



4^as Jornadas Portuguesas de Engenharia Costeira e Portuária
Angra do Heroísmo, 20 e 21 de Outubro de 2005

NÍVEIS DE INUNDAÇÃO EM ZONAS COSTEIRAS: METODOLOGIA DE CÁLCULO

Tânia Viegas, Francisco Sancho

Laboratório Nacional de Engenharia Civil, Departamento de Hidráulica e Ambiente
Av. do Brasil, 101, 1700-066 Lisboa
taniaviegaspt@yahoo.com, fsancho@lnec.pt

RESUMO

Apresenta-se neste trabalho uma metodologia de cálculo do nível do mar (ou cota de inundação) em zonas costeiras, particularmente, em praias do tipo dissipativo ou reflectivo. Assume-se que a cota de inundação resulta da contribuição da maré, da sobrelevação meteorológica e do espraçamento. Estas três contribuições são analisadas separadamente, com base nos registos de maré e da agitação marítima nas estações (de dados) disponíveis. Analisa-se a dependência entre a sobrelevação e a altura significativa de onda, H_s , bem como entre esta e o período (de pico e médio) da onda. Simulam-se, com base num procedimento de Monte-Carlo, séries temporais da cota de inundação, a partir de funções de distribuição de H_s . A contribuição da maré é estimada a partir do conhecimento das constantes harmónicas para o local desejado. Determinam-se os regimes médio e de extremos da cota de inundação, a partir das séries sintéticas calculadas. Apresentam-se resultados da aplicação para uma linha de costa orientada NNW-SSE e ondas provenientes dos sectores SW, W e NW. Obtêm-se valores da cota de inundação coerentes com os estimados por outros autores, sem a contribuição do espraçamento.

1 – Introdução e Objectivos

É sabido que em Portugal ocorrem, com alguma frequência, inundações em algumas zonas costeiras, mais vulneráveis à subida (temporária) do nível do mar. Estas inundações ocorrem, frequentemente, durante temporais marítimos e/ou em períodos de marés vivas. Nas fozes dos rios (como por exemplo, no Douro), níveis de água elevados podem também ocorrer devido a precipitações e caudais intensos. No entanto, este processo fica fora do âmbito deste trabalho, devido à sua particularidade.

Apesar dos prejuízos, por vezes avultados, que decorrem das inundações costeiras, poucos estudos técnico-científicos têm sido efectuados sobre a determinação de níveis ou cotas de inundação em zonas costeiras. Sabe-se que o regime de inundação alcançado numa zona costeira por acção da dinâmica marítima e meteorológica é um fenómeno complexo, tanto pelo grande número de factores que intervêm no processo, como pela interacção entre os mesmos. Contudo, os factores mais directamente envolvidos no processo são: o nível de maré, composto pela maré astronómica e pela sobrelevação meteorológica (que inclui o *storm surge* ou *wind setup*); a agitação marítima (que induz a sobrelevação devida às ondas, *wave setup*, e o espraçamento) e a morfologia costeira (em particular, a batimetria), que afecta a propagação das ondas do largo até à costa. A longo prazo, dever-se-á também acrescentar o efeito da variação do nível de água do mar devido a alterações do clima.

Entre os estudos efectuados em Portugal sobre estes fenómenos, encontram-se os de Gama *et al.* (1994b) sobre níveis extremos, e de Taborda e Dias (1992), Gama *et al.* (1994a, 1997), e Carvalho (1999) sobre sobrelevação meteorológica. Em Gama *et al.* (1994a) apresentam-se períodos de retorno de níveis do mar, obtidos a partir de medições nos



4^{as} Jornadas Portuguesas de Engenharia Costeira e Portuária Angra do Heroísmo, 20 e 21 de Outubro de 2005

marégrafos de Viana do Castelo, Cascais e Lagos. A título de exemplo, os resultados apontam um nível de 4.15 m em Cascais, para um período de retorno de 10 anos. O estudo de Tabora e Dias (1992) analisa a sobrelevação (meteorológica) do nível do mar durante os temporais de Fevereiro/Março de 1978 e de Dezembro de 1981, separando o nível medido em marégrafos do nível estimado devido à maré astronómica. Esses autores referem os níveis máximos de 3.9 e 3.7 m em cada um desses temporais, respectivamente, no marégrafo de Cascais. Carvalho (1999) mostra resultados de simulações numéricas de sobrelevações, forçadas por depressões atmosféricas e ventos intensos, obtendo resultados coerentes com os de medições em marégrafos.

No Projecto SIAM-II (*Climate Change In Portugal - Scenarios, Impacts And Adaptation Measures*) que decorreu nos três últimos anos, calcularam-se sobrelevações com base em dados de quatro marégrafos, obtendo-se uma análise estatística da probabilidade de ocorrência de determinado nível (Andrade *et al.*, 2005). Estes autores apresentam duas metodologias para o cálculo de níveis máximos do mar: (i) aplicação do método de Gumbel às séries de valores máximos anuais e (ii) aplicação do método da probabilidade conjunta às séries de maré astronómica e da sobrelevação. Obtêm estimativas de valores mais uniformes de níveis extremos em toda a costa portuguesa do que Gama *et al.* (1994b), embora da mesma ordem de grandeza. Por exemplo, da aplicação dos 2 métodos, obtêm níveis máximos de 4.3 e 4.2 m em Cascais, para um período de retorno de 10 anos. Estes valores são ainda consistentes com os obtidos por Gama *et al.* (1997), de 4.15 m, para o mesmo período de retorno.

Por outro lado, a Carta de Risco do Litoral (CEHIDRO, 1999), que contém mapas com diferentes graus de vulnerabilidade à erosão e inundação para a costa de Portugal Continental, foi elaborada essencialmente com base numa análise empírica das zonas de risco, sem o recurso a cálculo de cotas de inundação, devidas ao efeito dos diversos factores responsáveis. Note-se que a Carta de Risco foi entendida como uma “carta de vulnerabilidade costeira às acções do mar”. Foi efectuado um zonamento considerando três classes de risco (baixo, médio e alto), e a vulnerabilidade da costa à erosão e à inundação. A análise e interpretação com vista ao zonamento foram realizadas essencialmente com base na geomorfologia, geologia, orientação da linha de costa, altimetria, existência de protecções naturais, clima de agitação, história do local, tendências evolutivas, trabalhos de reconhecimento de campo e conhecimento do local. Refira-se ainda a articulação da Carta de Risco com os Planos de Ordenamento da Orla Costeira.

Assim, neste trabalho propõe-se um método simplificado, probabilístico, de determinação de regimes médios e de extremos do nível do mar (ou da cota de inundação), passível de aplicar a toda a costa Portuguesa, com base em dados de maré meteorológica e de agitação marítima. O método aqui proposto é semelhante ao aplicado para a costa espanhola, através do “Atlas de inundación del litoral peninsular Español” (http://www.smc.unican.es/ES/doc_tem_atlas.htm), incluído no pacote de modelação “*Sistema de Modelado Costero – SMC*” (<http://www.smc.unican.es/>), desenvolvido pelo “*Grupo de Ingeniería Oceanográfica y de Costas*” (G.I.O.C.) da Universidade de Cantábria. Por outro lado, pode-se dizer que o presente trabalho é uma extensão natural do trabalho de Andrade *et al.* (2005), incluindo o efeito do espraiamento nas simulações de níveis do mar.

Apresenta-se neste trabalho a metodologia e os resultados de um exemplo de aplicação para duas tipologias de zona costeira (praia dissipativa e praia reflectiva), com base no regime de agitação marítima no Norte de Portugal.

2 – Fenómenos responsáveis

Importa aqui caracterizar os fenómenos físicos responsáveis pela ocorrência de níveis extremos em zonas costeiras. Como atrás mencionado, exclui-se a subida do nível de água de carácter hidrológico, isto é, associado a precipitações e caudais fluviais extremos que afectam, em particular, zonas costeiras ribeirinhas.

Considera-se, assim, que o nível de água em zonas costeiras é ditado pela maré, pela sobrelevação (fundamentalmente, de origem meteorológica) e pela agitação marítima.



4^{as} Jornadas Portuguesas de Engenharia Costeira e Portuária Angra do Heroísmo, 20 e 21 de Outubro de 2005

A maré tem origem astronómica e, por isso, pode ser estimada com rigor para a maioria dos locais. Em geral, medições maregráficas num dado local permitem obter as componentes harmónicas da mesma, que estão correlacionadas com as atracções planetárias e o movimento de rotação da Terra. Consequentemente, uma vez obtidas essas componentes, pode estimar-se com elevada precisão a curva maregráfica nesse local, admitindo que as condições hidrodinâmicas se mantêm constantes de forma a não alterarem as componentes harmónicas da maré. Por outro lado, o recurso a modelos hidrodinâmicos de propagação da maré, devidamente calibrados, permite obter a curva maregráfica em locais distintos do da medição registada. Pode-se assim afirmar que a maré é uma variável determinística e independente dos outros agentes que determinam o nível de inundação.

A sobrelevação meteorológica é a diferença entre os valores reais da elevação da superfície livre observados nos maregrafos e os devidos apenas à maré. A sobrelevação meteorológica pode ser induzida quer pelo vento e variações da pressão atmosférica (*wind setup* ou *storm surge*), quer por variações (espaciais) da quantidade de movimento associada às ondas de vento, que assume particular importância na zona de rebentação das ondas sobre praias (*wave setup*). Não se entende assim como sobrelevação a variação (temporária) do nível do mar por outras causas, como por exemplo, a provocada pela ocorrência de um maremoto (*tsunami*) ou de uma *seiche*, que são fenómenos ondulatórios com períodos de oscilação geralmente inferiores a 1 hora.

A sobrelevação devida às ondas ocorre com maior significado onde a rebentação das ondas se processa suavemente, como em praias de pequeno declive, e em períodos de temporal. Por outro lado, não se consegue medir separadamente esta componente da sobrelevação daquela provocada pelo vento e pressão atmosférica. No entanto, no interior de portos é esta segunda componente que domina, já que a ondulação é muito pequena nestas zonas (abrigadas). Assim, e considerando que os dados de maré que se analisarão são normalmente adquiridos em zonas abrigadas, entende-se que a sobrelevação aqui designada por “sobrelevação meteorológica” é maioritariamente induzida pelo vento e pressão atmosférica.

Por último, identifica-se neste trabalho a influência da agitação marítima no nível de água através do espriamento provocado pelas ondas. Estas, ao atingirem a costa, provocam um movimento oscilatório da linha de costa, entre um valor máximo (atingindo uma cota máxima designada por espriamento) e um mínimo (na fase do refluxo). Interessa aqui quantificar o valor máximo, em relação ao nível médio da superfície do mar (em que “médio” é aqui entendido como uma média num intervalo de tempo da ordem da dezena de minutos).

Resulta então a o nível de água pode ser determinado pela soma das suas componentes individuais (Figura 1),

$$CI = S_{MA} + S_{SM} + Ru, \quad (1)$$

em que CI representa a cota de inundação (ou nível do mar) referida ao Zero Hidrográfico (ZH), S_{MA} a maré (também referida ao ZH), S_{SM} a sobrelevação meteorológica e Ru o espriamento da agitação marítima.

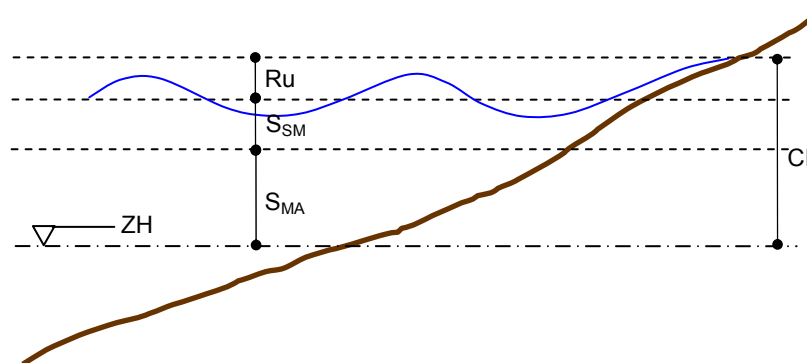




Figura 1 – Definição da cota de inundação C_I e das suas parcelas individuais.

Como já se referiu, a maré S_{MA} é independente das outras variáveis. Analisar-se-á na secção seguinte a (in)dependência da sobrelevação meteorológica S_{SM} relativamente à altura significativa de onda H_s , assumindo-se ainda que o espraiamento R_u é proporcional a H_s .

Finalmente, saliente-se que o presente trabalho é baseado na análise de dados de níveis de água e de agitação marítima num período relativamente curto (poucas décadas). Consequentemente, as séries de dados podem estar viciadas (ou não) por alterações do nível de água relacionadas com variações climáticas, consideradas secundárias neste trabalho. No entanto, a influência deste factor (ou outros não considerados) poderá ser sempre acrescentada somando na expressão (1) a contribuição respectiva.

3 – Relações entre variáveis

Algumas das variáveis que intervêm no cálculo de regimes do nível do mar poderão estar fortemente relacionadas entre si. Assim, neste trabalho analisam-se as seguintes relações de (in)dependência de variáveis:

- altura significativa da onda H_s e sobrelevação meteorológica S_{SM} ;
- altura significativa H_s e período de pico T_p ;
- período de pico T_p e período médio T_z .

3.1 – Altura significativa da onda e sobrelevação meteorológica

A altura significativa da onda e a sobrelevação estão ambas ligadas às condições meteorológicas – em períodos de temporal é de esperar que a altura das ondas seja superior ao habitual. Nesses períodos, a sobrelevação registada nos marégrafos é também superior em parte devido à menor pressão atmosférica e ao efeito do vento e, por outro lado devido à sobrelevação associada à rebentação das ondas (Bowen *et al.*, 1968). Acresce ainda que ao haver maior agitação exterior, a filtragem efectuada pelo poço do marégrafo torna-se menos eficiente, dado origem a um resíduo maior. O inverso acontece em períodos de bom tempo.

Para estabelecer numericamente a relação entre estas duas variáveis, recorreu-se a dados de agitação marítima ao largo de Cascais, entre 1981 e 1984, e a dados do nível de maré, no marégrafo de Cascais, para o mesmo período. Os dados de agitação marítima foram publicados pelo Instituto Hidrográfico e digitalizados pelo LNEC, enquanto os dados de níveis de maré estão disponíveis na página <http://ilikai.soest.hawaii.edu/uhsic/rqds.html>.

A sobrelevação meteorológica S_{SM} obteve-se da diferença entre os níveis de maré registados no marégrafo, S_{NM} , e a maré (componente astronómica) reconstituída para esse período de tempo, S_{MA} :

$$S_{SM} = S_{NM} - S_{MA}. \quad (2)$$

Esta reconstituição, por sua vez, foi efectuada através da análise harmónica dos níveis registados, de forma a obter as “constituintes de maré”. Estas não são mais do que as componentes sinusoidais do nível de maré S_{MA} , dado por:

$$S_{MA}(t) = Z_0 + \sum_{n=1}^N H_n \cos(\sigma_n t + \alpha_n - \gamma_n), \quad (3)$$

em que H_n é a amplitude harmónica da constituinte n , σ_n a sua velocidade angular (em graus por hora solar média), α_n a sua fase no instante $t=0$ da maré de equilíbrio e γ_n o atraso de fase dessa constituinte na maré real em relação ao que seria na maré de equilíbrio; tem-se ainda que o índice n refere-se à constituinte harmónica n e N é o número total de constituintes harmónicas e Z_0 representa o nível médio da maré, em relação ao ZH.

Neste trabalho, a análise harmónica foi realizada com o auxílio do software “*Tidal Analysis Toolbox*” (Pawlowicz *et al.*, 2002). Um exemplo do resultado obtido é apresentado na Figura 2. A sobrelevação meteorológica resultante (gráfico inferior) é quase sempre positiva (ou seja, representa um sobrelevação efectiva) e tem um valor médio da ordem de 10 cm. Ocorrem valores negativos que correspondem a abaixamentos do nível do mar, em relação ao previsto pela maré, possivelmente devido a fortes sistemas de altas pressões atmosféricas ou a ventos intensos, soprando em direcções específicas.

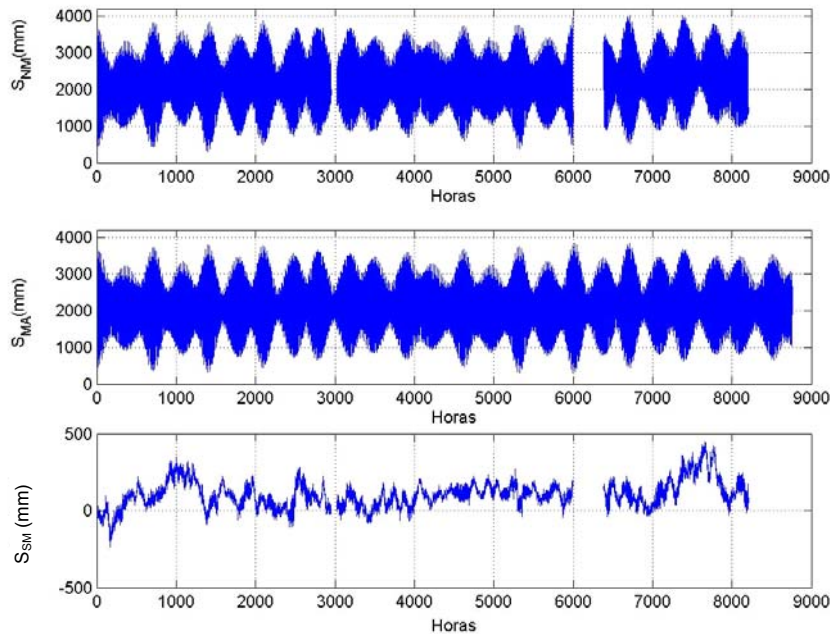


Figura 2 – Análise Harmónica da Maré observada em Cascais para o ano de 1983.

Para a análise da dependência entre H_s e S_{SM} tem-se então o conjunto de dados ilustrados na Figura 3. Os pares de dados simultâneos foram ordenados por ordem crescente em relação a H_s , e classificados em intervalos de $\Delta H_s = 0.2$ (m). Em cada classe de intervalos de H_s tem-se entre 4 e 1609 valores de sobrelevação, considerados em número suficiente para a análise que se segue.

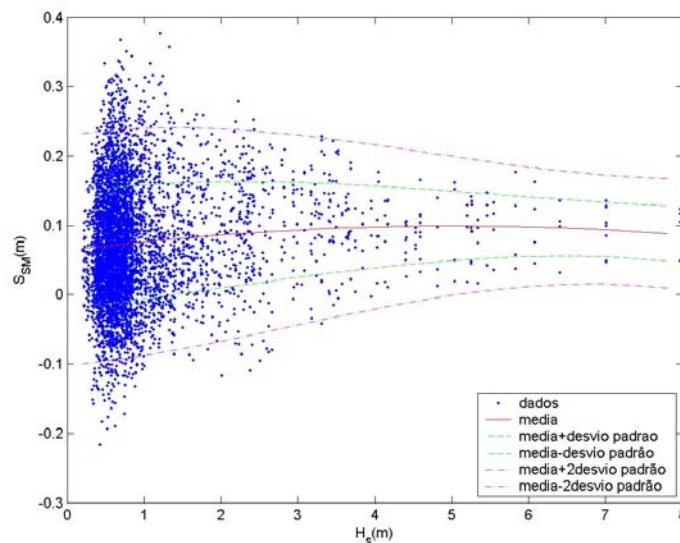


Figura 3 – Pares de dados simultâneos de sobrelevação meteorológica (S_{SM}) e de altura significativa da onda (H_s), e intervalos de ± 1 e ± 2 desvios padrão, em relação à média.

Admite-se que, para cada classe de H_s , os valores de S_{SM} seguem uma distribuição normal com média μ e desvio padrão σ determinados pela análise estatística das séries de S_{SM} (para cada classe de H_s). Admite-se de seguida que μ pode ser expresso por um polinómio do 2^o grau, em função de H_s ,

$$\mu = \sum_{i=0}^2 a_i H_s^i, \quad (4)$$

e que σ pode ser representado por um polinómio do 3^o grau,

$$\sigma = \sum_{i=0}^3 a_i H_s^i. \quad (5)$$

Os resultados obtidos são também ilustrados na Figura 3, em que se representa a função “média” μ , e a média ± 1 e ± 2 desvios padrão σ . Verifica-se, de um modo geral, que a maioria dos dados estão dentro dos intervalos $\mu \pm 2\sigma$, com excepção para alguns dados de H_s mais baixos. Conclui-se, portanto, que se pode exprimir S_{SM} em função de H_s .

3.2 – Altura significativa da onda e período de pico

A altura significativa de um estado de mar é rigorosamente calculada através da análise do registo no domínio do tempo, enquanto o período de pico se obtém a partir da análise em frequência. No entanto, estas duas variáveis podem ser relacionadas dado que tal como para as variáveis anteriores, em períodos de temporal o aumento da altura significativa implica que o período de pico aumente.

Nesta secção foram utilizados 5 anos dados de agitação marítima da bóia de Leixões, entre Julho de 1996 e Setembro de 2001, disponibilizados pelo Instituto Hidrográfico, dado constituírem uma série de dados mais longa que a utilizada na secção anterior. Na Figura 4 apresentam-se os pares H_s - T_p , correspondentes a estes dados (a aparência discreta de T_p deve-se ao método de análise espectral).

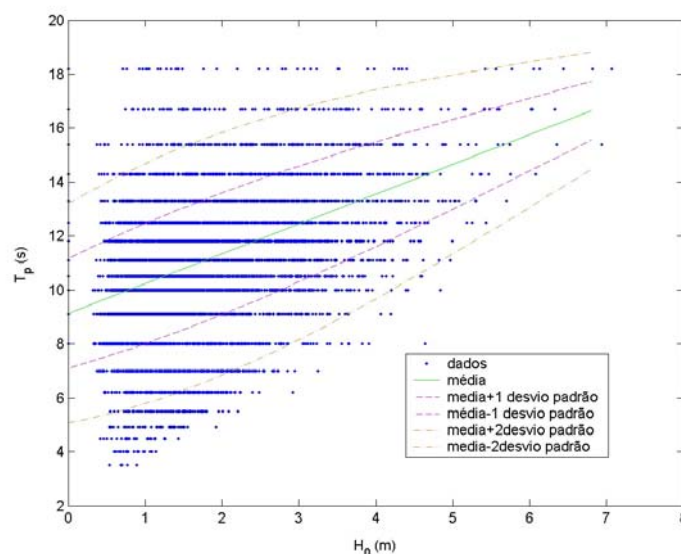


Figura 4 – Pares de dados simultâneos de período de pico (T_p) e de altura significativa da onda (H_s), e intervalos de ± 1 e ± 2 desvios padrão, em relação à média.

Admite-se então que T_p está correlacionado com H_s . Aplica-se um procedimento idêntico ao efectuado para a análise da relação $S_{SM} - H_s$, admitindo que a média de T_p , μ , é dada por um polinómio do 1º grau,

$$\mu = a + bH_s, \quad (6)$$

e que σ é representado por um polinómio do 3º grau,

$$\sigma = \sum_{i=0}^3 a_i H_s^i. \quad (7)$$

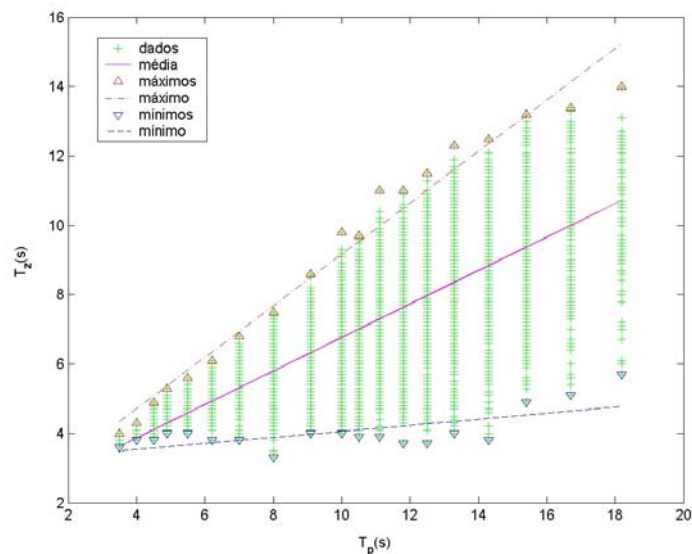
Os resultados para μ , $\mu \pm \sigma$ e $\mu \pm 2\sigma$ são também apresentados na Figura 4. Verifica-se que a maioria dos pares de valores estão compreendidos entre as curvas mais extremas, havendo no entanto alguns pares (em particular para os menores valores de H_s) que não são reproduzidos por esta aproximação.

3.3 – Período de pico e período médio

Dispõem-se de dados do período de pico T_p e período médio (do zero ascendente, ou descendente) T_z , na bóia de Leixões, para o período entre Julho de 1996 e Setembro de 2001. Estas variáveis são, à partida, independentes, já que uma representa o período de máxima energia das ondas, e a outra é, como o nome indica, a média do período de todas as ondas (do registro). Existe, no entanto, uma clara proporcionalidade entre estas variáveis (Figura 5).

O método utilizado para estabelecer a relação entre o período de pico e o período médio difere do utilizado para as variáveis anteriores. O primeiro passo foi ordenar por ordem crescente os pares de dados simultâneos de período de pico, T_p e de período médio T_z . Para cada valor discreto de T_p determinou-se o valor médio, máximo e mínimo de T_z . Para estes três conjuntos de valores médios, máximos e mínimos, ajustaram-se, respectivamente, três rectas – a média, a “máxima” e a “mínima”. Verifica-se que quase todos os dados de T_z estão então compreendidos entre as rectas “máxima” e “mínima”,

A partir dos máximos de T_z ajustou-se uma a recta máxima, e a partir dos mínimos ajustou-se a recta mínima. Com estas três rectas, conseguiu-se cobrir a quase totalidade dos dados, permitindo expressar T_z em função de T_p , que por sua vez se obtém a partir das relações $H_s - T_p$.





4^{as} Jornadas Portuguesas de Engenharia Costeira e Portuária Angra do Heroísmo, 20 e 21 de Outubro de 2005

Figura 5 – Pares de dados simultâneos do período médio (T_z) e período de pico (T_p), e rectas de ajuste aos valores médio, máximo e mínimos de T_z , para cada T_p .

4 – Metodologia de cálculo do Nível do mar

Desenvolve-se neste capítulo um método de cálculo de cotas ou níveis de inundação, relativos ao ZH, para uma dada região costeira de Portugal continental. A metodologia desenvolvida é muito semelhante àquela desenvolvida pelo G.I.O.C. no “Atlas de inundación del litoral peninsular Español” (http://www.smc.unican.es/ES/doc_tem_atlas.htm).

O nível determinado inclui as contribuições da maré oceânica, da sobrelevação meteorológica (*storm surge*) e do espraiamento causado pela agitação marítima, somadas de acordo com a equação (1).

O método desenvolvido para o cálculo da cota de inundação é baseado numa série de hipóteses:

- a maré astronómica S_{MA} é uma série temporal “conhecida”, determinada a partir da análise harmónica;
- as variáveis maré, S_{MA} , e sobrelevação meteorológica, S_{SM} , são independentes;
- as variáveis maré, S_{MA} , e altura significativa da onda, H_s , são independentes;
- a sobrelevação meteorológica S_{SM} e altura significativa H_s estão relacionadas segundo a forma descrita na secção 3.1;
- o período de pico T_p e altura significativa H_s estão relacionados segundo a forma descrita na secção 3.2;
- o período de pico T_p e período médio T_z estão relacionados segundo a forma descrita na secção 3.3;
- o espraiamento R_u é estimado a partir das funções empíricas a seguir detalhadas.

Segundo Nielsen e Hanslow (1991), que citam Battjes (1971), havendo uma correlação perfeita entre a altura e o período da onda (como é assumido no presente trabalho), a função de distribuição para a variável espraiamento R_u é bem descrita pela distribuição de Rayleigh,

$$P\{z > R_u\} = \exp\left[-\left(\frac{R_u - R_{100}}{L_{R_u}}\right)^2\right], \quad (8)$$

em que, R_{100} é o nível máximo ultrapassado por 100% das ondas (que corresponde, aproximadamente, ao nível médio em repouso), e L_{R_u} é a escala vertical da função de distribuição, dada por:

$$\begin{cases} L_{R_u} \approx 0.6(H_{rms}L_0)^{0.5} \tan\beta & \text{para } \tan\beta \geq 0.1 \\ L_{R_u} \approx 0.05(H_{rms}L_0)^{0.5} & \text{para } \tan\beta < 0.1 \end{cases} \quad (9a, 9b)$$

Este parâmetro L_{R_u} é na verdade um “espraiamento médio quadrático” e controla a intensidade máxima do espraiamento – quanto maior for L_{R_u} maior será a amplitude do espraiamento. Assim, para determinado valor de L_{R_u} e determinada probabilidade de excedência P , o espraiamento R_u obtém-se invertendo (8):

$$R_u = L_{R_u}\sqrt{-\ln P} + R_{100} \quad (10)$$

Em resultado, p. ex., a uma probabilidade de excedência de 1% e $L_{R_u}=2$ m (correspondente a um temporal com $H_{rms}=4$ m, i.e., $H_s=5.6$ m e $T=16$ s), corresponde um espraiamento de ≈ 4.3 m acima do nível médio.

Saliente-se ainda que a equação (9) separa entre praia reflectiva, com declive $\beta \geq 0.1$, e dissipativa, com declive $\beta < 0.1$.



4^{as} Jornadas Portuguesas de Engenharia Costeira e Portuária Angra do Heroísmo, 20 e 21 de Outubro de 2005

Nielsen e Hanslow (1991) usam a altura de onda ao largo, H_{Orms} , em vez da altura de onda local, H_{rms} , na expressão (9), sendo o H_{rms} local também utilizado no trabalho efectuado pelo G.I.O.C.. No nosso entender, é mais correcto usar o valor de H_{rms} junto à orla costeira, mas antes da rebentação das ondas, introduzindo-se assim o efeito da refacção e empolamento das ondas, desde o largo até ao ponto de rebentação, a pequenas profundidades.

No que se segue, é necessário simular séries de altura significativa ao largo, correspondendo a cada H_s um valor de T_p (ver secção 3.2). A partir dos dados ao largo, faz-se então a propagação dos estados de mar (representados por uma única onda monocromática) em direcção à praia, calculando os coeficientes de empolamento e de refacção através da teoria linear de onda e da aplicação da Lei de Snell, até à profundidade do ponto de rebentação ($H/h \approx 0.78$). Admite-se, assim, que as batimétricas são rectilíneas e paralelas à linha de costa, em cada zona de aplicação deste procedimento.

As séries de altura significativa ao largo, por sua vez, são geradas sinteticamente. Para tal, em primeiro lugar, determinam-se os regimes (médio e de extremos) a partir de dados de H_s , obtidos nas bóias-ondógrafo disponíveis na costa portuguesa. (Para o presente trabalho foi utilizada a série de 5 anos de dados de agitação marítima na bóia de Leixões, entre Julho de 1996 e Setembro de 2001). Os dados na bóia são primeiro “propagados” para o largo (através da aplicação da teoria linear e da Lei de Snell), e aí ajustam-se funções de distribuição adequadas aos valores observados.

Para o regime médio usam-se todos os dados observados, enquanto que para o regime de extremos usam-se apenas os dados correspondentes à altura significativa máxima em cada temporal, da série de 5 anos. Como é de esperar que em cada ano existam vários temporais, independentes entre si, este procedimento permite obter uma maior amostra que aquela que se obteria se se utilizassem apenas os máximos anuais de altura de onda. Adopta-se ainda a definição de temporal de mar proposta por Oliveira Pires (1999).

Seguindo a metodologia do G.I.O.C., procura-se o ajustamento aos dados, quer para o regime médio quer para o de extremos, da função de probabilidade acumulada dada pela “Distribuição Generalizada de Extremos” (Coles, 2001),

$$G(z) = \exp \left\{ - \left[1 + \xi \left(\frac{z - \lambda}{\delta} \right) \right]^{-1/\xi} \right\}, \quad (11)$$

definida no conjunto $\{z: 1 + \xi(z - \lambda)/\delta > 0\}$, em que os parâmetros satisfazem as condições $-\infty < \lambda < \infty$, $\delta > 0$ e $-\infty < \xi < \infty$. O modelo tem três parâmetros: um parâmetro de localização λ ; um parâmetro de escala δ ; e um parâmetro de forma ξ . Esta distribuição constitui uma família, habitualmente dividida em três tipos:

- Tipo I ou de Gumbel, em que $\xi=0$;
- Tipo II ou de Fréchet, em que $\xi>0$;
- Tipo III ou de Weibull, em que $\xi<0$.

No presente trabalho, encontraram-se bons ajustes para a função de distribuição de Gumbel, dada por

$$G(z) = \exp \left[- \exp \left\{ - \left(\frac{z - \lambda}{\delta} \right) \right\} \right], \quad -\infty < z < \infty, \quad (12)$$

e representada por somente dois parâmetros, λ e δ .

Para cada série de dados, estes parâmetros foram estimados pelo método dos momentos (Henriques, 1990, e Viegas, 2005). Note-se que os dados observados, para o regime médio, foram divididos por sectores direccionais de 22.5° (centrados em N, NNW, NW, etc.). Os parâmetros de localização e de escala, dos regimes médios, são calculados para cada direcção; os parâmetros de localização e de escala, do regime de extremos, são calculados a



4^{as} Jornadas Portuguesas de Engenharia Costeira e Portuária Angra do Heroísmo, 20 e 21 de Outubro de 2005

partir da totalidade dos dados, considerando apenas os valores máximos de altura significativa de onda de cada temporal. Tomou-se a opção de calcular apenas um valor para os parâmetros máximos devido à reduzida quantidade de dados e à inexistência de eventos extremos (temporais) para algumas das direcções observadas.

Uma vez obtidos os parâmetros das funções de distribuição, geram-se séries de altura significativa de onda ao largo, H_0 , gerando números aleatórios, $x_{random} \in [0,1]$, a partir das relações:

$$H_0 = \lambda_m - \delta_m \log[-\log(x_{random})] \quad \text{se } x_{random} < F, \quad (13)$$

$$H_0 = \lambda_e - \delta_e \log[-\log(x_{random})] \quad \text{se } x_{random} \geq F. \quad (14)$$

em que os sub-índices m e e se referem aos regimes médio e de extremos, respectivamente. O valor F separa entre a utilização do regime médio e do regime de extremos. Adoptou-se $F=0.999$, ou seja, quando o número aleatório for superior a 0.999 (probabilidade de ocorrência de um valor extremo inferior a 1/1000) então H_0 é determinado pelo regime de extremos.

4.1 – Regime médio

Em primeiro lugar, estabelece-se o regime médio de ocorrência de determinado nível do mar (ou de inundaçãõ), admitindo as condições enunciadas acima. Dada a inexistência de dados, o regime médio é determinado a partir de simulações que geram séries temporais de cotas de inundaçãõ, com a duração e frequência (dos dados sintéticos) desejadas, que são posteriormente tratadas estatisticamente.

São efectuadas tantas simulações quanto se desejar, estabelecendo-se o regime médio da cota de inundaçãõ a partir das médias, por intervalo ou classe de nível (p. ex., de 0.1 m), de todos os valores (nessa classe) de todas as simulações efectuadas. Escolheu-se um período de 30 anos para cada simulaçãõ. Para cada simulaçãõ, definem-se as seguintes características:

- constantes harmónicas da maré;
- duração de cada estado de mar (em que as características da agitaçãõ marítima permanecem constantes) – considerou-se 1hr;
- número de horas por ano e número de anos a simular;
- incremento da cota de inundaçãõ e cota de inundaçãõ máxima permitida (que permite definir o número de classes de C/I);
- direcções de onda representativas (são efectuadas simulações diferentes para cada direcção de onda considerada);
- funções de distribuição do regime médio e de máximos da altura significativa de onda (para cada sector direcciona), em “águas pouco profundas”;
- características da relação entre a sobrelevaçãõ meteorológica e a altura significativa da onda;
- características da relação entre o período de pico e a altura significativa da onda;
- características da relação entre período de pico e período médio;
- características da praia – dissipativa ou reflectiva;

O procedimento de cálculo, para cada estado do mar, é o seguinte:

- i) gera-se um número aleatório,
- ii) calcula-se a altura significativa ao largo (equações 13 ou 14);



4^{as} Jornadas Portuguesas de Engenharia Costeira e Portuária Angra do Heroísmo, 20 e 21 de Outubro de 2005

- iii) determina-se o período de pico (gerando novo número aleatório independente que afecta o efeito da parcela $\pm 2\sigma$ na secção 3.2);
- iv) determina-se o período médio da onda;
- v) propaga-se a onda desde o largo até à profundidade de rebentação obtendo-se H_s junto à praia;
- vi) calcula-se um espriamento que ocorreria para esse estado do mar, através das expressões (9) e (10), gerando novo número aleatório (probabilidade de excedência P);
- vii) simula-se a sobrelevação meteorológica para esse estado do mar, a partir das relações estabelecidas com H_s ;

O procedimento acima descrito é repetido a cada hora (que foi considerada a duração de cada estado de mar), ao longo de 30 anos, obtendo-se uma série com 8760x30 valores da cota de inundação, em cada simulação, para cada direcção de onda considerada.

Após a conclusão de todas as simulações, separam-se os resultados de cota de inundação obtidos em classes, com o intervalo pré-estabelecido, neste caso em intervalos de dez centímetros. Determina-se, a seguir, a curva distribuição da cota de inundação, para cada tipo de praia e para cada direcção. Para dar significado físico ao resultado, exprime-se o resultado em número de horas por ano em que se supera determinada cota de inundação. No capítulo 5 são apresentados resultados da aplicação desta metodologia.

4.2 – Regime de extremos

O procedimento para o cáculo do regime de extremos da cota de inundação   análogo ao efectuado para o cáculo do regime médio. A diferenç  reside em que se ret m, para cada ano, unicamente o valor máximo da cota de inundação, ao contrário dos 8760 valores guardados para o cáculo do regime médio. Assim, em cada simulação de 30 anos, obt m-se 30 máximos anuais de CI .

Uma vez realizadas todas as simulações, obt m-se, para distintos valores de probabilidade de ocorrência, a média e desvio padrão das cotas de inundação de cada simulação, que correspondem a essa probabilidade. Com esses valores obt m-se a função de distribuição final do regime de extremos da cota de inundação e os seus intervalos de confianç  (G.I.O.C.).

Admitindo uma distribuição normal, o intervalo de confianç  de 95% é dado por:

$$(\bar{x} - 1.96\hat{s}, \bar{x} + 1.96\hat{s}), \quad (15)$$

em que \bar{x} é o estimador da m dia e \hat{s}   o estimador do desvio padrão.

5 – Aplicação e discussão

Apresentam-se neste capítulo alguns resultados do regime médio e de extremos do nível do mar (cota de inundação) junto à costa. Consideraram-se dois tipos de praia, t picos de Portugal: uma dissipativa, com declive inferior a 0.1, e outra reflectiva, com declive igual a 1:5. Os c culos são apresentados para um trecho da costa alinhado com a direcção NNW-SSE, ou seja, orientado a WSW, idêntico ao trecho de costa entre a foz do rio Lima e a foz do rio Douro.

Note-se que os resultados que se apresentam são exemplificativos da aplicação da metodologia descrita. Um resultado mais rigoroso será possível de obter caso se utilizem dados de base obtidos em estações (maregráficas e ondogr ficas) mais próximas da região costeira em análise.

Na **figura 6** apresenta-se o regime médio da cota de inundação para uma praia dissipativa ou reflectiva (declive igual a 0.2), e agitação marítima proveniente das direcções SW, W e NW, em função do número de horas por ano em que se excede determinada cota de inundação.

Estes resultados (fig. 6) mostram que, para uma praia dissipativa e as três direcções de agitação, em metade de um ano (4380 horas) ocorre em média uma cota de inundação ligeiramente superior a 3 m. Por outro lado, ocorrem em média valores superiores a 6 m somente durante 10 horas por ano. Resulta ainda que, para a praia dissipativa, existe pouca diferença da direc o de onda nos resultados da cota de inunda o.

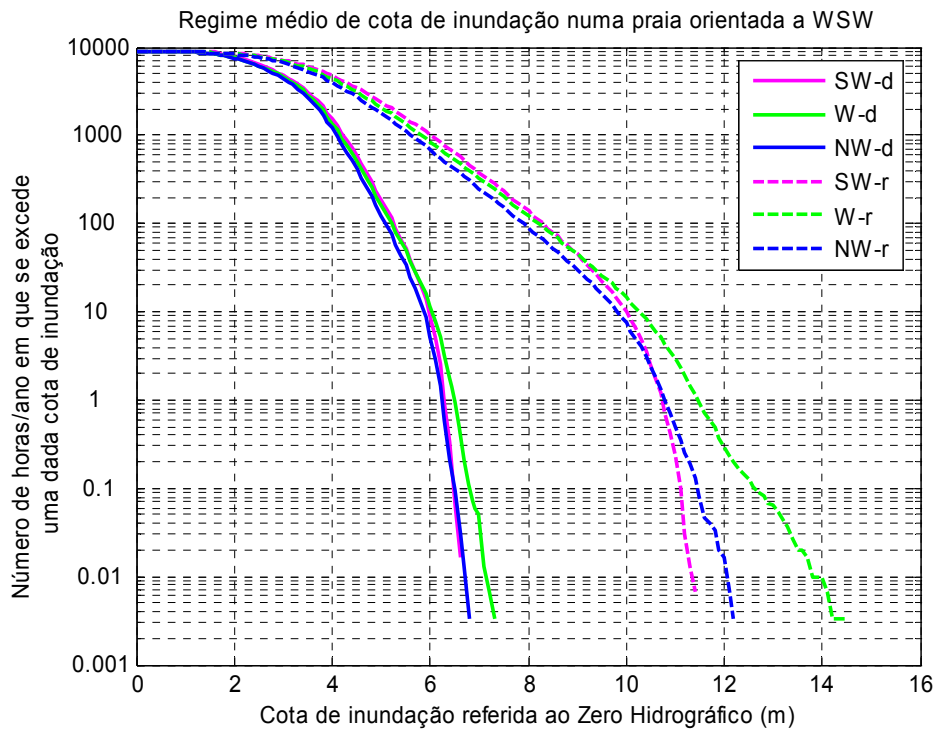


Figura 6 – Regime médio da cota de inunda o numa praia dissipativa (curvas “d”) e reflectiva (curvas “r”) orientada a WSW, para ondas provenientes de SW, W e NW.

Para a praia reflectiva, os resultados obtidos indicam cotas de inunda o superiores às de uma praia dissipativa. Em metade do ano (4380 horas) ocorre, em média, uma cota de inunda o de cerca de 4m, e ocorrem níveis superiores a 10m durante 10 horas por ano. A diferença de comportamento da praia dissipativa *versus* a reflectiva resulta, unicamente, da diferença dos níveis de espraiamento devido ao declive da praia. O método de cálculo em ambos os casos é igual, diferindo na aplica o da equa o (9a) ou (9b).

Note-se que, na realidade, uma dada praia (de declive invariável) pode mudar de comportamento dissipativo ou reflectivo em fun o da agita o marítima incidente. Por exemplo, Wright e Short (1984) propõem uma classifica o do tipo de praia em fun o de um parâmetro adimensional envolvendo a altura de onda na rebenta o, H_b , o período da onda e a velocidade de queda dos sedimentos. Para valores pequenos de H_b e elevados de T a praia terá tendência para ser do tipo reflectivo; o inverso promover  um comportamento mais dissipativo. Na actual metodologia este comportamento é assumido *  priori*, independentemente dos valores (calculados) de H_b e T . Este facto justifica a enorme diferença encontrada para a cota de inunda o entre uma praia dissipativa e outra reflectiva. Uma melhoria da metodologia envolvendo a caracteriza o do tipo de praia para cada onda, poderia conduzir a menores diferenças (e valores mais realistas) das cotas de inunda o em praias predominantemente dissipativas ou reflectivas (em fun o do seu declive e /ou velocidade de queda dos sedimentos).

Face ao exposto, os resultados apresentados para uma “praia reflectiva” deverão ser encarados com alguma reserva, pois na verdade a maioria das praias da costa continental portuguesa tem um declive inferior a 1:10. Valores superiores a 1:10 são mais característicos de costas rochosas com pouco suporte sedimentar na plataforma costeira, onde as ondas rebentam sobre a falésia ou próximo, e para as quais a actual metodologia de propagação de ondas (e determinação de H_b) é menos apropriada.

Alguns resultados para o regime de extremos são apresentados na Figura 7, somente para a praia dissipativa. Os resultados indicam valores entre 5.8 e 7 m, aproximadamente, para as cotas de inundação com probabilidade de ocorrência correspondentes a períodos de retorno entre 1 e 30 anos. Para o período de retorno de 10 anos, a cota de inundação estimada varia entre 6.4 e 6.7 m, em função da direcção de onda. Este valor pode ser comparado com os obtidos por Gama *et al.* (1997), entre 4.15 e 4.61 m, conforme os dados de cáculo (Sines e Viana do Castelo), não entrando em consideração com o espraimento. Resulta assim que se estima que espraimento   responsável por um acréscimo dos níveis extremos do mar, numa costa arenosa, da ordem de 2 m.

Verifica-se ainda que se obt m, para o regime de extremos, valores mais elevados das cotas de inundação para ondas provenientes de Oeste. Tal deve-se às características do clima de agitação, determinadas para essa direcção, que por um lado são mais severas que para SW e, por outro, as ondas sofrem menos o efeito da refracção que as ondas de NW.

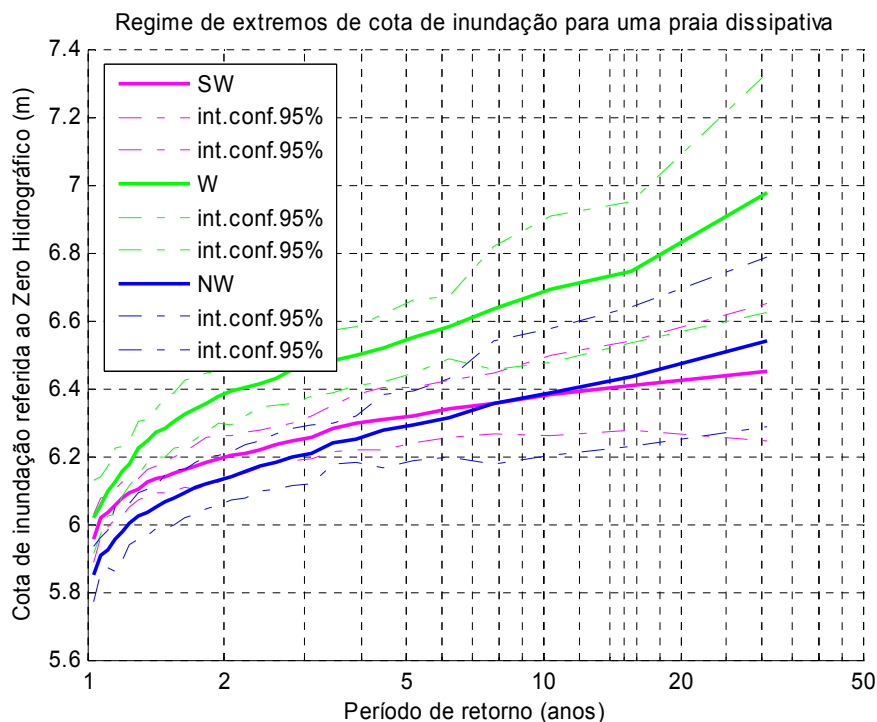


Figura 7 – Regime de extremos da cota de inundação numa praia dissipativa orientada WSW, para ondas provenientes de SW, W e NW.

6 – Conclusões

Apresenta-se um método simplificado, probabilístico, de Monte-Carlo, de determinação de regimes médios e de extremos do nível do mar (cota de inundação), passível de aplicar a toda a costa Portuguesa, com base em dados de maré meteorológica e de agitação marítima. O método aqui proposto é semelhante ao aplicado para a costa espanhola, através do “Atlas de inundación del litoral peninsular Espa ol” (G.I.O.C.).



4^{as} Jornadas Portuguesas de Engenharia Costeira e Portuária Angra do Heroísmo, 20 e 21 de Outubro de 2005

Este trabalho é uma extensão do trabalho de Andrade *et al.* (2005), incluindo o efeito do espraiamento nas simulações de níveis do mar. Assume-se que o nível do mar resulta da soma do nível de maré (determinístico), com a sobrelevação meteorológica e o espraiamento (ambos probabilísticos). Esta última componente é determinada em função da agitação marítima, simulada a partir de funções de distribuição de Gumbel, ajustadas a valores de altura significativa de onda registados em bóia-ondógrafo. A sobrelevação meteorológica e período da onda são também expressos em função da altura significativa.

Utilizando dados de agitação marítima no Norte de Portugal, apresentam-se resultados de um exemplo de aplicação para duas tipologias de zona costeira (praia dissipativa e praia reflectiva), orientada a WSW, e ondas provenientes dos sectores SW, W e NW. Os resultados para o regime médio são expressos em número de horas por ano que determinada cota é excedida, enquanto os resultados para o regime de extremos são expressos em função do período de retorno associado a determinada probabilidade de ocorrência. A título de exemplo, para a onda de SW, ocorre em média durante metade do ano uma cota de inundação aproximadamente igual a 3 m (ZH). Este valor resulta fundamentalmente da contribui o da maré e do espraiamento.

Para as mesmas condi es de simula o e uma praia reflectiva (com declive igual a 1:5), obt m-se cotas de inunda o para o regime médio assaz superiores. No entanto, as condi es de praia "reflectiva" como foi aqui definida são at picas da maioria das praias em Portugal continental, pelo que estes resultados têm pouca expressão.

Relativamente ao regime de extremos, estima-se uma cota de inunda o entre 6.4 e 6.7 m, para o período de retorno de 10 anos, consoante a direc o de onda. Ocorre ainda, em média, um nível de aproximadamente 6 m, uma vez por ano (período de retorno igual a 1).

Os resultados obtidos são compatíveis com outros apresentados anteriormente, para a costa portuguesa. A aplica o detalhada da metodologia proposta para ondas provenientes de várias direc es   apresentada em Viegas (2005).

A metodologia aqui proposta   flexível, podendo ser facilmente adaptada. Em particular, seria conveniente testar o ajuste de outras fun es de distribui o para as séries de H_s , porventura mais adequadas. As fórmulas que relacionam H_s com o espraiamento, R_u , também poderão ser alteradas introduzindo resultados mais recentes (p. ex., Pinto e Sancho, 2004). Sugere-se ainda que a divisão entre praia dissipativa e reflectiva deva ser revista, influenciando também o cáculo do espraiamento.

Agradecimentos

Este trabalho foi parcialmente financiado pela Funda o para a Ciência e Tecnologia (FCT), através do Projecto "PRIMO – Prediction and Impacts of Runup and Overwashes" (contrato n.  39849/CTA/2001). Os autores manifestam também o seu agradecimento ao Instituto Hidrográfico pela cedência gratuita dos dados da bóia-ondógrafo de Leixões. Agradecem ainda a valiosa colabora o prestada pelo Dr. Rui Capitão, do LNEC, quer na cedência de outros dados e programas de análise estatística, quer pelas profícuas discussões sobre os métodos utilizados.

Referências

- Andrade, C., Oliveira Pires, H., Silva, P., Taborda, R., Freitas, M.C., (2005). *Climate Change In Portugal - Scenarios, Impacts And Adaptation Measures*. Capítulo "Zonas Costeiras".
- Battjes, J.A. (1971). Run-up distributions of waves breaking on slopes. *Journal of the Waterways, Harbours and Coastal Eng. Div.*, ASCE, Vol. 97, ww1, pp. 91-114.
- Bowen, A.J., D.L. Inman, V.P. Simons (1968). Wave 'set-down' and 'set-up'. *J. Geophys. Res.*, 73, 2569-2577.



4^{as} Jornadas Portuguesas de Engenharia Costeira e Portuária Angra do Heroísmo, 20 e 21 de Outubro de 2005

- Carvalho, F.L.M. (1999). *Simulação Numérica da Sobrelevação do Nível do Mar de Origem Meteorológica*. Tese de Mestrado, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, 107pp.
- CEHIDRO (1999). *Carta de Risco do Litoral*. Centro de Estudos de Hidrossistemas, IST, Lisboa.
- Coles, S. (2001). *An Introduction to Statistical Modeling of Extreme Values*. London: Springer.
- Gama, C., J.M.A. Dias, R. Taborda (1994a). Analysis of storm surge in Portugal, between June 1986 and May 1988. *Proc. Littoral 94*, Lisboa, 381-387.
- Gama, C., R. Taborda, J.M.A. Dias, Ó. Ferreira (1994b). Return periods of extreme sea levels in Portugal. *Gaia* n.º 8 (volume dedicado ao 1º Simpósio sobre a Margem Continental Ibérica Atlântica), pp. 59-61.
- G.I.O.C., Grupo de Ingeniería Oceanográfica y de Costas. *Atlas de inundación del litoral peninsular español – Documento Temático*. Universidad de Cantabria.
- G.I.O.C., Grupo de Ingeniería Oceanográfica y de Costas. *Atlas de inundación del litoral peninsular español – Documento Complementario*. Universidad de Cantabria.
- Henriques, A.G. (1990). “Modelo de distribuição de frequências de caudais de cheias”, Tese de Doutoramento, Instituto Superior Técnico, Lisboa.
- Nielsen, P., Hanslow, D.J. (1991). Wave Runup Distributions on Natural Beaches. *Journal of Coastal Research*, 7(4), 1139-1152.
- Oliveira Pires, H. (1999). “Sobre a definição de Temporal de Mar”, Projecto Rimar.
- Pawlowicz, R., B. Beardsley, and S. Lentz (2002). Classical Tidal Harmonic Analysis Including Error Estimates in MATLAB using T_TIDE. *Computers and Geosciences*, 28, 929-937.
- Pinto, L.L., F. Sancho (2004). *Simulação do Espraçamento com um Modelo do tipo Boussinesq. Métodos Computacionais em Engenharia*, APMTAC, Lisboa.
- Taborda, R. e J.M.A. Dias (1992). Análise da Sobrelevação do Nível do Mar de Origem Meteorológica durante os temporais de Fevereiro/Março de 1978 e Dezembro de 1981. *Geonovas Especial N.º1, A Geologia e o Ambiente*, 89-97.
- Viegas, T. (2005). “Níveis de maré e de inundação em zonas costeiras: metodologia de cálculo”, dissertação submetida para obtenção do grau de Licenciatura em Ciências Geofísicas (Especialização em Oceanografia).
- Wright, L.D. e Short, A.D. (1984). Morphodynamic variability of beaches and surf zones, a synthesis. *Marine Geology*, 56, 92-118.