EVENTOS METEO-OCEANOGRÁFICOS EXTREMOS E RISCOS DE INUNDAÇÃO NO LITORAL SUL DO BRASIL

Natan Zambroni Maia[1], Lauro Júlio Calliari[2] & João Luiz Nicolodi[3]

[1,2,3] Laboratório de Oceanografia Geológica, Universidade Fereral do Rio Grande (FURG) - CP 474, CEP 96201-900, Rio Grande, Brazil. [1]natanzambroni@gmail.com [2]lcalliari@log.furg.br [3]joaoluiznicolodi@gmail.com

RESUMO

As oscilações do nível do mar são resultado das contínuas interações astronômicas, oceanográficas e atmosféricas em diferentes escalas de tempo e intensidade. Desta forma, a ação conjunta das forçantes maré, vento, pressão atmosférica e ondulação podem induzir a elevação do nível do mar durante a passagem de ciclones sobre a plataforma continental, impactando abruptamente à costa adjacente. O objetivo deste trabalho é avaliar os riscos potenciais da elevação do nível médio do mar e de inundações costeiras associados à passagem de ciclones no sul do Brasil. Foi desenvolvido um modelo analítico para tal baseado em tempestades extremas ocorridas entre 1997 e 2008, identificando a contribuição de cada forçante na elevação do nível do mar. Através da elaboração de um modelo de elevação digital do terreno foi possível identificar as áreas mais vulneráveis a inundações pela sobreposição das cotas de elevação calculadas ao mesmo. Durante os eventos de tempestade, as elevações do nível do mar atingiram cotas de 2 a 5m tendo como principal forçante o vento, seguido das ondas, maré astronômica e finalmente a pressão.

PALAVRAS CHAVE: Ciclones; vento; onda; Modelo Digital de Terreno

EXTREME METEO-OCEANOGRAPHIC EVENTS AND FLOOD RISK ON THE SOUTHERN COAST OF BRAZIL

ABSTRACT

Sea level oscillations are a result of continuous astronomic, oceanographic, and atmospheric interactions on different time and intensity scales. Thus, the collective action of forcing factors such as tide, wind, atmospheric pressure, and wave action may lead to elevated sea levels during cyclone events over the continental shelf, abruptly impacting adjacent coasts. The objective of this study is to evaluate the potential risks of sea level rise and coastal flooding associated with the passage of cyclones in southern Brazil. An analytical model was developed based on extreme storm events from 1997 to 2008. The model identifies the impact of each forcing factor during temporary sea level rise. Through the development of a digital terrain model, it was possible to identify the areas most vulnerable to flooding by superimposing the terrain model on to calculated sea levels. During storm events, sea level elevations ranged from 2 to 5m and show wind as the major forcing factor, followed by swells waves, astronomical tide and finally atmospheric pressure.

KEYWORD: Cyclones, wind, wave, Digital Terrain Model

INTRODUÇÃO

A ação conjunta das forçantes maré, vento, pressão e ondulação pode induzir o aumento do nível do mar e impactar bruscamente setores costeiros expostos. A compreensão do comportamento de tempestades e suas interações com o oceano adjacente fornecem subsídios para a mensuração das variações do nível da água sobre o continente. Por este motivo, é crucial a identificação das áreas de risco à inundação para criar estratégias de mitigação e adaptação frente a

cenários de elevação do nível dos oceanos sobretudo quando induzidos por eventos meteo-oceanográficos extremos.

As oscilações do nível do mar respondem continuamente às interações astronômicas, oceanográficas e atmosféricas em uma ampla gama de períodos (GILL, 1982). Desta forma os registros de nível do mar contêm um complexo espectro de assinaturas que incluem as marés com períodos de menos de 1 dia até as mudanças eustáticas globais que ocorrem com períodos seculares (GORING, 1995). Existe uma pequena área neste espectro, entre 3 e 15 dias, que combina variações de pressão atmosférica e vento que afetam o nível do mar. Esta influência meteorológica produz fluxos de baixa oscilação no nível dos oceanos, conhecidos como marés meteorológicas, que podem se propagar ao longo ou em direção à linha de costa (TRUCCOLO, 2006).

Segundo PUGH (1987), a maré meteorológica pode ser definida como a diferença entre a maré observada e a maré astronômica, podendo ser desta forma negativa ou positiva ("storm surge"). A maré meteorológica é, portanto, responsável pelo aumento ou diminuição do nível do mar em relação às marés astronômicas observadas em um dado local. Este fenômeno é positivo e geralmente mais importante quando os registros são maiores do que aqueles previstos pela maré astronômica, o que implica em intrusão de água do mar em locais onde normalmente não acontece, causando grandes inundações (MARONE & CAMARGO, 1994). Porém, quando negativa, a maré meteorológica prejudica consideravelmente as atividades portuárias.

Marés meteorológicas são fenômenos que consistem em dois componentes principais: a fricção do vento sobre a superfície do mar resulta na transferência de *momentum* da atmosfera para o oceano e, assim, ventos intensos com uma longa pista oceânica sopram em direção ao continente e "empilham" água na zona costeira ("wind set-up"), enquanto a baixa pressão barométrica associada às rotações ciclônicas faz aumentar o nível do oceano (efeito do barômetro inverso – "barometric set-up", Pugh, 1987; BENAVENTE et al., 2006). Adicionalmente, um terceiro fator, o aumento da altura da arrebentação, resulta também no aumento do nível da água na zona de surfe ("wave set-up") atingindo áreas mais interiores que as ondas normais, pelo fato de transferir a zona de arrebentação em direção à costa (BENAVENTE, op. cit.). Desta forma, segundo MARONE & CAMARGO (1994), as marés meteorológicas positivas podem ser mais intensas dependendo da amplitude e período das ondas, que geralmente acompanham estes eventos quando são mais significativos.

Durante as condições de alta energia (tempestades), o nível médio da água do mar aumenta em função da maré, vento, pressão e onda. Desta forma, a praia e as dunas são fortemente atacadas pelas ondas incidentes e geralmente resultam em processos erosivos. Quando ondas de tempestade chegam à praia, estas quebram com muita intensidade e como consequência um grande volume de água é lançado sobre a face da praia (VAN RIJN, 2009). Entende-se então que além da elevação do nível do mar pela presença de uma onda longa de plataforma (maré) há o empilhamento de água na costa pelo processo de arrebentação das ondas (MARONE & CAMARGO, 1994), onde o gradiente de pressão atmosférico é a causa da formação dos ventos e estes são os responsáveis por gerar ondas e elevações do nível do mar. Quando o gradiente de pressão atmosférica é muito intenso há possibilidade de formação de ciclones extratropicais, responsáveis por gerar ondas de alturas elevadas às quais se propagam por longas distâncias até a costa como ondulações ("swell"). O empilhamento de

água por estas ondas associado às marés astronômicas de sizígia acentua o poder erosivo atuante na costa por causarem sobrelevação acima do prisma de maré (PARISE, 2007).

A combinação da maré meteorológica positiva com o set-up de onda pode resultar em valores extremos de run-up de onda (máxima excursão vertical do swash na face da praia), o que pode resultar em galgamento do cordão dunar e também de obras de defesa costeira, principalmente quando estas tempestades coincidem com marés astronômicas de sizígia e, desta forma, erosão e inundações podem ocorrer em áreas onde normalmente não ocorrem (BENAVENTE et al., 2006).

Segundo FERREIRA (2006), as tempestades associadas às marés meteorológicas são o fator mais importante que controlam, em curto prazo, os movimentos da linha de costa. Desta forma, a ação das marés meteorológicas na costa pode resultar em diversos prejuízos para as comunidades costeiras, como através da deposição de lama fluida na praia (CALLIARI & FARIA, 2003), perda de terrenos, destruição das propriedades e hábitats naturais, desvalorização imobiliária e turística, redução no arrecadamento de impostos além da perda de vidas. Porém, a distribuição dos efeitos de uma tempestade em uma costa depende de muitas variáveis como morfologia subaquosa, padrões de refração e difração de onda, balanço sedimentar, comportamento morfodinâmico da praia, desenvolvimento dunar e também intervenções humanas na linha de costa (BENAVENTE et al., 2002).

As consequências potenciais destas tempestades implicam na necessidade de ferramentas que reconheçam zonas vulneráveis ao risco de inundações. Este fator tem sido modelado e as informações resultantes constituem a base para mapeamentos de riscos costeiros (BENAVENTE et al., 2006). Em áreas costeiras onde há ocupação urbana é prudente tomar precauções contra súbitas e frequentes subidas do nível do mar potencialmente perigosas (FERREIRA, 2006). A mensuração do recuo resultante da erosão costeira por tempestades é um dos fenômenos mais importantes que precisa ser quantificado com precisão para facilitar as estratégias eficazes de gestão das zonas costeiras (CALLAGHAN et al., 2009).

Neste contexto, com o objetivo de avaliar os riscos costeiros relacionados à inundação pela ação conjugada de marés meteorológicas e wave run-up no Balneário Hermenegildo, o presente estudo desenvolveu um modelo analítico para o cálculo da elevação do nível do mar durante a ocorrência de tempestades. O balneário em questão situa-se no extremo sul do Brasil (Figura 1) e sofre com intensos processos erosivos que são potencializados quando o mesmo é atingido por tempestades.

O modelo desenvolvido utiliza-se de dados referentes à onda, vento, pressão, maré e topografia do terreno para, de forma analítica, calcular valores de elevação do nível do mar e é de aplicação direta em avaliações de risco à inundação costeira associados à passagem de ciclones.

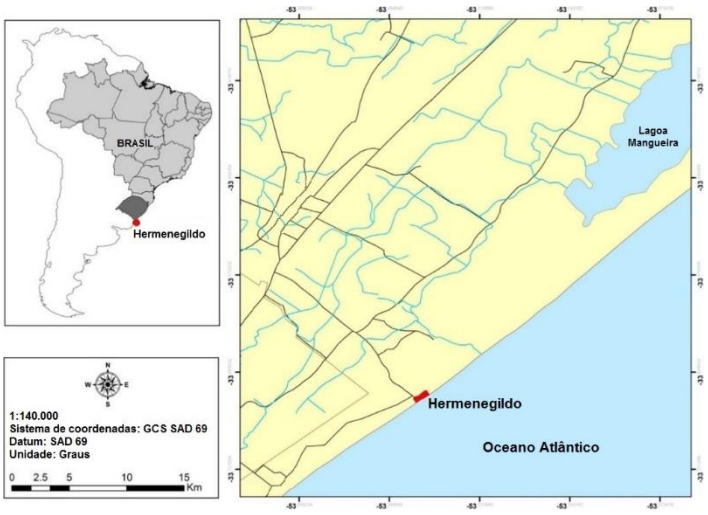

Figura 1: Balneário Hermenegildo, litoral sul do Rio Grande do Sul.

METODOLOGIA

A sequência metodológica para o desenvolvimento deste trabalho seguiu a seguinte cronologia: obtenção e tratamento dos dados referentes à onda, vento, pressão e maré astronômica; elaboração e validação do modelo analítico do cálculo de elevação do nível do mar; implementação do modelo analítico para o cálculo de nível dos eventos selecionados; elaboração do modelo digital do terreno e, por fim, a elaboração das ilustrações referentes aos níveis de inundação calculados entre 1997 e 2008.

Ondas

Os dados referentes à onda foram obtidos utilizando as saídas do modelo global Wave Watch III do NCEP/NOAA. Foram utilizadas informações a respeito da altura significativa e período de onda, com resolução temporal de 3h. O modelo possui resolução espacial de 1° x 1,25°, sendo escolhido o ponto compreendido pelas coordenadas 34°S e 52,5°W para a obtenção dos dados e situa-se a 80km da costa.

Vento e Pressão

Os dados referentes ao vento e à pressão atmosférica são oriundos do banco de dados do Projeto Reanálise R-1 do NCEP/NCAR. Os dados de Reanálise possuem resolução temporal de 6h e resolução espacial de 2.5° x 2.5°. Para este estudo, foram utilizados os dados referentes ao ponto compreendido pelas coordenadas 32,5°S e 52,5°W e, assim como os dados de onda, este ponto foi escolhido de acordo com a saída do modelo por ser o mais próximo ao Balneário Hermenegildo sobre a plataforma continental. Para o cálculo da velocidade resultante vento, foram utilizadas as componentes zonal (u) e meridional (v) a 10m de altura (BOWDEN, 1983) e, para a pressão atmosférica, seus respectivos valores ao nível médio do mar.

Maré astronômica

Os dados referentes à maré astronômica são provenientes da Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN) da Marinha do Brasil. Pela ausência de dados específicos para o Balneário Hermenegildo, optou-se por utilizar as previsões de maré por análise harmônica realizadas para a costa adjacente à cidade de Rio Grande (RS), distante cerca de 200km da área de estudo. Porém, as duas regiões apresentam o mesmo regime de maré.

Elaboração do modelo analítico

Para o cálculo de elevação do nível do mar durante a ocorrência de tempestades induzido pela passagem de ciclones, foi elaborado um modelo analítico (Equação 1). Desta forma, a elevação da superfície da água foi calculada levando-se em conta cada um dos fatores contribuintes para tal, os quais são descritos abaixo:

$$\eta t = \eta v + \eta o + \eta p + \eta m$$

Equação 1. Modelo analítico para o cálculo da elevação do nível do mar durante tempestades induzidas por ciclones.

onde,

ηt= elevação do nível total;

ηv= elevação do nível induzida pelo vento (wind set-up);

ηo= elevação do nível induzida por onda (wave run-up);

ηp= elevação do nível induzida pela pressão atmosférica (barometric set-up);

ηm= elevação do nível induzida pela maré astronômica.

<u>Elevação do nível induzida pelo vento (wind set-up)</u>

Para o cálculo da elevação do nível induzido pelo vento, foi utilizada a equação proposta por CSANADY (1982) para ventos paralelos à costa (Equação 2).

$$\eta v = \frac{u_*^2}{fc}\,[(ft)\,e^{-\frac{x}{R}}]$$

Equação 2. Elevação do nível induzido pelo vento.

Onde,

ηv= elevação do nível induzido pelo vento (wind set-up) (m);

u_*= stress do vento na superfície da água (m/s^{-1});

f= Parâmetro de Coriolis (1/s);

c= velocidade de onda em águas rasas (m/s);

t= tempo de duração do evento (s);

x= distância do ponto da elevação desejada até a costa, adotada neste trabalho como 0m (por desejar-se a elevação do nível na costa);

R= Raio de deformação de Rossby (m).

Onde,

$$f = 2.\Omega.sen(\alpha)$$

Equação 3. Cálculo do Parâmetro de Coriolis.

$$c = \sqrt{g.H}$$

Equação 4. Cálculo da velocidade de propagação de ondas em águas rasas.

$$R = \frac{c}{f}$$

Equação 5. Cálculo do Raio de deformação de Rossby.

Sendo,

Ω= $7{,}292 \times 10^{-5}$;

α= -34°;

g= 9,8m/s;

H= profundidade média da plataforma, adotada neste trabalho como 100m.

E também,

$$u_*^2 = \frac{\tau}{\rho_a}$$

Equação 6. Stress do vento na superfície da água.

Sendo,

ρ_a= densidade da água ($1024 kg/m^3$);

τ= tensão de cisalhamento do vento.

$$\tau = \rho_{ar}\,.Cd.V^2$$

Equação 7. Cálculo da tensão de cisalhamento do vento.

Sendo,

ρ_{ar}= densidade do ar ($1{,}25 kg/m^3$);

V= velocidade do vento (m/s);

Cd= coeficiente de arrasto do vento, dependente da velocidade do vento e oriundo de BOWDEN (1983).

A Equação 2 assume a profundidade constante ao longo de todo o escoamento do fluido até a costa e não considera o atrito da água com o fundo e, desta forma, de acordo com o autor (CSANADY, 1982), enquanto houver atuação do vento há empilhamento de água na costa de forma linear. Os eventos analisados foram inicialmente selecionados em função do comportamento do vento, sendo necessário os ciclones estarem localizados sobre a plataforma continental e o vento com fluxo paralelo à costa, proveniente de SW. Para o valor de velocidade do vento inserido na equação, foi calculada e utilizada a média das velocidades durante a duração do evento.

<u>Elevação do nível induzida por onda (wave run-up)</u>

O aumento do wave run-up na costa causado pelo aumento da altura de onda durante a ocorrência de tempestades foi calculado por meio da Equação 8 proposta por BATTJES (1971), permitindo assim, avaliar a máxima excursão vertical da onda na face da praia.

$$\eta o = (H_s\,.\,L_0{}')^{0.5}\,.Tan\beta$$

Equação 8. Cálculo do wave run-up.

Onde,

Hs = altura significativa de onda em águas profundas;

L_0 = comprimento de onda;

β = declividade da face da praia em graus, adotada neste trabalho como 2,6°, retirado de PEREIRA et al. (2010).

Sendo ainda que,

$$L_0{}' = 1{,}56\,T^2$$

Equação 9. Cálculo do comprimento de onda.

Onde,

T= período de pico associado à altura de onda significativa.

A Equação 8 foi também utilizada por FERREIRA et al. (2006) e FREITAS et al. (2010) para, respectivamente, mensuração de *overwash* e cálculo de níveis de inundação na Península de Ancão (Portugal) e Enseada do Itapocorói (Brasil). Para o valor de altura de onda inserido na equação, foi calculada e utilizada a média das alturas significativas durante a duração do evento, assim como também para o período de onda.

Elevação do nível induzida pela pressão atmosférica (barometric set-up)

A elevação do nível do mar induzida pela pressão atmosférica foi calculada através do efeito do Barômetro Inverso. Segundo BENAVENTE (2006), desde que as baixas pressões persistam por um intervalo de tempo suficiente, o nível da água aumenta na proporção de 1cm para a queda de cada milibar (ou 1hPa) na pressão atmosférica na superfície do mar. O efeito do barômetro inverso implica na resposta isostática do nível do mar ao equilíbrio aplicado pelo gradiente de pressão (TRUCCOLO et al., 2006). Sendo assim, foram calculados os valores relativos às quedas de pressão induzidas pela passagem dos ciclones. BENAVENTE (op cit.) também utilizou este princípio para identificar as áreas de inundações no pontal de Valdelagrana na costa da Espanha.

Elevação do nível induzida pela maré astronômica

Para cada evento, a fim de caracterizar o pior cenário de elevação, foi selecionado o valor correspondente à maior elevação de maré astronômica durante a passagem dos ciclones pela costa. Assim, a Equação 1 calcula os valores mais extremos de elevação do nível do mar durante os eventos de tempestade.

Elaboração do Modelo Digital do Terreno (MDT)

A aquisição de dados foi realizada com uso de um GPS geodésico (RTK) o qual possui um erro mínimo de 5mm, dados altimétricos referenciados ao elipsóide GRS-80 e opera com código C/A (1023MHz) e portadoras L1(1575,42MHz) e L2 (1227,60MHz). A coleta de dados foi realizada através do método *stop and go.*

Elaboração das ilustrações referentes aos níveis de inundação

Os resultados obtidos pela Equação 1 fornecem os valores de elevação do nível do mar durante a ocorrência de uma tempestade na costa e, desta forma, quando comparado com as cotas altimétricas do Modelo Digital do Terreno indicam as áreas de potenciais inundações costeiras. BENAVENTE et al. (2006) e FREITAS et al. (2010) obtiveram resultados bastante satisfatórios para identificação de áreas vulneráveis à inundação sobrepondo cotas de elevação do nível do mar aos seus respectivos MDTs.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Validação do modelo analítico

Para a validação do modelo analítico foram utilizados como base para cálculo e validação os

valores das marés meteorológicas monitoradas por PARISE et al. (2009) na praia do Cassino (RS) durante os anos de 2006 e 2007. Utilizando o modelo analítico desenvolvido, foram então calculados para a praia do Cassino os valores da elevação do nível do mar (incluindo as marés meteorológicas) referentes aos 23 eventos monitorados por PARISE et al. (op. cit). Para tal foi retirado do referido trabalho somente a declividade da praia (1,19°), o período de ocorrência dos eventos e seus respectivos valores de marés meteorológicas. Desta forma, a fim de avaliar a acurácia do modelo analítico, comparou-se os valores calculados com aqueles medidos em campo (Tabela I (Anexo 1) e Figura 2), e, posteriormente, foi calculada a correlação entre os mesmos (Figura 3).

Foi encontrado um coeficiente de correlação (R) positivo com o valor de 0,66 e valor p= 0,0005, sendo estatisticamente considerado moderadamente alto e significante (para α=0,05). Porém, levando-se em conta todas as simplificações assumidas para a elaboração do modelo analítico e ainda potenciais imprecisões nos valores registrados por PARISE et al. (2009), a correlação existente entre os dados pode ser considerada bastante satisfatória.

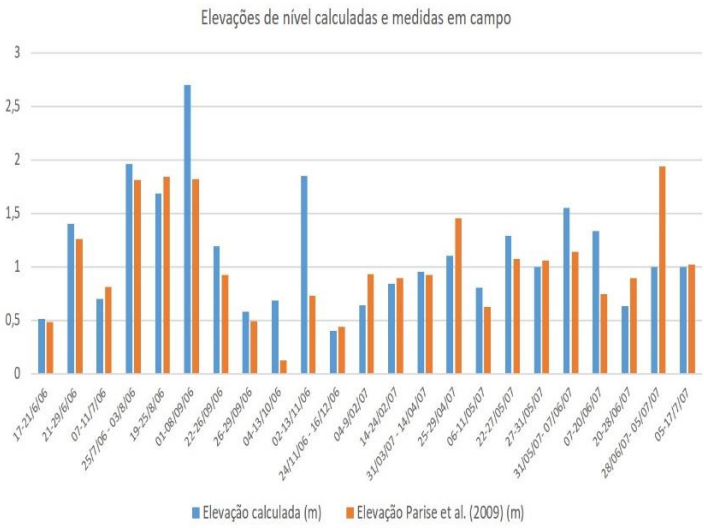

Figura 2. Elevações do nível do mar calculadas pelo modelo analítico e elevações medidas em campo por Parise *et al.* (2009).

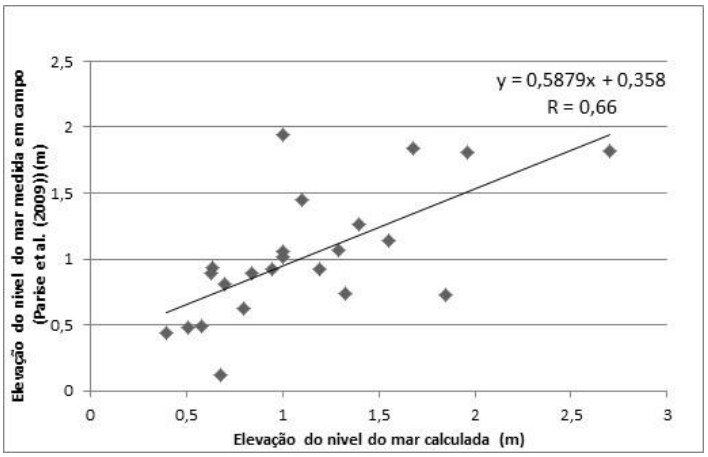

Figura 3. Correlação linear entre os valores de elevação do nível do mar medidos em campo (PARISE et al. (2009)) e os calculados pelo modelo analítico.

A equação que descreve a relação entre os dados é:

$$Y=0,5879x + 0,358$$

Equação 10. Equação da correlação linear entre os valores de elevação do nível do mar medidos em campo (PARISE et al. (2009)) e os calculados pelo modelo analítico.

Por não considerar o atrito da água com o fundo, o modelo considera o empilhamento de água na costa de forma linear enquanto houver atuação do vento. Assim, os valores finais calculados das elevações do nível do mar sob velocidades de vento elevadas e longo período de duração podem estar superestimados.

Desta forma foi também calculada a correlação excluindo os eventos em que este comportamento foi observado, assim como o evento em que a maré meteorológica registrada por PARISE et al. (2009) apresentou um valor não condizente e bastante inferior ao esperado em função das suas características de pressão, vento e onda. Neste sentido esta correlação exclui os eventos registrados compreendidos entre os períodos de 1 a 8/09/06, 4 a 13/10/06, 2 a 13/11/06 e 7 a 20/06/07. O coeficiente de correlação recalculado (Figura 4) apresentou também um valor positivo e sensivelmente maior que o anterior, sendo R=0,77 e

valor p=0,0001, e assim, considerado estatisticamente alto e também significante (sendo α=0,05).

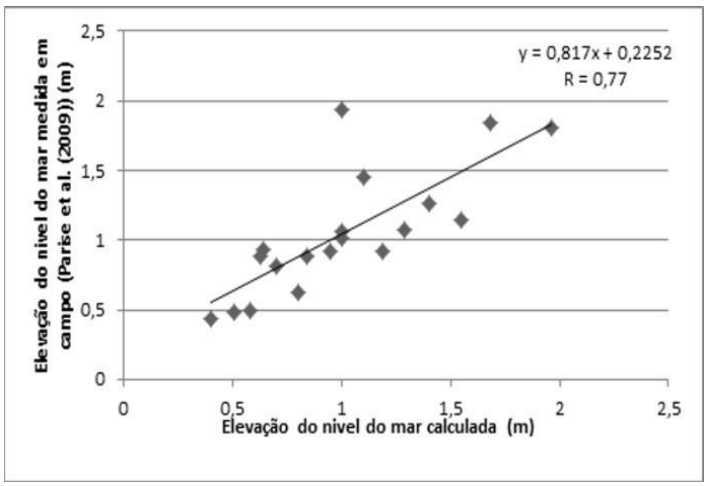

Figura 4. Correlação linear recalculada entre os valores de elevação do nível do mar medidos em campo (PARISE et al. (2009)) e os calculados pelo modelo analítico.

A equação que descreve a relação entre os dados refinados é:

$$Y=0,817x + 0,2252$$

Equação 11. Equação da correlação linear entre os valores refinados de elevação do nível do mar medidos em campo (PARISE et al. (2009)) e os recalculados pelo modelo analítico.

Implementação do modelo analítico

Para a implementação do modelo analítico foram selecionados os eventos mais extremos compreendidos entre os anos de 1997 e 2008 para o litoral do Rio Grande do Sul identificados por MELO et al. (2010). Através de modelagem numérica os autores identificaram os eventos com as maiores alturas de onda entre os anos de 1979 e 2008. No presente estudo, justifica-se a seleção dos eventos de 1997 em diante pela disponibilização dos dados de onda do Wave Watch III ser a partir deste ano. Foram então calculados com o modelo analítico os valores de elevação do nível do mar para 16 eventos induzidos pela passagem de ciclones compreendidos neste período, onde suas respectivas características atmosféricas e hidrodinâmicas são apresentadas na Tabela II (Anexo 2).

Contribuições das forçantes para a elevação do nível do mar durante a passagem de ciclones

De acordo com BENAVENTE et al. (2006), a influência das variáveis que afetam a elevação do nível do mar durante uma "storm surge" depende da intensidade das tempestades geradas pela passagem dos sistemas frontais. Desta forma, durante a passagem dos ciclones os valores de elevação do nível do mar oscilaram entre 2 e 5m. Estes valores extremos apresentaram relação direta com o comportamento do vento, onde o menor valor de elevação do nível do mar, 2m, foi registrado sob a menor velocidade do vento, 6.1m/s. Analogamente, o maior valor de elevação do nível, 5m, foi registrado sob a maior velocidade do vento, 14.9m/s.

De uma forma geral, referente às contribuições de cada forçante nos níveis de elevação demonstrados na Tabela III (Anexo 3) e Figura 5, o vento possui uma maior contribuição do que as outras forçantes para a elevação do nível mar. Em média o vento foi responsável pela indução das elevações dos níveis em 43%, seguido da ondulação por 35%, da maré astronômica por 15% e finalmente pela pressão, responsável por 7%. Em estudos desenvolvidos no sudoeste espanhol, BENAVENTE et al., (op. cit) creditaram ao vento uma indução de 60% da elevação do nível do mar durante a ocorrência de uma tempestade induzida por ciclone, enquanto que à ondulação, uma indução de 30% foi creditada.

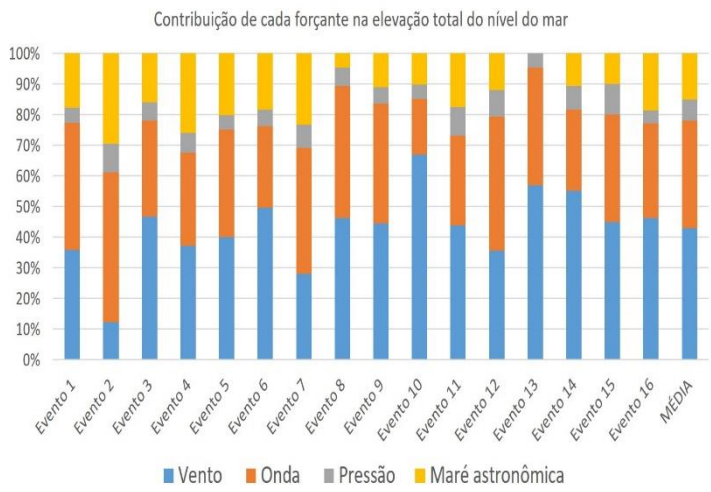

Figura 5. Percentual de contribuição de cada forçante na elevação total do nível do mar.

Para todos os 16 eventos analisados o vento foi proveniente de SW, que para o litoral do Rio Grande do Sul, em função da orientação NE-SW de sua costa, propicia o empilhamento de água na mesma como resultado do efeito de Coriolis. Este comportamento foi também observado por SARAIVA et al. (2003) e PARISE (2007), onde os autores relacionaram as elevações do nível do mar durante a passagem de ciclones com vento SW em respectivamente 85 e 70% dos casos. Estudando a ocorrência de marés meteorológicas no sul do Brasil, TRUCCOLO et al. (2006) também encontraram como principal agente empilhador de água na costa o vento paralelo à mesma. Segundo os autores, a principal forçante que promove as oscilações positivas e negativas do nível do mar são as componentes longitudinais/meridionais à costa do stress do vento, com a pressão atmosférica desempenhando um papel secundário.

Elevação do nível do mar

A Tabela II fornece os valores de elevação do nível do mar calculados para os eventos selecionados e, estes valores quando comparados e sobrepostos às cotas altimétricas do Modelo Digital do Terreno indicam as áreas de potenciais inundações costeiras. Vale ressaltar que os níveis de inundação são referentes às cotas altimétricas da base do terreno, e não levam em conta as interações entre a água e as estruturas presentes sobre o terreno. No entanto estes modelos podem ser utilizados para avaliar os piores cenários para os níveis de elevação durante a ocorrência de tempestades (FERREIRA et al., 2006). Neste sentido, assim como adotado por TAGLIANI et al. (2010), em um cenário de inundações um dos principais fatores a ser considerado é a elevação do terreno, onde as menores cotas altimétricas estão mais vulneráveis às elevações do nível do mar, com a água podendo alcançar locais não atingíveis nem nas maiores preamares de sizígia.

Para os 16 eventos analisados, foram calculados 11 valores distintos de elevação de nível frente à passagem de ciclones, oscilando entre 2 e 5m. A fim de identificar a vulnerabilidade frente às inundações, os resultados calculados foram sobrepostos ao Modelo Digital de Terreno do Balneário Hermenegildo. A seguir, serão discutidos dois dos casos específicos, sendo que em MAIA (2011) é possível observar, detalhadamente, todas as situações de elevação do nível do mar identificadas na Tabela II.

Elevação do nível do mar em 2,7m

A elevação de nível em 2,7m foi calculada para o evento ocorrido em 18/04/1999 (evento 4) e está ilustrado na Figura 6. Neste evento, a ilustração indica uma maior intrusão do mar sobre o balneário de forma que praticamente todos os imóveis situados na segunda linha de casas paralela à praia se encontram atingidas pela água do mar, inclusive aquelas localizadas nos limites urbanizados norte e sul do Hermenegildo. Porém, no extremo sul do mesmo em frente ao cordão dunar preservado, a água ainda se mantém na face da praia. Este evento apresentou duas características importantes, sendo uma grande contribuição por parte

da maré astronômica, de 26%, e o tempo de duração do evento muito elevado, com a permanência do ciclone sobre a plataforma por 102 horas, o maior entre todos os casos analisados.

Segundo MACHADO et al. (2010) o cenário meteorológico sobre este evento foi bastante incomum, uma vez que a trajetória do ciclone sobre a plataforma se desenvolveu de forma circular sem grandes movimentos zonais e meridionais, permanecendo então praticamente estacionado frente à costa do Rio Grande do Sul (Figura 7).

De acordo com ESTEVES et al. (2000), durante o evento de abril de 1999 na costa do RS foram registradas rajadas de vento de até 115km/h e mensuradas por ondógrafo a 15m de profundidade ondas de até 8m. ESTEVES et al. (1999) afirma que estas condições de alta energia resultaram em erosão crítica na praia do Hermenegildo, ocasionando a destruição total de 20% das casas à beira mar além de inúmeros prejuízos à estrutura das demais, conforme ilustrado na Figura 8. Para TOZZI & CALLIARI (2000) a tempestade de abril de 1999 foi um típico exemplo de um evento de alta energia que ameaça o balneário Hermenegildo ao menos uma vez ao ano.

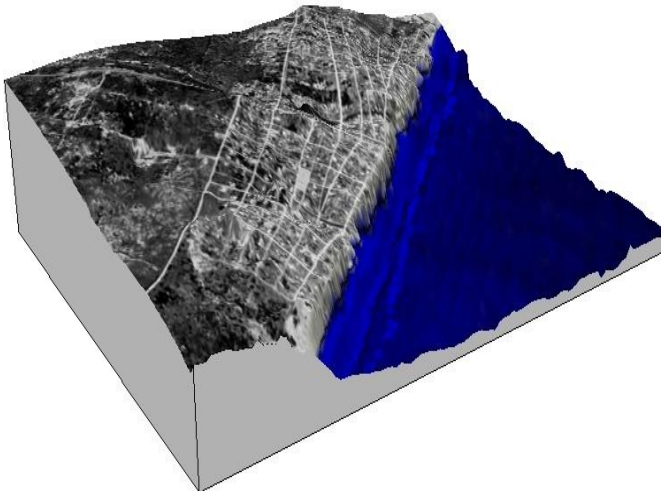

Figura 6. Elevação do nível do mar em 2,7m sobreposto ao MDT.

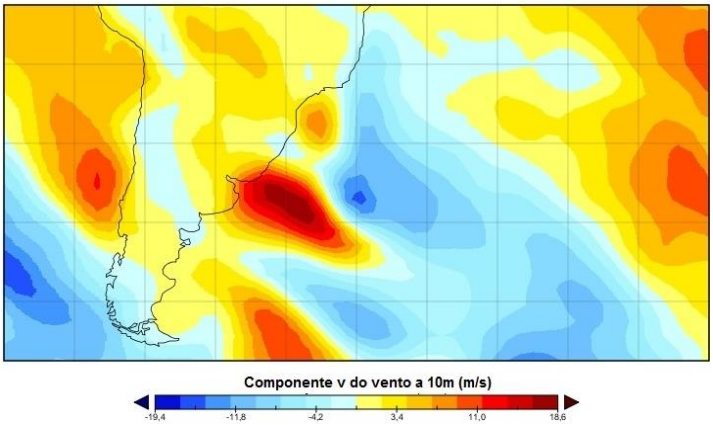

Figura 7. Componente V do vento durante o evento 4.

Figura 8. Destruição das casas durante o evento de abril de 1999.

Elevação do nível do mar em 5,0m

A elevação de nível em 5,0m foi calculada para o evento ocorrido em 25/05/2003 (evento 10), e está ilustrado respectivamente nas Figuras 9 e 10. O balneário apresenta uma grande porção do seu território atingida pela água, com inundações atingindo da segunda até a quinta quadra de casas. No setor sul a elevação do nível em 5m chegou a galgar o cordão dunar preservado, porém, não em sua totalidade, onde o topo do cordão dunar encontra-se emerso. Desta forma, mesmo diante de um valor de subida de nível muito elevado, o cordão dunar ainda mantém o seu papel de barreira natural de proteção frente aos avanços do mar.

Nas figuras 9 e 10 fica clara a existência das duas grandes depressões no terreno ao norte e ao sul da estrada de acesso ao balneário, onde as áreas mais atingidas são justamente estas situadas nas adjacências dos sangradouros, uma vez que estas regiões apresentam cotas mais baixas e se caracterizam por serem vias de acesso à intrusão de água marinha no continente.

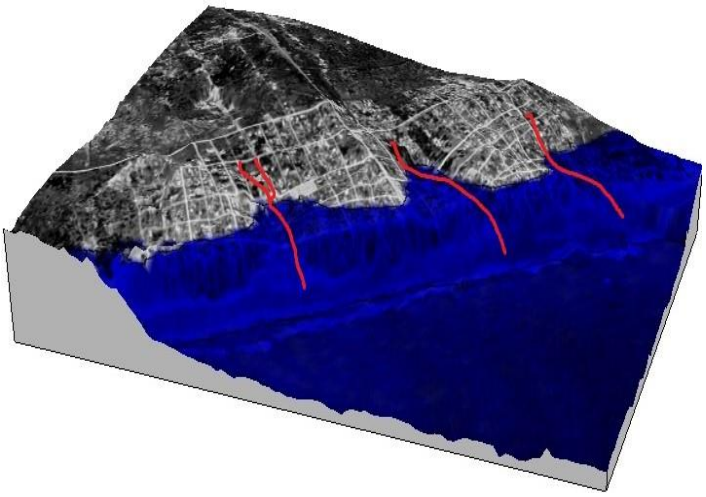

Figura 9. Elevação do nível do mar em 5m sobreposto ao MDT. Os sangradouros estão indicados em vermelho.

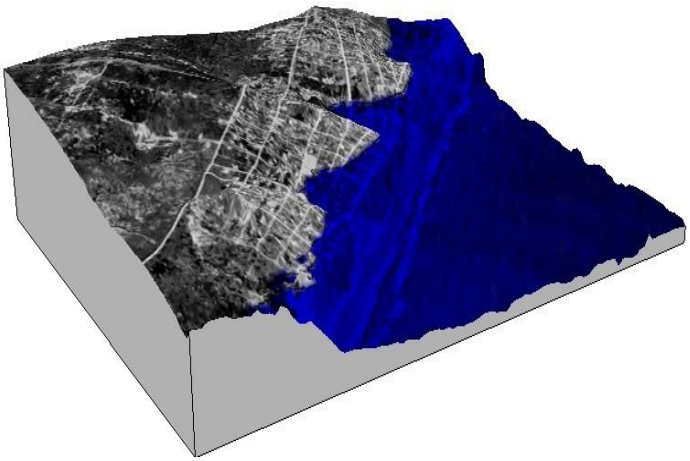

Figura 10. Elevação do nível do mar em 5m sobreposto ao MDT.

Em função da maior velocidade do vento registrada entre todos os eventos (Figura 11), com 14,9m/s e também pelo tempo de duração do mesmo de 66h, a contribuição do vento na elevação do nível foi de 66%.

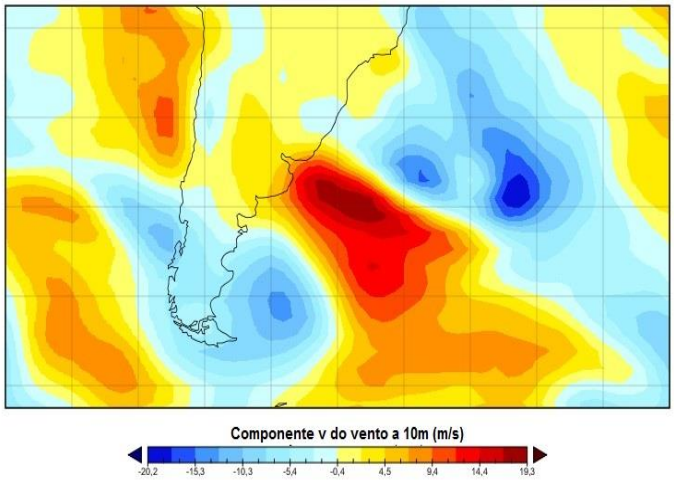

Figura 11. Componente V do vento durante o evento 10.

Desta forma, em função deste alto valor as outras forçantes apresentaram valores percentuais de contribuição menores, com a ondulação contribuindo com 18%, a maré astronômica com 10% e a pressão com 5%, o que não significa, necessariamente, que estes tenham contribuído pouco, já que a altura de onda significativa foi relativamente elevada, de 3,6m com período de 8,4s (Figuras 12 e 13), e a pressão apresentou o 3º maior valor de variação entre os demais eventos, com oscilação de 23,3hPa (Figura 14).

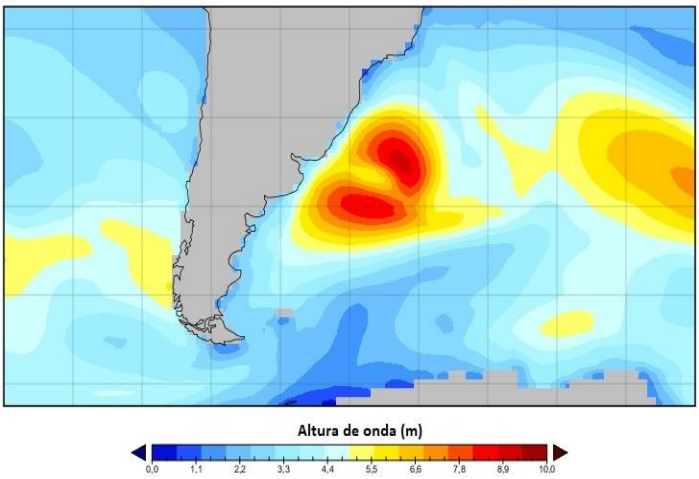

Figura 12. Altura significativa de onda durante o evento 10.

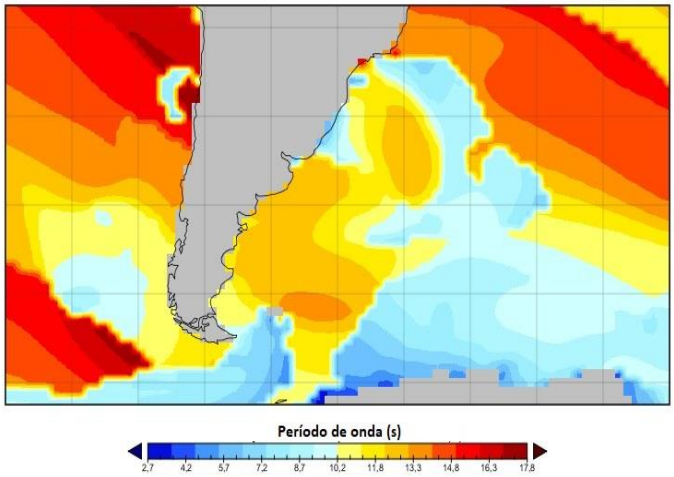

Figura 13. Período de onda durante o evento 10.

Desta forma, assim como no evento 14, o conjunto de valores elevados nas propriedades do vento, onda e pressão foi responsável pelo alto valor na elevação de nível, em 5m, com destaque para o vento. CALLIARI & FARIA (2003) também estudaram o evento ocorrido em maio de 2003. Segundo os autores este evento pôde ser observado nas costas argentina, uruguaia e brasileira. Ainda segundo estes autores, foram registradas por uma boia da Marinha do Brasil, fundeada a 70 metros de profundidade a cerca de 75 milhas náuticas a SE de Rio Grande, alturas significativas de onda de até 6,9m com períodos de até 12,2s.

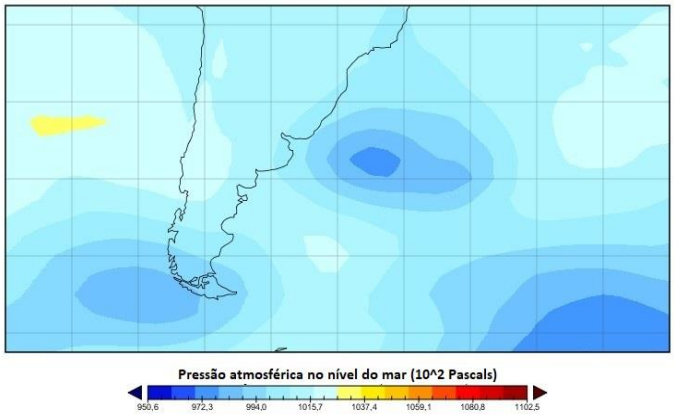

Figura 14. Centro de baixa pressão no oceano Atlântico indicando o ciclone durante o evento 10.

Marés meteorológicas positivas e seus impactos na costa

Durante os eventos estudados, o fator preponderante para existência das marés meteorológicas positivas foi a presença de um centro de baixa pressão (ciclone) no Oceano Atlântico sobre a plataforma continental. Desta forma, na costa sul brasileira, os ciclones se movem em direção à costa e nesta região podem permanecer por horas a dias, gerando ondas e ventos de alta intensidade na costa do RS. Assim, nestas situações a principal causa das marés meteorológicas é a contínua presença dos ciclones próximos ao continente, gerando então ventos intensos, ondas de elevada altura, acumulação e empilhamento de água na costa.

Segundo TOZZI (1999) a localização do centro de alta pressão também é de grande importância meteorológica, uma vez que este pode desviar a trajetória dos ciclones e até mesmo fazê-los estagná-los em uma dada área quando atuam como um bloqueio atmosférico. Esta situação foi observada no evento de abril de 1999 (evento 4), onde o ciclone sobre a plataforma continental encontrou-se aprisionado entre dois anti-ciclones, um no meio do oceano Atlântico e outro sobre o continente, conforme ilustrado na Figura 15. Configurou-se assim um bloqueio atmosférico de modo a estagnar e impedir a dissipação do ciclone, que permaneceu então por 102 horas sobre a plataforma continental adjacente ao RS. TOZZI (op cit.) e PARISE (2007) consideram que os ciclones muito próximos à costa resultam em um impacto pontual severo, enquanto as tempestades localizadas no meio do oceano geram impacto comparativamente menor, distribuído ao longo da costa.

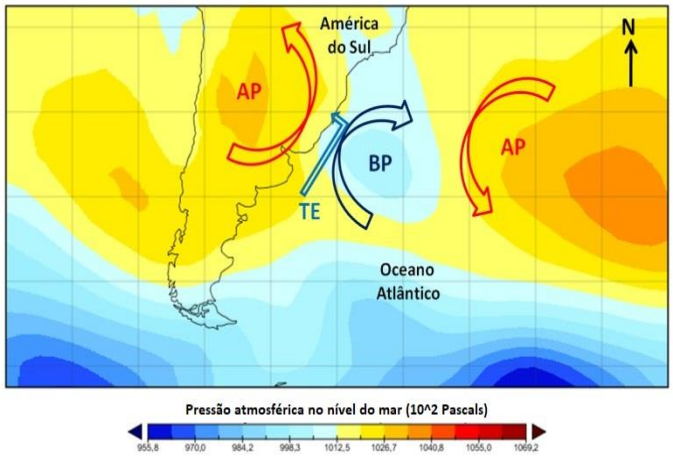

Figura 15. Ciclone estagnado entre 2 centros de alta pressão em abril de 1999.

Segundo KRIEBEL & DEAN (1993), outros fatores também determinam o impacto de uma tempestade na zona costeira, onde o mesmo não é dado apenas em função das características das tempestades como ondas, sobrelevação do mar e duração do evento, mas possue também relação direta com a morfologia da praia. Quanto à ondulação, praias dissipativas sofrem menores efeitos durante a ocorrência das tempestades, e consequentemente as estruturas presentes no pós-praia também. Da mesma forma, gradientes maiores da face da praia nos estágios refletivo e intermediários reduzem sua capacidade de dissipar a energia das ondas, aumentando o potencial de erosão da área em questão, porém, independente da morfologia, o grau de transformação antrópica do pós-praia e das dunas frontais também influencia a resposta da praia frente a erosão e inundações durante os eventos de tempestade (BENAVENTE et al., 2000). Por outro lado, quanto aos níveis de inundação as praias dissipativas permitem um maior deslocamento horizontal da água em função de sua menor declividade, ocorrendo o oposto nas praias com declives mais acentuados (intermediárias e refletivas).

Em um cenário de elevação do nível do mar por ação de tempestades um fator que chama a atenção ao se analisar as ilustrações referentes à vulnerabilidade frente às inundações é a presença de sangradouros. Estas feições são bastante características no litoral do RS, onde estes cursos de água de pequena escala desempenham papel fundamental na drenagem da zona costeira e sobretudo na remobilização de sedimentos das regiões dunares e estirâncio.

Desta forma, a presença destes na costa assume grande importância na dinâmica e configuração das dunas frontais. Em especial, o balneário Hermenegildo apresenta uma maior concentração de sangradouros por quilômetro de praia do que a média para a costa do RS (TOZZI et al., 1999), onde foram observados 3 sangradouros de maior porte ao longo de todo o balneário, cuja extensão é menor que 3km. Estas estruturas configuram-se por serem interrupções no cordão dunar, verdadeiras zonas de fraqueza diante as investidas do mar em direção ao interior do continente. Além de interromperem a continuidade das dunas, são zonas de altimetria reduzida, potencializando assim a entrada da água diante elevações do nível da água.

Outro fator importante neste contexto é que em situações de tempestade os sangradouros se tornam mais caudalosos em função do aumento das taxas pluviométricas, drenando a água proveniente da zona costeira adjacente à região. Porém, com a elevação do nível do mar na costa esta água pluvial não consegue escoar e desaguar no mar, ficando assim represada no continente e por fim transpondo as margens dos sangradouros e inundando a região. Deste modo, como o volume de água escoado pelos sangradouros é variável, sua posição e desembocadura também são dinâmicas e meandram assumindo diferentes conformidades. Esta característica torna as áreas adjacentes a estes ainda mais vulneráveis e susceptíveis à ação marinha, alterando constantemente a morfologia do cordão dunar. Desta forma o potencial de inundação é intensificado em áreas onde a migração lateral dos

sangradouros altera a configuração das dunas (BENAVENTE et al., 2006). Assim, os padrões naturais de ocorrência e as alterações produzidas pela urbanização imprimem aos sangradouros características de risco costeiro (FIGUEIREDO & CALLIARI, 2005).

CONCLUSÕES

O modelo analítico para o cálculo da elevação do nível do mar durante a ocorrência de tempestades foi desenvolvido apresentando resultados satisfatórios, podendo ser utilizado então para a reconstituição e previsão do aumento do nível do mar na costa induzido pela passagem de ciclones**.**

No caso do litoral sul do Rio Grande do Sul a elevação do nível do mar teve como principal forçante o vento (contribuição em 43%), secundariamente a ondulação (35%), seguido da maré astronômica (15%) e por fim a pressão (7%). A combinação dos resultados obtidos com a aplicação do modelo analítico com os modelos digitais de terreno (MDT) permitem uma aproximação do potencial de inundação da praia, campo de dunas e regiões adjacentes, subsidiando a realização de previsões e a respectiva tomada de decisão por parte de gestores costeiros.

REFERÊNCIAS

BATTJES, J. 1971. Run-up distributions of waves breaking on slopes. Journal of the Waterways, Harbors and Coastal Engineering Division. 97, 91–114.

BENAVENTE, J.; GARCIA, F.J., & LÓPEZ-AGUAYO, F. 2000. Empirical model of morphodynamic beachface behaviour for low-energy mesotidal environments. Marine Geology, 167, pg375-390. doi (10.1016/S0025-3227(00)00036-0)

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 56-64 (ICS 2002 Proceedings) Northern Ireland ISSN 0749-0208. (doi: 10.2112/1551-5036-36.sp1.56)

BENAVENTE, J.; DEL RÍO, L.; GRACIA, F.J.; MARTÍNEZ-DEL-POZO, J.A. 2006. Coastal flooding hazard related to storms and coastal evolution in Valdelagrana spit (Cadiz Bay Natural Park, SW Spain). Continental Shelf Research 26 (2006) 1061–1076. (doi.org/10.1016/j.csr.2005.12.015)

BOWDEN, K. F. 1983. Physical Oceanography of Coastal Waters. Ellis Horwood.301p. (doi.org/10.4319/lo.1985.30.2.0449)

CALLAGHAN, D.P.; RANASINGHE, R. & SHORT, A. 2009. Quantifying the storm erosion hazard for coastal planning. Coastal Engineering, 56 (2009) 90–93. (doi.org/10.1016/j.coastaleng.2008.10.003)

CALLIARI, L.J. & FARIA, A.F.G. 2003. Bancos de lama na praia do Cassino: formação, implicações geomorfológicas, ambientais e riscos costeiros, estudo de caso: maio de 2003. Anais do IX Congresso da ABEQUA.

CSANADY, G.T. 1982. Circulation in the Coastal Ocean. D.Reidel Publishing Company. Dordrecht, Holland /Boston, U.S.A / London, England, 279p. (ISBN: 978-94-017-1041-1)

ESTEVES, L.S.; VRANJAC. M.P.; BARLETTA, R.C.; PIVEL, M.A.G.; ERTHAL, S.; VANZ, A.; SILVA, A.R.P. & OLIVEIRA, U.R. 1999. Impacto de um evento de alta energia nas obras de proteção costeira no balneário do Hermenegildo, RS, Brasil. Anais do VII Congresso da ABEQUA, Porto Seguro – BA.

ESTEVES, L.S.; PIVEL, M.A.G.; SILVA, A.R.P.; BARLETTA, R.C.; VRANJAC, M.P.; OLIVEIRA, U.R. & VANZ, A. 2000. Beach owners perception of beach erosion along na armored shoreline in southern Brasil. Pesquisas em Geociências, 27(2):93-109. (doi.org/10.22456/1807-9806.20194)

FERREIRA, O.; GARCIA, T.; MATIAS, A; TABORDA, R. & ALVEIRINHO, J. D. 2006. An

integrated method for the determination of set-back lines for coastal erosion hazards on sandy shores. Continental Shelf Research. 26, 1030-1044. (doi.org/10.1016/j.csr.2005.12.016)

FIGUEIREDO, S.A. & CALLIARI, L.J. 2005. Sangradouros: Distribuição Espacial, Variação Sazonal, Padrões Morfológicos e Implicações no Gerenciamento Costeiro. GRAVEl, nº 3, 47-57, Porto Alegre. (ISSN 1678-5975)

FREITAS, D.; ARAÚJO, R.S.; KLEIN, A.H.F. & MENEZES, J.T. 2010. Quantificação dos perigos costeiros e projeção de linhas de costa futuras para a enseada de Itapocorói – SC. Brazilian Journal of Aquatic Science and Technology, 2010, 14(1): 39-49. (http://dx.doi.org/10.14210/bjast.v14n1.p39-49)

GILL, A.E. 1982. Atmosfere-Ocean Dynamics. New York: academic press, 662p. (ISBN: 9780122835223)

GORING, D.E. 1995. Short-term variations in sea level (2-15 days) in the New Zealand region. New Zealand Journal of Marine and Freshwater Research, 1995: Vol. 29: 69-82. (doi.org/10.1080/00288330.1995.9516641)

KRIEBEL, D.L. & DEAN, R.G. 1993. Convolution method for time dependent beach-profile response. Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Eng. 119, 204–226. (doi.org/10.1061/(ASCE)0733-950X(1993)119:2(204))

MACHADO, A.A.; CALLIARI, L.J.; MELO, E. & KLEIN, A.H.F. 2010. Historical assessment of extreme coastal sea state conditions in southern Brazil and their relation to erosion episodes. Pan-American Journal of Aquatic Sciences, 5(2): 277-286. (ISSN 1809-9009)

MAIA, N.Z. 2011. Avaliação da elevação do nível do mar e riscos de inundação costeira associados à passagem de ciclones no balneário Hermenegildo, RS. Dissertação de mestrado. Universidade Federal do Rio Grande. 118 p.

MARONE, E. & CAMARGO, R. 1994. Marés Meteorológicas no estado do Paraná: o evento de 18 de agosto de 1993. Nerítica, Curitiba, v-8 (1-2), 55-72. Editora da UFPR.

MELO, E.; ROMEU, M.A.R. & HAMMES, G.R. 2010. Condições extremas de agitação marítima ao largo de Rio Grande a partir do Modelo WW3. IV Seminário e Workshop em Engenharia Oceânica – FURG. Rio Grande, Rio Grande do Sul, Brasil, 20 p.

PARISE, C. K. 2007. Padrões atmosféricos sinóticos geradores de mares meteorológicas intensas e a resposta morfodinâmica da praia do Cassino. Trabalho de conclusão de curso de Oceanologia. Universidade Federal do Rio Grande, FURG.

PARISE, C. K.; CALLIARI, L. J. & KRUSCHE, N. 2009. Extreme storm surges in the south of Brazil: atmospheric conditions and shore erosion. Brazilian Journal of Oceanography, 57(3): 175-188. (doi.org/10.1590/S1679-87592009000300002)

PEREIRA, P.S.; CALLIARI, L.J.; BARLETTA, R.C. 2010. Heterogeneity and homogeneity of Southern Brazilian beaches: A morphodynamic and statistical approach. Continental Shelf Research, 30 (2010) 270–280. (doi.org/10.1016/j.csr.2009.11.007)

PUGH, D. T. 1987. Tides, surges and mean sea level. A handbook for Engineers and Scientists. John Wiley&Sons Ltd, New York, 472pp. (ISBN 0 471 91505 X)

SARAIVA, J.M.B.; BEDRAN, C. & CARNEIRO, C. 2003. Monitoring of Storm Surges on Cassino Beach. Jounal of Coastal Research, vol.35, Special Issue, pp. 323- 331. (ISSN 0749-0208)

TAGLIANI, C.R.; CALLIARI, L.J.; TAGLIANI, P. & ANTIQUEIRA, J.A. 2010. Vulnerability to sea level rise of an estuarine island in southern Brazil. Quaternary and Environmental Geosciences (2010) 01(1):18-24. (doi.org/10.5380/abequa.v2il-2.12821)

TOZZI, H. A. M. 1999. Influência das tempestades extratropicais sobre o estoque subaéreo das praias entre Rio Grande e Chuí, RS. Campanha do outono e inverno de 1996. Dissertação de mestrado. Universidade Federal do Rio Grande.

TOZZI, H.A.M. & CALLIARI, L.J. 2000. Morfodinâmica da Praia do Cassino, RS. Pesquisas em

Geociências. 27 (1), 29 – 42. (doi.org/10.22456/1807-9806.20176)

TOZZI, H.A.M.; PEREIRA DA SILVA, R.; CALLIARI, L.J. & BARLETTA, R.C. 1999. Variações de curto e longo período na morfologia das praias entre Cassino e Hermenegildo, Rio Grande do Sul. Anais do VII Cong. ABEQUA, Porto Seguro – BA.

TRUCCOLO, E.C.; FRANCO, D. & SCHETTINI. C.A.F. 2006. The Low Frequency Sea Level Oscillations in the Northern Coast of Santa Catarina, Brazil. Journal of Coastal Research SI 39 547 - 552 ICS 2004 (Proceedings) Brazil. (ISSN 0749-0208)

VAN RIJN, L.C. 2009. Prediction of dune erosion due to storms. Coastal Engineering. 56 (2009) 441–457. (doi 10.1016/j.coastaleng.2008.10.006).

ANEXO 1

Tabela I. Dados atmosféricos e oceânicos utilizados para a validação do modelo analítico. Os valores em negrito indicam aqueles referentes às elevações de nível calculadas e medidas em campo.

Período de ocorrência Parise *et al*. (2009)	Início evento (dia, hora)	Término evento (dia, hora)	Duração evento (horas)	Velocidade vento (m/s)	Cd	Altura onda (m)	Período onda (s)	ΔP (hPa)	Elevação calculada (m)	Elevação Parise *et al.* (2009) (m)
17-21/6/06	15, 18h	16, 18h	24	5,61	1	2,4	8,05	8	**0,51**	**0,48**
21-29/6/06	26,12h	27,0h	18	13,3	1,5	4,24	8,58	28	**1,4**	**1,26**
07-11/7/06	9,6h	9,6h	6	15	1,6	1,1	5,8	25	**0,7**	**0,81**
25/7/06 – 03/8/06	29, 0h	30,12h	42	12,3	1,4	4,46	10,06	17	**1,96**	**1,81**
19-25/8/06	20, 6h	21, 12h	36	11,9	1,4	3,8	8,84	16	**1,68**	**1,84**
01-08/09/06	2, 18h	4, 12h	48	14	1,45	3,94	9	24	**2,7**	**1,82**
22-26/09/06	23,6h	24,6h	30	11,3	1,4	2,5	6,43	18	**1,19**	**0,92**
26-29/09/06	28, 0h	28, 12h	18	8,6	1,2	2	7,4	8	**0,58**	**0,49**
04-13/10/06	5, 12h	5, 18h	12	12	1,4	2	6,7	10	**0,68**	**0,12**
02-13/11/06	6, 12h	8, 18h	60	10,2	1,3	3,5	9,1	27	**1,85**	**0,73**
24/11/06-16/12/06	4, 0h	4, 6h	12	6,8	1,2	1,4	6,22	11	**0,4**	**0,44**
04-9/02/07	7, 0h	7, 6h	12	10,4	1,4	1,4	7,6	15	**0,64**	**0,93**
14-24/02/07	18, 0h	18, 12h	18	11,1	1,4	2,14	5,6	19	**0,84**	**0,89**
31/03/07-14/04/07	8, 6h	9, 0h	24	10,8	1,4	2,35	6,6	14	**0,95**	**0,92**
25-29/04/07	26, 6h	27, 18h	42	8,7	1,2	2,8	8,7	13	**1,1**	**1,45**
06-11/05/07	6, 18h	7, 6h	18	10,4	1,4	2,3	6,12	18	**0,8**	**0,62**
22-27/05/07	23, 6h	24, 6h	30	11,2	1,4	3,3	7,74	18	**1,29**	**1,07**
27-31/05/07	29, 6h	30, 0h	24	10,1	1,4	3,8	9,73	6	**1,0**	**1,06**
31/05/07-07/06/07	3, 6h	4, 6h	30	12,1	1,4	3,92	9,67	19	**1,55**	**1,14**
07-20/06/07	15, 12h	16, 0h	18	15,2	1,6	2	6,3	17	**1,33**	**0,74**
20-28/06/07	27, 0h	27, 18h	24	6,3	1,2	1,16	10,01	19	**0,63**	**0,89**
28/06/07-05/07/07	30, 0h	1, 18h	48	7,53	1,2	2	8,63	21	**1,0**	**1,94**
05-17/7/07	10, 12h	11, 0h	18	11,3	1,4	2,6	7,9	21	**1,0**	**1,02**

ANEXO 2

Tabela II. Dados atmosféricos e oceânicos utilizados para a implementação do modelo analítico, onde os valores em negrito indicam a elevação do nível calculada.

Período de ocorrência Melo *et al.* (2010)	Início evento (dia, hora)	Término evento (dia, hora)	Duração evento (horas)	Velocidade vento (m/s)	Cd	Altura onda (m)	Período onda (s)	ΔP (hPa)	Maré astronômica (m)	Elevação do nível (m)
05/04/1997 (Evento 1)	4, 12h	6, 6h	48	10.4	1.4	3.6	11.0	14.0	0.5	**2.8**
23/05/1997 (Evento 2)	24, 18h	26, 6h	42	6.1	1.15	2.5	11.0	19.0	0.6	**2.0**
25/03/1998 (Evento 3)	24, 12h	26, 12h	54	10.5	1.4	3.0	8.1	15.0	0.4	**2.5**
18/04/1999 (Evento 4)	15, 12h	19, 12h	102	7.75	1.2	3.26	8.04	17.0	0.7	**2.7**
20/05/1999 (Evento 5)	18, 18h	21, 6h	66	9.14	1.3	3.3	8.46	12.3	0.5	**2.5**
31/05/1999 (Evento 6)	29, 12h	31, 0h	42	13.8	1.45	3.8	7.9	18.0	0.6	**3.3**
18/04/2000 (Evento 7)	20, 0h	21, 18h	48	8.6	1.2	3.2	8.7	16.5	0.5	**2.2**
02/02/2002 (Evento 8)	1, 6h	2, 12h	36	11.9	1.4	3.6	8.6	13.0	0.1	**2.2**
01/09/2002 (Evento 9)	31, 12h	2, 12h	54	12.3	1.4	4.5	11.9	18.5	0.4	**3.6**
25/05/2003 (Evento 10)	23, 0h	25, 12h	66	14.9	1.6	3.6	8.4	23.3	0.5	**5.0**
26/05/2004 (Evento 11)	26, 6h	28, 0h	48	12.7	1.4	3.8	8.9	32.0	0.6	**3.4**
27/06/2006 (Evento 12)	26, 6h	27, 18h	42	10.6	1.4	4.2	9.1	22.0	0.3	**2.5**
29/07/2006 (Evento 13)	28, 18h	31, 6h	66	11.6	1.4	4.13	9.94	14.0	-0.1	**2.9**
04/09/2006 (Evento 14)	2, 12h	4, 18h	60	13.0	1.5	3.95	9.0	28.0	0.4	**3.8**
20/08/2007 (Evento 15)	20, 0h	21, 6h	36	11.3	1.4	2.7	7.2	18.0	0.2	**2.0**
25/05/2008 (Evento 16)	24, 6h	25, 18h	42	13.2	1.5	4.0	8.9	14.0	0.6	**3.3**

ANEXO 3

Tabela III. Valores absolutos da contribuição de cada forçante no cálculo da elevação total do nível do mar.

Período de ocorrência	Elevação pelo vento (m)	Elevação por onda (m)	Elevação por pressão (m)	Elevação por maré astronômica (m)	Elevação total do nível (m)
05/04/1997 (Evento 1)	1.02	1.18	0.14	0.5	**2.8**
23/05/1997 (Evento 2)	0.25	0.99	0.19	0.6	**2.0**
25/03/1998 (Evento 3)	1.17	0.78	0.15	0.4	**2.5**
18/04/1999 (Evento 4)	1.0	0.82	0.17	0.7	**2.7**
20/05/1999 (Evento 5)	1.0	0.87	0.12	0.5	**2.5**
31/05/1999 (Evento 6)	1.63	0.87	0.18	0.6	**3.3**
18/04/2000 (Evento 7)	0.6	0.88	0.16	0.5	**2.2**
02/02/2002 (Evento 8)	1.0	0.93	0.13	0.1	**2.2**
01/09/2002 (Evento 9)	1.6	1.4	0.19	0.4	**3.6**
25/05/2003 (Evento 10)	3.3	0.9	0.23	0.5	**5.0**
26/05/2004 (Evento 11)	1.5	1.0	0.32	0.6	**3.4**
27/06/2006 (Evento 12)	0.9	1.1	0.22	0.3	**2.5**
29/07/2006 (Evento 13)	1.7	1.14	0.14	(-)0.1	**2.9**
04/09/2006 (Evento 14)	2.1	1.0	0.3	0.4	**3.8**
20/08/2007 (Evento 15)	0.9	0.7	0.2	0.2	**2.0**
25/05/2008 (Evento 16)	1.5	1.0	0.14	0.6	**3.3**