



www.ugb.org.br
ISSN 2236-5664

Revista Brasileira de Geomorfologia

v. 16, nº 3 (2015)



PULSOS EROSIVOS E RESPOSTA MORFODINÂMICA ASSOCIADA A EVENTOS EXTREMOS NA COSTA LESTE DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO

EROSIVE PULSES AND MORPHODYNAMIC RESPONSE ASSOCIATED TO EXTREME EVENTS ON THE EAST COAST OF RIO DE JANEIRO STATE

Dieter Muehe

*Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal do Espírito Santo
Av. Fernando Ferrari, 514, Vitória, Espírito Santo, CEP: 29075-910, Brasil
Email: dieter.muehe@gmail.com*

Flávia Lins-de-Barros

*Departamento de Geografia, Universidade Federal do Rio de Janeiro
Av. Athos da Silveira Ramos, 274, Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, CEP 21941-916, Brasil
Email: flaviamlb@gmail.com*

Julio Fernandes de Oliveira

*Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul
Av. Bento Gonçalves, 9500, Porto Alegre, Rio Grande do Sul, CEP: 91501-970, Brasil
Email: jfgeo@gmail.com*

Leonardo Klumb-Oliveira

*Departamento de Geografia, Universidade Federal do Rio de Janeiro
Av. Athos da Silveira Ramos, 274, Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, CEP 21941-916, Brasil
Email: leoklumb@gmail.com*

Informações sobre o Artigo

Data de Recebimento:
14/04/2015
Data de Aprovação:
16/06/2015

Palavras-chave:

Erosão Costeira, Perfil de Praia,
Clima de Ondas, Rio de Janeiro

Keywords:

Coastal Erosion, Beach Profile,
Wave Climate, Rio de Janeiro

Resumo:

O litoral do Rio de Janeiro foi atingido, nos últimos 15 anos, por duas tempestades excepcionais. A primeira em Maio de 2001 e a segunda em Abril de 2010. A primeira provocou erosão pronunciada na orla costeira voltada para o sul, isto é entre o Cabo Frio e a Marambaia, enquanto a segunda teve esse efeito no litoral leste do estado a norte do Cabo Frio devido à direção de incidência das ondas que em vez de sul sul-sudeste, mais comum, vieram de sudeste. No presente trabalho é apresentada uma análise do comportamento morfodinâmico da orla costeira a norte dos cabos Frio e Búzios, mais especificamente das praias do Perú, Tucuns, Barra de São João e Rio das Ostras (Abricó), antes e após a tempestade de abril de 2010 abrangendo períodos de até 17 anos em Barra de São João (1996 a 2013) a um mínimo de 7 anos (2007 a 2014) na praia do Perú. O clima de ondas de sudeste, para os últimos 30 anos (1981 a 2011), foi obtido por meio de reanálise dos ventos com filtragem posterior para ondas com altura superior a 3 m e 3,5 m consideradas, neste trabalho, como representativas de ressacas excepcionais. Os resultados mostram que esses eventos extremos correspondem efetivamente aos

eventos erosivos encontrados, cuja ocorrência se dá numa frequência muito baixa, permitindo a recuperação do estoque de sedimentos da praia e da base das dunas frontais, com exceção da Praia do Abricó em Rio das Ostras, que apresenta uma tendência histórica de déficit no balanço sedimentar. Para o período do clima de ondas analisado não foi identificada uma tendência de aumento da recorrência, principalmente para ondas de altura superior a 3,5 m. A menor frequência de ocorrência de eventos extremos, quando comparado com outros segmentos, mais expostos, do litoral do Rio de Janeiro, se deve à proteção às ondas de sul e sul-sudoeste exercido pela orientação da linha de costa e da sombra exercida pelo Cabo Frio e Cabo Búzios. Isto resulta num clima de ondas limitado a uma faixa de direção de incidência de menor recorrência quando comparado com as áreas não protegidas. Relações entre eventos de El Niño e La Niña com tempestades extremas sugerem uma discreta relação de anos de La Niña com estas ocorrências. Não obstante a elevada resiliência da maioria das praias analisadas, a identificação, para o litoral do Atlântico Sul Oriental, de uma tendência de aumento de altura das ondas, especialmente das ondas mais altas, reforça a necessidade de implantação de uma faixa de não edificação conforme previsto no Projeto Orla do Ministério do Meio Ambiente.

Abstract:

Beach and back-beach erosion is a process characterized by a continued trend of shoreline retreat, collapse of the ocean flank of foredunes, or retreat of the back-beach escarpment. Erosive processes affect the back-beach when the beach berm is removed or largely reduced, allowing storm waves to reach the foredunes or the base of the bluff. In the last 15 years, the coast of Rio de Janeiro registered two severe storms. The first one happened in May 2001, and the second in April 2010. The first storm caused severe erosion on the south-facing coastline west of the Cape Frio. The second one, with southeast waves, affected a shoreline protected from south and southwest waves. This location sits on the State's east coast, north of the Cape Frio. This paper presents a morphodynamic analysis of four beaches located north of Cape Frio and Cape Búzios: Però, Tucuns, Barra de São João, and Abricó (Rio das Ostras). The study considered periods before and after the 2010 storm. It analyzed a 17-year interval in Barra de São João (1996 to 2013), and seven years in the Però Beach (2007 to 2014). The last 30 years (1981-2011) data for wave climate of southeast waves was obtained by reanalyzing winds and subsequently filtering waves over 3 m and 3.5 m high. In this paper, these features characterize storm waves. The results show that severe beach and back-beach erosion are closely related to these extreme southeast waves. Due to the long interval between storms, the beaches and foredunes were able to recover their sediment stock, except Abricó Beach in Rio das Ostras, which presents a historical trend of sediment budget deficit. There was no observed increase in storm recurrence over the analyzed period, especially if we consider waves higher than 3.5 m. Comparing with more exposed segments in the Rio de Janeiro coast, the protection from south and southwest storm waves offered by the orientation of the coastline as well as the shadow effect of the morphological protrusions of the Frio and Búzios Capes led to low frequency of extreme storm wave events. A relationship between El Niño and La Niña events with extreme storms suggests a discreet relationship with La Niña years. Despite the high degree of resilience of most analyzed beaches, the identification of a general trend of increasing wave height in the western South Atlantic coast, especially when considering higher waves, reinforces the need to establish a setback line in order to avoid the construction of permanent structures, subject to be lost by a future retreat of the coastline.

1. Introdução

Como ponto de inflexão no Cabo Frio, a linha de costa do estado do Rio de Janeiro apresenta exposições diferenciadas às ondas de tempestade do quadrante sul. Com uma orientação geral nordeste-sudoeste a orla costeira a norte do Cabo Frio, entre Arraial do Cabo e Macaé, é parcialmente protegida das ondas de tempestade de sul e sudoeste pelo Cabo Frio e Cabo Búzios, sendo

porém exposto às ondas de tempestade de sudeste além das ondas de nordeste, mais frequentes, porém de menor energia. Já o litoral a oeste do Cabo Frio, de orientação leste-oeste, é amplamente exposto aos dois regimes de ondas de tempestade o que tem levado a recuos erosivos da escarpa da pós-praia ou base da duna frontal, quando presente, porém com posterior recuperação da posição e volume sedimentar da praia (Muehe, 2011).

Apesar da evidência de eventos erosivos esporádicos, tem havido em geral uma recuperação da praia denotando boa resiliência e equilíbrio no balanço sedimentar em ambos os segmentos, porém com alguma tendência erosiva da orla no setor a nordeste do Cabo Frio (Muehe 2011, Muehe *et al.* 2011). Eventos oceanográficos extremos associados, em geral, à entrada de frentes frias exercem forte influência na frequência e intensidade destes eventos erosivos. No entanto, o conhecimento detalhado da frequência destes eventos extremos, da resposta morfodinâmica da praia, do tempo de recuperação desta ou da magnitude de recuo da linha de costa são ainda questões a serem mais bem compreendidas.

Em abril de 2010 uma tempestade excepcionalmente forte, com ondas entre 4 a 5 m em mar aberto, período de 11s e direção sul-sudeste atuando durante

mais de 48 horas (Fernandez *et al.* (2011), provocou forte erosão na orla de Cabo Frio e em outras praias da região no segmento a nordeste do Cabo Frio levantando ainda outra questão: o processo erosivo provocado pela tempestade representa um evento isolado ou apenas intensificou um processo que já se encontrava em andamento? Visando elucidar esta questão, o presente trabalho apresenta os resultados de um monitoramento decadal de perfis de praia e comparação de imagens de satélites antes e após o evento de 2010.

2. Caracterização da Área de Estudo

A área de estudo compreende as praias do Abricó (Rio das Ostras), Barra de São João (Casemiro de Abreu), Tucuns (Armação dos Búzios) e Però (Cabo Frio), (Figura 1).

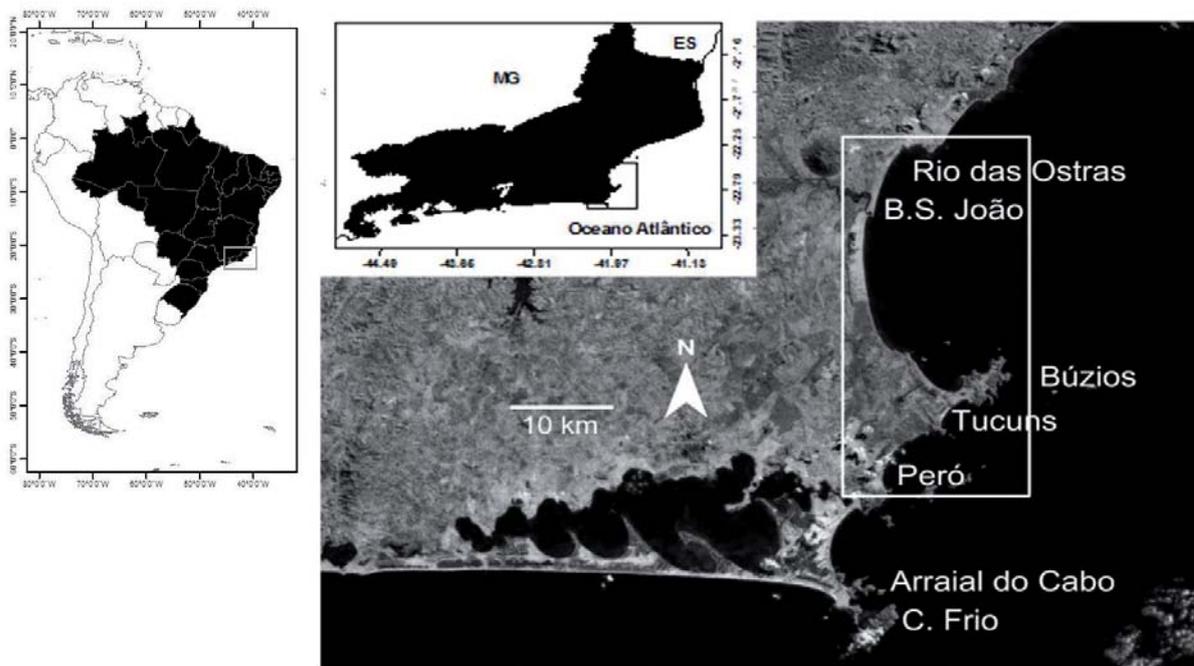


Figura 1 - Localização da área de estudo em relação ao Estado do Rio de Janeiro.

O aspecto que as une, em termos de vulnerabilidade à erosão, é sua exposição às tempestades de sudeste conforme mostra a modelagem computacional, de propagação de ondas, realizada por Lins-de-Barros (2010) (Figura 2).

Abricó e Barra de São João se localizam no setor norte do embaiamento Rio das Ostras – Búzios, no segmento que vai da cidade de Rio das Ostras à desembocadura do Rio São João, em arco praial contínuo até

a localidade de Barra de São João (Figura 3).

Segundo Muehe *et al* (2011), a praia de Abricó é de areia grossa, morfodinamicamente refletiva, reduzindo estoque de areia, com tendência à erosão conforme indica a exposição de arenitos de cor escura na base da falésia em contato com a berma da praia (Figura 4) e déficit sedimentar da antepraia quando comparado com o perfil de equilíbrio teórico. Ambos os locais de monitoramento se localizam defronte a terraços costeiros

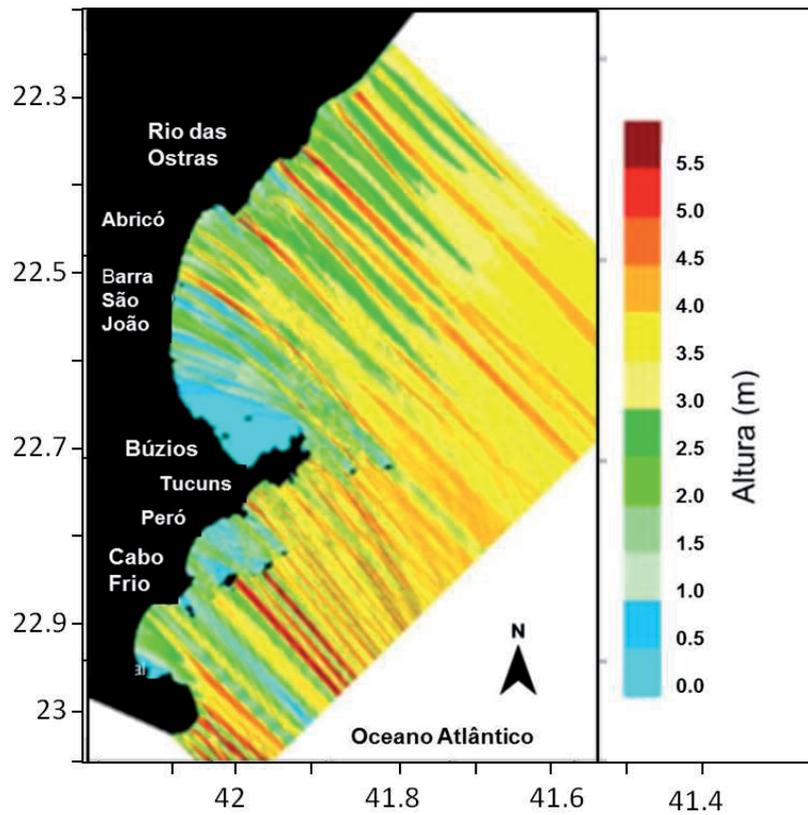


Figura 2 - Modelagem computacional de propagação de uma ondulação de SE (135°). Altura em águas profundas de 4m e período de 10s. As trajetórias de maior altura se concentram sempre no setor norte dos diferentes embaixamentos sendo os setores sul protegidos pelos promontórios e ilhas. (Fonte Lins-de-Barros 2010).

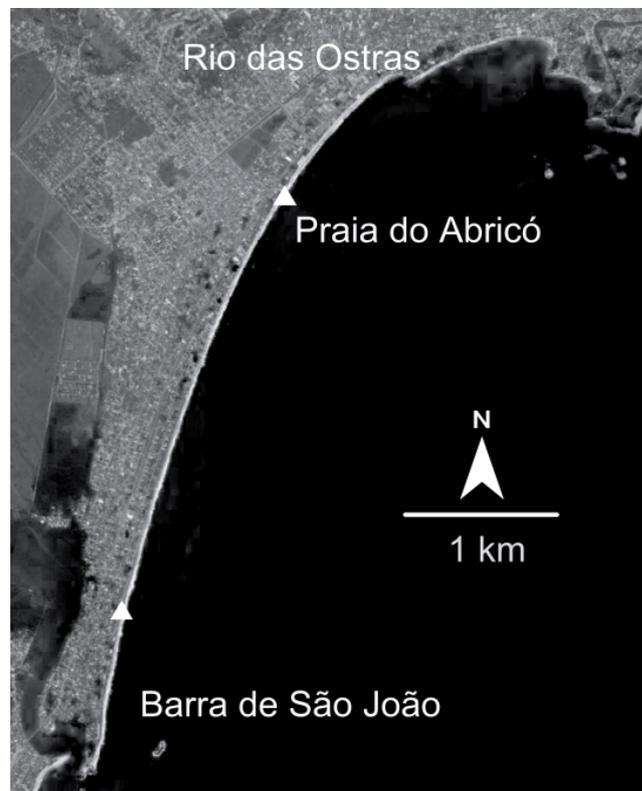


Figura 3 - Arco praiado entre Rio das Ostras e Barra de São João com a localização dos perfis (triângulos).

sem dunas frontais.

As praias de Tucuns e Però se localizam imediatamente a sul do cabo Búzios formando dois dos três compartimentos que se sucedem entre Búzios e Cabo

Frio (Figura 5).

As duas praias se caracterizam pela presença de dunas frontais e campos de dunas orientadas obliquamente à retaguarda das dunas frontais, espelhando a



Figura 4 - Exposição de arenitos na base da falésia. Foto Dieter Muehe.

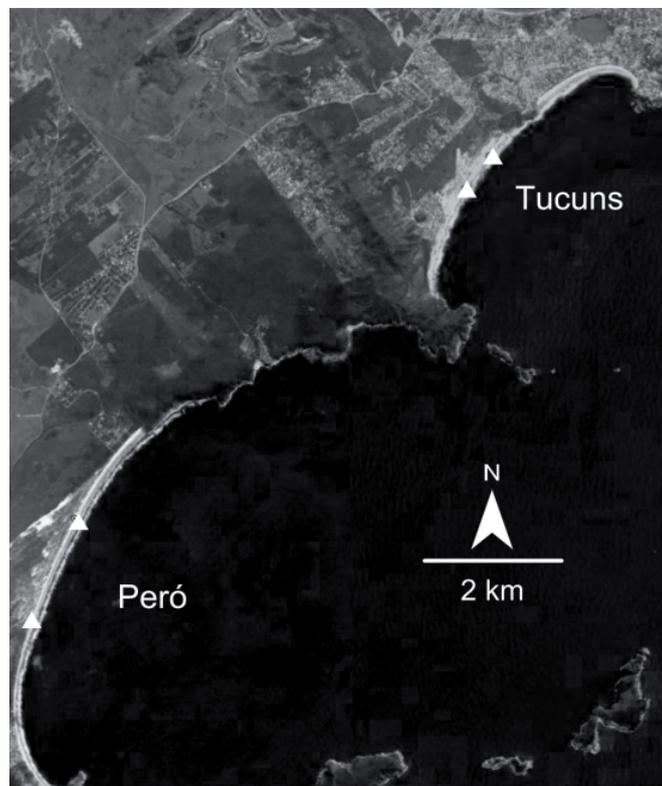


Figura 5 - Praias de Tucuns e Però com a localização dos perfis (triângulos).

direção predominante do vento nordeste. Segundo levantamentos realizados pelo primeiro autor na praia de Tucuns (COPPETEC PEC 11760, 2009) a mesma é composta por areia média, estágio morfodinâmico intermediário com tendência a Terraço-de-Baixa-Mar, perfil batimétrico da antepraia superior (zona de surfe) em equilíbrio quando comparado com o perfil teórico e com déficit de sedimentos na antepraia média e inferior. As dunas frontais se apresentam bem desenvolvidas com altura da ordem de 6 m e berma com altura em torno de 2 m acima do nível médio do mar. Estes dados confirmam com os levantamentos realizados por Bittencourt *et al.* (2013). A praia do Perú apresenta, segundo levantamentos realizados por Muehe *et al.* (2010) um gradiente granulométrico que, de fino na extremidade sul, passa para areia média até pouco além da metade do arco praiial, quando volta a ser composta por areia fina concomitante com o desenvolvimento de dunas frontais que atingem alturas da ordem de 7 m para uma altura da berma com cerca de 2 m acima do nível médio do mar. O perfil da antepraia indica déficit sedimentar na extremidade sul quando comparado com o perfil de equilíbrio teórico que gradativamente muda para um excesso de sedimentos em direção à extremidade norte.

3. Metodologia

3.1 Clima de Ondas

Como já enfatizado acima, as ondas de tempestade, que afetam a área de estudo, são as de sudeste. Segundo Mansur *et al.* (2015) uma altura de onda considerada como típica de tempestade é cerca de 2 vezes maior que a altura significativa média, que na Baía de Campos é da ordem de 1, 5 a 2 m (Pinho, 2003), ou seja entre 3 e 4 m e com duração igual ou superior a 6 horas. Uma altura de 3 m para ondas de tempestade foi também considerado por Alfredini *et al.* (2014) em estudo sobre eventos de tempestade na Baía da Santos. Através de simulação (tipo *hindcast*) do modelo numérico de terceira geração Wavewatch III (Tolman, 2009) utilizando como dados de entrada a reanálise de ventos do *Forecast System Reanalysis Reforecast* da *National Oceanographic Atmospheric Administration* (CFSRR/NOAA-NCEP) (Chawla *et al.*, 2012), disponibilizados no endereço eletrônico ftp://nopp.ncep.noaa.gov/pub/CFSR_wavehind_ph1/, foram obtidos dados do espectro de ondas para a região, com resolução espacial de 0.5° (aproximadamente 55km) e temporal de 3h, com dados

de saída para o ponto 22.5 S, 42.5 W, no intervalo de janeiro de 1981 a dezembro de 2011. Para a consideração de eventos provenientes de SE, os dados foram filtrados em relação à altura das ondas (≥ 3 m) e direção (entre 67.5° e 157°), em profundidade de 40 m.

3.2 Monitoramento Topográfico

Os monitoramentos consistiram no levantamento de perfis topográficos transversais à praia incluindo o campo de dunas frontais ou o terraço costeiro, conforme o caso, referenciados a marcos fixos de cota ajustada ao nível médio do mar, empregando metodologia proposta por Muehe *et al.* (2003). Os períodos de monitoramento variaram para as diferentes praias, tendo sido iniciados em abril de 2000 nas praias de Abricó (Rio das Ostras) e Barra de São João, em fevereiro de 2009 em Tucuns e outubro de 2007 na praia do Perú e se estenderam até 2013 englobando o período antes e após o evento 2010. Considerando a representatividade apenas pontual de perfis topográficos foi feita uma avaliação do comportamento de cada um dos arcos praiiais através da comparação de duas imagens de satélite de alta resolução, uma de 18 de julho de 2009 (QuickBird), portanto antes da tempestade, e outra de 30 de junho de 2011 (Ikonos), após a tempestade utilizando como linha de referência o contato da berma com a base da duna frontal ou o contato da berma com a falésia do terraço costeiro. Os cálculos de variação da linha de costa foram feitos quantificando-se, em planta, a distância entre as linhas previamente obtidas. Para tanto, foram delimitados automaticamente transectos longitudinais ao longo dos diferentes arcos praiiais, com distância de aproximadamente 30 metros entre eles, através da ferramenta computacional *Digital Shoreline Analysis System* (DSAS versão 4.2), através do aplicativo *Net Shoreline Movement*, (Thieler *et al.*, 2009). A linha de base, utilizada na referência espacial de todos os transectos, consistiu numa linha paralela à praia e distante aproximadamente 100 metros sentido retroterra.

4. Resultados

4.1 Ondas de Tempestade

Numa primeira aproximação verifica-se que ondas de sudeste, com altura significativa superior a 3 m, ocorrem com frequência maior durante a primavera, principalmente no mês de setembro, tanto em termos de dias quanto em termos de horas de atuação (Figura 6).

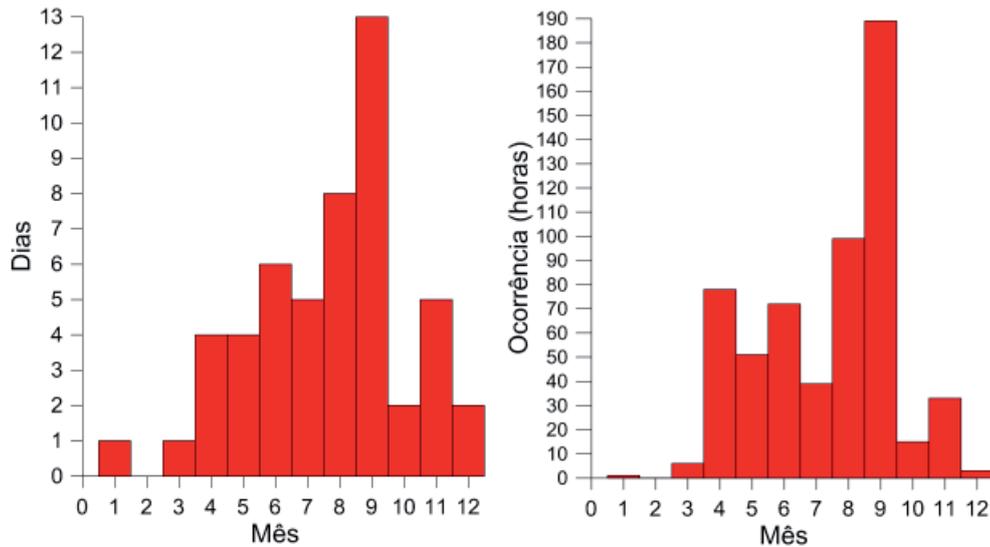


Figura 6 - Número de dias de ocorrência e horas de atuação de ondas com altura significativa superior a 3 m durante o período de 1981 a 2011.

A distribuição temporal desses eventos, durante o período considerado é esparsa, ocorrendo na maioria das vezes isoladamente e mais raramente de forma agrupada, ou seja, mais de um evento em curto espaço de tempo, e é ainda mais esparsa ao considerar apenas ondas de altura significativa igual ou superior a 3,5 m (Figura 7).

4.2 Perfis Topográficos

4.2.1 Praias de Tucuns e Perú

Na praia de Tucuns a comparação de perfis levantados antes e após a tempestade de abril de 2010 (ver data dos levantamentos nas figuras 8, 9 e 11) mostrou uma perda de areia da praia, sem alteração da posição

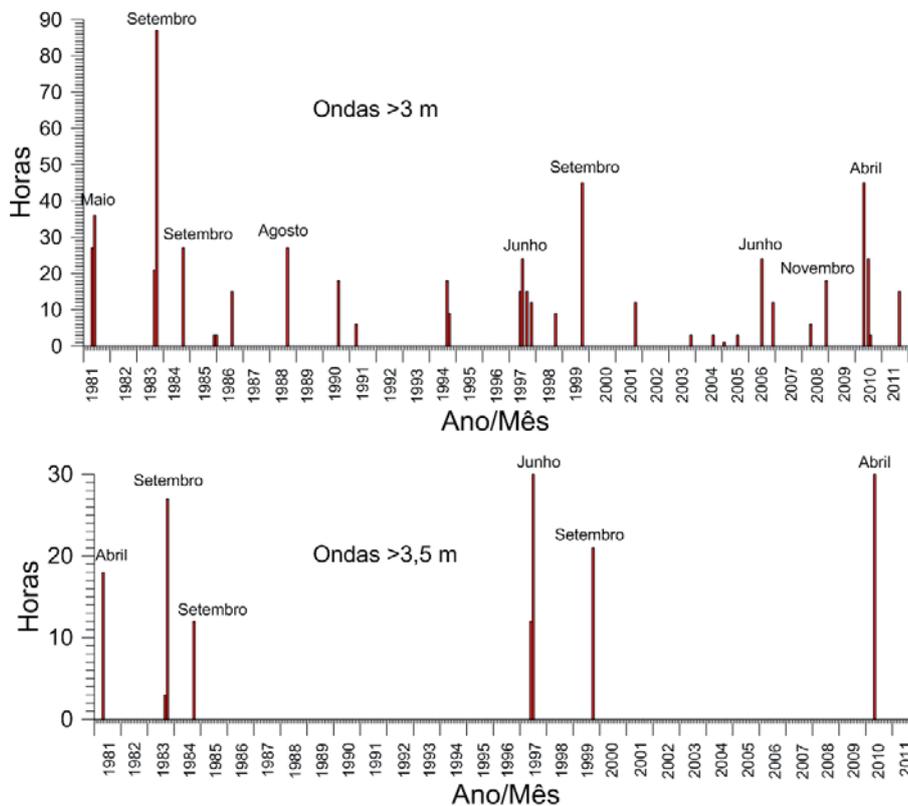


Figura 7 - Ocorrência e duração de tempestades com ondas de sudeste de altura significativa igual ou superior a 3 m e 3,5 m.

da face da duna frontal. Esta porém se tornou mais inclinada no perfil centro. Subsequentemente uma segunda tempestade com ondas de sudeste ocorreu no início de junho a partir da qual se intensificou o processo erosivo com recuo acentuado da face da duna frontal, da ordem de 5,5m no perfil norte seguido de novos recuos, totalizando 7,5m (Figuras 8 e 9), e de 2m no perfil centro,

considerando apenas o recuo do topo da escarpa.

Em ambos os perfis se registrou, nos levantamentos mais recentes, uma recuperação da praia com ampla acumulação de areia defronte à base da duna frontal, constituindo uma proteção da base da duna contra o espraiamento da onda (Figura 10).

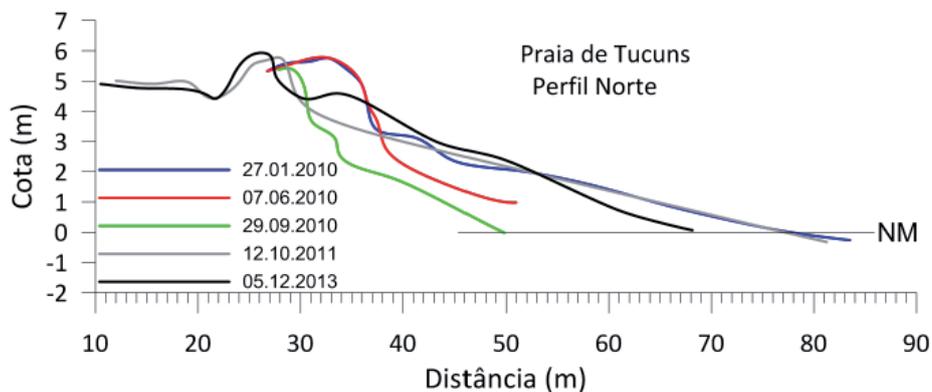


Figura 8 - Praia de Tucuns, setor norte. Superposição de perfis.

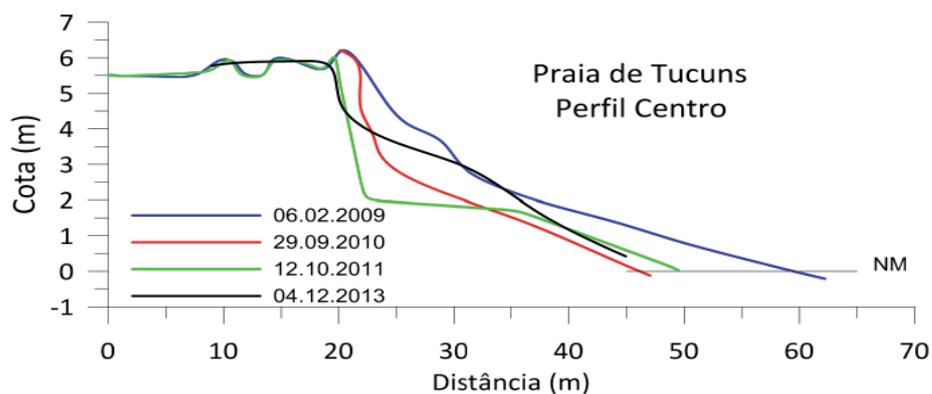


Figura 9 - Praia de Tucuns, setor centro. Superposição de perfis.



Figura 10 - Praia de Tucuns. À esquerda recuo erosivo da face da duna frontal após a tempestade de abril de 2010, próximo ao perfil norte (Foto Julio F. de Oliveira em 17.06.2010) e à direita formação de uma rampa de acumulação sedimentar funcionando como proteção da base da duna (Foto Dieter Muehe em 5.12.2013).

Na praia do Perú o monitoramento mensal foi iniciado em outubro de 2007 e terminou em outubro de 2008, indicando estabilidade durante todo esse período, ocorrendo apenas um rebaixamento localizado da crista da duna frontal por efeito de erosão eólica (*blow out*). Esta estabilidade se manteve até março de 2010 quando foi realizado um perfil topográfico pouco antes da

tempestade de abril. Após este período apenas um perfil foi levantado em abril de 2014 o qual evidencia o aprofundamento do *blow out* e a formação de um depósito progradacional da face da duna e a formação de uma crista sedimentar defronte à base da duna frontal, num processo semelhante ao que foi encontrado na praia de Tucuns (Figuras 11 e 12).

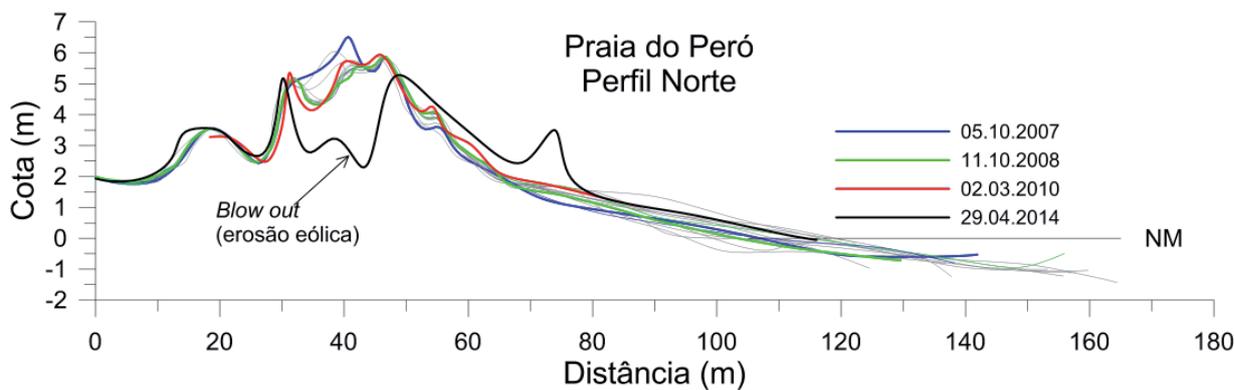


Figura 11. Praia do Perú, setor norte. Superposição de perfis mostrando progradação sedimentar na base da face da duna após a tempestade de abril de 2010.



Figura 12 - Praia do Perú. Formação de um terraço em forma de rampa defronte à face da duna frontal. Foto Dieter Muehe em 29 de abril de 2014.

No perfil centro, entre o primeiro levantamento em novembro de 2007 e o último de uma sequência mensal, levantado em outubro de 2008, o perfil se mostrou variável, porém sem provocar erosão da face da berma e com acumulação sedimentar defronte a face da duna frontal. Após a tempestade de abril de

2010 todos os piquetes de referência foram destruídos, sendo o perfil de dezembro de 2011 uma reconstrução a partir de uma piquete encontrado na base da duna frontal, deslocado da sua posição original devido ao colapso da frente da duna. O recuo estimado foi da ordem de 4 m (Figura 13).

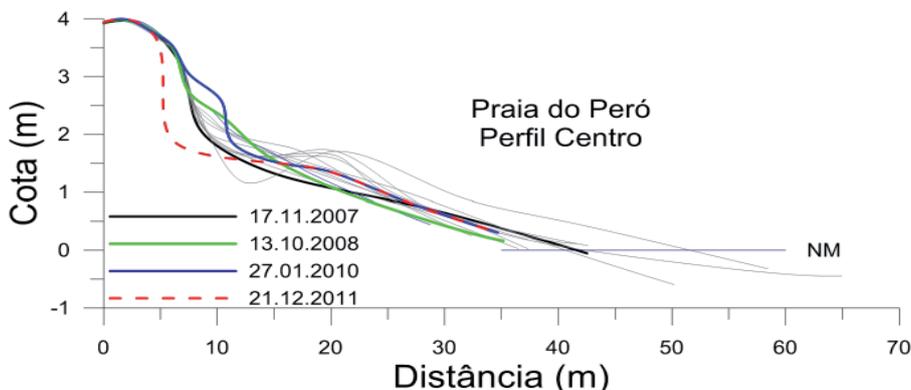


Figura 13 - Praia do Peró. Setor centro. Superposição de perfis mostrando a erosão instalada após a tempestade de abril de 2010.

4.2.2 Praias de Rio das Ostras (Abricó) e Barra de São João

Na praia do Abricó os levantamentos se iniciaram em janeiro de 1996 em regime trimestral até setembro de 2001 e se estenderam até outubro de 2011 em intervalos irregulares. Em agosto de 1999, ainda no intervalo dos levantamentos trimestrais, foi necessário deslocar o local do monitoramento em cerca de 100 m devido à construção de um prédio e a destruição dos piquetes. Durante essa fase e até novembro de 2004 não houve erosão da escarpa do terraço costeiro. Após este período se iniciou um processo erosivo com recuo da escarpa de 2m entre 2004 e 2008, isto é, após uma tempestade ocorrida em abril de 2008 e antes da tempestade de abril de 2010, e mais 2 m entre 2008 e 2010, logo após a tempestade de 2010 com a perda quase total da praia,

e novamente 2 m entre 2010 e 2011, porém com recuperação da praia na sua posição original (Figura 14). Considerando apenas os 7 anos de recuo da escarpa obtêm-se uma taxa média de retrogradação de 0,85 m/ano ou 0,5m/ano se for considerado todo o período de 15 anos de observação o que, neste último caso está na ordem de grandeza de 0,3 a 0,4m encontrado por Muehe et al. (2011) para o período 1999 a 2008. No entanto é importante ressaltar que a taxa de recuo da escarpa passou a apresentar um aumento exponencial após o início do processo erosivo em 2008. Após a última campanha todos os referenciais que permitiram localizar os perfis foram destruídos de modo que somente a comparação de imagens de satélites ou preferencialmente o caminhamento com DGPS permitirá acompanhar o avanço do processo erosivo.

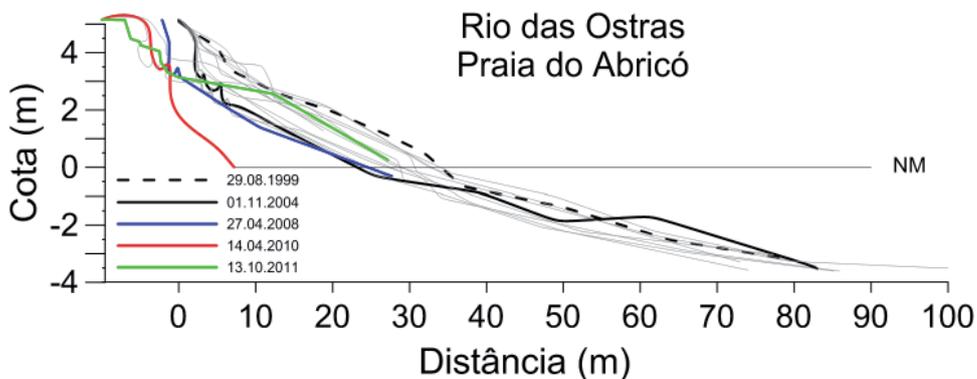


Figura 14 - Praia do Abricó. Superposição de perfis topográficos mostrando o recuo sequencial da escarpa do terraço costeiro em contato com a berma da praia.

Fotografias tiradas antes e após a intensificação do processo erosivo dão uma ideia clara da amplitude do fenômeno (Figura 15)

Em Barra de São João não se registrou um processo erosivo da escarpa da pós-praia e sim uma redução

do estoque de areia da praia. O perfil, após a tempestade de 2010, chegou a recuperar ligeiramente o perfil sendo que até o último perfil levantado, em novembro de 2013, o estoque de areia não retornou ao volume inicial (Figura 16).

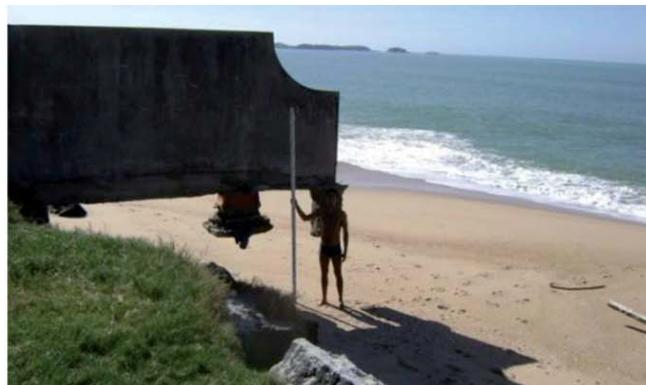


Figura 15 - Praia do Abricó. Lado esquerdo em 1999 e lado direito em 2010. (Foto Dieter Muehe).

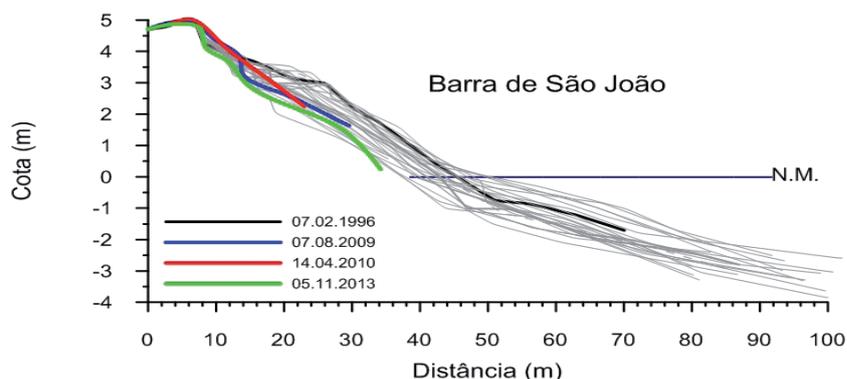


Figura 16 - Barra de São João. Superposição de perfis.

4.2.3 Comparação em Planta do Comportamento dos Diferentes Arcos Praias Analisados Antes e Após a Tempestade de 2010.

Na comparação da linha de costa antes e após a tempestade de abril de 2010 observa-se que o predomínio da erosão e a progradação localizada, especialmente na praia do Perú, reflete o que foi observado nos diferentes perfis topográficos (Figura 17). Os valores devem ser considerados como tendência e não como valor absoluto tendo em vista erros decorrentes da resolução do pixel da imagem e da inexatidão na localização do contato da praia com a base da escarpa da retropraia ou da duna frontal e que podem variar entre 5 e 10 m. É curioso notar uma certa ritmicidade na intensidade do processo erosivo e progradacional ao longo de cada arco praial, possivelmente resultado da distribuição de

sigual de energia das ondas ao longo da linha de praia e de variações no volume do transporte longitudinal de sedimentos.

5. Discussão dos Resultados

Considerando o tempo de monitoramento, o processo erosivo registrado foi desencadeado ou intensificado, a partir da tempestade de abril de 2010, isto após um período de relativa estabilidade. Este período de estabilidade é melhor interpretado a partir do processo erosivo no arco praial entre Rio das Ostras e Barra de São João que já apresentava sinais de erosão costeira desde antes da realização do primeiro perfil de praia, em 1996, evidenciado pela exposição de arenitos (arenitos de restinga) na base da falésia da pós-praia. Um

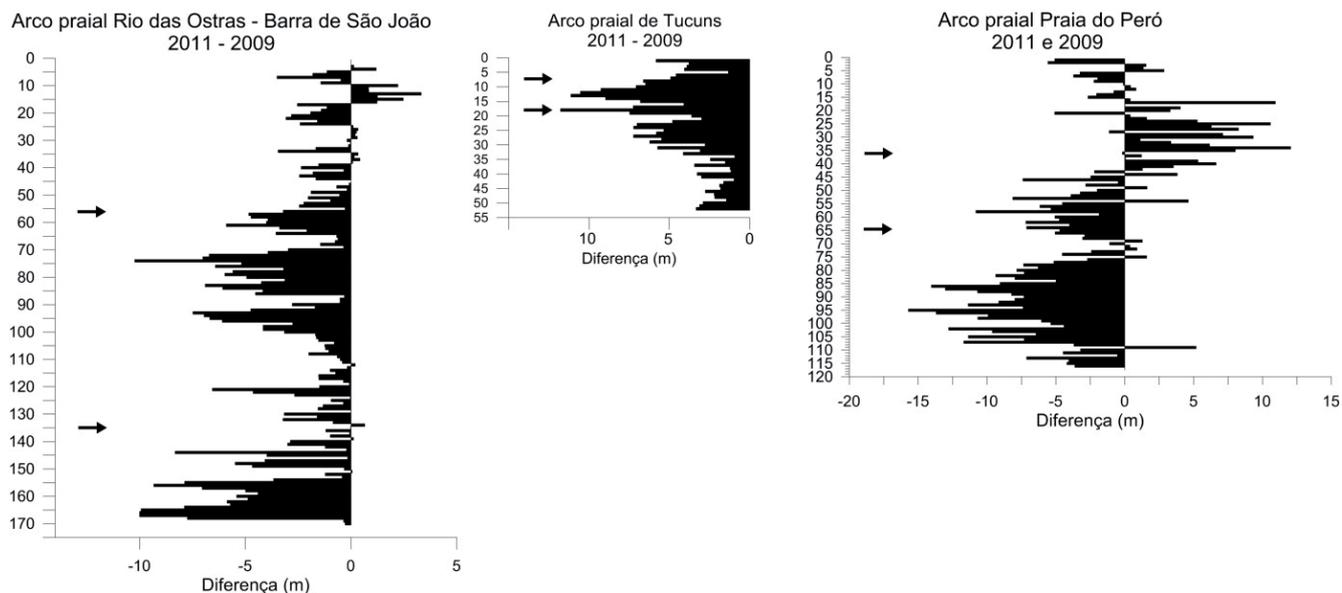


Figura 17 - Comparação da linha de costa antes e após a tempestade de abril de 2010 aravés de imagens de satélite Quick Bird e GeoEye. O comprimento do eixo vertical é proporcional ao comprimento de cada arco praial. O resultado deve ser interpretado como representando uma tendência geral e não em termos de valores absolutos tendo em vista os erros inerentes ao procedimento.

recuo erosivo da referida escarpa ocorreu entre 2004 e 2008, possivelmente associado às tempestades de junho de 2006, novembro de 2008, e se intensificou com a tempestade de abril de 2010 a partir da qual vêm mantendo taxas crescentes de erosão até o último levantamento realizado em outubro de 2011. Não obstante o recuo da falésia, a praia voltou a recuperar seu volume original conforme mostra o perfil de novembro de 2013, apresentando o mesmo comportamento da praia da Massambaba, no litoral a oeste de Arraial do Cabo (Muehe, 2011).

Na praia do Perú, o centro do arco praial não apresentou erosão entre 2007 e janeiro de 2010, portanto antes da tempestade de 2010. Nesse intervalo de tempo a praia não chegou a ser afetada pela tempestade de 2008. Entretanto após a tempestade de 2010, ocorreu recuo da escarpa da duna frontal com posterior recuperação por progradação da sua base.

Pelas observações realizadas fica evidente a relação entre eventos extremos e processos erosivos da falésia da pós-praia e da base de dunas frontais levando ao colapso de sua face oceânica. Mostra ainda, como ocorreu na Praia de Tucuns, que o processo erosivo da duna frontal pode se estabelecer após uma tempestade extrema a partir de uma tempestade subsequente de menor intensidade, mesmo que essa segunda tempe-

tade tenha ocorrido cerca de dois meses após o evento mais extremo.

O efeito de tempestades sobre o processo erosivo tem sido relacionado tanto à ocorrência de tempestade sucessivas ou agrupadas (*cluster*) (Karunarathna *et al.* 2014; Bulhões *et al.* 2014) ou à duração da tempestade (Dolan 1992) ou ambas. Medições realizadas na antepraia na época da construção do pier de Ipanema (Muehe e Dobereiner 1977) evidenciaram a morfologia do fundo antes da tempestade, no sentido de que o potencial erosivo da mesma depende da batimetria antecedente (Figura 18).

Uma sequência de tempestades, ou uma tempestade de longa duração (Dolan e Davis 1992), favorece a geração de uma morfologia erosiva, com redução da largura da berma da praia e aumento do gradiente do fundo marinho, fazendo com que a praia se aproxime do estágio refletivo favorecendo o espraiamento da onda (*runup*) até a da base da falésia ou da duna frontal, o que corresponde ao regime de colisão ou nível de impacto 2 de Sallenger (Sallenger Jr. 2000).

Correlações entre a altura do alcance da onda na praia e a altura da onda na arrebentação mostram uma relação entre o estágio morfodinâmico e a capacidade de dissipação da energia na antepraia superior. (Muehe 1998, Figura 19). Assim, uma onda de 3 m, no estágio

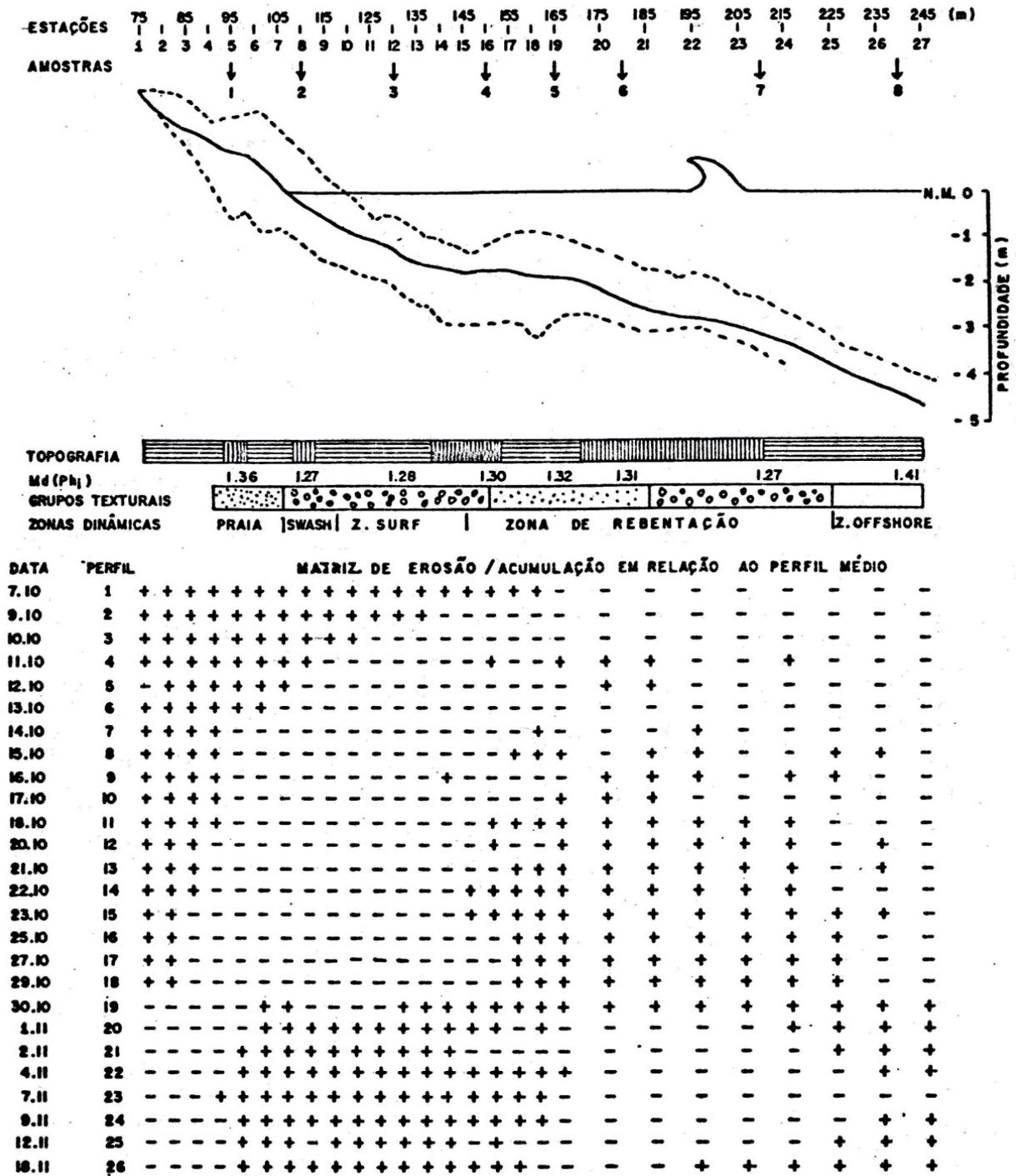


Figura 18 - Morfodinâmica da antepraia ao longo do pier de Ipanema mostra que processos erosivos ou progradaçoes da praia e antepraia superior (zona de surfe) podem aumentar ou diminuir a capacidade erosiva de uma tempestade. Sinais positivos indicam acumulação e negativos erosão em relação ao perfil médio. (Fonte: Muehe e Dobereiner 1977).

dissipativo alcança uma altura, na praia, em torno da metade da altura na arrebentação, no estágio refletivo essa altura chega a ser igual ou maior que a altura na arrebentação.

Segundo Holman (1986) e Nielsen e Hanslow (1991), conforme descrito por Masselink e Hughes (2003), o *runup* pode ser calculado empiricamente pela relação:

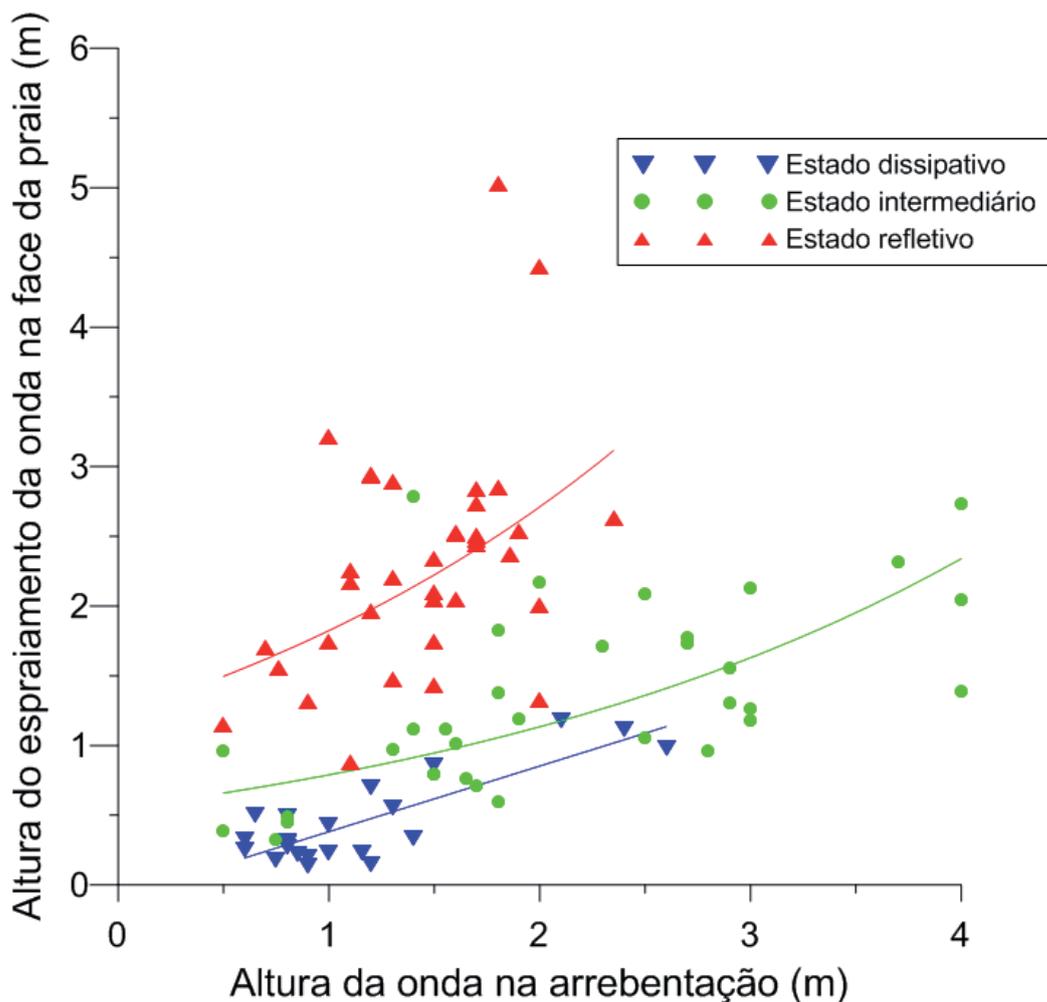


Figura 19 - Relação entre altura da onda na arrebentação e altura alcançada na praia em função do estágio morfodinâmico. (Fonte: Muehe 1998).

$$R_{2\%} = 0.36g^{1/2} \tan\beta H_0^{1/2} T \tag{1}$$

sendo $R_{2\%}$ a altura do espraçamento da onda que ultrapassam em 2% os eventos de espraçamento, g a aceleração da gravidade, β a declividade da face da praia, H_0 a altura da onda não afetada pelo fundo e T período da onda. Como exemplo, uma onda de 3 m com período de 14s e declividade da face da praia de 8° a altura na praia seria de 3,8 m, aumentando para 4,1 m para uma onda de 3,5 m. Estes valores são consistentes com as observações reproduzidas na Figura 19 para uma praia refletiva e correspondem à altura da berma. Para praias com menores declividades da face praial, isto é praias em direção ao estado dissipativo, os valores passam a ser consideravelmente menores. Isto demonstra a importância da remoção da berma para provocar o efeito erosivo nas dunas frontais ou nas falésias da pós-praia.

Uma outra expressão empírica para o *runup*, encontrada por Larson *et al.* (2004)

$$R = 0,158H_0T_0 \tag{2}$$

chega a alturas de onda ainda maiores que as previstas pela equação (1). Estes valores se tornam ainda mais significativos quando somados ao efeito da maré meteorológica, com empilhamento de água por efeito do vento e durante ocorrências de preamares de sizígia, como ocorrido nos eventos de 24 de julho de 1990, 13 de junho de 2010 e 11 de agosto de 2011.

No presente trabalho, focado no clima a de ondas de sudeste, a indicação de uma possível relação entre eventos extremos e os fenômenos El Niño-La Niña não é conclusiva. A ocorrência de tempestades durante perío-

dos de El Niño forte e de longa duração só se registrou durante o forte El Niño de abril de 1997 a maio de 1998 (Figura 20) relatado por Fernandez e Muehe (2004) relacionado à perda de sedimentos do campo de dunas frontais na praia da Massambaba, a oeste de Arraial do

Cabo. Outros eventos fortes de El Niño, como em 1982 a 1983 e 1991 a 1995 não se relacionaram com eventos de tempestade. Já eventos La Niña fortes, como em 1988 a 1989, 1998 a 2001 e os diversos episódios no período de 2007 a 2011 sugerem uma relação com a ocorrência de tempestades com ondas de sudeste.

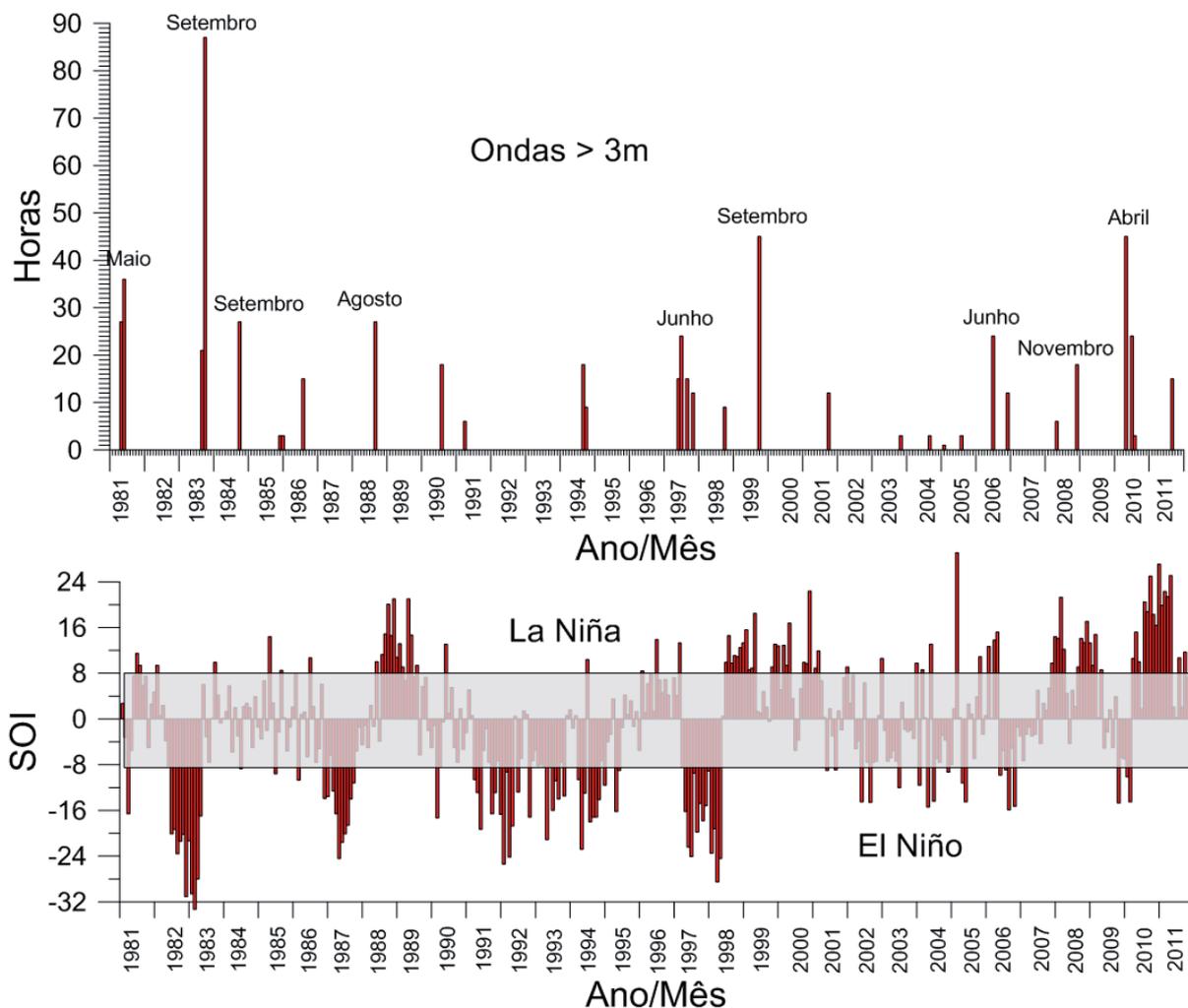


Figura 20 - Comparação entre a ocorrência de ondas de tempestade de sudeste e a ocorrência de eventos El Niño e la Niña. O índice de Oscilação Sul (SOI) é disponibilizado mensalmente pelo Bureau of Meteorology do governo australiano, acessível em <http://www.bom.gov.au/climate/current/soihtm1.shtml>, sendo que os meses El Niño e La Niña são caracterizados por índices respectivamente inferiores a -8 e superiores a +8.

Pereira e Klumb-Oliveira (2015) ao analisarem o clima de ondas a partir de uma reanálise para os últimos 30 anos nas Bacias de Campos e Santos encontraram uma leve redução das alturas significativas em anos de El Niño e o inverso para anos de La Niña, com defasagem temporal de quatro meses. Para além das relações entre os eventos El Niño-La Niña e a precipitação e aquecimento já conhecidas para o litoral do Atlântico

Sul oriental, outras relações ainda não foram estabelecidas de forma conclusiva, assim as relações encontradas, relativas à erosão costeira, podem ser apenas aparentes, não sendo estatisticamente robustas para serem consideradas de forma definitiva. Não obstante, Roguero *et al.* (2013) afirmam que o índice El Niño - Southern Oscillation (ENSO), baseado na temperatura da água superficial do Pacífico ocidental, constitui um dos mais

importantes elementos para a variabilidade do clima de ondas regional inclusive no que tange as relações entre estados de mar durante um ano de El-Niño forte e um ano de ausência do El Niño e levanta a questão de como a mudança do clima vai influenciar a atividade de tempestades em termos de frequência e distribuição.

6. Conclusão

Os resultados obtidos mostram que, excetuando o segmento praiial entre Rio das Ostras e Barra de São João, que apresenta uma histórica tendência erosiva por déficit sedimentar (Muehe *et al.* 2011), o restante das praias monitoradas teve o processo erosivo condicionado a eventos de tempestades extremas de recorrência muito esporádica. Para estes eventos não foi possível, a partir do período abrangido pela reanálise, inferir uma tendência futura em termos de aumento de frequência ou de intensidade, principalmente se considerar apenas ondas de altura igual ou superior a 3,5 m. Por outro lado, Mansur *et al.* (2015), em estudo realizado para o sul do Espírito Santo para um período de 60 anos (1948–2008) encontraram uma tendência de aumento da frequência de tempestades a uma taxa média de 0,6 tempestades/ano mas sem aumento significativo na média da altura das ondas significativas máximas e médias e na duração das tempestades. Deve ser ponderado que no citado estudo foram incluídas ondas de sul e sul-sudoeste o que afeta o resultado em vista da maior frequência de tempestades destas direções. Já uma análise mais global, realizado por Reguero *et al.* (2013), indicou uma tendência de aumento anual da altura das ondas significativas médias da ordem de 0,2 cm/a para o litoral do Brasil e, para a região da área de estudo, de aproximadamente 0,5 a 1 cm/ano para altura de ondas significativas com duração superior (*exceedence*) a 12 horas cada ano, que são as que definem a profundidade de fechamento. Para a região do Rio de Janeiro uma tendência de aumento da altura das ondas foi também encontrada por Pereira e Klumb-Oliveira (2015), considerando todo o espectro direcional de ondas das Bacias de Santos e Campos.

No que tange à área de estudo, o efeito das proteções oferecidas pelos cabos Frio e Búzios às ondulações de sul e sul-sudoeste, significa que as praias estudadas se encontram submetidas a um regime de ondas menos agressivo, devido à menor frequência de tempestades que atingem essa área, do que as áreas expostas ao es-

pectro direcional completo que atinge a região sudeste de forma geral.

Em vista da boa recuperação destas praias, também relatado por Bulhões *et al.* (2014) e a reduzida frequência de ocorrência de tempestades extremas, as mesmas deverão se manter estáveis enquanto não ocorrer uma alteração significativa do clima de ondas, do balanço sedimentar e do nível do mar. No que tange ao clima de ondas, se consideramos um aumento anual de 1 cm na altura das ondas mais altas, conforme previsto por Reguero *et al.* (2013), esta situação de estabilidade poderá ser rompida a partir de meados do século a não ser que esse incremento de altura seja compensado por um aumento do aporte de sedimentos da plataforma continental interna decorrente do aumento da capacidade de mobilização de areias por ação das ondas. Em resumo, com um cenário de um clima de ondas mais agressivo, juntamente com a prevista elevação do nível do mar, fica reforçada a necessidade de manutenção de uma faixa de não edificação, conforme previsto no Projeto Orla (Muehe 2001, 2004), mesmo que as praias apresentem estabilidade durante as próximas duas a três décadas.

Agradecimentos

Os recursos financeiros para a realização de trabalhos de campo, aquisição de imagens de satélite e material de informática foram possíveis devido ao *grant* CNPq Proc. 306870/2006-1 e 304165/2009-3 assim com à concessão de Bolsas de mestrado e doutorado pelo CNPq e Capes aos coautores do presente trabalho. Fotos aéreas foram fornecidas pelo Departamento de Recursos Minerais (DRM). Ortofotos georeferenciadas tiveram seu uso autorizado pela empresa Ampla Energia e Serviços através do DRM.

Referências Bibliográficas

- ALFREDINI, P.; ARASAKI, E.; PEZZOLI, A.; ARCORACE, M.; CRISTOFORI, E.; DE SOUSA, W. C. **Exposure of Santos Harbor Metropolitan Area (Brazil) to Wave and Storm Surge Climate Changes**. *Water Quality, Exposure and Health*, 73–88. doi: 10.1007/s12403-014-0109-7. 2014.
- BITTENCOURT, G.F.M.; ROCHA, T.B.; MOULTON, M.A.B.; FERNANDEZ, G.B. **Caracterização morfodinâmica dos ambientes de praia e dunas frontais na enseada de Tucuns (Armação de Búzios, RJ)**. *Anais XV Simpósio de Geografia*

- Física Aplicada, Eixo 9, p. 157 a 166. 8-12 de julho, 2013, Vitória, ES. 2013. Disponível em <http://www.xvsbgfa2013.com.br/anais/trabalhos/Eixo09.pdf#page=157>. Acessado em 20 abril de 2015.
- BULHÕES, E.M.R.; FERNANDEZ, G.B.; OLIVEIRA FILHO, S.R.; PEREIRA, T.G.; ROCHA, T.B. **Coastal impacts induced by storm waves between Cape Frio and Cape Buzios, Rio de Janeiro, Brazil**. Quaternary and Environmental Geosciences 05(2):155-165. 2014.
- CHAWLA, A.; SPINDLER, A.; TOLMAN, H. **30 year hindcasts using Wavewatch III with CFSR winds**. Phase 1. Technical Note. 2012. Disponível em: http://polar.ncep.noaa.gov/mmab/papers/tn302/MMAB_302.pdf. Acessado em agosto 2014.
- COPPETEC PEC 11760. **Análise ambiental de área no Município de Armação de Búzios-RJ**. Relatório técnico. Universidade Federal do Rio de Janeiro, 61p. 2009.
- DOLAN, R.; DAVIS, R.E. **An intensity scale for Atlantic coast northeast storms**. Journal of Coastal Research. 8(3):840-853. 1992.
- FERNANDEZ, G.B.; BULHÕES, E.; ROCHA, T.B. **Impacts of severe storm occurred in April 2010 along Rio de Janeiro coast, Brazil**. Journal of Coastal Research, SI 64 p. 1850-1854. 2011.
- FERNANDEZ, G.B.; MUEHE, D. **Sediment budget correlation with the Southern Oscillation Index of a foredune westward of Cabo Frio (Rio de Janeiro)**. Journal of Coastal Research, SI 39:1-6. 2004.
- HOLMAN, R.A. **Extreme values statistic for wave run-up on a natural beach**. Coastal Engineering, 9:527-544. 1986.
- KARUNARATHNA, G.; PENDER, D.; RANASINGHE, R.; SHORT, D.; REEBE, D.E. **The effects of storm clustering on beach profile variability**. Marine Geology, 348:103-112.2014.
- LARSON, M.; ERIKSON, L.; HANSON, H. **An analytical model to predict dune erosion due to wave impact**. Coastal Engineering, 51: 675- 696. 2004.
- LINS-DE-BARROS, F.M. **Contribuição metodológica para análise local da vulnerabilidade costeira e riscos associados: estudo de caso da Região dos Lagos, Rio de Janeiro**. Tese doutorado, Universidade Federal do Rio de Janeiro, p297. 2010.
- MANSUR, M. E. F.; OLIVEIRA, T.C.A.; RIGO, D.; ALBINO, J. **Effects of climate change on the extreme wave climate in Espírito Santo (Brazil). Implications to erosion in coastal protected areas**. Book of abstracts of 3rd International Symposium Effects of Climate Change on the World's Oceans, Santos, Brazil. v.1. p257. 2015.
- MASSELINK, G.; HUGHES, M.G. **Introduction to coastal processes & geomorphology**. Oxford University Press. London.354p. 2003.
- MUEHE, D. **Estado morfodinâmico praiial no instante da observação: uma alternativa de identificação**. Revista Brasileira de Oceanografia, 46(2):157-169. 1998.
- MUEHE, D. **Critérios morfodinâmicos para o estabelecimento de limites da orla costeira para fins de gerenciamento**. Revista Brasileira de Geomorfologia, 2(1):35-44. 2001.
- MUEHE, D. **Definição de limites e tipologias da orla sob os aspectos morfodinâmico e evolutivo**. In: Carlos Robert de Moraes & Ademilson Zamboni (org.), Projeto Orla – subsídios para um projeto de gestão, pp.13-32, Ministério do Meio Ambiente (MMA) / Ministério do Planejamento, Orçamento e Gestão (MPO), Brasília, DF, Brasil. 2004. Disponível em http://www.mma.gov.br/estruturas/orla/_arquivos/11_04122008110506.pdf. Acesso em 20 abril 2015.
- MUEHE, D. **Erosão costeira – tendência ou eventos extremos? O litoral entre Rio de Janeiro e Cabo Frio, Brasil**. Revista da Gestão Costeira Integrada, 11(3):315-325. 2011. Disponível em http://www.aprh.pt/rgci/pdf/rgci-282_Muehe.pdf. Acesso em 20 março 2015.
- MUEHE, D.; BELLIGOTTI, F.M.; LINS-DE-BARROS, F.M.; OLIVEIRA, J.F.; MAIA, L.F.P.G. **Potential vulnerability to climate change of the beach-dune system o the Perú coastal plain - Cabo Frio, Rio de Janeiro state, Brazil**. 2010. Pan-American Journal of Aquatic Sciences (PANAMJAS), 5(2):267-276. Disponível em http://www.panamjas.org/pdf_artigos/PANAMJAS_5%282%29_1-11.pdf. Acesso em 20 de março de 2015.
- MUEHE, D.; DOBEREINER, C. **Dinâmica do fundo marinho ao longo do píer de Ipanema, Rio de Janeiro**. Anais da Academia brasileira de Ciências, 49(2):281-286. 1977.
- MUEHE, D.; FERNANDEZ, G.B.; BULHÕES, E.M.R.; AZEVEDO, I.F. **Avaliação da vulnerabilidade física da orla costeira em nível local, tomando como exemplo o arco praiial entre Rio das Ostras e Cabo Búzios/RJ**. Revista Brasileira de Geomorfologia, 12(2):45-58. 2011. Disponível em <http://www.lsie.unb.br/rbg/index.php/rbg/article/view/234/182>. Acesso em 20 fev 2015.
- MUEHE, D.; ROSO, R.H.; SAVI, D.C. **Avaliação de método expedito de determinação do nível do mar como datum vertical para amarração de perfis de praia**. Revista Brasileira de Geomorfologia, 4(1):53-57.2003. Disponível em http://www.ugb.org.br/final/normal/artigos/SEPARATAS_RBG_Ano_2003/

Revista4-1_Artigo05_2003.pdf. Acesso em 20 jan 2015.

NIELSEN, P.; HANSLOW, D.J. **Wave runup distributions on natural beaches**. *Journal of Coastal Research*, 7:1139-1153. 1991.

PEREIRA, N.E.S.; KLUMB-OLIVEIRA, L.A. (*in press*) - **Analysis of the influence of ENSO phenomena on wave climate on the central coastal zone of Rio de Janeiro (Brazil)**. *Revista de Gestão Costeira Integrada / Journal of Integrated Coastal Zone Management*, DOI: 10.5894/rgci570.

PINHO, U.F. **Caracterização dos estados de mar na Baía de Campos (Rio de Janeiro)**. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE, Engenharia Oceânica, Rio de Janeiro, 123 pp. 2003.

REGUERO, B.G.; MÉNDEZ, F.J.; LOSADA, I.J. **Variability of multivariate wave climate in Latin America and the**

Caribbean. *Global and Planetary Change*, 100:70-84. 2013. Disponível em <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0921818112001828>. Acesso em 20 jan 2015.

SALLENGER, A.H. **Storm impact scale for barrier islands**. *Journal Coastal Research*, 16(3):890-895. 2000.

TOLMAN, H. L. **User Manual and System Documentation of WAVEWATCH III version 3.14**. U. S. Department of Commerce. National Oceanic and Atmospheric Administration. National Weather Service. National Centers for Environmental Prediction. Technical Note. 2009.

THIELER, E. R.; HIMMELSTOSS, E. A.; ZICHICHI, J. L.; ERGUL, A. **Digital Shoreline Analysis System (DSAS) version 4.0**—An ArcGIS extension for calculating shoreline change. U.S. Geological Survey Open-File Report, 2008.