre campanhas. Foram seleccionados dois episódios erosivos por sistema com perdas sedimentares significativas num curto período de tempo (tipicamente 15 dias, Quadro 6.5, 6.6 e 6.7). Apenas na praia de S^{ta}. Rita foi necessário recorrer à modelação de perfis com elevado espaçamento temporal entre as campanhas pré- e pós-temporal, devido à falta de episódios onde se verificasse uma clara perda de sedimentos na sequência da ocorrência de temporais (Quadro 6.5).

Tendo em conta a dinâmica específica de cada sistema, os episódios escolhidos foram distintos em cada praia, uma vez que as variações volumétricas negativas mais significativas não ocorreram simultaneamente nem na mesma ordem de magnitude.

Nos quadros 6.5, 6.6 e 6.7 apresentam-se os valores que compõem as situações de referência sobre as quais incidiu o processo de calibração dos parâmetros empíricos do modelo e a sua validação.

Os valores dos quadros 6.5, 6.6 e 6.7 representam os volumes medidos por perfil, entre o ponto de não mobilidade relativa e o nível médio do mar, antes e após a ocorrência de um temporal.

Os resultados, em parte já apresentados no quadro 5.10, mostram a ocorrência de balanços absolutos negativos na quase totalidade dos perfis monitorizados.

Apenas numa ocasião foi registado um balanço volumétrico absoluto positivo, nomeadamente na praia de S^{ta}. Rita (P5 - 15.02.2006 → 01.03.2006, Quadro 6.5). Este pode encontrar-se associado ao início da recuperação do sistema após o temporal e não deixou de ser considerado no processo de validação do modelo.

Quadro 6.5 – Situação de referência morfodinâmica para modelação na praia de Sta. Rita.

Datas	Perfis	Volume pré-temporal (m ³ /m)	Volume pós-temporal (m ³ /m)	Balanço volumétrico (m ³ /m)	\bar{x} (m ³ /m)	
15.02.2006 ↓	P1	173,87	147,42	-26,45	-13,04	
	P2	240,36	223,59	-16,77		
	P3	177,79	157,51	-20,28		
	01.03.2006	P4	203,57	187,74		-15,83
		P5	144,10	158,25		+14,15
14.06.2006 ↓	P1	202,70	169,34	-33,36	-36,96	
	P2	254,57	247,27	-7,30		
	P3	227,45	184,73	-42,71		
	28.11.2006	P4	247,67	207,27		-40,40
		P5	204,00	142,98		-61,02

Quadro 6.6 – Situação de referência morfodinâmica para modelação na praia Azul.

Datas	Perfis	Volume pré-temporal (m ³ /m)	Volume pós-temporal (m ³ /m)	Balanço volumétrico (m ³ /m)	\bar{x} (m ³ /m)	
31.01.2006 ↓	P1	90,59	71,58	-19,01	-24,93	
	P2	98,56	76,48	-22,08		
	P3	104,72	79,52	-25,2		
	14.02.2006	P4	106,40	87,67		-18,73
		P5	112,66	95,81		-16,85
28.02.2006 ↓	P6	164,29	116,58	-47,71	-12,62	
	P1	70,10	63,37	-6,73		
	P2	85,55	62,97	-22,58		
	P3	79,82	68,11	-11,71		
	14.03.2006	P4	82,50	75,26		-7,24
		P5	87,34	83,52		-3,82
	P6	146,47	122,85	-23,62		

Quadro 6.7 – Situação de referência morfodinâmica para modelação na praia da Foz do Lizandro.

Datas	Perfis	Volume pré-temporal (m ³ /m)	Volume pós-temporal (m ³ /m)	Balanço volumétrico (m ³ /m)	\bar{x} (m ³ /m)	
13.02.2006 ↓	P1	340,12	329,51	-10,61	-14,78	
	P2	319,37	298,92	-20,45		
	P3	294,84	281,27	-13,57		
	02.03.2006	P4	273,84	221,39		-52,45
		P5	258,91	206,73		-52,18
02.03.2006 ↓	P1	329,51	255,92	-73,59	-62,19	
	P2	298,92	228,24	-70,68		
	P3	281,27	196,96	-84,31		
	15.03.2006	P4	221,39	173,79		-47,6
		P5	206,73	171,98		-34,75

Situa o de referência: hidrodinâmica

Os episódios de dinâmica erosiva já assinalados na situa o de referência morfodinâmica encontram-se associados a temporais que se diferenciam pela sua dura o, mas também pela direc o modal de propaga o das ondas incidentes, pela altura significativa, pelo período médio e pela altura de maré registada (Fig. 6.9). Na maior parte dos casos, os episódios considerados são a única referência de temporal registada entre campanhas de monitoriza o. A única excep o encontra-se nos valores apresentados para Sta. Rita (14.06.2006 – 28.11.2006, Quadro 6.5), onde se adoptou o evento mais energético de entre os vários temporais ocorridos entre Junho e Novembro de 2006.

Os temporais de referência para a praia de Sta. Rita foram, no conjunto de todas as referências, os mais severos (pico de $H_s = 7,34\text{m}$). Embora exista uma distin o clara entre as alturas significativas atingidas nos dois episódios, esta não parece reflectir-se na dinâmica da praia, uma vez que os balanços volumétricos médios são praticamente equivalentes ($-13,04\text{m}^3/\text{m}$ e $-36,96\text{m}^3/\text{m}$, Quadro 6.5). Esta semelhança nos valores médios de erosão encontra-se, certamente, condicionada pela dura o dos temporais. Embora se tenham registado valores mais elevados no temporal de 23.19.2006, a sua dura o foi significativamente mais curta do que o temporal de 16.02.2006, contribuindo para a atenua o dos seus efeitos na praia. Salienta-se ainda que o período entre a ocorrência do temporal e a monitoriza o posterior foi mais dilatado no caso de Outubro de 2006, existindo, por isso, mais tempo disponível para se registar a recupera o do sistema na campanha de 28.11.2006.

A praia Azul registou maior erosão durante o evento de Fevereiro de 2006 (Quadro 6.6), resultado de valores mais elevados de H_s (Fig. 6.9). As medi es de 14.02.2006 (Quadro 6.6) foram realizadas algumas horas após o registo do pico de temporal na bóia ondógrafo de Sines e, por isso, pode afirmar-se com segurança que as mudanças morfológicas medidas não evidenciam qualquer recupera o pós-temporal, contribuindo também para valores mais significativos de erosão assinalados no quadro 6.6.

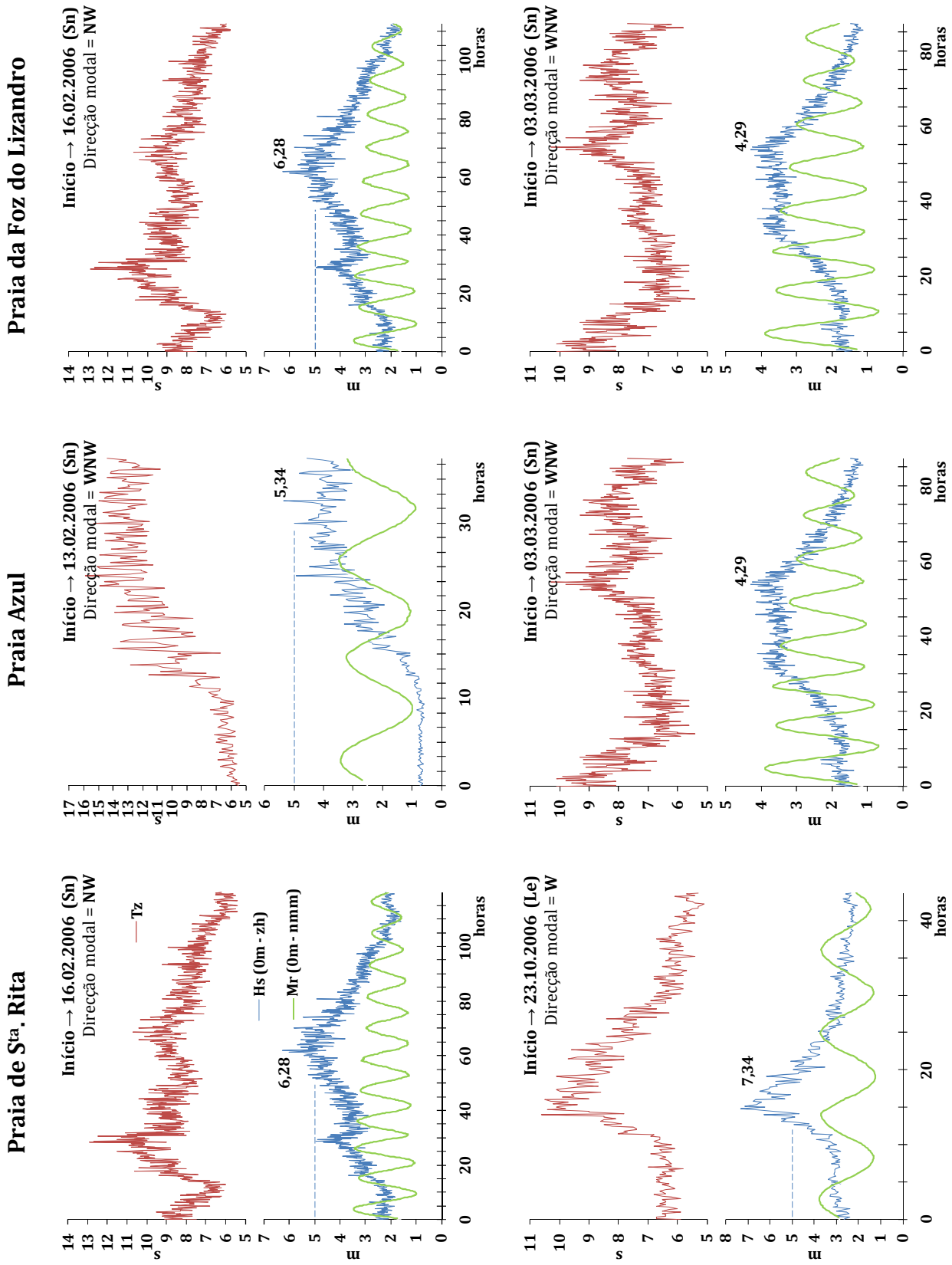


Figura 6.9 – Situação de referência hidrodinâmica para modelação nas praias de S.ª Rita, Azul e Foz do Lizandro. *Hs* – altura significativa (*zh*) ; *Tz* – período médio; *Mr* – nível de mar registado (*zh* - Cascais); *Le* – bóia ondógrafo de Leixões; *Sn* – bóia ondógrafo de Sines.

A realiza o quase simultânea de campanhas de monitoriza o nos vários sistemas ditou que os parâmetros da ondula o para a aplica o do modelo *SBEACH*   praia da Foz do Lizandro correspondessem às tempestades já assinaladas nos casos da praia de S^{ta}. Rita (16.02.2006, Fig. 6.9) e da praia Azul (03.03.2006, Fig. 6.9). No entanto, o evento de Março de 2006 resultou em valores de erosão mais significativos, provavelmente potenciados pela orienta o da ondula o, cuja direc o modal de propaga o foi perpendicular   linha de costa. Ao contrário deste temporal, o evento de Fevereiro de 2006 caracterizou-se por direc es de NW oblíquas   linha de costa, facto que terá promovido circula o longilitoral de sedimentos, colmatando as perdas registadas por transporte transversal ao longo do perfil de praia.

Calibra o e valida o dos resultados do modelo SBEACH

Tendo em conta as situa es de referência morfodinâmica e hidrodinâmica já descritas, procedeu-se   calibra o local do modelo *SBEACH* e   valida o dos resultados da sua aplica o.

Numa primeira fase, efectuou-se a calibra o do modelo com base nos valores de K e ϵ , ajustando sucessivamente os valores destes parâmetros até se atingir uma sobreposi o óptima entre os resultados da aplica o do modelo aos dados monitorizados do perfil pr -temporal e o balanço volumétrico medido após a ocorrência do evento. Nesta fase, apenas foi utilizado o primeiro perfil (P1) da primeira situa o de referência morfodinâmica de cada sistema para a obten o dos valores locais optimizados de K e ϵ .

No quadro 6.8 estão representados os resultados da calibra o local do modelo. Resultado do ajuste sucessivo do parâmetro empírico de K , foi encontrado o valor de 0,000000250 para as praias de S^{ta}. Rita, Azul e Foz do Lizandro como valor alternativo ao pré-definido pelos autores (0,00000175).

Os valores de ϵ foram alterados para 0,005 em todos os sistemas estudados.

As modificações nos parâmetros de calibração pré-definidos com base nos valores observados de erosão permitiram melhorar de forma muito significativa o desempenho do modelo em todas as praias estudadas, aproximando os valores de volumes previstos dos realmente medidos (Quadro 6.8). Os valores pré-definidos dos parâmetros empíricos de calibração forneceram aproximações bastante desiguais aos valores de volumes medidos, com o pior resultado de diferença relativa entre os perfis pós-temporal medido e estimado a atingir -67,5% (SR, Quadro 6.8). O ajuste de K e ϵ permitiu reduzir esta porção de erosão não explicada pelo modelo para valores que podem considerar-se residuais e cuja diferença máxima atingiu -10,9% do valor de volume pós-temporal medido. Os valores obtidos nas praias de S^{ta}. Rita (-10,9%), Azul (-2,3%) e Foz do Lizandro (-8,5%) podem ser assumidos como medidas de incerteza associada à aplicação do modelo durante o processo de calibração.

Esta diferença de valores é também evidente no cálculo dos balanços volumétricos, utilizando os valores previstos pelo modelo sem calibração e os valores modelados após o ajuste dos parâmetros empíricos (Quadro 6.8). Salienta-se que este ajuste resulta sempre numa aproximação muito significativa dos resultados do modelo aos balanços efectuados com valores medidos.

Considerando a incerteza que resulta do processo de modelação de transporte de sedimentos não consolidados em ambientes altamente complexos e energéticos, como é o caso da área de estudo, pode considerar-se que estes resultados são satisfatórios no quadro do processo de calibração do modelo *SBEACH*.

Após o ajuste dos parâmetros de calibração e a determinação da incerteza associada à aplicação do modelo *SBEACH* aos dados dos primeiros perfis (P1) de cada sistema, procedeu-se à validação dos resultados.

Quadro 6.8 – Valores de calibração local e comparação entre volumes medidos e previstos pelo modelo *SBEACH*.

	SR (P1)	AZ (P1)	LZ (P1)
Temporal (início)	16.02.2006	13.02.2006	16.02.2006
Volume pré-temporal (m ³ /m)	173,87 (15.02.2006)	90,59 (31.01.2006)	340,12 (13.01.2006)
Volume pós-temporal medido (<i>a</i>) (m ³ /m)	147,42 (01.03.2006)	71,58 (14.02.2006)	329,51 (02.03.2006)
Balanço volumétrico medido (m ³ /m)	-26,45	-19,01	-10,61
K (pré-definido / ajustado) (m ⁴ /N)	1,75*10 ⁻⁶ / 2,50*10⁻⁷	1,75*10 ⁻⁶ / 2,50*10⁻⁷	1,75*10 ⁻⁶ / 2,50*10⁻⁷
� (pré-definido / ajustado) (m ² /s)	0,002 / 0,005	0,002 / 0,005	0,002 / 0,005
Volume pós-temporal previsto (<i>b</i>) (pré-definido / ajustado) (m ³ /m)	47,87 / 131,41	51,308 / 69,90	242,40 / 301,64
Diferena relativa de volumes <i>a</i> e <i>b</i> (pré-definido / ajustado) (%)	-67,5 / -10,9	-28,3 / -2,3	-26,4 / -8,5
Balanço volumétrico previsto (pré-definido / ajustado) (m ³ /m)	-126,00 / -42,46	-39,28 / -20,68	-97,72 / -38,48
Diferena entre balanos (pré-definido / ajustado) (m ³ /m)	99,55 / 16,01	20,27 / 1,68	87,11 / 27,87

O processo de validação implicou a aplicação do modelo a todos os dados de perfis disponíveis para os sistemas estudados (Quadros 6.5, 6.6 e 6.7), tendo como condio de partida os valores de *K* e * * determinados na fase anterior (Quadro 6.8). Desta forma, pretendeu-se aferir a aplicabilidade espacial do modelo, verificando o nível de incerteza associada aos restantes perfis de cada sistema, mas também a fiabilidade temporal do mesmo, considerando condies de ondulao distintas das que originaram o ajuste inicial.

Nos quadros 6.9, 6.10 e 6.11 encontram-se os resultados da resposta medida e prevista dos sistemas por perfil, expressas nas diferenas relativas entre volumes. As figuras 6.10, 6.11 e 6.12 apresentam a morfologia obtida antes e após o temporal, quer através de medio directa quer da modelao dos perfis iniciais.

Quadro 6.9 – Comparação entre volumes medidos e previstos na praia de Sta. Rita por perfil e para os temporais de referência ($K = 2,50 \cdot 10^{-7}$; $\epsilon = 0,005$).

Temporal (início)	Perfis	Volume pós-temporal medido (m ³ /m)	Volume pós-temporal previsto (m ³ /m)	Diferença relativa de volumes (%)
16.02.2006	P1	147,42	131,41	-10,9
	P2	223,59	179,25	-19,8
	P3	157,51	127,70	-18,9
	P4	187,74	150,32	-19,9
	P5	158,24	95,39	-39,7
23.10.2006	P1	169,34	149,83	-11,5
	P2	247,27	199,80	-19,2
	P3	184,73	169,61	-8,2
	P4	207,27	183,85	-11,3
	P5	142,98	125,96	-11,9

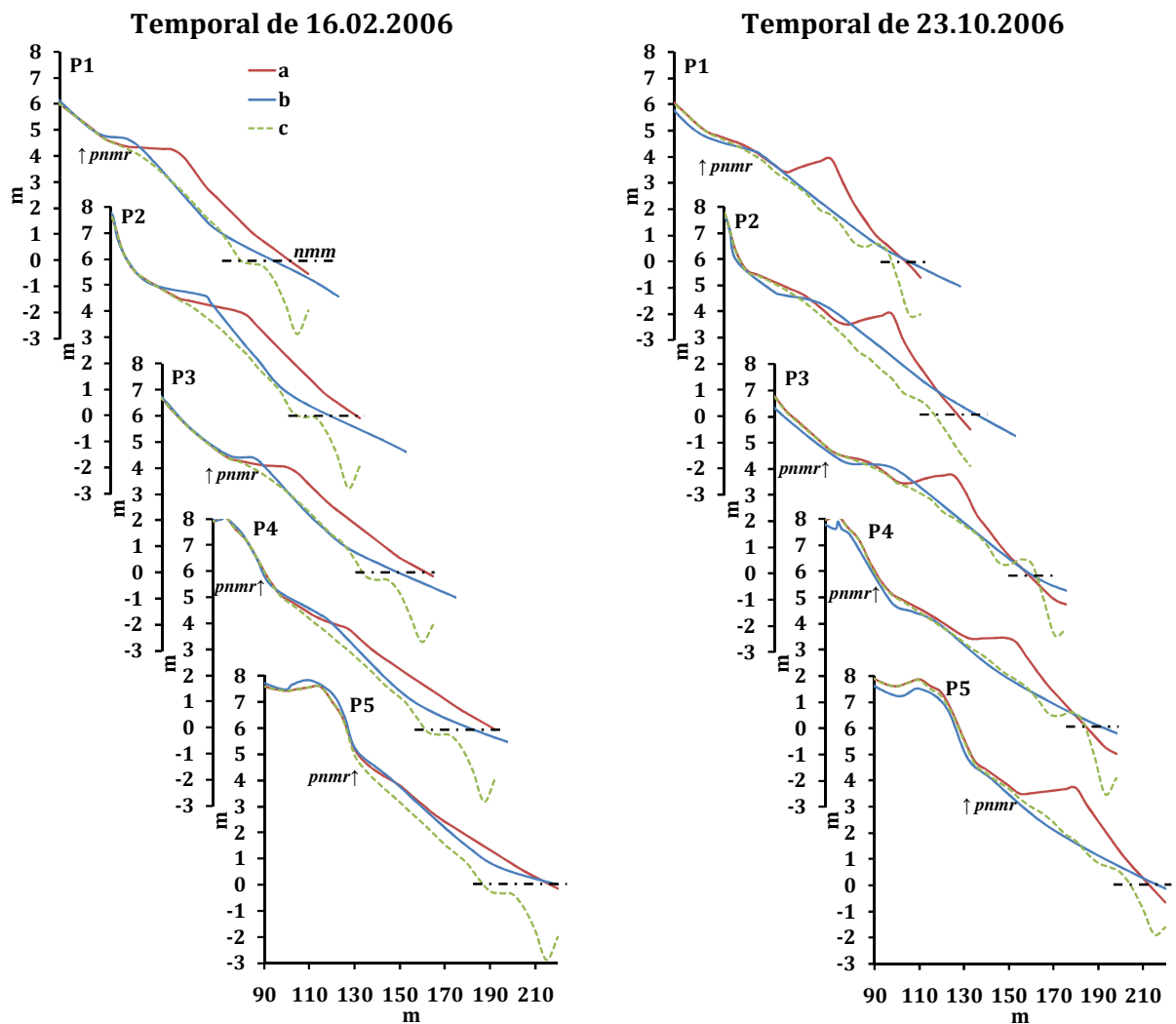


Figura 6.10 – Perfis previstos após a ocorrência dos temporais de referência na praia de Sta. Rita. a – perfil pr -temporal; b – perfil pós-temporal medido; c – perfil pós-temporal previsto.

Quadro 6.10 – Comparação entre volumes medidos e previstos na praia Azul por perfil e para os temporais de referência ($K = 2,50 \cdot 10^{-7}$; $\epsilon = 0,005$).

Temporal (início)	Perfis	Volume pós-temporal medido (m ³ /m)	Volume pós-temporal previsto (m ³ /m)	Diferença relativa de volumes (%)
13.02.2006	P1	71,58	69,90	-2,3
	P2	76,48	72,52	-5,2
	P3	79,52	85,46	7,5
	P4	87,67	86,22	-1,6
	P5	95,81	91,73	-4,3
	P6	116,58	127,06	9,0
03.03.2006	P1	63,37	59,86	-5,5
	P2	62,97	68,02	8,0
	P3	68,11	64,58	-5,2
	P4	75,26	66,63	-11,5
	P5	83,52	71,25	-14,7
	P6	122,85	123,57	0,6

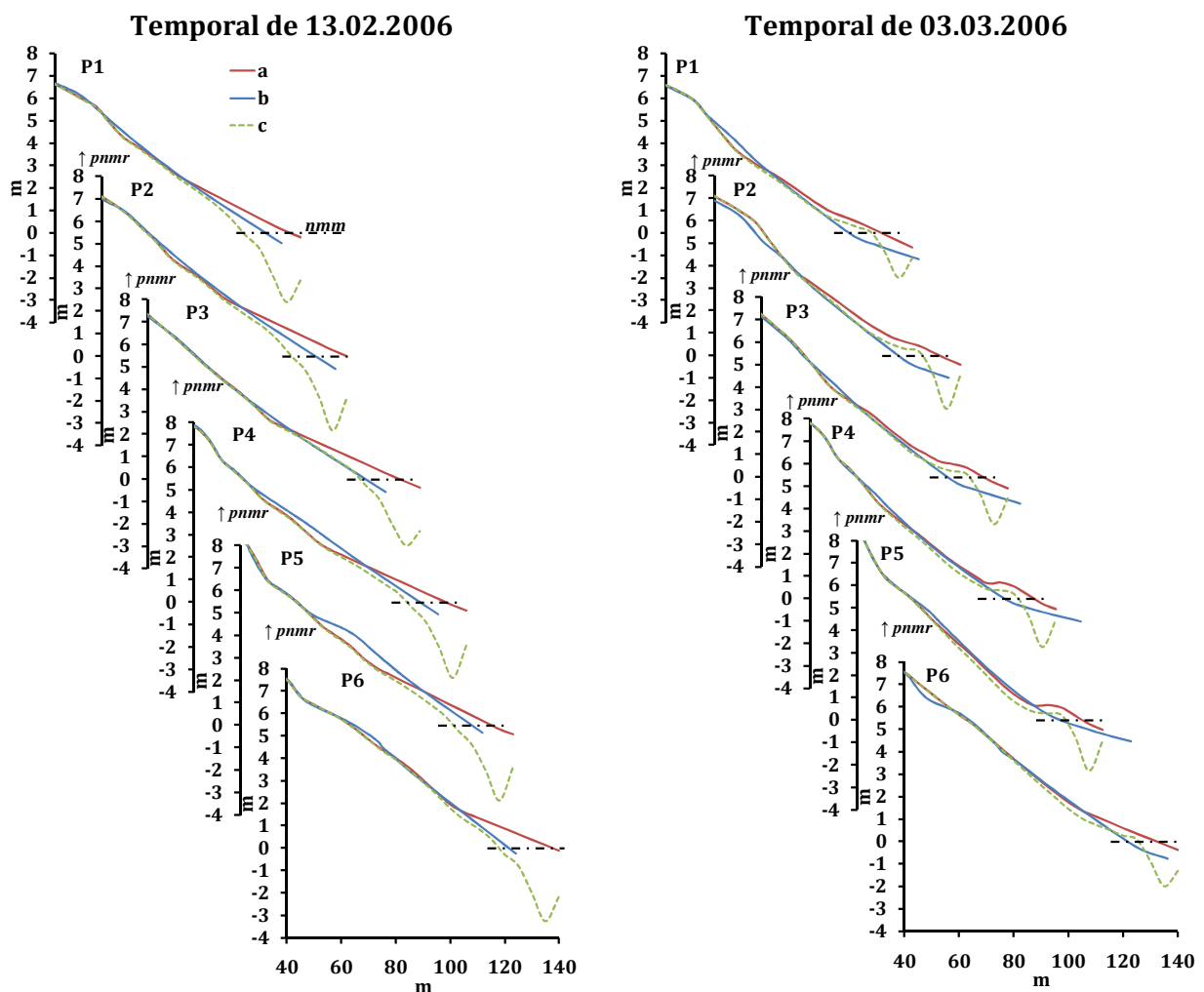


Figura 6.11 – Perfis previstos após a ocorrência dos temporais de referência na praia Azul.

Quadro 6.11 – Comparação entre volumes medidos e previstos na praia da Foz do Lizandro por perfil e para os temporais de referência ($K = 5,00 \cdot 10^{-7}$; $\epsilon = 0,005$).

Temporal (início)	Perfis	Volume pós-temporal medido (m ³ /m)	Volume pós-temporal previsto (m ³ /m)	Diferença relativa de volumes (%)
16.02.2006	P1	329,51	301,64	-8,5
	P2	298,92	282,68	-5,4
	P3	281,27	260,80	-7,3
	P4	221,39	220,47	-0,4
	P5	206,73	201,73	-2,4
03.03.2006	P1	255,92	238,21	-6,9
	P2	228,24	215,81	-5,4
	P3	196,96	201,51	2,3
	P4	173,79	157,14	-9,6
	P5	171,98	142,90	-16,9

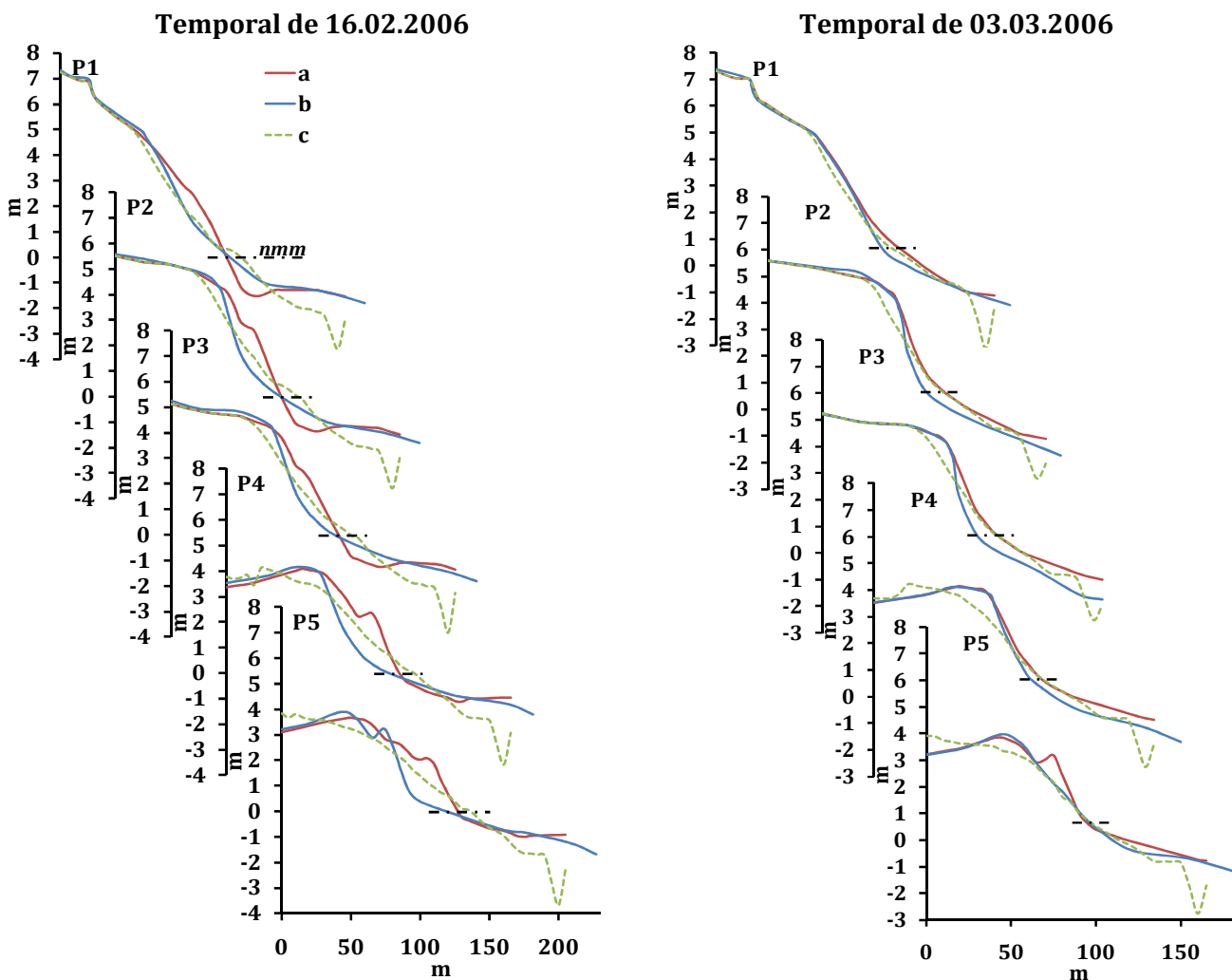


Figura 6.12 – Perfis previstos após a ocorrência dos temporais de referência na praia da Foz do Lizandro.

Analisando a totalidade dos dados considerados no processo de valida o, sobressai a concordância geral entre os valores absolutos medidos e previstos acima dos 0m do nível médio do mar (Fig. 6.13). Na maior parte dos casos a diferença entre o volume observado e o previsto ($v-v'$) não excede 10% do valor do primeiro, ou seja, pode afirmar-se que, nestes casos, o modelo explica mais de 90% das mudanças ocorridas no sistema, podendo esta rela o representar uma medida do grau de confiança do modelo. Dos 32 perfis analisados 20 encontram-se nestas condi es. Nos restantes 12 perfis a diferença máxima corresponde a 39,7%, valor bastante inferior ao que deVriend (1991), citado em Ferreira (1998), considera com aceitável.

Segundo Ferreira (1998), este autor afirma que diferenças de 100% nos valores previstos pelos modelos serão aceitáveis no quadro de complexidade que evolva a modela o de transporte de areias ao longo dos perfis de praia.

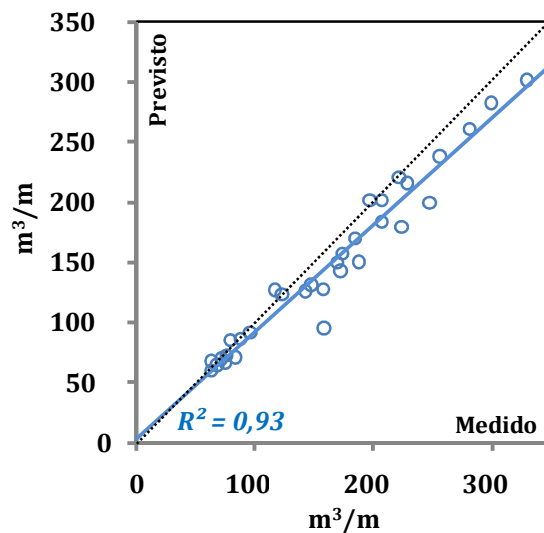


Figura 6.13 – Valores de volumes pós-temporal medidos vs previstos, nos três sistemas analisados.

Da análise global dos resultados pode inferir-se ainda que boa parte das estimativas (27 em 32) representam uma sobreavalia o da erosão medida, ainda

que esta possa ser relativizada pelas diferenças reduzidas entre os valores medidos e previstos. Este é um dado importante para a aplicação do modelo *SBEACH* a casos hipotéticos de temporal ou na determinação de áreas expostas a fenómenos de erosão extrema, pois a previsão de valores de erosão será, com grande probabilidade, calculada por excesso.

Os melhores resultados de previsão de erosão na sequência da ocorrência de um temporal foram obtidos nas praias Azul e Foz do Lizandro, onde $v-v'$ não excede 14,7% e 16,9%, respectivamente.

A média das diferenças absolutas entre os perfis medidos e previstos é mais baixa na praia Azul ($5,11\text{m}^3/\text{m}$) quando comparada com a praia da Foz do Lizandro ($15,09\text{m}^3/\text{m}$) ou com a praia de St^a. Rita ($19,93\text{m}^3/\text{m}$), considerando-se estes valores aceitáveis especialmente quando comparados com a média do volume medido em cada sistema após os temporais de referência (SR – $182,61\text{ m}^3/\text{m}$; AZ – $83,64\text{m}^3/\text{m}$; LZ – $236,47\text{m}^3/\text{m}$).

Quando considerados os perfis em cada sistema, pode afirmar-se que o modelo conseguiu prever a magnitude de erosão de forma espacialmente diferenciada nas praias estudadas Azul e da Foz do Lizandro (Fig. 6.14). Os perfis apontados com maior potencial erosivo nestas praias foram os que registaram um balanço volumétrico medido mais negativo (SR P3, P4 e P5 – temporal 23.10.2006; AZ P6 – temporal 13.02.2006; AZ P2 e P6 – temporal 03.03.2006; LZ P4 e P5 – temporal 16.02.2006; LZ P1, P2 e P3 – temporal 03.03.2006). A única exceção a esta tendência ocorreu com a previsão de valores de erosão na praia de St^a. Rita, sendo notório o desajuste nos valores de P2 face ao temporal de 16.02.2006.

A modelação da forma do perfil (Fig. 6.10, 6.11 e 6.12) apresenta igualmente bons resultados nos sistemas analisados. Encontra-se, na generalidade, uma boa correspondência entre perfis medidos e previstos após a ocorrência dos temporais, com exceção para uma ligeira sobreestimação da erosão sobre a berma na praia da Foz do Lizandro e nos perfis P5 (temporal de 16.02.2006) e P2 (temporal de 23.10.2006) da praia de St^a. Rita.

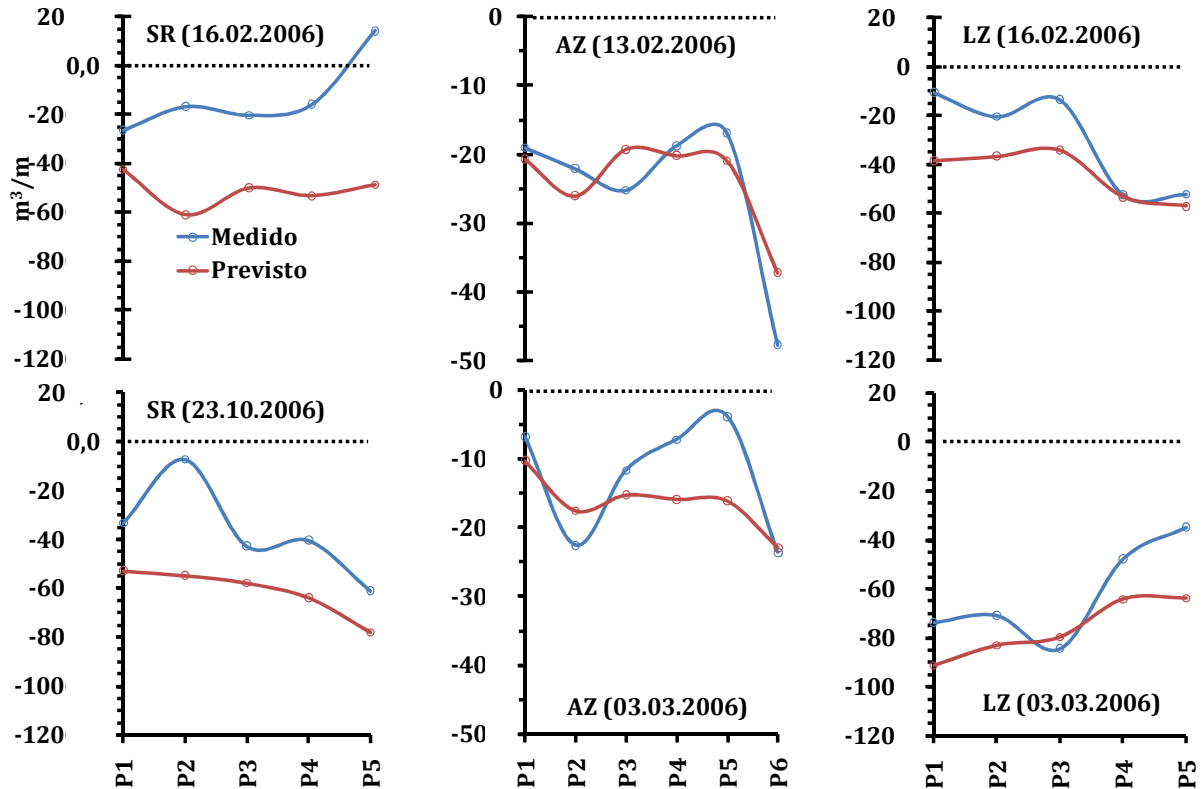


Figura 6.14 – Balanço volumétrico medido e previsto por perfil após os temporais de referência.

6.1.2.3. Estimativa de valores extremos de erosão

A estimativa de valores extremos de erosão em praias expostas reflecte a necessidade de se conhecer o impacto, nestes sistemas, de temporais com elevada magnitude.

As consequências da ocorrência de um fenómeno extremo são frequentemente subvalorizadas, quer pelo desconhecimento face ao perigo, ou seja, às características dos temporais que desencadeiam episódios de erosão extrema, quer pelo desconhecimento do alcance destes fenómenos no sector emerso das praias. A modelação da resposta dos perfis de praia sob a acção de um temporal excepcional torna-se assim uma ferramenta essencial com efeito preventivo,

quando usada no âmbito do ordenamento do território, ou mitigador, quando aplicada a acções de defesa costeira. No entanto, nenhuma estimativa de erosão será útil se o processo que conduz à obtenção dos valores finais não for validado com dados locais, como foi de resto salientado nos pontos anteriores. Este facto é ainda mais importante em praias associadas a litorais rochosos, uma vez que o parcelamento dos sistemas ao longo da linha de costa e os vários condicionalismos locais face à dinâmica de sedimentos podem determinar respostas distintas ao mesmo temporal de largo.

Na sequência do processo de calibração e de validação do modelo *SBEACH* para a sua aplicação nas praias de S^{ta}. Rita, Azul e Foz do Lizandro apresentam-se de seguida as estimativas de valores de erosão extremos associados a um episódio altamente energético, cujo período de retorno é de 100 anos.

Pretende-se que os valores previstos correspondam não só ao volume erodido por sistema mas, principalmente, ao recuo da linha de costa associado a um temporal deste tipo e aos efeitos sobre os sectores mais recuados da praia e da duna.

As características do temporal secular considerado foram já adoptadas para o cálculo do nível máximo previsto de *runup* (Quadro 6.3). Na impossibilidade de obter uma série temporal com registos de H_s desta magnitude, optou-se pela aplicação do modelo com os valores constantes de H_s (12,38m) e T (18s).

A aplicação do modelo *SBEACH* exige um conjunto adicional de parâmetros das ondas como a duração do evento, o desvio à direcção normal à linha de costa e a altura da maré registada, incluindo assim os possíveis desvios à previsão devido aos fenómenos de *storm surge*. Os referidos parâmetros foram igualmente considerados como constantes na aplicação do modelo.

Na falta de registos sobre episódios desta magnitude fixou-se a duração máxima de actuação no valor máximo observado durante o período de referência (quadro 4.11) de 7400 minutos (24.11.2006). Embora se admita a existência de eventos

com H_s superior a 5m num período mais alargado, desconhece-se a duração do pico de um temporal secular.

A direcção do temporal foi assumida como proveniente do octante NW, por representar a orientação com registos mais frequentes no período de referência (Quadros 4.12 e 4.13).

A altura da maré foi igualmente associada aos registos do marégrafo de Cascais, entre Janeiro de 2004 e Julho de 2007, tendo sido apurado o valor máximo de 4,17m.

Optou-se por apresentar as linhas de recuo máximo associadas aos 0m (nmm) e da altura média da berma, estabelecida segundo a distribuição de valores no quadro 5.3. A representação destes níveis de referência permite projectar a extensão da faixa entre marés sob a acção regular das ondas após a ocorrência de um temporal secular.

Este facto não significa que se exclua a existência de erosão fora da área susceptível. Uma das consequências mais importantes da ocorrência dos temporais é a erosão na base ou sobre o cordão dunar frontal, sendo, por isso, apresentados os resultados da modelação sob a forma de perfis previstos por comparação aos perfis iniciais.

O modelo *SBEACH* foi aplicado aos dados iniciais de duas campanhas por praia, associadas a condições próximas do dissipativo e do reflectivo, para que a avaliação incidisse sobre a totalidade de morfologias possíveis em cada sistema.

Utilizou-se uma base altimétrica vectorial (1:10 000) para a projecção das linhas de recuo máximo. A esta informação de base foram adicionados dados de levantamentos de campo de pormenor com dGPS, para uma maior pormenorização de informação altimétrica em toda a área dos sistemas estudados.

Por fim, a sobreposição dos ortofotomapas referentes a voos realizados em 2005 permitiu avaliar a extensão e as áreas que se prevêem afectadas.

Valores extremos de erosão na praia de St^a. Rita

Na figura 6.15 encontram-se representadas as áreas da praia de St^a. Rita com elevada susceptibilidade à erosão.

A projecção do recuo planimétrico da linha de costa e da linha média da berma ($\bar{z}=4,4\text{m}$, Quadro 5.3) sob a acção de um temporal extremo secular na praia de St^a. Rita aponta para uma forte pressão sobre as duas componentes do sistema, a duna a Norte e a arriba a Sul (Fig. 6.15).

Na componente praia-duna é provável que o recuo da linha de costa e, principalmente, da linha média da berma desencadeie a erosão da duna por sapamento na base. A proximidade entre o posicionamento previsto da berma e a base da duna actual não deixa margem para a praia alta, que se desenvolverá necessariamente em parte no espaço actualmente ocupado pela duna.

Este facto é mais preocupante quando são analisados os perfis previstos após a ocorrência deste evento extremo (Fig. 6.16). Nos dois cenários de perfil de partida propostos, o recuo da sub-componente praia implica a ablação total da crista da duna, sendo previsível a perda total ou de grande parte do actual campo dunar. Os resultados da modelação dos perfis mostram, com seria de esperar, uma perda sedimentar mais significativa no caso do temporal desta magnitude incidir sobre a praia sem a presença da berma.

O rebaixamento previsto da superfície implicará a abertura de canais de galgamento, especialmente a Norte (P1) onde os resultados da modelação são mais expressivos e se encontram claramente abaixo dos níveis de inundação previstos (Quadro 6.3).

O recuo da praia e o rebaixamento da actual superfície dunar aumentará a vulnerabilidade das habitações localizadas 100m a Este do limite do sistema em relação à inundação marinha, mas não é previsível a sua exposição à acção directa das ondas.

A componente praia-arriba exibe uma elevada susceptibilidade   erosão. Neste sector, a praia possui uma elevada probabilidade de desaparecer na sequência de um episódio extremo desta magnitude.

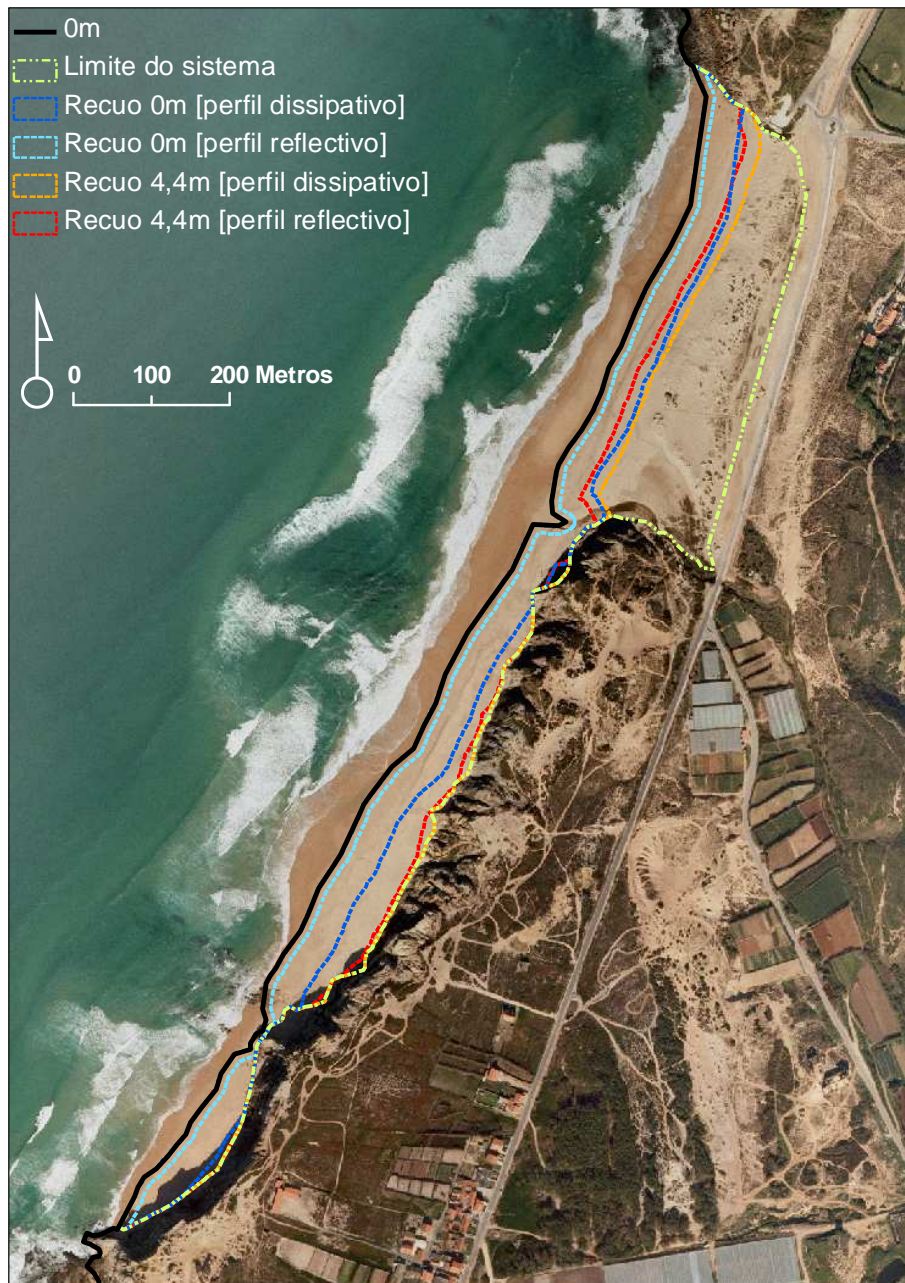


Figura 6.15 – Susceptibilidade de erosão na praia de Sta. Rita.
Base de cáculo para o recuo sob condi es dissipativas = 28.11.2006.
Base de cáculo para o recuo sob condi es reflectivas = 14.05.2006.

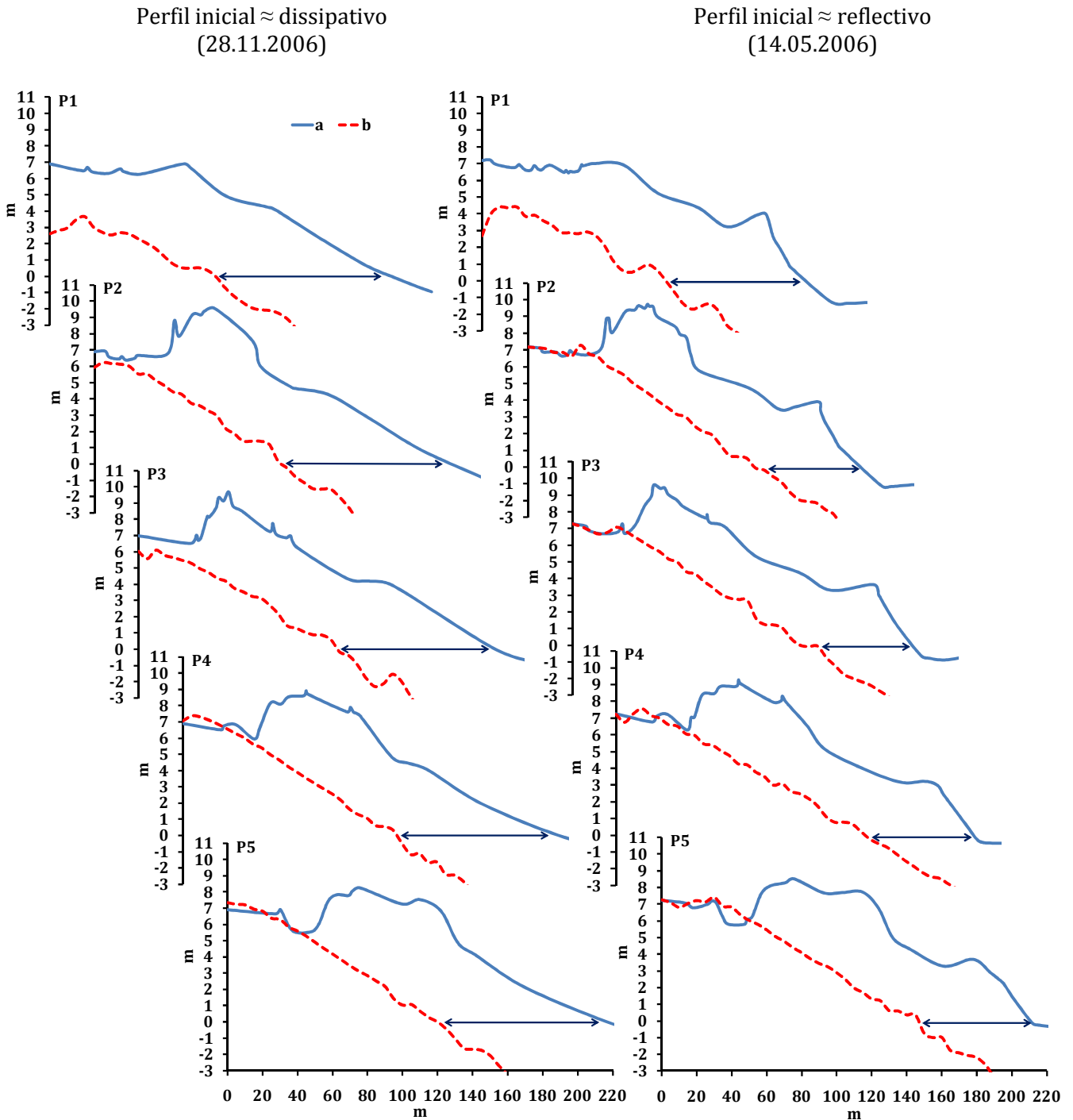


Figura 6.16 – Perfis iniciais (a) e previstos (b) na sequência de um temporal secular, na praia de Sta. Rita.

Apesar de actualmente constituir uma estreita fímbria de areia, o sector Sul da praia de Sta. Rita é muito importante na protecção contra o ataque directo das ondas na base da arriba. O seu desaparecimento terá como consequência mais

importante uma substituição de processos erosivos predominantemente continentais pelos marinhos e uma provável intensificação no ritmo de recuo da arriba.

Valores extremos de erosão na praia Azul

As consequências da ocorrência de um temporal secular na praia Azul podem traduzir-se no recuo planimétrico da linha de costa e da linha média da berma ($\bar{z}=3,5\text{m}$, Quadro 5.3).

O recuo dos dois níveis considerados é praticamente paralelo (figura 6.17), atingindo o topo da duna frontal em toda a extensão do sistema. A aproximação, no sector Norte, entre a linha média de berma e o limite do sistema implica um aumento na dinâmica da arriba, sendo previsível um aumento do risco associado às habitações da povoa o do Porto Escada. Salienta-se a proximidade entre a posição da linha média de berma prevista e o Hotel Praia Azul (<50m).

A sul do Hotel Praia Azul verifica-se o recuo da linha média de berma e a sua sobreposição em rela o   crista do cordão dunar frontal, sendo substituído pela praia média e praia alta. Esta modificação encontra-se patente no rebaixamento da crista da duna frontal (Fig. 6.18), uma vez que em boa parte dos perfis analisados   previsível a ablação completa deste elemento morfológico, especialmente se o perfil de partida se aproximar do dissipativo como, de resto, é frequente (Quadro 5.13, Figs. 5.30 e 5.32).

A modela o dos perfis de praia partindo de uma morfologia próxima do reflectivo, menos frequente neste sistema, indica, no entanto, que o rebaixamento poderá não resultar na perda total da linha de dunas frontais, conservando-se a forma da crista mais recuada, mais baixa e com presença de uma escarpa erosiva (P2, P3, P4, P5 e P6 na Figura 6.18 em 15.05.2006).

Estas modificações serão particularmente importantes no sector Sul da Praia Azul, na medida em que aumentarão de forma muito significativa o risco de inundação e acção directa das ondas sobre a povoação da Foz, que, com já se verificou anteriormente, possui já uma elevada exposição a face a este perigo.

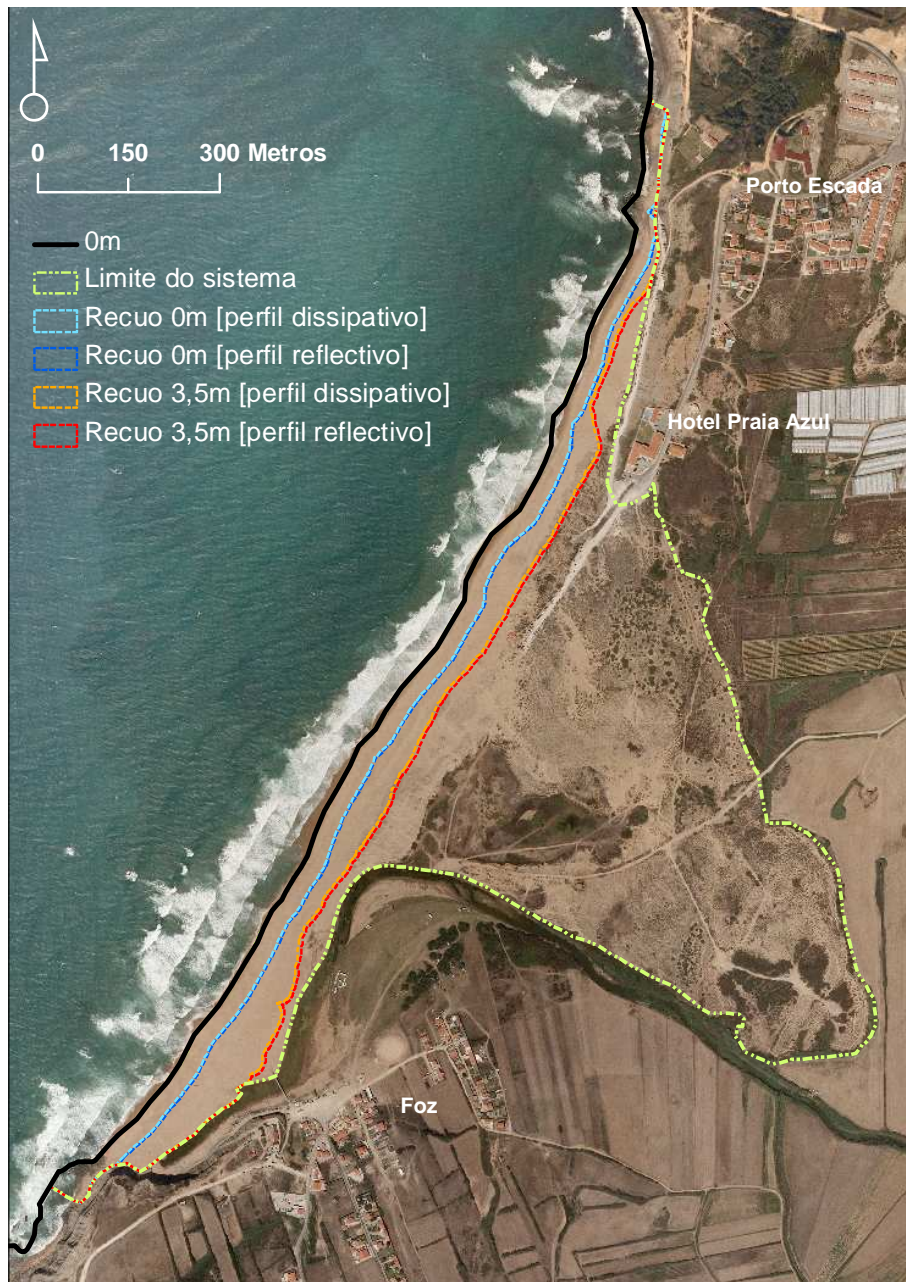


Figura 6.17 – Susceptibilidade de erosão na praia Azul.
Base de cálculo para o recuo sob condições dissipativas = 02.01.2006.
Base de cálculo para o recuo sob condições reflectivas = 15.05.2006.

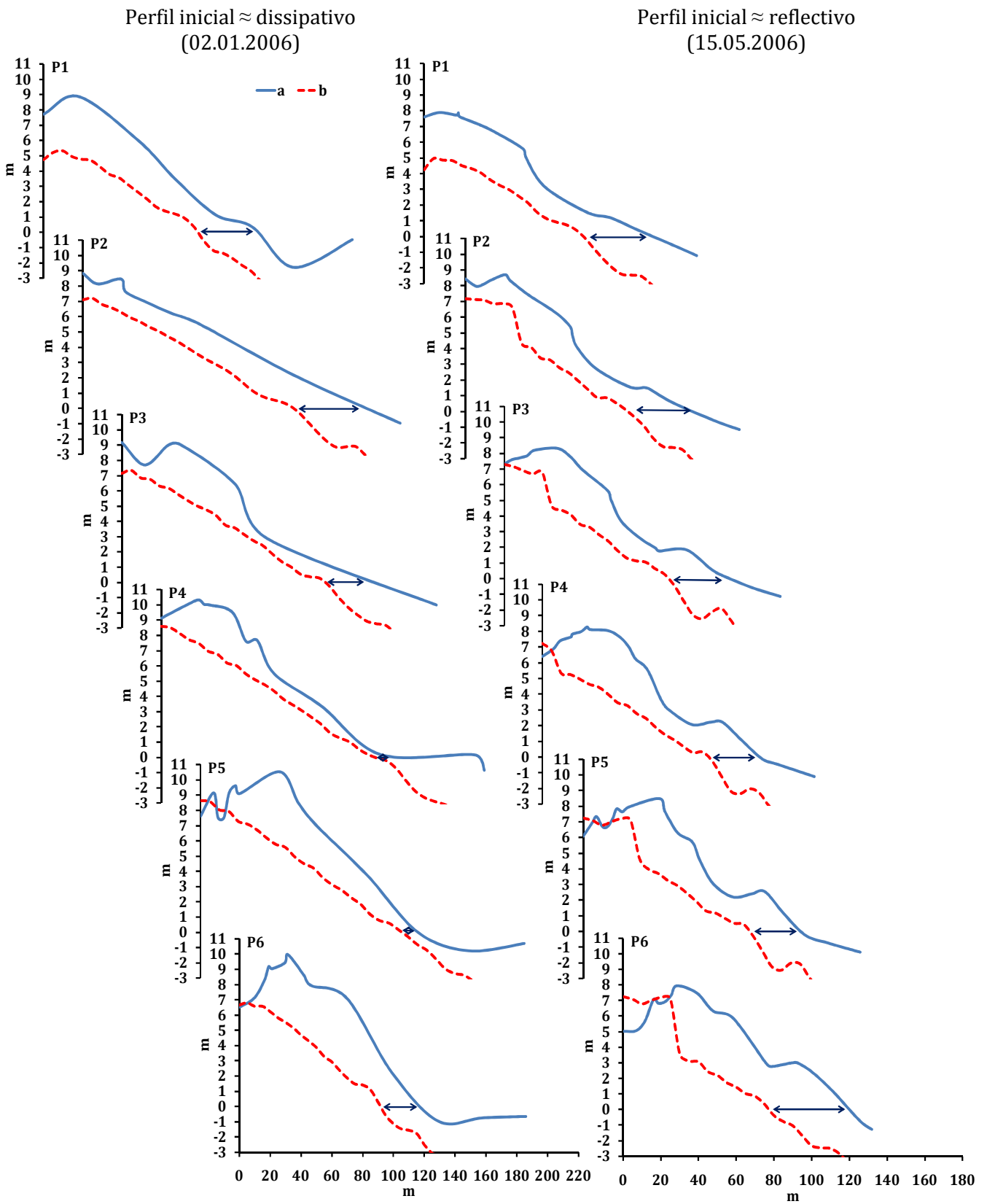


Figura 6.18 – Perfis iniciais (a) e previstos (b) na sequência de um temporal secular, na praia Azul.

Por fim, resta salientar que o recuo da linha de costa e da linha média de berma conjugado com a progressiva meandrização do rio a sul de P6 levará à migração, pelo menos temporária, da foz actual do rio para Norte, deixando a actual restinga de funcionar como elemento natural de protecção e atenuação dos efeitos dos temporais de mar.

Valores extremos de erosão na praia da Foz do Lizandro

A Figura 6.19 apresenta a cartografia de áreas com elevada susceptibilidade à erosão, na praia da Foz do Lizandro.

O recuo da linha de costa e, principalmente, da linha média de berma ($\bar{z}=3,5\text{m}$, Quadro 5.3) face à área actual da praia revela perdas sedimentares muito significativas não só no sector frontal da praia média e alta mas também no interior do estuário. A redução drástica da área ocupada pela praia média e alta, patente no rebaixamento previsto da superfície (Fig. 6.20) tem como consequência a exposição dos apoios de praia permanentes à acção directa das ondas, uma vez que a sua localização se encontra em parte na área que se prevê ocupada pela faixa entre-marés.

A ocorrência de um temporal secular na praia da Foz do Lizandro originará, com elevada probabilidade, a substituição do actual estuário fechado por um estuário aberto e exposto à ondulação predominante de NW. Embora se possa assumir como uma situação temporária, contrariada pelo transporte sedimentar por parte do rio, é provável que os resultados obtidos com o indicador de potencial de inundação (Fig. 6.7) sejam ampliados.

Por fim, salienta-se a reduzida exposição que o pequeno campo de dunas possui face à erosão marinha. A sua posição elevada em relação à praia e abrigada face à direcção dominante das ondas conferem-lhe alguma estabilidade e robustez face à ocorrência de temporais.



Figura 6.19 – Susceptibilidade de erosão na praia da Foz do Lizandro.

Base de cáculo para o recuo sob condi es dissipativas = 03.01.2006.

Base de cáculo para o recuo sob condi es reflectivas = 12.05.2006.

A linha amarela representa o limite actual da área ocupada por apoios de praia permanentes.

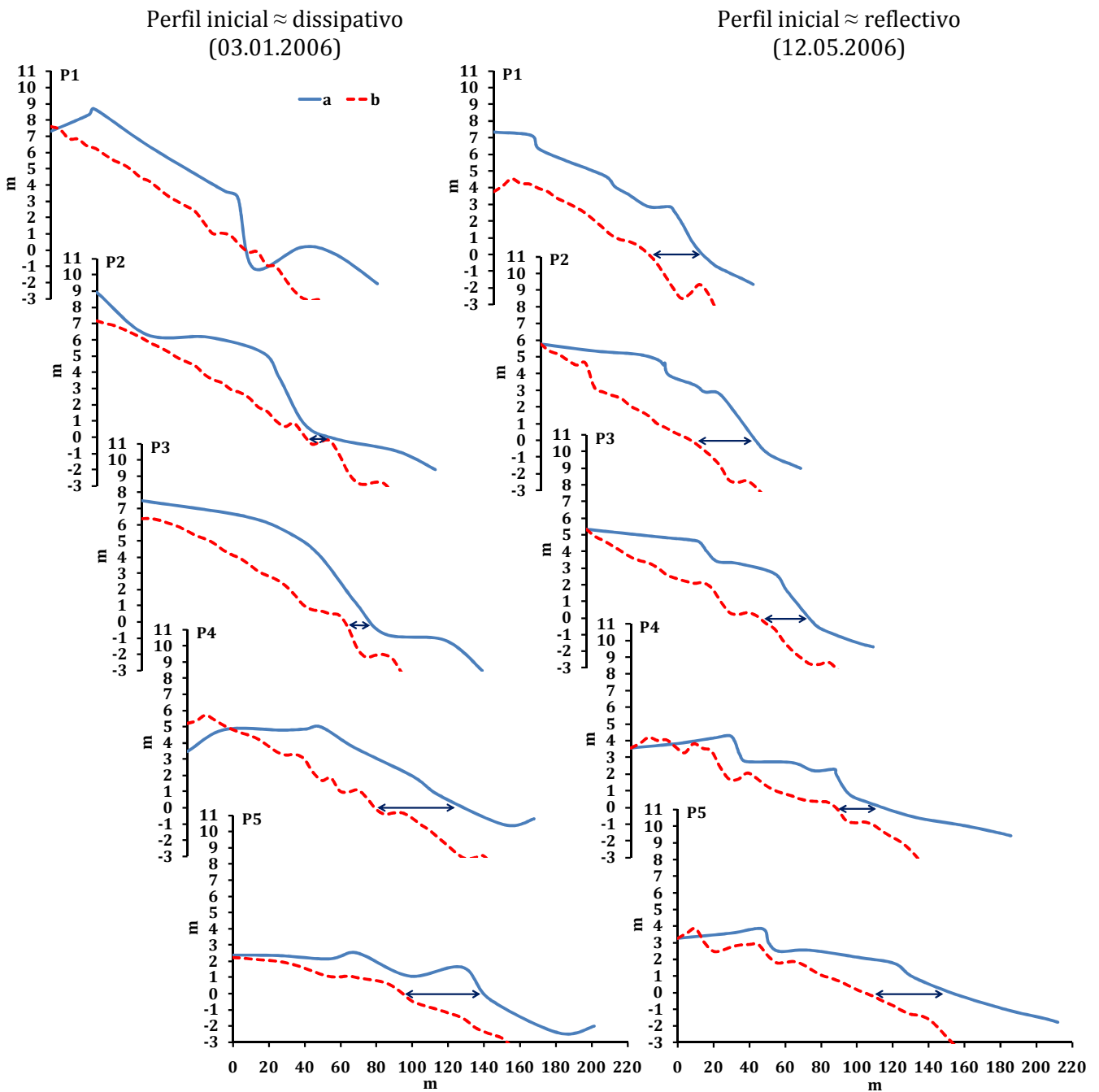


Figura 6.20 – Perfis iniciais (a) e previstos (b) na sequência de um temporal secular, na praia da Foz do Lizandro.

Aplicação do modelo *SBEACH* na previsão do comportamento das praias estudadas revela perdas sedimentares muito significativas em relação à dimensão dos sistemas.

Desconhece-se o alcance do transporte sedimentar sob condições de elevada hidrodinâmica semelhantes às que se espera que ocorram durante um temporal secular. É, no entanto, seguro afirmar que boa parte destes sedimentos serão exportados directamente para a plataforma continental sob a acção de processos de transporte predominantemente transversal. A profundidade de deposição pode impedir a sua remobilização em direcção ao sector emerso da praia, deixando assim de contribuir para o balanço sedimentar local.

6.2. Síntese

A constru o de um modelo de avalia o e previsão da susceptibilidade das praias a fen menos potencialmente danosos, quer para o sistema quer para pessoas e bens, obrigou ao estudo da probabilidade que os fen menos de inunda o e erosão possuíam de ocorrer e da área que, se previa, poderiam afectar.

No caso do potencial de inunda o de origem marinha foram considerados três conjuntos de níveis de alturas de água junto da linha de costa que, somados ao nível médio do mar (0m), determinaram o indicador do potencial de inunda o de origem marinha. Este indicador pode, assim, ser decomposto no nível médio da praia-mar viva, no nível de sobreleva o do mar de origem meteorológica, no nível máximo de runup. De entre os parâmetros analisados destaca-se o valor de sobreleva o máxima registada de 0,78m, bastante significativo face à amplitude de maré em águas vivas e acima do que foi apurado em estudos anteriores.

A cartografia das áreas inundáveis evidenciou diferenças significativas entre as praias estudadas. As praias Azul e Foz do Lizandro são as mais afectadas pelo perímetro de inunda o previsto, essencialmente devido: a)  s baixas altitudes que caracterizam as planícies aluviais junto à foz dos rios Lizandro e Foz do Lizandro, respectivamente; b)   descontinuidade ou inexistência de um cordão dunar frontal que exerça um efeito protector ou retardador face   influência marinha em episódios de temporal. A previsão deste indicador na praia da Foz do Lizandro revelou que praticamente todo o sistema se encontra incluído no perímetro de inunda o sendo provável que as estruturas permanentes de apoio de praia recentemente construídas venham a ser totalmente inundadas numa situa o de temporal extremo. O mesmo risco corre a popula o da Foz instalada no sector Sul da praia Azul.

As consequências da ocorrência de um temporal extremo na praia de Sta. Rita revelaram a baixa exposi o deste sistema   inunda o marinha, essencialmente porque: a) a altitude do cordão dunar frontal é bastante superior

aos níveis determinados; b) não existem descontinuidades no mesmo cordão associadas a planícies aluviais.

No caso do potencial de erosão recorreu-se   modela o do perfil de praia com vista a prever o seu comportamento face   ocorrência de extremos de ondula o. A aplica o do modelo de previsão do comportamento do perfil sob condi es de agita o marítima extremas num sector de litoral onde não se conhecem os resultados da sua aplica o implicou um processo de calibra o e posterior valida o dos resultados.

Os resultados da valida o do modelo revelaram-se muito positivos. 20 e 32 perfis testados apresentaram uma taxa de explica o das previsões superior a 90%, tendo em conta os dados observados. A diferença máxima observada entre balanços volumétricos pós-temporal previstos e medidos foi de 39,7%, valor que se considera, ainda assim aceitável. Verificou-se ainda que boa parte das estimativas foram ligeiramente calculadas por excesso.

A previsão da área afectada pela erosão marinha na sequência de um temporal secular, incluindo o reposicionamento da faixa entre marés, revelou níveis muito elevados de pressão sobre os sistemas estudados, nomeadamente sobre os sistemas dunares que nalguns casos tendem a desaparecer por completo. No caso da praia de Sta. Rita e da praia Azul, o recuo da praia e o rebaixamento da superfície do cordão dunar implica: a) uma reactiva o ou intensifica o dos processos marinhos sobre as arribas que actualmente evoluem, no essencial por processos continentais; b) a abertura de canais de galgamento adicionais aumentando o risco de inunda o em áreas habitacionais próximas destes sistemas.

Na praia da Foz do Lizandro, a previsão do recuo da linha de costa e da linha média de berma indicam perdas muito significativas de sedimentos afectando directamente as actuais estruturas permanentes de apoio, expondo-as   ac o directa das ondas. O actual estuário fechado será com grande probabilidade substituído por um estuário aberto.

Tanto na praia da Foz do Lizandro como na praia Azul, os resultados dos indicadores podem ser ampliados pela dinâmica dos rios a eles associados, uma vez que os episódios de temporal de mar podem ser acompanhados de uma subida no caudal motivada pelo aumento da precipitação.

CONCLUSÕES FINAIS

A dissertação que agora se conclui foi elaborada sob a perspectiva do estudo da dinâmica morfossedimentar observada e prevista de praias no sector costeiro português entre Peniche e Cascais. Trata-se de um troço de litoral predominantemente rochoso e pouco conhecido quanto à dinâmica dos sistemas litorais arenosos. Estes sistemas são frequentemente de reduzida dimensão e estão associados a saliências rochosas, a dunas, a estuários e, principalmente, a arribas.

A sua dimensão não pode ser dissociada do contexto regional no que respeita ao balanço sedimentar que, entre Peniche e Cascais, é claramente deficitário. A recolha e análise de dados sobre praias neste troço costeiro parte, assim, da falta de fornecimento sedimentar associada, por um lado, às fontes de sedimentos e, por outro, aos obstáculos que impedem o seu trânsito na deriva litoral. No primeiro caso, o défice sedimentar é motivado pela reduzida dimensão das bacias hidrográficas que drenam para o litoral entre Peniche e Cascais, cujos materiais são predominantemente carbonatados e margosos. No segundo caso, o trânsito sedimentar de Norte para Sul encontra-se condicionado pela presença do canhão da Nazaré e do promontório de Peniche, que dificultam a alimentação sedimentar a Sul de Peniche. Neste contexto, escolheram-se as praias de Sta. Rita, Azul e Foz do Lizandro, cujos atributos de tipo, dimensão e exposição conferiam diversidade suficiente para que fossem representativas do sector costeiro em estudo.

Para a caracterização geral das condições de agitação marítima junto à área de estudo, recorreu-se a séries antigas de dados de ondulação recolhidos ao largo de Peniche e de Cascais. Embora se conheça relativamente bem o regime de ondulação de largo no litoral ocidental de Portugal, não existia qualquer referência associada a estudos sobre dados medidos em neste troço litoral.

Os dados disponíveis permitiram estabelecer a altura significativa média de 2,1m e o período significativo entre 7s e 8s como valores característicos do sector costeiro entre Peniche e Cascais. Do estudo da distribuição mensal dos valores das alturas significativas ressalta o mês de Dezembro como o mais energético, com 3,3m de altura significativa média. Estes valores atestam, em termos médios, a elevada

hidrodinâmica que caracteriza a área de estudo e serão substancialmente superiores caso sejam considerados níveis extremos de alturas de ondas. Neste caso, prevê-se que a altura significativa de ondas associadas a um temporal centenário atinja os 12,38m.

Uma das primeiras preocupações surgidas no decurso deste trabalho prendeu-se com a validação metodológica e com o teste de algumas técnicas utilizadas. Esta temática, ainda pouco debatida, é essencial na interpretação posterior dos dados recolhidos.

O uso de vários instrumentos para a determinação de posicionamentos ao longo dos 279 perfis realizados nas três praias estudadas obrigou à avaliação da fiabilidade de cada unidade e da comparabilidade de resultados obtidos por técnicas de levantamento diferentes. Salienta-se os resultados absolutos de comparabilidade obtidos durante a realização de duas campanhas de monitorização. As diferenças máximas entre medições são em média inferiores a 0,226m no posicionamento horizontal e a 0,397m na vertical considerando-se estas aceitáveis face à magnitude das mudanças morfológicas que caracterizam estes sistemas. Embora boa parte das imprecisões associadas aos dados em análise resultem dos levantamentos de campo existem também fontes de erro relacionadas com os métodos de processamento dos dados. No caso do cálculo dos volumes sedimentares, a escolha do método de interpolação e a análise dos resíduos daí decorrentes revelou-se crucial para a obtenção de resultados fiáveis. A interpolação via krigagem obteve os menores valores de volumes residuais, não sendo de esperar diferenças superiores a 3,444 m³ por perfil.

Na sequência dos levantamentos nas praias de S^{ta}. Rita, Azul e Foz do Lizandro foi possível quantificar vários parâmetros associados à forma planimétrica dos sistemas e à geometria do perfil de praia, essenciais para a previsão do comportamento do sistema em situações extremas, e que agora se salientam:

- ▶ a forma planimétrica, determinada entre o ponto de não mobilidade relativa e o nível médio do mar ou a crista da berma de praia, possui uma elevada

mobilidade se se atender à dimensão dos sistemas estudados. A taxa de movimentação máxima do nível médio do mar entre campanhas foi atingida justamente no sistema de dimensões mais reduzidas (praia da Foz do Lizandro) com 5,1m/dia. Os restantes sistemas obtiveram resultados máximos de 4,4m/dia na praia de St^a. Rita e de 2,7m/dia na praia Azul. Esta diferenciação encontra-se directamente relacionada com a extensão do perfil emerso atribuível à dinâmica marinha. As altitudes geralmente mais reduzidas dos perfis da praia da Foz do Lizandro condicionam a área onde frequentemente actuam as ondas, na faixa de surf, e as correntes, na faixa de ressaca. Esta praia possui, de resto, as maiores distâncias máximas registadas entre o ponto de não mobilidade relativa e o nível médio do mar. No que respeita aos restantes sistemas, esta relação é igualmente válida;

- ▶ a variação vertical máxima entre perfis de praia representa uma medida aproximada da magnitude de trocas sedimentares entre o sector emerso e o submerso do perfil de praia. Constitui uma abordagem muito importante na ausência de medições batimétricas e, conseqüentemente, na falta de registos sobre as propriedades geométricas da(s) crista(s) e sulco(s) pré-litoral(is). No decurso deste estudo foi possível distinguir de forma clara os sistemas analisados face à magnitude destas trocas sedimentares. A praia de St^a. Rita apresentou a maior variação vertical, superior a 6m, contrastando que a praia da Foz do Lizandro, cujo valor mais baixo não ultrapassou os 2,4m, ou com a praia Azul, cujos valores máximos variaram por perfil entre 2,8m e 4,3m. Estas diferenças estão relacionadas com a altitude que a berma assume em cada sistema;
- ▶ a altitude registada das bermas variou, no conjunto dos três sistemas, entre 2,4m e 4,95m acima o nível médio do mar. A repartição dos valores ao longo do período de monitorização evidenciou uma tendência sazonal, caracterizada por altitudes mais elevadas durante o Inverno marítimo e níveis da crista de berma mais baixos no Verão marítimo. A falta de registos de alturas de ondas na faixa de rebentação das praias estudadas não permitiu avançar com uma explicação sustentada em medições de campo.

No entanto, as diferenças bem marcadas do regime de ondulação entre estas duas estações pode, com grande probabilidade, apontar para uma diferenciação nas alturas das ondas responsáveis pela mobilização sedimentar no sentido da praia emersa. Este facto é, de resto, indirectamente demonstrado pela elevada correlação entre as alturas de bermas medidas e previstas com a formulação de Takeda & Sunamura, que utiliza, entre outros parâmetros, a altura transformada da onda na rebentação;

- ▶ a distribuição dos declives medidos nas praias de S^{ta}. Rita, Azul e Foz do Lizandro revelou diferenças pouco expressivas. No essencial, o pendor médio da face da praia variou entre cerca de 4^o, na praia Azul, e 5^o, na praia da Foz do Lizandro. Na praia de S^{ta}. Rita foi apurado um valor médio de declive da face da praia de 4,25^o. Esta indiferenciação entre os sistemas estudados poderá, em parte, ser explicada pelas semelhanças nos valores médios das granulometrias que caracterizam cada praia. Embora não represente a única variável em jogo na explicação da inclinação do perfil de praia, uma distinção clara na granulometria das areias dita, normalmente, comportamentos morfodinâmicos diferentes e, conseqüentemente, inclinações do perfil distintas;
- ▶ os sistemas estudados caracterizam-se por uma elevada variabilidade nos volumes sedimentares medidos entre campanhas. A relação entre os volumes médios mínimo e máximo registados durante o período de monitorização foi sempre superior a um quociente de 2. Na praia de S^{ta}. Rita este quociente correspondeu ao valor de 3,3, com os picos de variação a serem atingidos entre os meses de Dezembro e Fevereiro. A elevada variabilidade observada foi acompanhada de comportamentos distintos, podendo mesmo observar-se uma oposição nas tendências do balanço volumétrico cumulativo. Neste domínio a praia de S^{ta}. Rita apresenta no final do período de monitorização um balanço volumétrico francamente positivo, por oposição à praia da Foz do Lizandro, onde os processos erosivos se sobrepuseram à acumulação de sedimentos na praia. A praia

Azul exibiu o balanço volumétrico mais equilibrado, correspondendo a um valor próximo do nulo;

- ▶ conforme se referiu não existe uma verdadeira diferenciação nas propriedades texturais médias dos sedimentos das praias de St^a. Rita (1,00Ø), Azul (0,85Ø) e Foz do Lizandro (1,16Ø). É, contudo, clara a diferenciação das assinaturas sedimentares entre os diferentes sectores do perfil de praia. O estudo detalhado de 225 amostras de sedimentos retiradas do terraço de maré, da base da face da praia, da face da praia e da crista da berma mostra, em todas as praias estudadas, uma transição na energia aplicada no transporte das partículas sedimentares entre a base da face da praia e a face da praia. Entre o primeiro e o segundo sector do perfil diminuem as médias granulométricas globais e a variação dos valores médios ao longo do período de monitorização e aumenta a calibração dos sedimentos. Estas observações são consistentes com a diminuição da energia hidrodinâmica em função do aumento da altitude no perfil de praia;
- ▶ o comportamento morfodinâmico médio das praias estudadas pode considerar-se intermédio, mas tendendo ou muito perto do dissipativo. Não é previsível, com os dados disponíveis, que estes sistemas atinjam o estado reflectivo. Na praia de St^a. Rita, o cálculo do índice adimensional de velocidade de sedimentação permitiu distinguir dois sectores diferenciados no comportamento morfodinâmico e no tipo de rebentação associada. Os perfis localizados mais a Norte, junto ao promontório de Porto Novo e ao abrigo da ondulação dominante, revelaram um comportamento indefinido entre o intermédio e o dissipativo associado a uma faixa de rebentação caracterizada por ondas de tipo mergulhante. No sector Sul, mais exposto à ondulação, verificou-se um claro predomínio de perfis dissipativos com ondas de tipo progressivo. Na praia Azul estes valores evidenciaram uma certa uniformidade, presumindo-se que a ausência de elementos perturbadores da aproximação das ondas à linha de costa no sector monitorizado deve contribuir em grande medida para os resultados determinados. Na praia da Foz do Lizandro exibiu, segundo o parâmetro

surf scaling, um comportamento médio dissipativo em todos os perfis, sendo o seu valor mais elevado nos perfis localizados a Sul. Esta distinção revelada pelo referido parâmetro está associada à proximidade do estuário e da foz do rio Lizandro e, encontrando-se os perfis aí localizados sujeitos à hidrodinâmica fluvial em episódios de elevado caudal e à hidrodinâmica marinha, através da ocorrência frequente de galgamentos oceânicos.

Conforme se referiu, o estudo dos parâmetros que influenciam e caracterizam as modificações na forma planimétrica das praias e na geometria do perfil são essenciais na previsão da dinâmica do sistema sob condições de agitação marítima extrema. A susceptibilidade dos sistemas estudados depende, assim, do grau de exposição que as praias possuem face à ocorrência de temporais, sendo certo que as consequências mais gravosas para os sistemas e para as comunidades correspondem aos riscos de inundação e de recuo da linha de costa, através da erosão dos corpos arenosos que muitas vezes constituem o primeiro elemento de protecção face ao avanço do mar. Revela-se, portanto, de grande utilidade a delimitação de áreas onde se espera que estes fenómenos ocorram. Neste estudo foram determinados dois indicadores cujo objectivo principal se prendeu precisamente com a delimitação de áreas susceptíveis à inundação e à erosão marinhas.

O cálculo do indicador do potencial de inundação em cada praia resulta do somatório dos níveis médio da preia-mar viva, de sobreelevação do nível do mar de origem meteorológica e runup máximo previsto acima do nível médio do mar. Os níveis máximos de altura de água previstos junto à linha de costa servem posteriormente para delinear o perímetro de inundação para o interior com base na topografia. Estes níveis são determinados tendo em conta dois cenários de temporal de magnitude distinta, o nível máximo de referência, que corresponde às condições de agitação marítima mais severas observadas durante o período de monitorização, e o nível máximo previsto, associado a um temporal secular. São, igualmente, consideradas condições morfológicas de partida distintas tendo em conta o espectro de declives da praia presentes em cada sistema.

A determinação do indicador do potencial de erosão baseia-se na modelação numérica, utilizando o modelo empírico *SBEACH* para previsão das respostas dos perfis de praia em condições de agitação extrema. Os resultados finais do modelo são precedidos de um processo de calibração e validação que permite calcular o erro espectável da aplicação do modelo. Tal como no indicador anterior, são consideradas condições de agitação marítima associada a temporais ocorridos durante o período de monitorização e ondas características de um episódio secular. Tendo em conta este episódio são calculados os recuos previstos da linha de costa e da linha média de berma em condições morfológicas de partida distintas, bem como simulada a forma dos perfis após a ocorrência de um evento com período de retorno de 100 anos.

Salientam-se, de seguida as principais conclusões:

- ▶ de entre os níveis utilizados para a determinação do indicador do potencial de inundação, destacam-se o nível máximo de sobrelevação do nível do mar de origem meteorológica encontrado durante o período de monitorização de 0,78m e a altura média da preia-mar viva acima do nível médio do mar de 1,59m, ambos determinados a partir das leituras do marégrafo de Cascais;
- ▶ no cálculo do indicador do potencial de erosão salientam-se os resultados da validação do modelo *SBEACH*, cujo processo foi desenvolvido tendo em conta duas situações de referência de temporal por praia, envolvendo a comparação de balanços medidos e previstos, após a ocorrência dos eventos considerados. Em 20 dos 32 perfis considerados no processo de validação dos dados previstos pode afirmar-se que o modelo explica mais de 90% das modificações registadas, atestando de forma clara a sua aplicabilidade nas praias estudadas;
- ▶ a presença de um cordão dunar frontal rubusto, a ausência de descontinuidades na crista da duna, a sua altitude e a ausência de estuários associados aos sistema de praia são factores que explicam as diferenças encontradas na cartografia das áreas inundáveis em cada praia. A praia de

St^a. Rita exhibe, por isto, o menor perímetro previsto de inundação marinha, enquanto na praia Azul e, principalmente, na praia da Foz do Lizandro se prevê que áreas hoje ocupadas por povoações, apoios de praia permanentes e campos agrícolas sejam afectadas por este fenómeno;

- ▶ o recuo da linha de costa e da linha média da berma, bem como o rebaixamento da superfície da duna, na sequência de um evento extremo secular revelou uma elevada pressão sobre as praias estudadas. As principais consequências deste recuo são, no caso de St^a. Rita e praia Azul, o desaparecimento parcial do cordão dunar frontal, com a consequente abertura de canais de galgamento oceânico, e a reactivação e intensificação dos processos marinhos sobre as arribas localizadas no sector Sul do sistema. Na praia da Foz do Lizandro prevê-se uma perda muito significativa de sedimentos com consequências na abertura permanente do estuário que actualmente se encontra fechado por uma crista arenosa.

A diversificação de tipos de sistemas litorais na faixa costeira entre Peniche e Cascais, nomeadamente de sistemas arenosos, não deixa que o tema de investigação proposto se esgote com a finalização desta dissertação. Não era, de resto, esse o objectivo. Por outro lado, o desenvolvimento e aprofundamento dos estudos agora iniciados neste troço costeiro, centrando a atenção em novos locais de monitorização, será fundamental para que se proceda a uma avaliação da susceptibilidade destes sistemas a nível regional. Este constitui um dos principais objectivos a realizar num futuro próximo.

BIBLIOGRAFIA

ABECASSIS, F. (1987) – O regime aluvionar da costa portuguesa entre Peniche e a foz do Mira. *Ingenium*, 8, p.4 – 18;

ANDRADE, E. (1999) – *O litoral rochoso entre o Baleal e a Lagoa de Óbidos. Diversidade de processos e ritmos evolutivos*. Tese de Mestrado. Faculdade de Letras da Universidade de Lisboa, 170p. + anexos;

ANTUNES, C., PAIL, R., & CATALÃO, J. (2003) – Point mass method applied to the regional gravimetric determination of the geoid. *Studia Geophysica & Geodeatica*, 47, p.495 – 509;

ARAÚJO, I. (2005) – *Sea-level variability: examples from the Atlantic coast of Europe*. PhD Thesis, University of Southampton, Faculty of Science, 216p.;

AUSTIN, M. J. & MASSELINK, G. (2006) – Observations of morphological change and sediment transport on a steep gravel beach. *Marine Geology*, 229, p.59–77;

BACON, S. & CARTER, D. (1993) - A connection between mean wave height and atmospheric pressure gradient in the North Atlantic. *International Journal of Climatology*, 13, p.413 – 436;

BALSILLIE, J.; DONOGHUE, J.; BUTLER, K. & KOCH, J. (2002) – Plotting equation for Gaussian percentiles and a spreadsheet program for generating probability plots. *Journal of Sedimentary Research*, 72, p.929 – 933;

BAPTISTA, P. (2006). *O sistema de posicionamento global aplicado ao estudo de litorais arenosos*. Tese de Doutoramento. Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro, 278p. + anexos;

BARBOSA, S. (2008) – Evolução de extremos em dados do nível do mar do marégrafo de Cascais, Portugal. *Actas da 6ª Assembleia Hispano Portuguesa de Geodesia e Geofísica*, Tomar;

BARNABEU, A.; MEDINA, R. & VIDAL, C. (2003) - A morphological model of the beach profile integrating wave and tidal influences. *Marine Geology*, 197, p.95 – 116;

BASCOM, W. (1953) – Characteristics of natural beaches. *Proc. of the 4th Coastal Engineering Conference*, ASCE, p.163–180;

BASCOM, W. (1959) – The Relationship Between Sand Size and Beach-Face Slope. *American Geophysical Union Transactions*, Vol. 32, No. 6, p.866 – 874;

BATTJES, J. (1974) – Surf Similarity. *Proceedings of the 14th International Coastal Engineering Conference*, ASCE, p.466 – 480;

BENAVENTE, J.; DEL RÍO, L.; ANFUSO, G.; GRACIA, F. J. & REYES, J. L. (2002) – Utility of Morphodynamic Characterisation in the Prediction of Beach Damage by Storms. *Journal of Coastal Research*, SI 36, p.56-64;

BETTS, N.; ORFORD J.; WHITE, D. & GRAHAM, C. (2004) – Storminess and surges in the South-Western Approaches of the eastern North Atlantic: the synoptic climatology of recent extreme coastal storms. *Marine Geology*, 210, p.227 – 246;

BLOTT, S. & PYE, K. (2006) – Particle size distribution analysis of sand-sized particles by laser diffraction: an experimental investigation of instrument sensitivity and the effects of particle shape. *Sedimentology*, 53, p.671 – 685;

BODGE, K. (1989) – A literature review of the distribution of longshore sediment transport across the surf zone. *Journal of Coastal Research*, 5, p.307–328;

BRUUN, P. (1962) – Sea-level rise as a cause of shore erosion. *Journal of the Waterways and Harbors Division*, Proceedings of the American Society of Civil Engineers, p.117 – 130;

BRUUN, P. (1988) – The Bruun rule of erosion by sea-level rise: a discussion on large scale two- and three dimensional usages. *Journal of Coastal Research*, Vol. 4 (4), p.627 – 648;

CAÑIZARES, R. & IRISH, J. (2008) – Simulation of storm-induced barrier island morphodynamics and flooding. *Coastal Engineering*, 55, p.1089 – 1101;

CAPITÃO, R. (1992) – Síntese de dados de temporais ocorridos em Portugal Continental. *Relatório PO-WAVES*, 14/92-A, I.H./L.N.E.C, 14p.;

CARLEY, J.T., TURNER, I.L., COURIEL, E.D., JACKSON, L.A., MCGRATH, J.E. (1999) – The practical application of four commercially available numerical beach morphology models on a high energy coastline. *Proceedings of Coasts and Ports '99*, Perth, Australia. Institute of Engineers, Australia, p.101 – 106;

CARTER, R. (1988) – *Coastal environments. An introduction to the physical, ecological and cultural systems of coastlines*. Academic Press, London, 617p.

CARVALHO, J. & BARCELÓ, J. (1966) – Agitação marítima na costa W de Portugal. *Memórias do L.N.E.C.*, 290, 34p.;

CATALÃO, J. (1997) – *Projeções cartográficas*. Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Lisboa, 77p. (<http://enggeografica.fc.ul.pt/documentos/> consultado em 17-07-2007);

CATALÃO, J.; VASCONCELOS, M.; KOL, H. & SEVILLA, M. (2003) – Geóide em Portugal - novos resultados. *Actas III Conferência Nacional de Cartografia e Geodesia*. LIDEL, p.320 - 328

CHURCH, J. & WHITE, N. (2006) – A 20th century acceleration in global sea-level rise. *Geophysical Research Letters*, 33:L01602, doi:10.1029/2005GL024826;

CIAVOLA, P. (1999) – *Sediment Transport Processes on Reflective Beaches: Field Experiments in the Algarve*. Tese de Doutoramento, Universidade do Algarve, 164p.;

COELHO, C. (2005) – *Riscos de exposição de frentes urbanas para diferentes intervenções de defesa costeira*. Tese de Doutoramento, Universidade de Aveiro, 404p.;

CORBAU, C.; SIMEONI, U.; ARCHETTI, R.; PERETTI, A. & FARINA, M. (2009) – Winter sandy protections of the Northern Adriatic coast against flooding: preliminary results. *Journal of Coastal Research*, SI56, p.1194 – 1198;

COSTA, M. (1987) – Análise de um ano de dados de agitação marítima na Figueira da Foz. *Anais do Instituto Hidrográfico*, 8, p. 23 – 28;

COSTA, M. (1992) – Inventário de dados de agitação marítima. Medições efectuadas pelo Instituto Hidrográfico. *Clima de agitação marítima na costa portuguesa*. NATO PO-WAVES, Rel. 7/92 – A, Lisboa, 4p. + anexos;

COSTA, M. (1994) – Agitação marítima na costa portuguesa. *Anais do Instituto Hidrográfico*, 13, p.35 – 40;

COSTA, M.; SILVA, R. & VITORINO, J. (2001) – Contribuição para o estudo do clima de agitação marítima na costa portuguesa. *Actas das 2as Jornadas Portuguesas de Engenharia Costeira e Portuária*. Associação Internacional de Navegação, Sines, CD-ROM, 20p.;

COWELL, P. & THOM, B. (1994) – *Morphodynamics of coastal evolution*. in CARTER, R. & WOODROFFE, C. (eds.) *Coastal evolution: late Quaternary shoreline morphodynamics*. Cambridge University, Cambridge, p.33 – 86;

CREED, C. & REILLY, W. (2008) – Site-Specific Calibration of the SBEACH Model for a Southeast Florida Beach. *Proceedings from the 21st National Conference on Beach Preservation Technology*. Sarasota, Florida, sem página;

CRISÓSTOMO, G.; KOL, H. & VASCONCELOS, M. (2005) – Marégrafos do IGP – Acústicos vs. Analógicos. Casaca, J. & Matos, J. (Eds.) *Cartografia e Geodesia 2005 – Actas da IV Conferência Nacional de Cartografia e Geodesia*. Lidel, Lisboa, p. 539 – 542 (ISBN 972-757-370-3);

CUTTER, S.; BARNES, L.; BERRY, M.; BURTON, C.; EVANS, E.; TATE, E. & WEBB, J. (2008) – A place-based model for understanding community resilience to natural disasters. *Global Environmental Change*, 18, p. 598 – 606;

DEAN, R. (1986) – *Sediment budget. Principles and applications*. Report nº UFL/COEL-86/019, Coastal and Oceanographic Engineering Department, University of Florida, 51p.;

DIAS, J. A. & TABORDA, R. (1988) – Evolução recente do nível médio do mar em Portugal. *Anais do Instituto Hidrográfico*, 9, p.83 – 97;

DIAS, J. A. & TABORDA, R. (1992) – Tidal gauge data in deducing secular trends of relative sea-level and crustal movements in Portugal. *Journal of Coastal Research*, 8, p.655 – 659;

DINGLER, J. R. & REISS, T.E. (2002) – Changes to Monterey Bay beaches from the end of the 1982–83 El Niño through the 1997–98 El Niño. *Marine Geology*, 181, p.249 – 263;

DOUGLAS, B. (1991) – Global Sea Level Rise. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 96, C4, p.6981 – 6992;

DOUGLAS, B. (1997) – Global sea rise: a redetermination. *Surveys in Geophysics*, 18, p.279 – 292;

DRAOT-LVT (2002) – *Plano de bacia hidrográfica das ribeiras do Oeste. Volume Síntese da Análise e Diagnóstico da Situação de Referência*. Direcção Regional do Ambiente e Ordenamento do Território de Lisboa e Vale do Tejo, Lisboa (<http://www.drarn-lvt.pt/download/pbhro/18201md.htm> - consultado em 19-03-2005);

DUBOIS, R. (1975) – Support and refinement of the Bruun rule on beach erosion. *Journal of Geology*, 83, p.651 – 657;

DUBOIS, R. (1977) – Predicting beach erosion as a function of rising water level. *Journal of Geology*, 85, p.470 – 476;

FARRAR, P.; BORGMAN, L.; GLOVER, L.; REINHARD, R.; POPE, J.; SWAIN, A. & EBERSOLE, B. (1994) – *Storm impact assessment for beaches at Panama City, Florida*. Technical Report CERC-94-11, U. S. Army Corps of Engineers, 207p.;

FAUVER, L. (2005) - *Toward Predicting Barrier Island Vulnerability: Simple Models for Dune Erosion*. MSc thesis, College of Marine Science, University of South Florida, 159p.;

FAUVER, L.; THOMPSON, D. & SALLENGER, A. (2007) – Modeling dune response using measured and equilibrium bathymetric profiles. *Proceedings of the 6th International Conference on Coastal Sediments*, ASCE, New Orleans, p.897 – 910;

FEATHERSTONE, W.; DENTITH, M. & KIRBY, J. (1998) – Strategies for the accurate determination of orthometric heights from GPS. *Survey Review*, 34(267), p.278 – 296;

FERREIRA, Ó. (1998) – *Morfodinâmica de praias expostas: aplicação ao sector costeiro de Aveiro - Cabo Mondego*. Tese de Doutoramento, Universidade do Algarve, Faro, 337p.;

FERREIRA, Ó.; DIAS, J. & TABORDA, R. (1990) - Sea-level rise, sediment input and shoreline retreat. The case of Aveiro – Cabo Mondego (Portugal). *Comptes rendues du premier Symposium Internacional de L'Association EUROCOAST*, EUROCOAST, p.214 – 219;

FERREIRA, Ó.; DIAS, J. & TABORDA, R. (2008) - Implications of sea-level rise for continental Portugal. *Journal of Coastal Research*, 24(2), p.317 – 324, doi: 10.2112/07A-0006.1;

FLEMMING, B. (2007) – The influence of grain-size analysis methods and sediment mixing on curve shapes and textural parameters: Implications for sediment trend analysis. *Sedimentary Geology*, 202, p.425 – 435;

FREDSØE, J. & DEIGAARD, R. (1992) – Mechanics of coastal sediment transport. World Scientific Publishing, *Advanced Series on Ocean Engineering*, Vol. 3, 369p.

FRIEDMAN, G. & SANDERS, J. (1978) – *Principles of sedimentology*. John Wiley & Sons, U.S.A., 792p.;

GAMA, C.; DIAS, J.; FERREIRA, Ó. & TABORDA, R. (1994) – Analysis of storm surge in Portugal, between June 1986 and May 1988. *Proceedings of Littoral 94*, Lisboa, p.26 – 29p.;

GAMA, C.; TABORDA, R. & DIAS, J. A. (1997) - Sobreelevação do nível do mar de origem meteorológica (storm surge) em Portugal continental. “*Colectânea de Ideias sobre a Zona Costeira de Portugal*”, Associação Eurocoast-Portugal, Porto, p.131 – 149

GASPAR, J. (2000) – *Cartas e projecções cartográficas*. Lidel, Lisboa, 292p.

GOMES, F. (2007) – A gestão da zona costeira portuguesa. *Revista da Gestão Costeira Integrada*, 7(2), p.83 – 95;

GOMES, N. & GARCIA, J. (2002) – Beach/ Dune morphology survey errors in aeolian sand transport monitoring. *Publicações da Associação Portuguesa de Geomorfólogos*. Vol. I, p.121 – 126;

GOMES, N; WEINHOLTZ, M. & PAULA, M. (1971) – Dados dos registos da direcção da ondulação marítima em postos ao longo da costa metropolitana. *SIDAM71 – Simpósio sobre dados da agitação marítima*, LNEC, II – 6, 21p.;

GUILLÉN, J. & HOEKSTRA, P. (1996) – The “equilibrium” distribution of grain size fractions and its implications for cross-shore sediment transport: a conceptual model. *Marine Geology*, 135, p.15–33;

GUILLÉN, J. & HOEKSTRA, P. (1997) – Sediment distribution in the near-shore zone: grain size fractions in response to shoreface nourishment (Island Terschelling, the Netherlands). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 45, p.639 – 652;

GUZA, R. & INMAN, D. (1975) – Edge waves and beach cusps, *Journal of Geophysical Research*, 80(21), p.2997 – 3012;

HANDS, E. (1980) – Prediction of shore retreat and nearshore profile adjustments to rising water levels on the great lakes. *U. S. Army Coastal Engineering Research Center Technical Paper*, TP80-7, 199p.;

HANDS, E. (1983) – The Great Lakes as a test model for profile responses to sea level changes. in Komar, P. (ed.) - *Handbook of coastal processes and erosion*. Boca Raton, USA, p.167 – 189;

HENRIQUES, M. (1996) – *A faixa litoral entre a Nazaré e Peniche. Unidades geomorfológicas e dinâmica actual dos sistemas litorais*. Dissertação de Doutoramento. Universidade de Évora, 575p.;

HENRIQUES, R. (2004) – SEDMAC/SEDPC: An application to support particle size analysis of unconsolidated sediments. *Abstracts of the 32nd International Geological Congress*, Vol., p. 726;

HOFFMANN, G. (1989) – Estratigrafia Holocénica da linha de costa nos vales dos rios Sizandro (Portugal) e Guadiana (Portugal e Espanha). *Geolis*, Vol. III, Fasc. 1 e 2, p.137 – 143;

HORN, D. & WALTON, S. (2007) - Spatial and temporal variations of sediment size on a mixed sand and gravel beach. *Sedimentary Geology*, 202, p.509 – 528;

HOUGHTON, J.; DING, Y.; GRIGGS, D.; NOGUER, M.; VAN DER LINDEN, P.; DAI, X.; MASKELL, K. & JOHNSON, C. (eds.) (2001) – *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. New York, Cambridge University Press, 881p.;

HSU, T.; HSU, J.; WENG, W.; WANG, S. & OU, S. (2006) – Wave setup and setdown generated by obliquely incident waves. *Coastal Engineering*, 53, p.865 – 877;

HUANG, J.; JACKSON, D. & COOPER, J. (2002) – Morphological monitoring of a high energy beach system using GPS and Total Station techniques, Runkerry, Co. Antrim, Northern Ireland. *Journal of Coastal Research*, SI 36, p.390 – 398;

IGEOE (1998) – *Sistemas de referência*. Instituto Geográfico do Exército, Lisboa, 86p.;

IH/LNEC (1992) – *Inventário de dados de agitação marítima. Medições efectuadas pelo Instituto Hidrográfico. Clima de agitação marítima na costa portuguesa, NATO PO-Waves, Sub-projecto A*. Instituto Hidrográfico / Laboratório Nacional de Engenharia Civil, Rel. 7/92-A, 5p. + anexos;

IPCC (2007) – *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Report of Working Group I of the Intergovernmental Panel on Climate Change, 987p.;

JIMÉNEZ, J.; CIAVOLA, P.; BALOUIN, Y.; ARMAROLI, C.; BOSCOM, E. & GARVAIS, M. (2009) – Geomorphic coastal vulnerability to storms in microtidal fetch-limited environments: application to NW Mediterranean & N Adriatic seas. *Journal of Coastal Research*, SI56, p.1641 – 1645;

KAMPHUIS, J.; DAVIES, M.; NAIRN, R. & SAYAO, O. (1986) – Calculation of littoral sand transport rate. *Coastal Engineering*, 10(1), p. 1 – 21;

KATZ, R.; PARLANGE, M. & NAVEAU, P. (2002) – Statistics of extremes in hydrology. *Advances in Water Resources*, 25, p.1287 – 1304;

KATZ, R.; BRUSH, G. & PARLANGE, M. (2005) – Statistics of extremes: modeling ecological disturbances. *Ecology*, 86 (5), p.1124 – 1134;

KING, C. (1972) – *Beaches and Coasts*. London: Edward Arnold, 448p.;

KING JR., D. (2007) - *Wave and Beach Processes Modeling for Sabine Pass to Galveston Bay, Texas, Shoreline Erosion Feasibility Study*. ERDC/CHL TR-07-6, Coastal and Hydraulics Laboratory, U.S. Army Engineer Research and Development Center, Vicksburg, 164p.;

KOMAR, P. (1998) – *Beach processes and sedimentation* (2nd Edition). Prentice-Hall, New Jersey, 544p.;

KOMAR, P. & INMAN, D. (1970) – Longshore sand transport on beaches. *Journal of Geophysical Research*, 75(30), p.5514 – 5527;

KOMAR, P. & MCDUGAL, W. (1994) – The analysis of exponential beach profiles. *Journal of Coastal Research*, 10, p.59 – 69;

KULKARNI, C.D.; LEVOY, F.; MONFORT O. & MILES, J. (2004) – Morphological variations of a mixed sediment beachface (Teignmouth, UK). *Continental Shelf Research*, 24, p.1203 – 1218;

LARSON, M. & KRAUS, N. (1989) – *Numerical model for simulating storm induced beach change. Report 1: Empirical foundation and model development*. Technical Report CERC-89-9, U.S. Army Corps of Engineers, Vicksburg, U.S.A., 256p.;

LARSON, M. & KRAUS, N. (1998) – *Numerical model for simulating storm induced beach change. Report 5: Representation of nonerrodible(hard) Bottoms*. Technical Report CERC-89-9, U.S. Army Corps of Engineers, Vicksburg, U.S.A., 47p.;

LARSON, M.; KRAUS, N. & BYRNES, M. (1990) – *Numerical model for simulating storm induced beach change. Report 2: Numerical formulation and model tests*. Technical Report CERC-89-9, U.S. Army Corps of Engineers, Vicksburg, U.S.A., 120p.;

LARSON, M. & KRAUS, N. (1994) – Temporal and spatial scales of beach profile change, Duck, North Carolina. *Marine Geology*, 1 – 4, p.75 – 94;

LAUTENSACH, H. (1987) – O mar da plataforma continental e o litoral português. in *Geografia de Portugal. I – A posição geográfica e o território*. O. RIBEIRO, H. LAUTENSACH & S. DAVEAU (eds.), Edições João Sá da Costa, p.37 – 71;

Lozano, I.; Devoy, R.; May, W. & Andersen, U. (2004) – Storminess and vulnerability along the Atlantic Coastlines of Europe: analysis of storm records and of a greenhouse gases induced climate scenario. *Marine Geology*, 210, p.205 – 225;

MANUPPELLA, G.; ANTUNES, M.; PAIS, J.; RAMALHO, M. & REY, J. (1999) – *Notícia explicativa da folha 30-A (Lourinhã) da Carta Geológica de Portugal*. Esc. 1 / 50 000. Serviços Geológicos de Portugal;

MARREIROS, P. (2002) – Aplicação do GPS OTF em levantamentos hidrográficos. *Actas da 3ª Assembleia Luso-Espanhola de Geodesia e Geofísica*. Valência, Tomo I, p.50 – 53;

MASSELINK, G. & HEGGE, B. (1995) – Morphodynamics of Meso- and macrotidal beaches: examples from central Queensland, Australia. *Marine Geology*, 129, p.1 - 23;

MASSELINK, G. & HUGHES, M. (2003) – *Introduction to coastal processes and geomorphology*. Hodder Arnold press, London, 354p.;

MASSELINK, G. & SHORT, A. D. (1993) – The effect of tide range on beach morphodynamics and morphology: a conceptual beach model. *Journal of Coastal Research*, 9, p.785 – 800;

MASSELINK, G. & TURNER, I. (1999) – The effect of tides on beach morphodynamics. in Short, A. (Eds.) – *Handbook of beach and shoreface morphodynamics*. John Wiley & Sons Ltd, U.K., p.204 – 229;

MATIAS, A. (2006) – *Overwash Sedimentary Dynamics in the Ria Formosa Barrier Islands*. Tese de Doutoramento, Universidade do Algarve, 253p.;

MEDINA, R.; LOSADA, M.; LOSADA, I. & VIDAL, C. (1994) – Temporal and spatial relationship between sediment grain size and beach profile. *Marine Geology*, 118, p.195 – 206;

MOREIRA, M. E. (1984) – *Glossário de termos usados em Geomorfologia litoral*. Centro de Estudos Geográficos, Linha de acção de Geografia das Regiões Tropicais, relat. nº 15, Lisboa, 167p.;

NEREM, R.; LEULIETTE, E. & CAZENAVE, A. (2006) – Present-day sea-level change: A review. *Comptes Rendus Geoscience*, 338, p.1077 – 1083;

NEVES, M. (2004) – *Evolução actual dos litorais rochosos da Estremadura norte. Estudo de Geomorfologia*. Tese de Doutoramento. Universidade de Lisboa, 554p.;

NEVES, M. (2006) – *Os sistemas litorais da Estremadura. Classificação e caracterização geomorfológica*. DILIF, relatório nº 4, Centro de Estudos Geograficos, 118p.;

NICOLAU, R. (2002) – *Modelação e mapeamento da distribuição espacial de precipitação. Uma aplicação a Portugal continental*. Tese de doutoramento, Faculdade de Ciências e Tecnologia, Universidade Nova de Lisboa, 356p. + anexos;

NORDSTROM, K. F. (1980) – Cyclic and seasonal beach response: a comparison of Oceanside and bayside beaches. *Physical Geography*, 1, p.177 – 196;

OLIVEIRA, A.; SANTOS, A.; RODRIGUES, A. & VITORINHO, J. (2007) – Sedimentary particle distribution and dynamics on the Nazaré canyon system and adjacent shelf (Portugal). *Marine Geology*, 246, p.105 – 122;

OSBORNE, P.; & GREENWOOD, B. (1993) - Sediment suspension under waves and currents: time scales and vertical structures. *Sedimentology*, 40, p.599 – 622;

ÖZKAN-HALLER, T. & BRUNDIDGE, S. (2007) - Equilibrium beach profile concept for Delaware beaches. *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, Vol. 133, nº 2, p.147 – 160;

PIRES, H. O. & CARVALHO, F. (1996) – *Fundamentos e características do modelo de ondas de terceira geração MAR3G*. Nota técnica, Instituto de Meteorologia, 38p.;

PIRES, H. O.; PESSANHA, L. E. (1982) – *Características direccionais da agitação marítima na região de Sines*. Instituto Nacional de Meteorologia e Geofísica, 12p + fig.;

PIRES, H. O. & PESSANHA, V. E. (1986) – Wave power climate of Portugal. *Proceedings IUTAM Symposium, Hydrodynamics of ocean wave-energy utilization*, p.157 – 167;

PITA, C. & SANTOS, J. (1989) – *Análise dos temporais da costa oeste de Portugal Continental*. Report 1/89-A, Instituto Hidrográfico/LNEC, 29p.;

PONCE, E. (2008) - Coastal Vulnerability to Storms in the Catalan Coast. PhD thesis, Laboratori d' Enginyeria Marítima, Universitat Politècnica de Catalunya, 192p.;

RAMOS, C. (2005) – Os recursos hídricos. in Medeiros, C. A. (Coord.) – *Geografia de Portugal. O ambiente físico*. Círculo de leitores, Lisboa, p.388 – 415;

RAMOS-PEREIRA, A. (1987) – Aspectos da evolução do relevo de Portugal. Litoral entre a serra de Sintra e a praia de S. Julião (Ericeira). *Finisterra*, XXII, nº44, Lisboa, p.423 – 434;

RAMOS-PEREIRA, A. R. (1991) – A margem continental portuguesa. Breve síntese do conhecimento actual. *Finisterra*, XXVI (51), p.149 – 185;

RAMOS-PEREIRA, A. R. (2001) – *O(s) oceano(s) e as suas margens*. Cadernos de educação ambiental. Instituto de Inovação Educacional/Instituto de Promoção Ambiental, 123p.;

RAMOS-PEREIRA, A. R.; TRINDADE J. & NEVES, M. (2006) – The Portuguese littoral setting. in RAMOS-PEREIRA, A. R.; TRINDADE J. (coord.) Portugal: coastal dynamics. Dinâmicas Litorais. Field trip guide A1 - Sixth International Conference on Geomorphology. *Publicações da Associação Portuguesa de Geomorfólogos*, Vol. IV, Lisboa, p.13 – 18 (ISBN: 978-972-636-163-3);

ROELVINK, J. & BROKER, I. (1993) – Cross-shore profile models. *Coastal Engineering*, 21, p.163 – 191;

ROSATI, J.; WISE, R.; KRAUS, N. & LARSON, M. (1993) – *Numerical model for simulating storm induced beach change. Report 3: User's Manual*. Technical Report CERC-93-2, U.S. Army Corps of Engineers, Vicksburg, U.S.A., 64p.;

ROSEN, P. (1978) – A regional test of the Bruun Rule on shoreline erosion. *Marine Geology*, 26, M7-M16;

ROY, P.; COWELL, P.; FERLAND, M. & THOM, B. (1994) – *Wave-dominated coasts*. in Carter, R. & Woodroffe, C. (eds.) Coastal evolution: late Quaternary shoreline morphodynamics. Cambridge University, Cambridge, p.121 – 186;

SÁ-PIRES, C., MORRIS, B., MATIAS, A., & VILA-CONCEJO, A. (2002) – Monitoring program to determine cross-shore changes in beach morphology. *Publicações da Associação Portuguesa de Geomorfólogos*, Vol. I, p.127 – 134;

SCHOONEES, J. & THERON, A. (1995) – Evaluation of 10 cross-shore sediment transport/morphological models. *Coastal Engineering*, 25, p.1 – 41;

SCHWARTZ, M. (1967) – The Bruun rule theory of sea-level rise as a cause of shore erosion. *Journal of Geology*, 75, p.76 – 92;

SEMEDO, A. (2005) – *The North Atlantic Oscillation influence on the wave regime in Portugal: An extreme wave event analysis*. MSc Thesis, Naval Postgraduate School, Monterey, CA, 106p.;

SÉNÉCHAL, N.; BONNETON, P. & DUPUIS, H. (2002) – Field experiment on secondary wave generation on a barred beach and the consequent evolution of energy dissipation on the beach face. *Coastal Engineering*, 46, p.233–247;

SHORT, A. D. (1979) – Three dimensional beach-stage model. *Journal of Geology*, 87, p.553 – 571;

SHORT, A. (Eds.) – *Handbook of beach and shoreface morphodynamics*. John Wiley & Sons Ltd, U.K., 392p.;

SMITH, R. (2001) – *Environmental statistics*. Department of Statistics. University of North California, Ver. 5, 377p.;

SOARES, A. (1999) – *Caracterização do clima de agitação marítima em Portugal continental utilizando os resultados do modelo numérico MAR3G.2*. Nota técnica VAM2 – 2/99, Instituto de Meteorologia, 8p. + anexos;

SOARES, A. (2000) – *Geoestatística para as ciências da terra e do ambiente*. IST Press, Lisboa, 206p.;

STAUBLE, D. K. & BASS, G. P. (1999) – Sediment dynamics and profile interactions of a beach nourishment project. *Coastal sediments '99*, ASCE, Reston, Virginia, p.2566 – 2581;

STOCKDON, H.; HOLMAN, R.; HOWD, P. & SALLENGER JR., A. (2006) – Empirical parameterization of setup, swash, and runup. *Coastal Engineering*, 53, p.573 – 588;

STRAHLER, A. N. (1966) – Tidal cycle of changes on an equilibrium beach. *Journal of Geology*, 74, p.247 – 268;

SUNAMURA, T. (1975) – A study of beach ridge formation in laboratory. *Geographical Review of Japan*, 48, p.761 – 767;

SUNAMURA, T. (1989) – Sandy beach geomorphology elucidated by laboratory modeling. LAKHAN, V. & TRENHAILE, A. (eds.) – *Applications in coastal modeling*. Elsevier, Amsterdam, p.159 – 213;

TABORDA, R. & DIAS, J. A. (1989) – Recent sea level rise in Portugal (based on tide-gauge data). *GAIA*, 1, p.11 – 12;

TABORDA, R. & DIAS, J. A. (1992) – Análise da sobrelevação do mar de origem meteorológica durante os temporais de Fevereiro/Março de 1978 e Dezembro de 1981. *Geonovas*, 1, p.89 – 97;

TAKEDA, I. & SUNAMURA, T. (1982) – Formation and height of berms. *Transactions, Japanese Geomorphological Union*, 3, p.145 – 157;

TEIXEIRA, S. (1990) – *Dinâmica das praias da Península de Setubal (Portugal)*. Tese de Mestrado, Universidade de Lisboa, 189p.;

THIELER, E.; PILKEY JR., O.; YOUNG, R.; BUSH, D. & CHAI, F. (2000) - The Use of Mathematical Models to Predict Beach Behavior for U.S. Coastal Engineering: A Critical Review. *Journal of Coastal Research*, 16, p.48 – 70;

TINH, N. (2006) – *Modelling of coastal overwash. Review and application of state-of-art empirical, numerical and analytical methods*. MSct Thesis, Lund Institute of Technology/Lund University, 72p.;

TRINDADE, J. (2001) – *Evolução geomorfológica do sector terminal da bacia do Rio Alcabrichel (A-dos-Cunhados --- Praia de Porto Novo) – Lourinhã*. Tese de Mestrado, Faculdade de Letras da Universidade de Lisboa, 117p.;

TRINDADE, J.; RAMOS-PEREIRA, A. R.; METROGOS, R. (2006a) – Aquisição de dados sobre a dinâmica de praias em diversas escalas temporais. Exemplos do litoral da Estremadura. *Publicações da Associação Portuguesa de Geomorfólogos*, Vol. III, p. 85 - 91;

TRINDADE, J.; RAMOS-PEREIRA, A.; NEVES, M.; BORGES, B. & PAIXÃO, R. (2006b) – Monitorização da morfodinâmica de praias com DGPS e Estação Total. Comparação de resultados. *Publicações da Associação Portuguesa de Geomorfólogos*, Vol. V, Lisboa, p.293 – 301;

TRINDADE, J. & RAMOS-PEREIRA, A. (2009) – Sediment textural distribution on beach profiles in a rocky coast. (Estremadura – Portugal). *Journal of Coastal Research*, SI 56, p.138 – 142;

USACE (1996) – *NAVSTAR global positioning system surveying*. EM 1110-1-1003. Dep. of the Army, U. S. Army Corps of Engineers, Washington, 113p.;

VAN RIJN, L.; WALSTRA, D.; GRASMEIJER, B.; SUTHERLAND, J.; PAN, S. & SIERRA, J. (2003) - The predictability of cross-shore bed evolution of sandy beaches at the time scale

of storms and seasons using process-based Profile models. *Coastal Engineering*, 47, p. 295 – 327

VAN WEERING, T.; DE STITGER, H.; BOER, W. & HAAS, H. (2002) – Recent sediment accumulation and carbon burial along the NW Iberian margin. *Progress in Oceanography*, 52, p.349 – 371;

VANNEY, J. & MOUGENOT, D. (1981) – La plate-forme continentale du Portugal et les provinces adjacentes: analyse géomorphologique. *Memórias dos Serviços Geológicos de Portugal*, Vol. 28, 145p.;

VANNEY, J. & MOUGENOT, D. (1990) – Un canyon sous-marin du type “gouf”: le Canhão da Nazaré (Portugal). *Oceanologica Acta*, 13, p.13 – 14;

VISHER, G. (1969) – Grain size distributions and depositional processes. *Journal of Sedimentary Petrology*, 39(3), p.1074 – 1106;

VITORINO, J.; OLIVEIRA, A.; JOUANNEAU, J. & DRAGO, T. (2002) – Winter dynamics on the northern Portuguese shelf. Part 1: physical processes. *Progress in Oceanography*, vol. 52, p.129 – 153;

WISE, R.; SMITH, S. & LARSON, M. (1996) – *SBEACH: Numerical model for simulating storm-induced beach change. Report 4: Cross-shore transport under random waves and model validation with SUPERTANK and field data*. Technical Report CERC-89-9, US Army Corps of Engineers, Vicksburg, 260p.;

WOLF, D.; CHALLENGOR, P. & COTTON, P. (2002) – Variability and predictability of the North Atlantic wave climate. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 107, C10, 9.1 – 9.14;

WOODROFFE, C. (2002) – *Coasts. Form, process and evolution*. Cambridge University Press, Cambridge, 623p.;

WOODWORTH, P. (1999) – High waters at Liverpool since 1768: the U.K.’s longest sea level record. *Geophysical Research Letters*, Vol. 26, 11, p.1589 – 1592;

WRIGHT, L. & SHORT, A. (1984) – Morphodynamic variability of surf zones and beaches: a synthesis. *Marine Geology*, 56, p.93-118.

YILMAZ, H. (2007) – The effect of interpolation methods in surface definition: an experimental study. *Earth surface Processes and Landforms*, 32(9), p.1346 – 1361;

ZHENG, J. & DEAN, R. (1997) – Numerical models and intercomparisons of beach profile evolution. *Coastal Engineering*, 30, p.169 – 201.