

## AVALIAÇÃO E QUANTIFICAÇÃO DA INTENSIDADE DA AGITAÇÃO MARÍTIMA NO ARCO CAPARICA-ESPICHEL

*Francisco Sancho <sup>(1)</sup>, João Silva <sup>(2)</sup>, Maria Graça Neves <sup>(1,2)</sup>*

<sup>1</sup> *Laboratório Nacional de Engenharia Civil*

<sup>2</sup> *Faculdade de Ciência e Tecnologia, Universidade Nova de Lisboa*

*fsancho@lnec.pt, dsantosheitor@gmail.com, gneves@lnec.pt*

### RESUMO

Esta comunicação apresenta a análise da variabilidade espacial da agitação marítima local no arco Caparica-Espichel. Para tal, as séries da agitação marítima local a uma profundidade próxima da profundidade de fecho são obtidas por meio de modelação numérica, utilizando o modelo SWAN, alimentado com uma série de 65 anos de dados provenientes de simulações do modelo WW3, obtidos em águas profundas por Dodet et al. (2010), no período de janeiro de 1948 a dezembro de 2012. Para as simulações, foi preparado um modelo digital de terreno utilizando os modelos batimétricos públicos disponibilizados pelo Instituto Hidrográfico, conjugando a modelo batimétrico Liz – Cabo Espichel (com espaçamento de 250 m) com o modelo batimétrico Costa da Caparica – Cabo Espichel (com espaçamento de 100 m). Os resultados das simulações foram confrontados com dados obtidos na boia-ondógrafo à entrada do canal da barra do Porto de Lisboa, obtendo-se boa concordância. Com base nestas séries foram calculados diversos parâmetros representativos da agitação marítima local e analisada a respetiva distribuição espacial ao longo do trecho. Conclui-se que a direção média global induz uma tendência de transporte longilitoral maioritariamente dirigida para sul, em todo o trecho arenoso deste arco litoral.

### 1 – INTRODUÇÃO

Escassos estudos têm abordado com profundidade a agitação marítima no litoral Oeste da Península de Setúbal, também conhecido como o arco Caparica – Espichel, apesar do valor paisagístico, social e económico desta região. Com efeito, vários autores (e.g., Ferreira, 1999, 2006; Veloso Gomes e T. Pinto, 2004; Silva *et al.*, 2017) têm analisado a vulnerabilidade e risco costeiros neste litoral, à erosão e inundação, em particular no seu extremo norte, onde se situam as praias da Costa da Caparica. No entanto, poucos são os estudos que se debruçaram sobre a variabilidade espacial e temporal da agitação marítima em todo este arco litoral, como agente dos perigos de erosão e inundação costeiras.

Em um dos raros exemplos de estudos de agitação marítima na região, Ferreira (1999) compara resultados de modelação da agitação marítima em diferentes locais do arco litoral, obtidos à profundidade de 9m, durante aproximadamente um mês no período de inverno marítimo (Figura 1). Este resultado mostra uma diferença entre 10 a 15% entre a agitação marítima em frente à Costa da Caparica e aquela em frente ao cabo Espichel, com maior intensidade.

Relativamente ao transporte sedimentar e à evolução morfológica (à escala secular) deste arco litoral, Dias (1987) indica que a refração e difração da ondulação dominante nas grandes saliências extremadas pelos cabos Raso (a norte) e Espichel (a sul) é responsável pelo transporte de sedimentos longilitoral de Sul para Norte. Indica ainda que a ondulação proveniente de SW, frequentemente sob forma de tempestades, provoca igual sentido na deriva e, em consequência do referido transporte litoral para Norte, constituíram-se cordões arenosos extensos, correspondentes à Costa da Caparica - Bico da Areia.

Esta teoria (que é na verdade uma hipótese a validar) é igualmente defendida por Taborda e Andrade (2014), que apresentam o esquema do balaço sedimentar na célula litoral entre a praia do Guincho (a norte do Cabo Raso) e o Cabo Espichel indicado na Figura 2. Nesta figura o transporte longilitoral é dirigido de sul para norte em todo o trecho.

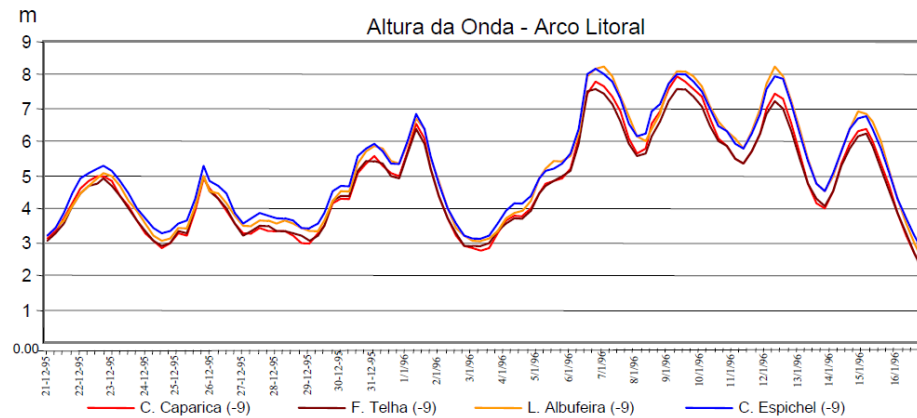


Figura 1 – Variação da altura de onda estimada à profundidade de 9m, entre 21/12/1995 e 16/01/1996 (retirado de Ferreira, 1999).

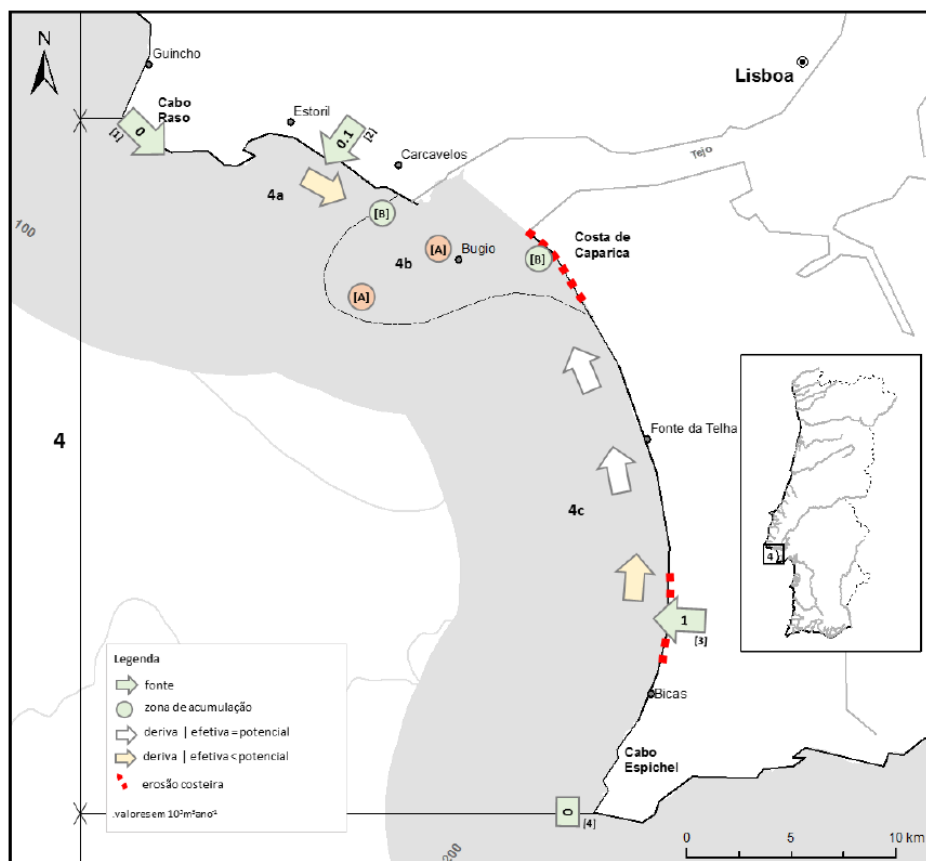


Figura 2 – Balanço sedimentar no arco litoral Oeste da Península de Setúbal na situação atual (retirado de Taborda e Andrade, 2014).

Por outro lado, em CEHIDRO (1999) refere-se que o fenómeno da refração em torno do Cabo Raso faz com que haja transporte litoral de sedimentos de sul para norte deste o Bico da Areia (na extremidade setentrional) até “certo ponto” do arco costeiro. A partir deste ponto, o efeito da refração já não se fará sentir e o sentido do transporte será predominantemente de norte para sul. A mesma hipótese é defendida por Teixeira (1990), que estimou, devido à refração de ondas, a existência de um ponto de inversão do sentido do transporte médio sedimentar imediatamente a sul da Costa da Caparica.

Dodet (2013) calculou o transporte longitudinal potencial num transepto transversal à costa, em frente à Lagoa de Albufeira, a partir de uma série de 65 anos de dados de agitação marítima resultantes de uma retro-simulação (*hindcast*) e a aplicação de uma conhecida fórmula de cálculo do transporte longitudinal total (Kamphuis, 1991). Os seus resultados resultaram numa estimativa do balanço do transporte longitudinal médio dirigido para sul, da ordem de 220 000 m<sup>3</sup>/ano, corroborando assim a segunda hipótese acima colocada. No entanto, o mesmo autor mostra que existe grande assimetria sazonal do transporte total, com predominância para norte principalmente no inverno marítimo, mais breve mas mais intenso, e com menor intensidade mas maior duração no restante período do ano, dirigido para sul (cerca de 80% do tempo), acabando por dominar este no balanço anual.

Como adiante se indica, na última década ocorreram várias operações de alimentação artificial nas praias da Costa da Caparica. Refira-se, a esse propósito, algumas das conclusões do Grupo de Trabalho do Litoral (GTS, 2016), constituído com o objetivo de “desenvolver uma reflexão aprofundada sobre as zonas costeiras, ...”. Segundo os seus autores, “as intervenções de alimentação artificial de elevada magnitude [na Costa da Caparica] devem ser apoiadas em estudos de modelação numérica da evolução da linha de costa, e outros, que permitam quantificar os fenómenos costeiros e orientar as ações a desenvolver, atualizando os cenários explorados no âmbito do GTL”.

Pretende-se, assim, neste trabalho contribuir para a discussão das hipóteses acima colocadas, isto é, sobre a existência ou não de um ponto no arco litoral oeste da Península de Setúbal a partir do qual, para norte, o transporte litoral se fará predominantemente nesse sentido, e para sul no sentido oposto. Esse ponto, a existir, seria assim um ponto de divergência do transporte longilitoral.

Esta temática é abordada através da modelação da agitação marítima ao longo do trecho litoral em consideração, cuja metodologia é descrita na secção terceira deste artigo. Na segunda secção deste artigo complementa-se ainda a apresentação do caso de estudo, já iniciada na presente secção. No final, apresentam-se as principais conclusões e questões em aberto.

## **2 – CASO DE ESTUDO: ARCO LITORAL CAPARICA - ESPICHEL**

Tal como já indicado na secção anterior, o litoral em apreço neste estudo é o do arco Caparica – Espichel (Figura 2).

Do ponto de vista geomorfológico, segundo Dias (1987), a plataforma continental situada entre o cabo Raso e o canhão submarino de Setúbal apresenta características substancialmente diferentes das da restante plataforma continental portuguesa. Trata-se de plataforma estreita que se estende, em média, até cerca dos 180m de profundidade. A largura máxima da plataforma atinge mais de 30 Km ortogonalmente à costa, na Caparica, sendo a largura mínima de menos de 3 Km junto ao Cabo Espichel. Esta região é dominada por três pares de acidentes geomorfológicos de grande importância: as penínsulas de Lisboa e de Setúbal, extremadas respetivamente pelos cabos Raso e Espichel; os estuários dos rios Tejo e Sado; e os canhões submarinos de Cascais e de Setúbal. O canhão de Lisboa, que penetra profundamente na plataforma continental (18Km), dispõe-se paralelamente à costa a uma distância de cerca de 5Km, constituindo o principal afluente do canhão de Setúbal, mais a Sul.

Em terra, todo o litoral da fachada ocidental da Península de Setúbal é dominado por uma arriba, ora relativamente próxima, ora mais afastada do mar (Sousa, 2010). Esta arriba é denominada fóssil, essencialmente, nos primeiros dois terços do arco litoral referido, uma vez que já não se encontra em contacto direto com o oceano, não sofrendo consequentemente erosão marinha. A

arriba ativa é observada, particularmente, a Sul da Praia das Bicas. Sousa (2010) reporta ainda que a Praia do Meco regista uma taxa de recuo da arriba com cerca de 1m/ano (segundo Sobreira e Marques, 1994). No segmento norte, que vai da Cova do Vapor até um pouco a sul da lagoa de Albufeira, a arriba é fóssil e não é solicitada diretamente pelas ondas do mar. O tipo litológico das arribas no segmento sul do trecho é diferente, sendo aqui as arribas cortadas em alternâncias de calcários e margas (CEHIDRO, 1999).

A sul do Tejo, o litoral adota uma configuração arqueada, sugerindo uma geometria de equilíbrio, formando uma costa arenosa e contínua desde a Costa da Caparica até à praia das Bicas. A sul da praia das Bicas desenvolve-se em rochas de natureza carbonatada constituindo um litoral em arriba viva, ocasionalmente interrompido por reentrâncias ocupadas por pequenas praias encaixadas de areia ou cascalho (GTL, 2014). O troço arenoso a norte da Costa da Caparica encontra-se num processo erosivo, iniciado no segundo quartel do século XX. Efetivamente, ainda segundo GTL (2014), desde os anos 40 desse século, o banco do Bugio e canal da barra foram objeto de extrações e dragagens com uma magnitude total desconhecida, mas provavelmente da ordem de vários milhões de metros cúbicos. Este enorme défice sedimentar não foi compensado pelo sedimento que, por deriva litoral, continua a afluir a Costa da Caparica de sul. Assim, a redistribuição sedimentar, que ocorre continuamente na foz do rio Tejo, propagou este défice sedimentar a toda a célula e originou o comportamento regressivo que atualmente se observa nas praias adjacentes à Costa da Caparica.

Segundo Lira *et al.* (2016), a regressão no setor norte da Costa da Caparica, entre 1958 e 2010, atingiu um máximo local (espacial) de  $-4.57 \pm 0.2$  m/ano, enquanto que para sul desta cidade, e em particular a sul da Fonte da Telha, o sector arenoso apresentou uma tendência de acumulação, com um máximo de  $1.20 \pm 0.2$  m/ano no Meco. Na praia de S. João da Caparica, Pinto *et al.* (2015) reportam um recuo de aproximadamente 200 m entre 1958 e 2007, correspondendo a uma taxa de recuo de  $-4.0$  m/ano. No todo, a célula litoral, desde o seu extremo norte até ao sul, apresentou uma muito reduzida tendência erosiva, à taxa de  $-0.04 \pm 0.03$  m/ano (Lira *et al.*, 2016).

Em resposta ao processo erosivo que se iniciou no segundo quartel do séc. XX no litoral da Costa da Caparica (para uma descrição mais completa da evolução deste trecho, vide Pinto *et al.*, 2007), foram construídos a partir de finais da década de 1960 um conjunto de estruturas costeiras (esporões e defesas frontais), para proteção da frente urbana, que limitaram o recuo da linha de costa, fixando-a nalguns setores. Estas obras tiveram sucesso durante praticamente 30 anos, sendo que esporadicamente, e quando a agitação marítima era mais forte, ocorriam galgamentos por parte do mar (Veloso-Gomes *et al.*, 2006b). Com a degradação natural destas estruturas, foi necessário intervir de emergência no primeiro quinquénio da década de 2000, a que se seguiram um conjunto de intervenções mais estruturantes, com a reconstrução e reperfilamento do campo de esporões e da defesa aderente (entre 2004 e 2006) e a execução de operações de alimentação artificial (entre 2007 e 2014), no total de  $3.5 \times 10^6$  m<sup>3</sup>.

A sul destas estruturas as praias tornam-se mais extensas, com formas geralmente bem definidas, limitadas superiormente por corpos dunares. As praias deste troço costeiro são constituídas por areias finas a médias e apresentam uma morfodinâmica geral intermédia a dissipativa (Ribeiro, 2011).

Relativamente ao clima de agitação, este é caracterizado por uma altura de onda significativa que varia entre 0,5 m e 2,5 m, com períodos médios de onda a oscilar entre os 5 e os 15 s, com uma direção predominante entre WSW e WNW (Veloso-Gomes *et al.*, 2006). Estes autores indicam ainda que o setor costeiro fica bastante exposto a tempestades com rumo de SW e durante períodos de tempestade a altura significativa da onda pode ultrapassar os 5 m.

As marés astronómicas são do tipo semidiurno, com preia-mar de águas vivas máxima no marégrafo de Cascais de 3,83 m e a baixa-mar de águas vivas de 0,27 m. As marés meteorológicas, por ocorrência de baixas pressões e persistência de ventos e agitação, poderão atingir 0,5 m (Veloso-Gomes *et al.*, 2006).

Na zona de rebentação num transepto em frente à Lagoa de Albufeira, Dodet (2013) mostra que a variação temporal da agitação marítima tem um claro comportamento sazonal (verão *versus* inverno marítimo) (Figura 3). No inverno as alturas de onda são mais intensas, os períodos de

onda maiores e a direção (ou rumo) de onda mais rodada para sul que a média anual. Considerando que a orientação média da linha de costa é perpendicular a  $272^\circ$ , que a média da direção de onda é igual a  $275^\circ$ , e que a maior parte do tempo (80%) a direção de onda é superior a  $272^\circ$ , entende-se o resultado obtido para a estimativa do transporte médio anual ser dirigido para sul, nesse local.

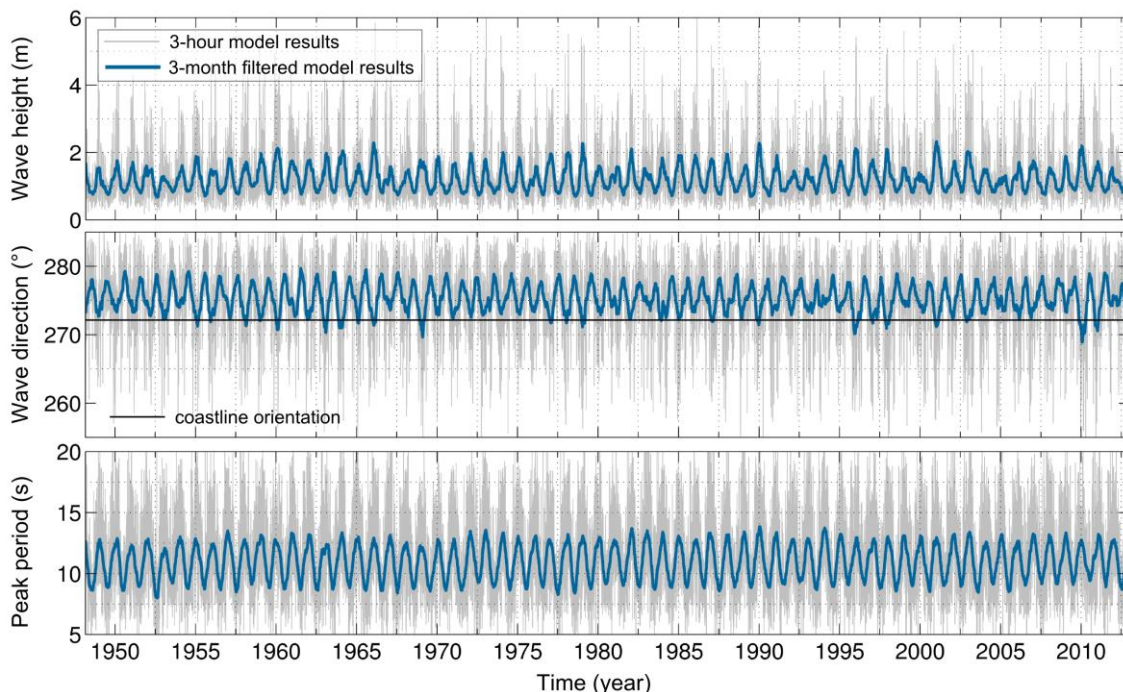


Figura 3 – Série temporal de 65 anos da altura significativa de onda (painel superior), direção média de onda (painel intermédio) e período de pico (painel inferior) no ponto de rebentação das ondas em frente à lagoa de Albufeira (retirado de Dodet, 2013).

### 3 – METODOLOGIA

#### 3.1 – PROPAGAÇÃO DA AGITAÇÃO MARÍTIMA

Neste trabalho recorreu-se ao modelo SWAN (Booij *et al.*, 1999), versão 41.10, para propagar as condições de agitação marítima do largo para a costa. Genericamente, este modelo considera os processos físicos de refração, empolamento devido a variações da profundidade, correntes, geração e crescimento da agitação marítima por ação do vento, rebentação por influência do fundo e por excesso de declividade da onda (fenómeno de *whitecapping*), dissipação de energia devido ao atrito no fundo, difração em torno de obstáculos e reflexão devido a correntes opostas à agitação.

No presente estudo, este modelo foi corrido em modo não estacionário, tendo como entrada de dados uma série temporal, com dados espaçados a cada 6 hr, de valores de altura significativa da onda,  $H_s$ , período médio de onda,  $T_m$ , direção média espectral da onda (definida em relação ao norte cartográfico) associada ao período de pico,  $Dir$ , e espalhamento direcional da onda,  $Spr$ , isto é, o desvio padrão da largura do espectro direcional para a frequência de pico. O domínio de cálculo considerado é o representado na Figura 4, com espaçamento uniforme de 200 m e comprimentos, na direção E-W, de 40 km e, na direção N-S, de 39 km.

Nas fronteiras marítimas, foi imposta a série de agitação marítima resultante do trabalho de Dodet *et al.* (2010) e Dodet (2013). Note-se que estes autores procederam a uma validação rigorosa do modelo utilizado, obtendo resultados bastantes próximos dos medidos. Mais especificamente, foi imposta a série de resultados de retro-simulação de 1948/01/01 a 2012/12/31 (compreendendo 65 anos), obtidos no ponto de coordenadas  $9.55^\circ W$  e  $38.6^\circ N$  (em frente à Costa



da Caparica), à profundidade de 122 m. Este período de tempo é suficientemente amplo e adequado para realizar o estudo presente. Por facilidade de organização das simulações, o período total (65 anos) foi seccionado preferencialmente em décadas, dando origem a várias corridas do modelo independentes e simultâneas para períodos distintos.

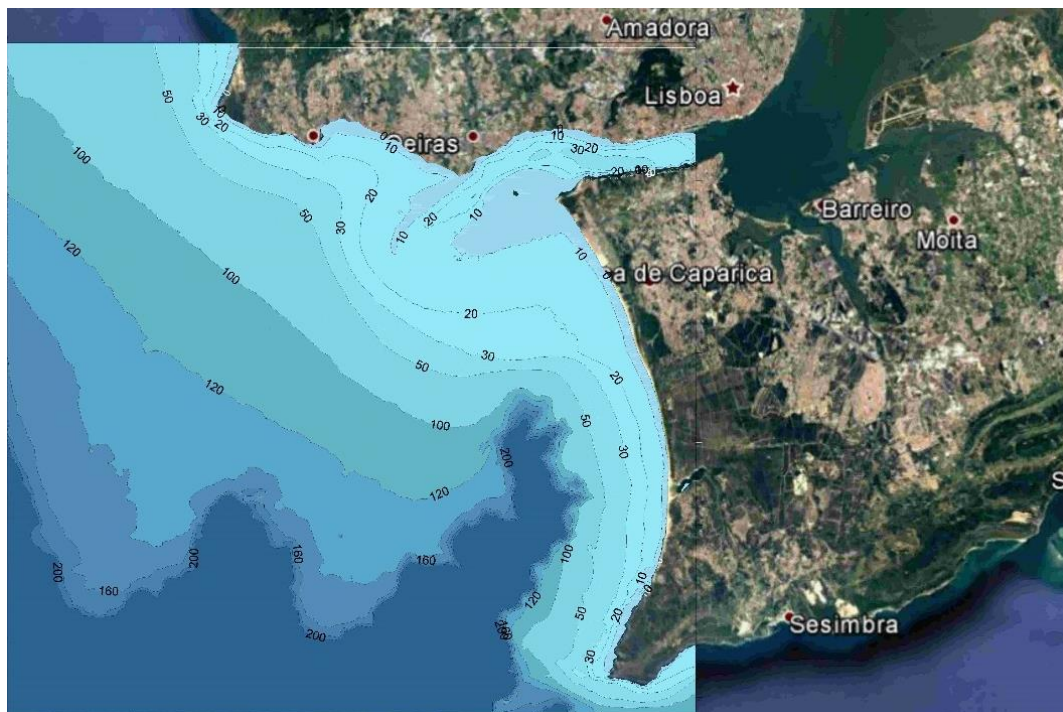


Figura 4 – Trecho costeiro objeto de estudo, com identificação do domínio de cálculo do modelo SWAN e batimetria subjacente.

Devido ao modo de simulação utilizado (em regime não estacionário), o modelo foi forçado uniformemente nas três fronteiras marítimas com as condições de agitação marítima estabelecidas naquele ponto ao largo. Embora se reconheça que tal não é inteiramente correto, foram efetuados diversos testes com diferentes domínios de cálculo, garantindo que no domínio final escolhido os resultados obtidos no litoral próximo do arco Caparica – Espichel não sofriam influência da imposição errada de condições de fronteira uniformes em todo o domínio marítimo. Efetivamente, sendo a maioria das ondas provenientes de SW a N, e batimetria a representada na Figura 4, compreende-se a validade da opção tomada para as condições de fronteira, simplificando e acelerando as simulações.

A batimetria do modelo resulta da conjugação dos modelos batimétricos “Rio Lis ao Cabo Espichel” e da “Costa da Caparica”, ambos disponibilizados através do portal do Instituto Hidrográfico “<http://www.hidrografico.pt/download-gratuito.php>”. O primeiro modelo tem uma resolução de 250 m, enquanto no segundo esta é de 100 m. A cobertura total das zonas foi levantada com recurso ao sistema multifeixe (SMF) e de feixe simples (FS), os levantamentos foram realizados entre os anos de 1967 e de 2011. Ambos os modelos batimétricos estão representados no sistema coordenado PTM06/ETRS89 e referidos ao zero hidrográfico. Para a junção dos dois modelos batimétricos, com diferentes resoluções, retiraram-se os pontos do modelo “Rio Lis ao Cabo Espichel” que estavam incluídos no modelo “Costa da Caparica”, tendo os mesmos sido substituídos por estes últimos.

Ao modelo batimétrico foi acrescentado o modelo topográfico europeu (Digital Elevation Model EU-DEM, <https://www.eea.europa.eu/data-and-maps/data/eu-dem#tab-european-data>), reprojetoado no mesmo sistema de coordenadas que o modelo batimétrico, com resolução horizontal de 25 m. Tal foi necessário para definir um modelo topo-batimétrico, referido ao nível médio de

\* Produced using Copernicus data and information funded by the European Union - EU-DEM layers.

água, assumido como igual ao Nível Médio Adotado (em 1938 em Cascais), por sua vez igual a 2.0 m acima do Zero Hidrográfico.

Utilizaram-se no modelo os seguintes parâmetros de cálculo (SWAN, 2016): profundidade mínima, 0.2 m; discretização espectral angular de 10° e discretização em frequência com 24 divisões entre 0.04 e 0.4 Hz; interação entre ondas ativa segundo o modelo de 3ª geração com modelo de *whitecapping* tipo WESTHuysen; ativação da rebentação de ondas por redução da profundidade, do atrito no fundo e da sobrelevação do nível do mar gerada pelas ondas (*wave setup*). Desativou-se no modelo a opção de cálculo de interações entre ondas não-lineares quadruplas; efetuaram-se testes com esta opção ativa, tendo-se obtido resultados iguais àqueles sem a mesma, permitindo assim reduzir o tempo de cálculo desativando-a.

Relativamente ao fenómeno da difração, admitiu-se a hipótese que este fenómeno poderia ser importante para condições de agitação provenientes do quadrante norte, podendo ocorrer a difração de ondas em torno do Cabo Raso, possivelmente criando uma zona de sombra (de difração) abrangendo o trecho norte do arco Caparica – Espichel. Num primeiro conjunto de testes, com a mesma malha e domínio de cálculo, e para a simulação do período de um mês com ondas provenientes do quadrante norte, não se observaram diferenças nos resultados dos parâmetros da agitação marítima (altura significativa,  $H_s$ , período médio,  $T_m$  e direção média,  $\theta$ ). Efetuou-se em seguida nova simulação com a ativação da difração no modelo, mas sobre uma malha de cálculo com muito menor resolução (com espaçamento igual a 30 m), dado que de acordo com as condições de aplicação do modelo (SWAN, 2016) a difração exige a definição de uma malha com espaçamento igual a 1/5 a 1/10 do comprimento de onda dominante. Os resultados da comparação entre diferentes simulações para um período de 20 dias (entre 1948/01/02 e 1948/01/21), com e sem difração, estão representados na Figura 5. Nas localizações de P3, P8 e P9, eventualmente mais sensíveis à difração, obteve-se uma grande semelhança dos parâmetros da agitação marítima, em ambas as simulações, mesmo para um conjunto de ondas provenientes do quadrante NW ( $\theta \approx 315^\circ$ ). Estes resultados permitiram concluir que nesta região o fenómeno da difração em torno do Cabo Raso, utilizando o modelo SWAN, não afeta a agitação marítima no arco Caparica-Espichel, permitindo efetuar as simulações com este fenómeno desativado (acelerando assim o tempo de corrida do modelo).

Dada a reduzida área do domínio de cálculo e as condições de fronteira da agitação marítima no modelo, optou-se por não considerar a ação do vento no cálculo da agitação marítima local. Realizaram-se todos os cálculos para o nível médio de água, eliminando assim o efeito do nível de maré nos cálculos. Estima-se que para o presente propósito, de análise da variabilidade espacial (e temporal) da agitação marítima à profundidade de 14 m, esta simplificação não tenha influência expressiva nos resultados.

### 3.2 – PARÂMETROS DE CÁLCULO E ORIENTAÇÃO DA LINHA DE COSTA

Numa primeira fase, a que se reporta este artigo, os resultados do modelo SWAN foram extraídos para todos os instantes de cálculo em 45 localizações (a vermelho na Figura 5), próximas da batimétrica 14 m (referido ao nível médio), distribuídos aproximadamente uniformemente ao longo do trecho considerado, com um espaçamento de 600 a 700 m entre pontos consecutivos<sup>†</sup>.

A escolha da batimétrica 14 m resulta de esta ser aproximadamente a profundidade de fecho, de acordo com a expressão de Hallermeier (1978):

$$d_c = 2.28H_e - 68.5 \frac{H_e^2}{gT_e^2}$$

em que  $d_c$  é a profundidade de fecho,  $H_e$  a altura significativa de onda sem rebentação que é excedida somente 12hr por ano em média,  $T_e$  é o período de onda associado a  $H_e$  e  $g$  é aceleração gravítica. Utilizando os resultados da série de *hindcast* de Dodet (2013), para o ponto ao largo à profundidade de 122 m acima identificado, obtém-se  $H_e=6.93$  m e  $T_e=13.0$  s,

---

<sup>†</sup> Foram igualmente extraídos resultados do modelo em 36 localizações mais próximas da costa, à profundidade de 5 m, cuja análise não se apresenta aqui.

resultando em  $d_c=13.8$  m. O uso de outras expressões alternativas para o cálculo de  $d_c$  resultou em valores similares, tendo-se consequentemente adotado  $d_c=14$  m.

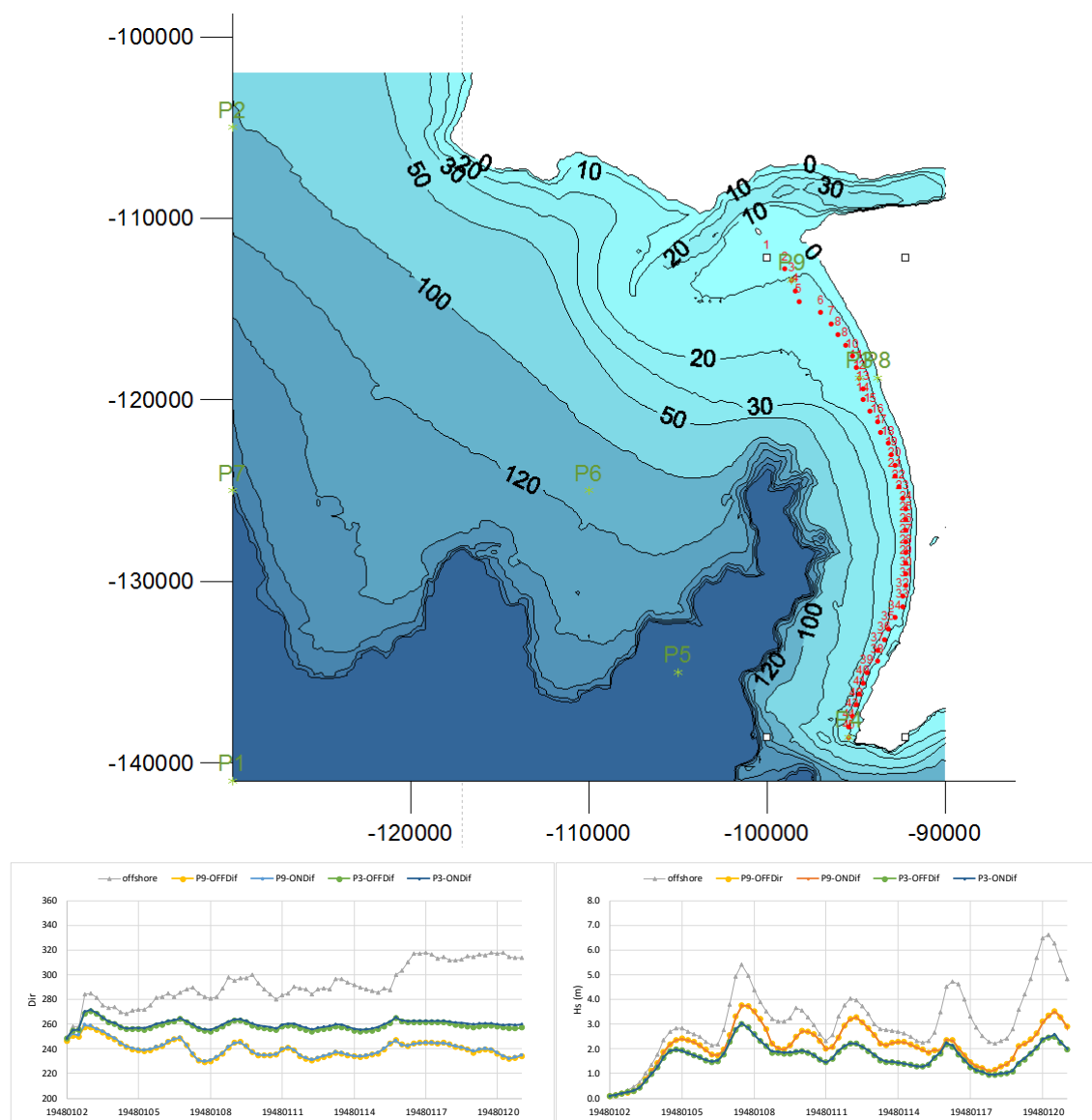


Figura 5 – Localização de pontos de controle e na batimétrica 14 m (topo); e série de resultados de agitação marítima nos pontos P3 e P9: direção média (à esquerda) e altura significativa (à direita).

Nas simulações, e para cada localização, extraíram-se séries temporais hexa-horárias dos seguintes parâmetros: altura significativa,  $H_s$ ; período médio obtido pela razão inversa dos momentos espectrais de ordem 1 e ordem 0,  $T_m$  (TM01 no modelo); direção (ou rumo, referido ao norte no sentido horário) média,  $\theta$ ; largura espectral angular,  $D_{spr}$ ; período médio obtido pela razão inversa dos momentos espectrais de ordem 2 e ordem 0,  $T_{m02}$  (TM02 no modelo); período médio obtido pela razão inversa dos momentos espectrais de ordem -1 e ordem 0,  $T_{m-10}$  (TMM10 no modelo); direção do transporte de energia (TDIR no modelo); período de pico suavizado (TPS no modelo); comprimento de onda; componentes vetoriais (no sistema cartesiano x,y) do fluxo de energia em  $W/m$  (TRANSP no modelo); componentes vetoriais (no sistema cartesiano x,y) do gradiente das tensões de radiação que representam as forças induzidas pelas ondas por unidade de área em  $N/m^2$  (FORCE no modelo); dissipação de energia por unidade de tempo em  $W/m^2$  (DISSIP no modelo); fração de ondas rebentadas em percentagem (QB no modelo); a medida



de largura espectral ou de estreitamento do espectro em frequência (QP no modelo); a propagação de energia por unidade de tempo em  $m^2/s$  (PROPAGAT no modelo).

Neste trabalho apresenta-se uma análise estatística preliminar dos resultados obtidos para  $H_s$ ,  $T_{m02}$  e  $\theta$ . A análise conduzida recorre à determinação de médias, máximos, mínimos e desvios padrão das séries totais e das séries sazonais de verão e inverno marítimos. Para estas últimas considera-se inverno marítimo os meses de outubro a março, e verão marítimo os meses de abril a setembro. Para a análise da variação temporal de alguns destes parâmetros, e por razões de simplicidade e apresentação de cálculo, os meses do inverno marítimo correspondem aos meses do mesmo ano civil e não ao período sequencial de outubro de determinado ano até março do ano seguinte.

Relativamente à linha de costa, determinou-se a direção perpendicular à mesma (definida em relação ao Norte), passando por cada um dos 45 pontos à profundidade aproximada de 14 m (vide exemplo na Figura 6). Tal tornou possível associar a cada um destes pontos uma perpendicular à costa e assim referenciar o rumo da agitação marítima,  $\theta$ , relativamente a este alinhamento, resultando numa nova definição da direção da agitação marítima,  $\gamma$ . Para ondas cujo ângulo com a perpendicular à costa seja positivo ( $\gamma > 0$ ), o transporte sedimentar resultará dirigido para sul. Portanto, nos locais cujo  $\gamma$  médio ou dominante seja superior a zero, o transporte será em média ou predominantemente dirigido para sul.

Por fim, saliente-se que a linha de costa representada na Figura 6 foi suavizada em relação à linha estabelecida pela batimétrica zero metros (ao nível médio). Apesar disso, obteve-se ainda alguma variação brusca da direção perpendicular à linha de costa, como se evidencia na Figura 7. De norte para sul (sentido crescente da numeração dos pontos), observa-se um aumento gradual desta direção, desde valores da ordem de  $50-60^\circ$  (linha costa virada face a SW-W) até valores máximos da ordem de  $120-130^\circ$  (linha costa virada face a W-NW).

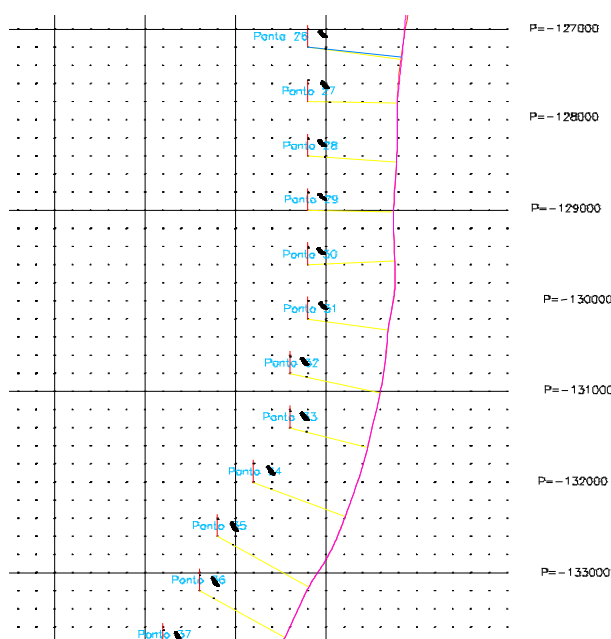


Figura 6 – Exemplo de pontos à profundidade de 14 m e segmentos de reta (a amarelo) perpendiculares à linha de costa (a lilás) passando por cada um deles.

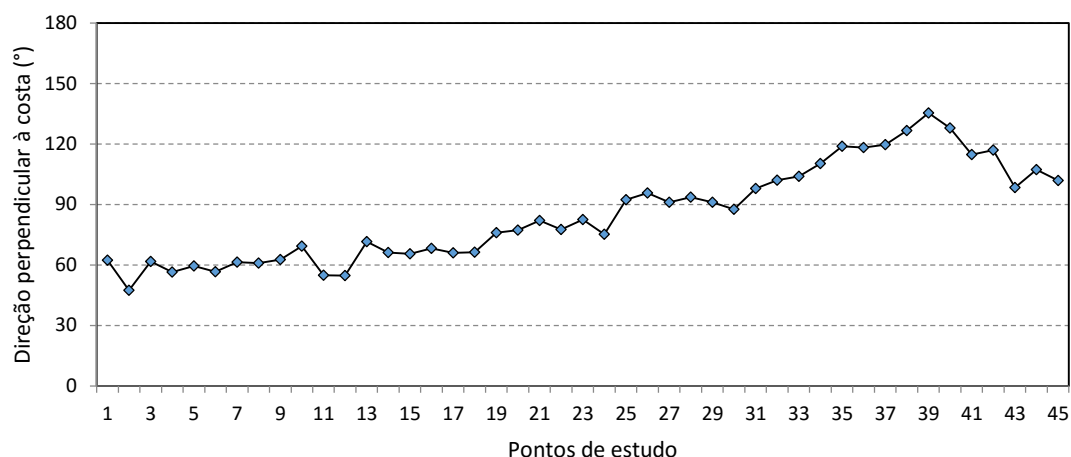


Figura 7 – Direção perpendicular à costa associada a cada ponto ao longo da linha de costa, numerados de Norte para Sul

## 4 – RESULTADOS

### 4.1 – VERIFICAÇÃO DO MODELO: COMPARAÇÃO COM MEDIÇÕES *IN SITU*

Numa primeira fase do trabalho, procedeu-se à verificação e validação da metodologia, recorrendo à comparação dos resultados das simulações com resultados de medições na boia-ondógrafo do Porto de Lisboa, no ponto de coordenadas 38°37'33.6"N e 9°23'16.8"W. Esta boia situa-se à entrada do canal de navegação, à profundidade aproximada de 24 m (ao nível médio).

A Figura 8 mostra os resultados da comparação efetuada, usando somente dados do ano 2012. Obteve-se maioritariamente uma boa concordância para a altura significativa de onda ( $r^2=0.73$ ), (sub-figura a), e maior discrepância para a direção ( $r^2=0.20$ ) e período médio de onda ( $r^2=0.43$ ) (sub-figuras b e c), apesar de poder observar um grande conjunto de resultados para a direção em torno da reta de igualdade. Relativamente à direção, observa-se que foram observadas direções inferiores a 250° com muito maior frequência na série de medições que na série da simulação; em particular, não existem ondas simuladas com  $\theta < 225^\circ$ , enquanto existem vários valores medidos nessa gama – verificou-se que estas ocorrências foram maioritariamente em casos com períodos médios mais pequenos (que a média global), ou seja, eventualmente associadas a condições de agitação marítima locais.

Por outro lado, a Figura 8d permite concluir que o período médio na fronteira de entrada do modelo (“ao largo”) já é notoriamente inferior ao valor medido, sendo essa a causa maioritária da baixa correlação obtida (para  $T_m$  na posição da boia).

No Quadro 1 apresentam-se o viés e o erro quadrático médio entre valores observados e os simulados na localização da boia, para quatro parâmetros. Estes valores são da mesma ordem de grandeza que os obtidos por outros autores para a mesma localização com modelos de retro-simulação e previsão (e.g., Rusu *et al.*, 2010; Fortunato *et al.*, 2014, 2017), dando por isso confiança à utilização da simulação para o propósito do presente trabalho. Em particular, é relevante que o viés da direção da agitação marítima tenha resultado relativamente pequeno ( $-3.7^\circ$ ) tendo em atenção a discretização angular utilizada no modelo ( $10^\circ$ ), não havendo assim uma significativa variação sistemática entre valores medidos e os simulados para esta variável, fundamental para a direção do transporte sedimentar.

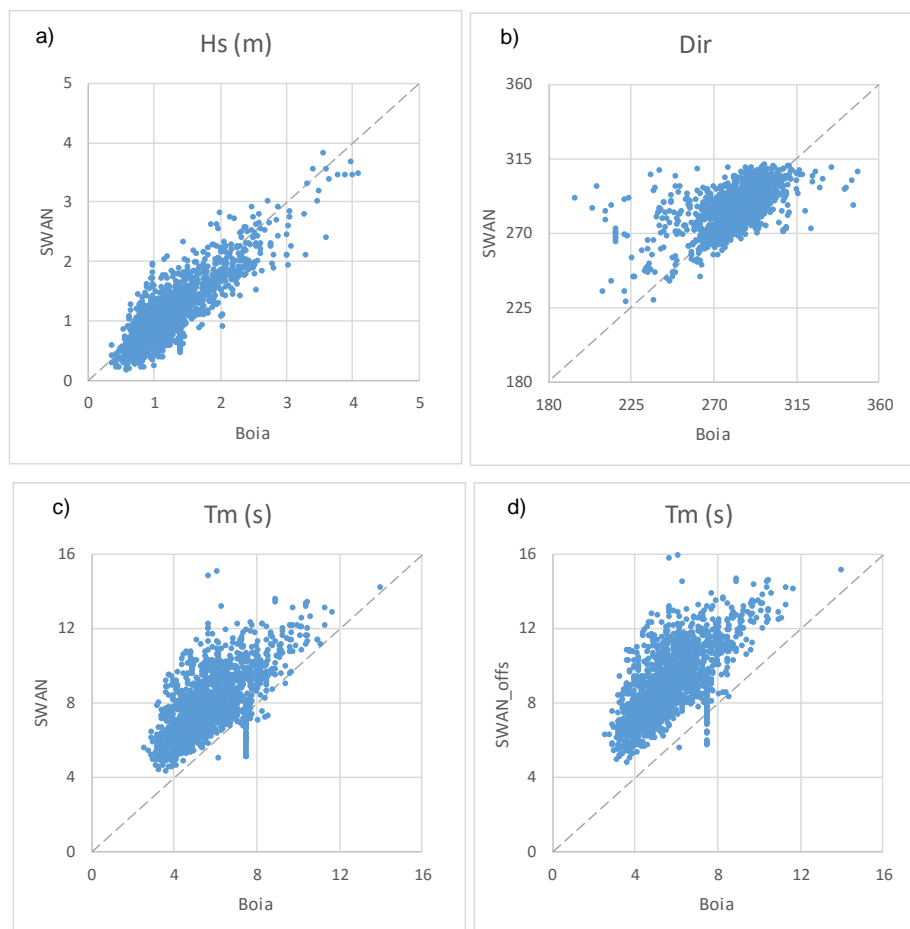


Figura 8 – Comparação entre resultados do modelo (SWAN) e medidos (Boia) na posição do ondógrafo do Porto de Lisboa: a) Hs; b) Dir; c) Tm. d) Comparação entre Tm na fronteira de entrada no modelo e na boia.

Quadro 1 – Viés e erro quadrático médio entre medições e resultados da simulação na localização da boia-ondógrafo.

	Viés	Erro quadrático médio
Hs (m)	0.11	0.32
Tp (s)	-0.27	2.09
Tm (s)	-2.13	2.54
Dir (°)	-3.73	19.84

#### 4.2 – VARIABILIDADE ESPACIAL NO ARCO CAPARICA – ESPICHEL

Para o conjunto dos 65 anos de simulação, obtiveram-se de norte a sul (no arco Caparica – Espichel) os valores médios, máximos, mínimos e desvios padrão do rumo da agitação marítima exibidos na Figura 9. Este resultado indica que existe uma variação suave e crescente da direção média de  $\theta$ , até próximo do Cabo Espichel, verificando-se a partir do ponto 42, sensivelmente a 2 km da extremidade do Cabo, uma redução da direção média (e respetivos máximo e mínimo). Em valor, o mínimo espacial da média é aproximadamente  $235^\circ$  e o máximo é  $300^\circ$ , ou seja, existe uma rotação neste trecho da direção média do clima de agitação em  $65^\circ$ , devido à refração e configuração da plataforma continental superior. A variação em torno da média, representada

pela adição e subtração de um desvio padrão ao valor médio, é sensivelmente constante ao longo deste trecho.

No ponto 26, sensivelmente em frente à Lagoa de Albufeira, a direção média total resultou em aproximadamente  $282^\circ$ . Comparativamente, Dodet (2013) obteve uma direção média da agitação marítima para um período semelhante igual a  $275^\circ$  à profundidade da rebentação. Esta diferença de  $7^\circ$  será assim devido à refração adicional entre a batimétrica -14 m e a profundidade de rebentação e às diferenças na modelação. Por outro lado, considerando o erro médio (viés) obtido por comparação com os dados da boia num ano, igual a  $-3.7^\circ$ , isso significa que nas simulações a direção de onda está mais rodada a norte que a medida. Se essa tendência acontecesse igualmente na posição da lagoa de Albufeira, a direção média obtida subtraída do valor absoluto do viés obtido, reduziria a direção de agitação média para  $\approx 278^\circ$ , mais próxima do valor obtido por Dodet (2013). Em suma, atentando a todas as diferenças de cálculo e erros associados, considera-se admissível e compatível a diferença de resultados aqui obtidos com os daquele autor.

Conjugando a direção de agitação obtida com a orientação da linha de costa, obtêm-se os valores médios da direção de agitação em relação à perpendicular à costa,  $\gamma$ , representados na Figura 10a. Em primeiro lugar, nota-se entre os pontos 1 e 2 uma inversão do sentido médio da onda, de negativo para positivo (dirigido para sul). Tal deve resultar das singularidades associadas a estes dois pontos de cálculo, que devido à existência do baixio do banco do Bugio (ou Cachopo Sul), se decidiu não estarem situados a 14 m de profundidade, mas sim a aproximadamente 5 e 8 m de profundidade. Em segundo lugar, e negligenciando esta singularidade, obteve-se um ângulo médio da onda com a costa positivo entre a Praia das Bicas e o ponto 34, situado sensivelmente em frente à Praia do Rio da Prata. A partir desta localização, para sul a direção toma valores negativos, potencialmente associados a transporte sedimentar dirigido para norte.

Ou seja, em todo o trecho arenoso (a sul do ponto 35 a costa torna-se rochosa) a direção média da onda faz um ângulo positivo com a direção perpendicular à costa, potenciando um transporte sedimentar dirigido para sul. Este primeiro resultado não deixa de surpreender, pois contraria as hipóteses correntes do transporte sedimentar descritas na secção introdutória. Note-se que os presentes cálculos foram efetuados para a batimétrica da profundidade de fecho e não mais próximo da costa, a profundidades onde ocorre a rebentação de ondas, sendo que entre aquela batimétrica e a rebentação de ondas deverá ocorrer ainda a refração de ondas, originando uma rotação adicional da direção de agitação, tornando-a mais perpendicular à costa. Deve assim ser guardada alguma reserva em relação a este resultado.

Na Figura 10b apresenta-se a média temporal da altura significativa de onda ao longo do trecho, crescendo naturalmente para sul, embora se observe um ligeiro decréscimo de  $H_s$  entre o ponto 1 (praia das Bicas) e o ponto 15 (sensivelmente em frente à extremidade norte da Fonte da Telha). Esta redução inicial da altura de onda neste sub-trecho pode dever-se ao efeito da refração sobre o banco do Bugio (Cachopo Sul), resultando numa zona de ligeira concentração de energia.

Por fim, na Figura 11 observa-se que os valores da direção de onda relativamente à costa se reduzem no período do inverno marítimo em cerca de  $5^\circ$  relativamente à média total, associado a uma maior frequência de ondas provenientes do quadrante W-SW e menor frequência de ondas oriundas de NW. Apesar dessa rotação, nesse período mantém-se a generalidade de valores positivos em toda a costa arenosa, potenciando o transporte sedimentar para sul. Este resultado, no entanto, indicia um ligeiro potencial de transporte sedimentar para norte nos primeiros três pontos mais setentrionais, em frente à praia de S. João da Caparica, ou seja, criando um ponto de divergência do transporte, sensivelmente em frente à extremidade sul desta praia.

Inversamente, no verão marítimo, a direção média da agitação marítima roda também cerca de  $5^\circ$  no sentido horário, em relação à média total, associado a maior frequência de ondas do quadrante NW. Portanto, no verão o transporte sedimentar médio deverá ser mais persistente para sul, em toda a costa arenosa do arco Caparica – Espichel.

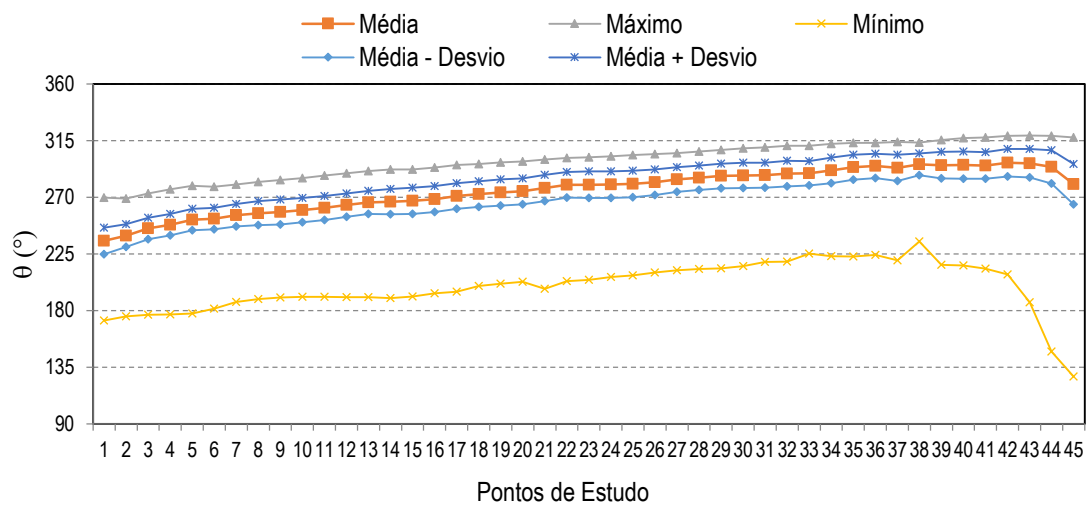


Figura 9 – Estatísticas da direção ( $\theta$ ) de agitação marítima em cada ponto ao longo da linha de costa, numerados de Norte para Sul

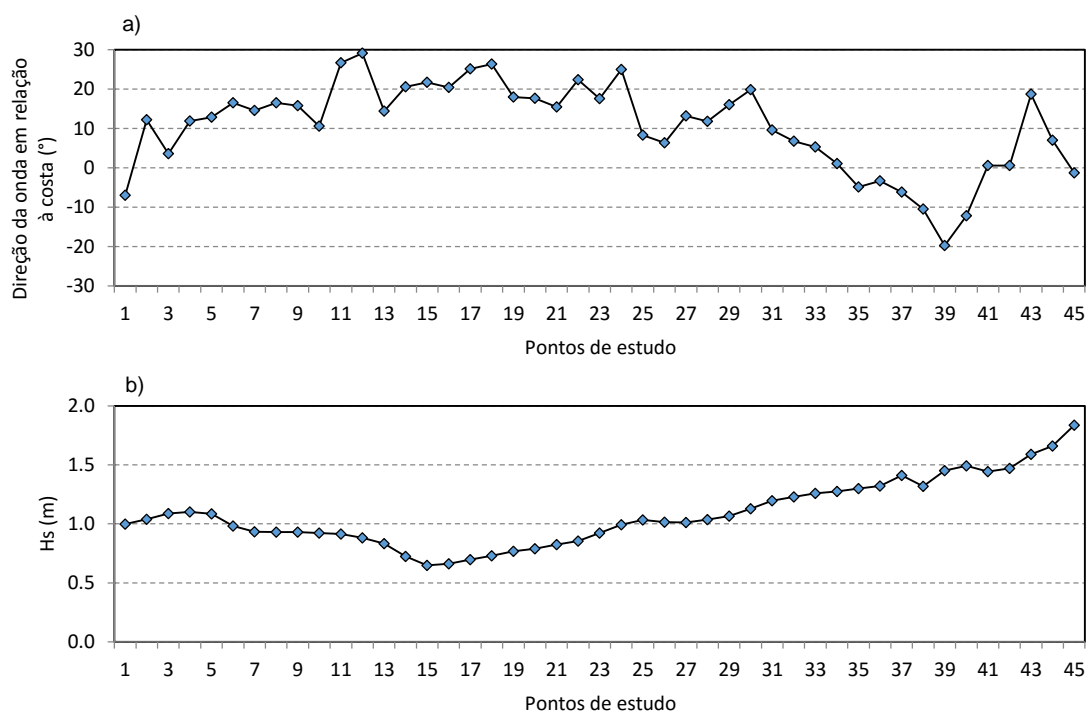


Figura 10 – Média da direção  $\gamma$  de agitação marítima (a) e média de  $H_s$  (b) em cada ponto ao longo da linha de costa, numerados de Norte para Sul

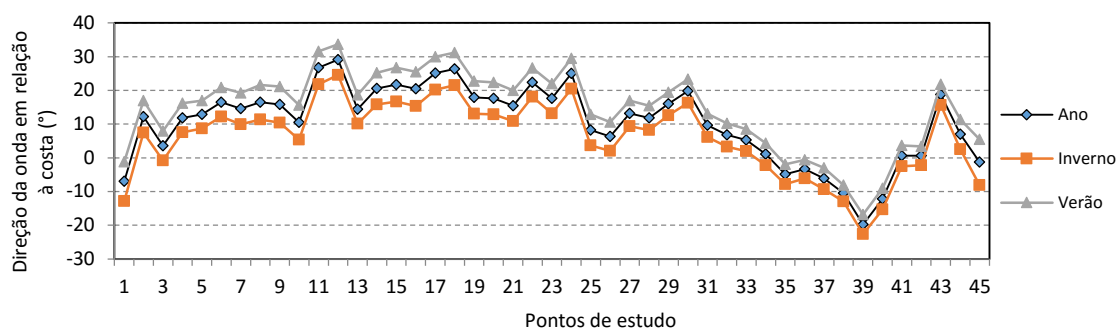


Figura 11 – Médias totais e para o inverno e verão marítimos da direção  $\gamma$  de agitação marítima em cada ponto ao longo da linha de costa

## 5 –CONCLUSÕES

Neste trabalho calculou-se a agitação marítima sobre a batimétrica 14 m (ao nível médio) em todo o arco litoral Caparica – Espichel, recorrendo à simulação da propagação de 65 anos de dados (obtidos por *hindcast*) de agitação marítima impostos ao largo no modelo.

Os resultados preliminares indicam que as direções da agitação marítima médias, total e no período de verão marítimo, são sempre positivas em todo o trecho arenoso desta costa, e negativas da zona a sul da Praia das Bicas, onde a costa é rochosa. No inverno marítimo, a direção média induz a essa profundidade (14 m) um transporte sedimentar para sul em quase todo o trecho arenoso, com a exceção da praia de S. João da Caparica, onde a média é dirigida para norte.

Estes resultados aparentam estar de acordo com os obtidos por Dodet (2013), que calculou o fluxo sedimentar na zona de rebentação em frente à Lagoa de Albufeira, concluindo que o balanço anual médio é dirigido para sul.

Sendo os presentes resultados preliminares, esta análise deverá ser estendida para uma batimétrica a menor profundidade, a partir da qual a refração já não seja significativa e as direções de onda já não sofram quase nenhuma transformação até à rebentação. O trabalho futuro incluirá também a análise dos valores estatísticos de outras variáveis, nomeadamente o fluxo médio de energia da onda e fluxo sedimentar longitudinal, obtido por uma fórmula igual ou similar à de Kamphuis (1991).

## AGRADECIMENTOS

Este trabalho foi parcialmente financiado pelo programa europeu “*Horizon 2020 research and innovation programme under grant agreement No 687289*”. Os autores agradecem ao Doutor André Fortunato a cedência da série dos dados da boia do Porto de Lisboa.

## REFERÊNCIAS

- Booij, N., Ris, R.C., Holthuijsen, L.H., 1999. A third-generation wave model for coastal regions, Part I, Model description and validation. *J.Geoph. Research*, 104, C4, 7649-7666.
- CEHIDRO-Centro de Estudos de Hidrossistemas, 1999. Carta de Risco do Litoral. 1ª Edição. Trecho 5: Cova do Vapor-Cabo Espichel. Notícia Explicativa.
- Dias, J. M. Alveirinho (1987) - Dinâmica Sedimentar e Evolução Recente da Plataforma Continental Portuguesa Setentrional. Dissertação de Doutoramento, 384p., Universidade de Lisboa, Lisboa, Portugal.
- Dodet, G., Bertin, X., Taborda, R., 2010. Wave climate variability in the North-East Atlantic Ocean over the last six decades. *Ocean Modelling*, 31 (3-4): 120-131.



Dodet, G., 2013. Morphodynamic modelling of a wave-dominated tidal inlet: the Albufeira Lagoon. PhD thesis, La Rochelle University, École Doctorale Sciences pour L'Environnement Gay-Lussac, 181 pp.

Ferreira, J.C. (1999). Vulnerabilidade e Risco biofísico em áreas costeiras. O Arco Caparica-Espichel. Dissertação de Mestrado em Geografia Física e Ambiente, Universidade de Lisboa, Lisboa, 160 pp.

Ferreira, J. C., 2006. Coastal zone vulnerability and risk evaluation: A tool for decision-making (an example in the Caparica Littoral - Portugal). *Journal of Coastal Research*, SI 39 (Proceedings of the 8th International Coastal Symposium), 1590 - 1593. Itajaí, SC, Brazil, ISSN 0749-0208.

Fortunato, A.B., Nahon, A., Dodet, G., Pires, A.R., Freitas, M.C., Bruneau, N., Azevedo, A., Bertin, X., Benevides, P., Andrade, C., Oliveira, A., 2014. Morphological evolution of an ephemeral tidal inlet from opening to closure: The Albufeira inlet, Portugal. *Continental Shelf Research*, Volume 73, pp 49-63, ISSN 0278-4343, <https://doi.org/10.1016/j.csr.2013.11.005>.

Fortunato, A-B., Oliveira, A., Rogeiro, J., Tavares da Costa, R., Gomes, J.L., Kai Li, Jesus, G., Freire, P., Rilo, A., Mendes, A., Rodrigues, M., Azevedo, A., 2017. Operational forecast framework applied to extreme sea levels at regional and local scales. *Journal of Operational Oceanography*, 10:1, 1-15, DOI: 10.1080/1755876X.2016.1255471

Hallermeier R. J., 1978. Uses for a Calculated Limit Depth to Beach Erosion. *Proceedings of the 16th Coastal Engineering Conference*, American Society of Civil Engineers, New York, pp 1493-1512.

Kamphuis, J.W., 1991. Alongshore sediment transport rate. *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, Vol. 117(6), 624-641.

Ponte Lira, C. and Nobre Silva, A. and Taborda, R. and Freire de Andrade, C., 2016. Coastline evolution of Portuguese low-lying sandy coast in the last 50 years: an integrated approach. *Earth Syst. Sci. Data*, 8, 265-278, <https://doi.org/10.5194/essd-8-265-2016>

Ribeiro, M.S.A., 2011. Dinâmica sedimentar na zona de rebentação. Mestrado em Geologia do Ambiente, Riscos Geológicos e Ordenamento do Território; Universidade de Lisboa, Faculdade de Ciências, Departamento de Geologia, 49 pp.

Rusu, L., Bernardino, M., Guedes Soares, C., 2010. Wave forecast at the entrance of the Tagus estuary. *Proceedings on the Third International Conference on the Application of Physical Modelling to Port and Coastal Protection*, COASTLAB-2010.

Silva, S.F., Martinho, M., Capitão, R., Reis, T., Fortes, C.J., Ferreira, J.C., 2017. An index-based method for coastal-flood risk assessment in low-lying areas (Costa de Caparica, Portugal), In *Ocean & Coastal Management*, Volume 144, 2017, Pages 90-104, ISSN 0964-5691, <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2017.04.010>.

Sousa, C.V.P., 2010. Vulnerabilidade dos Sistemas Dunares da Praia do Meco. Dissertação apresentada na Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade Nova de Lisboa para obtenção do grau de Mestre em Engenharia do Ambiente, 138 pp.

SWAN, 2016. SWAN USER MANUAL, SWAN Cycle III version 41.10. Delft University of Technology.

Pereira, A.R., Trindade, J., Neves, M., 2005. The western littoral of the Setúbal Peninsula. In: *Field Trip Guide - A1, Sixth International Conference on Geomorphology, Portugal: Coastal Dynamics*, pp. 40-48.

Pinto, C. A., Taborda, R., e Andrade, C., 2007. Evolução recente da linha de costa no troço Cova do Vapor – S. João da Caparica. in: *Actas das Jornadas Portuguesas de Engenharia Costeira e Portuária*, Lisboa, Portugal, 51–52.

Taborda, R., Andrade, C., 2014. Morfodinâmica do estuário exterior do Tejo e intervenção na região da Caparica – v1. Contributo para o Grupo de Trabalho do Litoral.

Teixeira, S.B., 1990. Dinâmica das praias da península de Setúbal (Portugal). Tese de Mestrado, Universidade de Lisboa, 189 pp.

Veloso-Gomes, F., Taveira-Pinto, F., 2004. EUROSION Case Study: Cova do Vapor, Costa da Caparica (Portugal). Relatório do Instituto de Hidráulica e Recursos Hídricos – IHRH, 26 pp.

Veloso-Gomes, F., Taveira-Pinto, F., Pais-Barbosa, J., Costa, J. E Rodrigues, A., 2006. Estudo das intervenções na Costa da Caparica. 1.<sup>a</sup> Jornadas de Hidráulica, Recursos Hídricos e Ambiente, FEUP, pág. 27-37.

Veloso-Gomes, F., Taveira-Pinto, F., Pais-Barbosa, J., Costa, J. E Rodrigues, A., 2007. As Obras de Defesa Costeira na Costa da Caparica. Na Crista das Ondas do Mar e da Comunicação Social. 2<sup>a</sup> Jornadas de Hidráulica, Recursos Hídricos e Ambiente, FEUP, pág. 23-33.

Veloso-Gomes, F., Costa, J., Rodrigues, A., Taveira-Pinto, F., Pais-Barbosa, J. and Neves, L., 2009. Costa da Caparica Artificial Sand Nourishment and Coastal Dynamics. *J. Coastal. Res.*, SI 56, 678–682.