



XIII OMARSAT

ANAIS DE RESUMOS



Arraial do Cabo - RJ
1 a 4 de outubro de 2019

Ano 2019 - Volume 1

XIII Simpósio sobre Ondas, Marés, Engenharia
Oceânica e Oceanografia por Satélite

ANAIS do XIII OMARSAT

**XIII Simpósio sobre Ondas, Marés, Engenharia Oceânica e Oceanografia por
Satélite**

Ano 2019
Volume 1

Instituto de Estudos do Mar Almirante Paulo Moreira
Rua Kioto, 253
Praia dos Anjos
Arraial do Cabo – RJ
Brasil
28930-000
+55 22 2622 9073

Índice

Apresentação.....	4
Comissão Organizadora.....	5
Prêmio Almirante Franco.....	6
Apresentações orais.....	6
AVALIAÇÃO DA PERFORMANCE DO MODELO WAVEWATCH III APLICADO À BACIA DE SANTOS: PARAMETRIZAÇÕES FÍSICAS E FORÇANTES ATMOSFÉRICAS	7
EXTRAÇÃO DO ESPECTRO DE ONDAS EMPREGANDO A APROXIMAÇÃO QUASE- LINEAR.....	12
ESTRUTURAS DE MESOESCALA DO RAMO NORTE DA BIFURCAÇÃO DA CORRENTE SUL EQUATORIAL E INTERAÇÕES FÍSICO-BIOLÓGICAS ASSOCIADAS	16
CORRENTE DO BRASIL: UM ESTUDO COMPARATIVO DA SUA ESTRUTURA E VARIABILIDADE COM BASE NA LINHA DE MONITORAMENTO NOAA-AX97 E SISTEMAS DE PREVISÃO E ANÁLISE OCEÂNICOS.....	22
MORFODINÂMICA DO SISTEMA PRAIA/FALÉSIA: CASO DE MAIMBÁ – ES.....	28
PROCESSOS DE FORMAÇÃO DOS ANTICICLONES DA CORRENTE DE CONTORNO PROFUNDA NO ATLÂNTICO SUL.....	34
AVALIAÇÃO DO POTENCIAL DE ENERGIA EÓLICA OFFSHORE AO LARGO DE ARRAIAL DO CABO - RJ.....	39
AVALIAÇÃO E EXPRESSÃO DA INCERTEZA DE MEDIÇÕES METEO- OCEANOGRÁFICAS.....	45
MODIFICAÇÃO DA ONDA DE MARÉ NA BOCA DO ESTUÁRIO DO RIO AMAZONAS	51
ANÁLISE DAS JANELAS DE MARÉ UTILIZANDO SIMULAÇÃO DE TRÁFEGO MARÍTIMO NO CANAL DA BARRA NORTE DO RIO AMAZONAS.....	56
ESTUDO DA INFLUÊNCIA DO ENOS NO GELO MARINHO DO MAR DE WEDDELL	62
UMA RELAÇÃO ENTRE FENÔMENOS SUBINERCIAIS E MARÉS INTERNAS NA QUEBRA DA PLATAFORMA CONTINENTAL DE CABO FRIO – RJ.....	68
Apresentação de Pôsteres.....	73
Palestras.....	81

Anexos:

Anexo A: Resumos expandidos de todos os pôsteres apresentados durante o dia 02 de outubro de 2019.

Anexo B: Resumos expandidos de todos os pôsteres apresentados durante o dia 03 de outubro de 2019.

Anexo C: Resumos expandidos das palestras do XIII OMARSAT.

Apresentação

O Simpósio sobre Ondas, Marés, Engenharia Oceânica e Oceanografia por Satélite (OMARSAT) realizou sua décima terceira edição. A Comissão Organizadora agradece a presença de todos e congratula os participantes pela notável relevância científica dos trabalhos apresentados e a contribuição de todos nos diálogos acadêmicos essenciais para o desenvolvimento da pesquisa.

O OMARSAT reúne, há mais de duas décadas, pesquisadores e alunos da área de Oceanografia Física oferecendo um espaço para exposição dos atuais projetos realizados possibilitando potenciais colaborações. Cabe notar a relevância do encontro, dada a escassez de eventos específicos para essa área que ainda necessita ganhar amplitude em âmbito nacional.

Mais de 200 cientistas reuniram-se em Arraial do Cabo (Rio de Janeiro) e mais de 100 trabalhos acadêmicos foram expostos tanto como apresentações orais ou pôsteres (sendo que três de cada modalidade foram condecorados pelo “Prêmio Almirante Franco”), como palestras de pesquisadores e empresas que desnudam o estado da arte da Oceanografia Física no Brasil.

Não obstante, a décima terceira edição do OMARSAT foi singular, visto que coincidiu com o centenário do nascimento do **Almirante Paulo Moreira**, notável expoente da oceanografia nacional e fundador do Instituto de Estudos do Mar Almirante Paulo Moreira (IEAPM) onde o Simpósio é sediado.

Por fim, durante o XIII OMARSAT foi lançado o catálogo oficial das Comissões Oceanográficas da Marinha do Brasil: “60 anos da Oceanografia na Marinha” organizado por Marcia Helena M. Valente que descreve 260 comissões oceanográficas e descortina o panorama histórico da oceanografia no Brasil. O catálogo está disponível na íntegra em https://issuu.com/filipefigueiredodagua/docs/livro_para_pdf_1.



Figura 1. Foto Oficial do XIII OMARSAT.

Comissão Organizadora

Coordenador Geral

SC-NS ROGÉRIO NEDER CANDELLA.

Comitê Científico

CC (T) **MARCIA HELENA** MOREIRA VALENTE;

SC-NS TÂNIA OCIMOTO ODA;

CC(T) ROGÉRIO DE **MORAES** CALAZAN

Comitê Administrativo e Financeiro

1º Ten (RM2-T) **VALQUIRIA** PACHECO; e

3º SG-ME **CARLA** GUSTAVO SILVA SANTOS.

Assessores

1º Ten (RM2-T) RENATO GONÇALVES **DOS SANTOS**;

1º Ten (RM2-T) DANIEL **CREMONINI** BAPTISTA;

1º Ten (RM2-EN) **HUGO** DA SILVA NOGUEIRA;Apresentações orais

1ºTen (T) **DANUBIA MORENO**;

2ºTen (RM2-T) **NAFISA** RIZZINI ANSARI;

2ºTen (RM2-T) PEDRO SANT'ANNA **CORTEZ**;

PS-NS (FEMAR) AUGUSTO ANDRADE PEREIRA; e

PS-NS (FEMAR) SIMONE PACHECO DA COSTA CARDOSO DA CUNHA.

Prêmio Almirante Franco

O Prêmio Almirante Franco é uma condecoração aos trabalhos de maiores relevâncias científicas, segundo a comissão científica. Os trabalhos são previamente selecionados e designados para apresentação oral ou pôster e são premiados os primeiros, segundos e terceiros lugares de cada categoria. As apresentações premiadas estão representadas na Tabela 1:

Tabela 1: vencedores do Prêmio Almirante Franco no XIII OMARSAT (2019).

Prêmio Almirante Franco		
Apresentação Oral		
1º Lugar	Uma Relação entre Fenômenos Subinerciais e Marés Internas na Quebra da Plataforma Continental de Cabo Frio – RJ	<u>Luiza Peiter de Barros Barreto</u> ; Alexandre Macedo Fernandes & Vladimir Santos Da Costa;
2º Lugar	Processos de formação dos anticiclones da Corrente de Contomo Profunda no Atlântico Sul	<u>Felipe Vilela da Silva</u> ; Ilson Carlos Almeida da Silveira & Avijit Gangopadhyay;
3º Lugar	Avaliação e Expressão da Incerteza de Medições Meteo-Oceanográficas	<u>Igor Fragoso</u> & Fabio Nascimento;
Pôster		
1º Lugar	Estudo da Corrente Norte do Brasil e Sua Retroflexão a Partir de Derivadores Oceânicos	Tayanne Pires Ferreira; Luana Ferraz-Bueno & Afonso de Moraes Paiva
2º Lugar	Influência do Vento na Dispersão da Pluma do Rio Doce	João V. Deboni; Angelo T. Lemos; Guilherme N. Mill & Renato D. Ghisolfi
3º Lugar	Extremos de Maré Baixa em Cananéia/SP Durante o Inverno e Associações com a Interação Oceano-Atmosfera	Tatiany Marinho Vasconcelos & Gyrlene Aparecida Mendes da Silva

Seguem os resumos expandidos de todos os trabalhos concorrentes ao Prêmio Almirante Franco. As apresentações (quando disponibilizadas pelos autores) estão disponíveis no site <https://www.omarsat.com.br/downloads>.

Apresentações orais

Foram selecionadas 12 trabalhos como apresentação oral. Os resumos expandidos estão disponíveis a seguir.

AVALIAÇÃO DA PERFORMANCE DO MODELO WAVEWATCH III APLICADO À BACIA DE SANTOS: PARAMETRIZAÇÕES FÍSICAS E FORÇANTES ATMOSFÉRICAS

Kaiser^{1*}, J.; Nogueira¹, I. C. M.; Parente¹, C. E.

¹Laboratório de Instrumentação Oceanográfica – LIOc (COPPE – UFRJ)
Avenida Athos da Silveira Ramos, Centro de Tecnologia, Bloco I, sala 104e – Cidade
Universitária, Ilha do Fundão, Rio de Janeiro – RJ CEP 21945-970

*js.kaiser@hotmail.com

RESUMO

A modelagem numérica é uma importante ferramenta que possibilita o estudo das características do estado de mar em regiões em que há escassez de dados observacionais. No Brasil, reconstituições dos campos de ondas são corriqueiramente usadas em áreas de interesse da indústria de óleo e gás como a Baía de Santos, tanto para a otimização das atividades como também para o dimensionamento de estruturas instaladas *offshore*. Sabe-se que é imprescindível ajustar adequadamente os parâmetros de calibração do termo fonte considerado no modelo a fim de mitigar os erros da modelagem de ondas. Assim, o presente trabalho objetiva avaliar de forma pioneira a performance do WW3 considerando os campos de ventos das reanálises CFSR e ERA-5 à luz das parametrizações ST4 e ST6 para a região da Baía de Santos. Todas as simulações foram calibradas e validadas pontualmente com os dados de Hs das boias do PNBOIA Rio Grande, Florianópolis e Santos e especialmente a partir de dados de altimetria para o ano de 2012. Os resultados mostram que, apesar de todas as simulações apresentarem correlação em torno de 90%, existem diferenças espaciais relevantes na distribuição dos erros. Melhorias substanciais são obtidas quando o parâmetro de crescimento das ondas (β_{max} ou FAC) é ajustado.

Palavras chave: reconstituição de ondas, modelagem espectral de ondas, WAVEWATCH III, parametrizações físicas.

INTRODUÇÃO

Sabe-se que para determinar o clima de ondas de uma certa região é necessário que o período considerado seja suficiente para abranger tanto as variabilidades sazonais e interanuais como também as características de longo termo do padrão de ondas (YOUNG, 1999). Desta forma, há uma tendência global em se utilizar informações de reanálises de vento como forçantes de geração de ondas em estudos que buscam fazer a reconstituição do clima de ondas através de modelos numéricos (ARDHUIN et al., 2011; CHAWLA; SPINDLER; TOLMAN, 2013; PEREZ; MENENDEZ; LOSADA, 2017). Considerando que os principais centros atmosféricos – *National Center for Environmental Prediction* (NCEP) e *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF) – atualizaram suas reanálises recentemente, e sabendo que cada uma delas possui características particulares de resolução, parametrizações físicas, esquemas numéricos e de assimilação de dados, nota-se a importância de avaliar a performance do modelo de ondas para a

região de interesse utilizando as diferentes informações de ventos, uma vez que estas tendem a gerar diferentes campos de ondas quando utilizadas como forçantes nos modelos numéricos.

Além disso, devem ser destacados os recentes avanços realizados na descrição física e numérica dos processos de geração e dissipação no modelo de ondas WAVEWATCH III® (THE WAVEWATCH III (R) DEVELOPMENT GROUP (WW3DG), 2016; TOLMAN, 2014), com a inclusão das parametrizações ST4 (ARDHUIN et al., 2010) e ST6 (ZIEGER et al., 2015). Tais parametrizações para os termos fontes do modelo são fortemente dependentes do campo de vento utilizado como forçante e, por esse motivo, precisam ser ajustadas e calibradas para a área de interesse. O trabalho de STOPA (2018) avaliou em escala global a melhor configuração dos parâmetros de calibração do ST4 considerando campos de ventos de 12 reanálises diferentes, demonstrando que o correto ajuste dos parâmetros de calibração do termo fonte considerado é substancial para reduzir os erros da modelagem de ondas. Dessa forma, tendo em vista a importância socioeconômica da Bacia de Santos, é imprescindível avaliar detalhadamente a performance da modelagem numérica de ondas aplicado à área.

OBJETIVOS

O presente trabalho objetiva avaliar a performance do modelo espectral de terceira geração WAVEWATCH III (WW3) para a região da Bacia de Santos considerando diferentes configurações dos termos fontes, bem como utilizando duas reanálises atmosféricas distintas: a reanálise desenvolvida pelo NCEP e denominada *Climate Forecast System Reanalysis* – CFSR, e a reanálise lançada recentemente pelo ECMWF, denominada ERA-5.

METODOLOGIA

O modelo WW3 resolve a equação do balanço da energia espectral (Eq. 1), que descreve a evolução do espectro da onda no domínio temporal, espacial e espectral. Nesta equação, o termo E refere-se ao espectro bidimensional de ondas, o termo C_g refere-se à velocidade de propagação de grupo enquanto S representa o termo de fontes/sumidouros.

$$\frac{\delta E}{\delta t} + \Delta \cdot [(C_g + U)E] \quad \text{Eq. (1)}$$

Quanto aos termos fontes, aceita-se que $S = S_{in} + S_{dl} + S_{nl}$ em regime de águas profundas, sendo S_{in} o termo que representa a entrada de energia do vento (*input*), S_{dl} a dissipação da onda (*whitecapping*) e S_{nl} as interações não lineares onda-onda. Apesar dos termos S_{in} e S_{dl} representarem processos separados, sabe-se que estes devem ser considerados como processos interrelacionados uma vez que o balanço entre estes dois termos governa as características de geração e crescimento das ondas. Assim, erros na especificação das características dos campos de vento implicam em erros significativos na modelagem dos parâmetros de ondas.

Neste sentido, no que se refere às parametrizações dos termos fontes, o modelo WAVEWATCH III inclui diferentes pacotes (ou físicas): ST1 (KOMEN; HASSELMANN; HASSELMANN, 1984), ST2 (TOLMAN; CHALIKOV, 1996), ST3 (JANSSEN, 1991), ST4 (ARDHUIN et al., 2010) e ST6 (ZIEGER et al., 2015). Como apontado por STOPA et al. (2015), melhorias significativas nos resultados dos modelos de ondas foram obtidas com o desenvolvimento dos pacotes ST4 e ST6. Para isto, dependendo das características dos campos de vento utilizados como forçantes, o parâmetro adimensional de crescimento de ondas $\beta_{\max}$ e FAC (respectivamente para os pacotes ST4 e ST6) deve ser ajustado em busca da melhor representação do campo de ondas.

Sabendo que os principais avanços da modelagem numérica de ondas nos últimos anos dizem respeito às parametrizações dos termos fontes, a Tabela 1 mostra as configurações das diferentes simulações feitas, considerando diferentes campos de vento como entrada além de diferentes configurações dos pacotes/física. Todas as simulações foram feitas considerando duas grades computacionais aninhadas, de modo que a primeira apresenta resolução de 1º e cobre o globo inteiro enquanto a segunda apresenta resolução 0.25º e contempla a região do Oceano Atlântico Sul.

Tabela 1: Configurações das simulações realizadas utilizando o WAVEWATCH III, especificadas no que diz respeito às parametrizações físicas e às forçantes atmosféricas.

ID	Input	Física	Bmax/FAC	ID	Input	Física	$\beta_{\max}$ /FAC
T01	CFSR	ST4	1.33	T09	ERA-5	ST4	1.80
T02	CFSR	ST4	1.55	T10	ERA-5	ST4	1.85
T03	CFSR	ST6	1.098	T11	ERA-5	ST4	1.90
T04	CFSR	ST6	1.23	T12	ERA-5	ST4	2.00
T05	CFSR	ST6	1.33	T13	ERA-5	ST6	1.00
T06	ERA-5	ST4	1.33	T14	ERA-5	ST6	1.23
T07	ERA-5	ST4	1.55	T15	ERA-5	ST6	1.33
T08	ERA-5	ST4	1.70	T16	ERA-5	ST6	1.50

As simulações aqui apresentadas foram feitas para o ano de 2012, de modo que a calibração e validação dos resultados foram realizadas através de métricas estatísticas simples (correlação, raiz do erro médio quadrático, viés e índice de espalhamento) tanto pontualmente como espacialmente, considerando o parâmetro altura significativa (H_s). Pontualmente, as simulações foram comparadas com os dados das boias do PNBOIA (Programa Nacional de Boias) localizadas ao largo das cidades de Rio Grande, Florianópolis e Santos. Para a avaliação espacial dos campos de ondas, foram utilizados dados dos altímetros a bordo dos satélites Jason-1, Jason-2, Cryosat e Saral/Altika disponibilizados pelo grupo CERSAT (*Centre ERS d'Archivage et de Traitement*) do IFREMER (*Institut français de recherche pour l'exploitation de la mer*) para a região da Bacia de Santos.

RESULTADOS

O diagrama de Taylor apresentado na Figura 1 (a) mostra a qualidade das simulações de onda em termos do coeficiente de correlação e do desvio padrão. A partir de uma análise visual do diagrama, pode-se estimar quais as configurações do modelo WW3 (vide Tabela 1) são mais adequadas para representar as características das ondas na Bacia de Santos. Nota-se que as simulações realizadas utilizando as informações do ERA-5 como forçantes de vento e a parametrização física ST4 se destacam com os maiores níveis de correlação ($>90\%$) e menores valores de erro (*root mean squared error* - RMSE). Entretanto, todas elas subestimam o desvio padrão dos dados, indicando que nenhuma das simulações consegue acompanhar a exata variabilidade dos dados observados. Vale ressaltar estes resultados foram obtidos a partir de comparações dos valores de Hs modelados com os dados de Hs coletados pela boia do PNBOIA Santos para o ano de 2012.

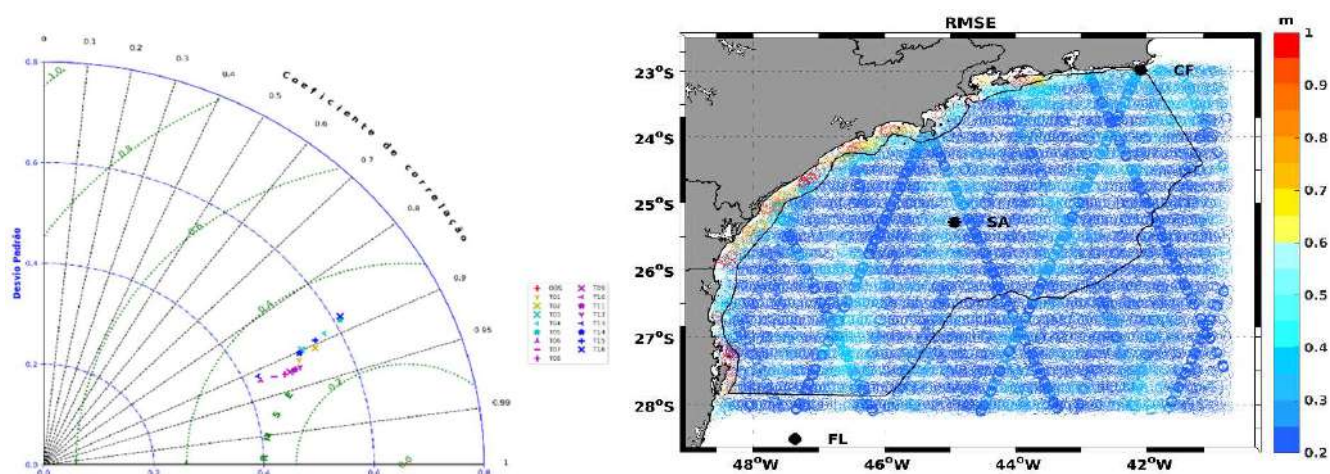


Figura 1: Diagrama de Taylor comparando as informações de todas as simulações desenvolvidas com o WW3 com os dados observados pela boia do PNBOIA Santos.

Desta forma, para uma melhor avaliação da representatividade das simulações quanto ao clima de ondas da Bacia de Santos, torna-se claro a necessidade de se avaliar as métricas estatísticas ao nível espacial. Para tanto, a Figura 1 (b) ilustra a distribuição espacial do erro (RMSE) da simulação T12. Este mapa de erro foi obtido a partir da comparação dos resultados modelados de Hs com dados de altura das ondas obtidas pelos altímetros.

CONCLUSÕES

Neste trabalho os campos de vento das reanálises CFSR e ERA-5 foram calibrados visando obter uma melhor representação do campo de ondas na região da Bacia de Santos com o modelo espectral WW3. Toda a análise foi elaborada considerando os pacotes ST4 e ST6, de modo que ficou demonstrado que ajustes nos valores de β_{max} e FAC propiciam uma redução do erro associado as modelagens de ondas – o que é explicado devido ao fato de cada campo de vento

apresentar características particulares. Em termos de correlação, todas as simulações apresentaram valores em torno de 90%. Entretanto, diferenças significativas foram encontradas para os valores de RMSE, que devem ser investigadas com maior detalhamento ao nível espacial.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ARDHUIN, F. et al. Semiempirical Dissipation Source Functions for Ocean Waves. Part I: Definition, Calibration, and Validation. **Journal of Physical Oceanography**, v. 40, n. 9, p. 1917–1941, set. 2010.

ARDHUIN, F. et al. CALIBRATION OF THE “ IOWAGA ” GLOBAL WAVE HINDCAST (1991 –2011) USING ECMWF AND CFSR WINDS IFREMER , Laboratoire d ’ Oceanographie Spatiale , Plouzan ’ Joseph Sienkiewicz Doug Vandemark 1 Introduction 2 The hindcast : models and forcings. **12th International Workshop on Wave Hindcasting and Forecasting**, Kohala Coast, Hawai’i, 2011.

CHAWLA, A.; SPINDLER, D. M.; TOLMAN, H. L. Validation of a thirty year wave hindcast using the Climate Forecast System Reanalysis winds. **Ocean Modelling**, v. 70, p. 189–206, out. 2013.

JANSSEN, P. A. E. M. Quasi-linear Theory of Wind-Wave Generation Applied to Wave Forecasting. **Journal of Physical Oceanography**, v. 21, n. 11, p. 1631–1642, nov. 1991.

KOMEN, G. J.; HASSELMANN, K.; HASSELMANN, K. On the Existence of a Fully Developed Wind-Sea Spectrum. **Journal of Physical Oceanography**, v. 14, n. 8, p. 1271–1285, ago. 1984.

PEREZ, J.; MENENDEZ, M.; LOSADA, I. J. GOW2: A global wave hindcast for coastal applications. **Coastal Engineering**, v. 124, p. 1–11, jun. 2017.

REEVE, D. Wind Generated Ocean Waves; I. R. Young; Elsevier, 1999, 288 pages, ISBN 0-08-043317- 0, NLG 270, US\$ 139.5. **Engineering Structures**, v. 22, n. 9, p. 1225–1226, set. 2000.

STOPA, J. E. et al. Comparison and validation of physical wave parameterizations in spectral wave models. **Ocean Modelling**, v. 103, p. 2–17, jul. 2016.

STOPA, J. E. Wind forcing calibration and wave hindcast comparison using multiple reanalysis and merged satellite wind datasets. **Ocean Modelling**, v. 127, n. December 2017, p. 55–69, 2018.

THE WAVEWATCH III (R) DEVELOPMENT GROUP (WW3DG). User manual and system documentation of WAVEWATCH III (R) version 5.16. **Tech. Note 329, NOAA/NWS/NCEP/MMAB**, n. 329, p. 326 pp. + Appendices., 2016.

TOLMAN, H. . **Technical Note : User manual and system documentation of WAVEWATCH III version 4.18** U.S Department Of Commerce, 2014.

TOLMAN, H. L.; CHALIKOV, D. Source Terms in a Third-Generation Wind Wave Model. **Journal of Physical Oceanography**, v. 26, n. 11, p. 2497–2518, nov. 1996.

ZIEGER, S. et al. Observation-based source terms in the third-generation wave model WAVEWATCH. **Ocean Modelling**, v. 96, p. 2–25, dez. 2015.

EXTRAÇÃO DO ESPECTRO DE ONDAS EMPREGANDO A APROXIMAÇÃO QUASE-LINEAR

¹Brasil-Corrêa, Y.O.;¹Violante-Carvalho, N.;²Santos, A.L.C.;¹Santos, F. M.;³Carvalho, L.M.

¹Universidade Federal do Rio de Janeiro - COPPEAv. Athos da Silveira Ramos, 274. Cidade Universitária, Ilha do Fundão, CEP 21941-916, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.

yuri.brasil@oceanica.ufrj.br, violante_carvalho@yahoo.co.uk, felipems@gmail.com

²Centro Federal de Educação Tecnológica Celso Suckow da Fonseca - CEFET-RJAv. Maracanã, 229. Maracanã, CEP 20271-110, Rio de Janeiro, RJ,

Brasil.andreluiz.cordeiro@gmail.com³Universidade do Estado do Rio de Janeiro - Instituto de MatemáticaRua São Francisco Xavier, 524, 4015E, CEP 20550-900 Rio de Janeiro, RJ,

Brasilluizmc@gmail.com

RESUMO

A extração de um espectro de ondas a partir de uma imagem SAR têm se mostrado um problema desafiador no âmbito do sensoriamento remoto. A técnica de inversão a partir de uma aproximação quase-linear de um espectro cruzado de imagens SAR, defasadas por uma fração de segundo, se apresenta como uma alternativa à esquemas numéricos de inversão. A fim de comprovar sua eficácia, tal técnica é implementada. Comparações entre o espectro de imagem recuperado e o espectro de referência mostram alto grau de similaridade.

INTRODUÇÃO

O SAR (radar de abertura sintética) é o único equipamento a bordo de satélites capaz de extrair informações referentes ao espectro de ondas. Através de técnicas específicas, é possível converter a resposta do sinal refletido e obter não somente a altura das ondas, como o altímetro faz, mas também o espectro direcional (HASSELMANN e HASSELMANN, 1991; KROGSTAD, 1992; ENGEN e JOHNSON, 1995). Na década de 1980, surgiram importantes trabalhos destinados ao entendimento da detecção de ondas através de uma imagem SAR (ALPERS, 1983; BRÜNING *et al.*, 1988; HASSELMANN *et al.*, 1985). Tais estudos propunham uma relação entre o espectro da imagem e o espectro das ondas, através das chamadas funções de transferência. Seria então possível obter o espectro de uma imagem SAR a partir de um espectro de ondas (transformada direta) e vice-versa (transformada inversa). Porém, uma das funções de transferência, *velocity bunching*, pode ser extremamente não-linear. Somado a isto, uma única imagem SAR carrega um problema inerente, a chamada ambiguidade direcional. Em imagens do tipo *single look*, geradas em um dado instante, não há como saber o sentido de propagação das ondas, somente a direção.

HASSELMANN e HASSELMANN (1991) propuseram um algoritmo que recuperasse o espectro de ondas a partir de uma única imagem SAR (*single look*), através de um esquema numérico de inversão (denominado esquema *Max-Planck-Intitut* ou MPI). Para resolver a ambiguidade direcional, usa-se informação a priori, o chamado *first-guess*, espectro que indica o sentido de propagação da onda e é frequentemente obtido por um modelo de ondas. O que torna a inversão fundamentalmente dependente de informação a priori. De forma paralela, ENGEN e JOHNSEN; BAO e AL-PERS (1995; 1998) utilizaram duas imagens complexas consecutivas (*multi-look*), defasadas por uma fração de segundo, a fim de determinar pequenas diferenças na fase através do espectro cruzado, e assim resolver a ambiguidade direcional. Logo em seguida, SCHULZ-STELLENFLETH (2003) desenvolveu um algoritmo capaz de resolver a ambiguidade direcional através de uma aproximação quase-linear do espectro cruzado e sua respectiva inversão linear. Além de eliminar o uso do *first-guess*, a técnica minimiza os erros contidos na transformada direta. Por não depender de um *first-guess*, a inversão linear (SCHULZ-STELLENFLETH, 2003) mostra-se mais interessante.

A fim de avaliar a eficácia do MPI, frente à perturbações no *first-guess*, SANTOS *et al.* (2015) propuseram um simulador de espectros de imagem SAR. O simulador realizava a transformação não linear de um espectro de ondas, gerado com ajuste JONSWAP, em um espectro de imagem artificial. Assim era possível controlar os parâmetros de onda impostos e verificar a eficácia do MPI. O presente trabalho propõe o uso deste mesmo simulador, denominado SARmulator, para gerar espectros de imagem artificiais, e ainda implementar numericamente o algoritmo de inversão proposto por (SCHULZ-STELLENFLETH, 2003) e verificar o grau de similaridade entre os espectros recuperados e os espectros originais.

OBJETIVOS

- Implementar computacionalmente a inversão linear, proposta por SCHULZ-STELLENFLETH (2003).
- Analisar o grau de similaridade entre o espectro obtido e o espectro de referência.

METODOLOGIA

Espectros cruzados de imagens SAR serão gerados pelo SARmulator (SANTOS *et al.*, 2015), a partir de espectros de onda artificiais, denominados espectros de referência. Aplica-se a inversão linear (SCHULZ-STELLENFLETH, 2003) e compara-se o resultado ao espectro de ondas de referência, através do cálculo da correlação entre as matrizes que representam os espectros. A inversão linear é definida por:

$$F_k = \frac{\sin(\omega \Delta t) \operatorname{Re}(\Phi_k^{I^1 I^2}) + \cos(\omega \Delta t) \operatorname{Im}(\Phi_k^{I^1 I^2})}{|T_k^S|^2 \sin(\omega \Delta t) \cos(\omega \Delta t)} \quad (1)$$

Onde:

F_k = Espectro de onda. Δt = Intervalo de tempo entre imagens.
 ω = Frequência angular. $|T_k^S|$ = Função de transferência SAR.
 $\operatorname{Re}(\Phi_k^{I^1 I^2})$ e $\operatorname{Im}(\Phi_k^{I^1 I^2})$ = Parte real e imaginária do espectro cruzado de imagem.

RESULTADOS

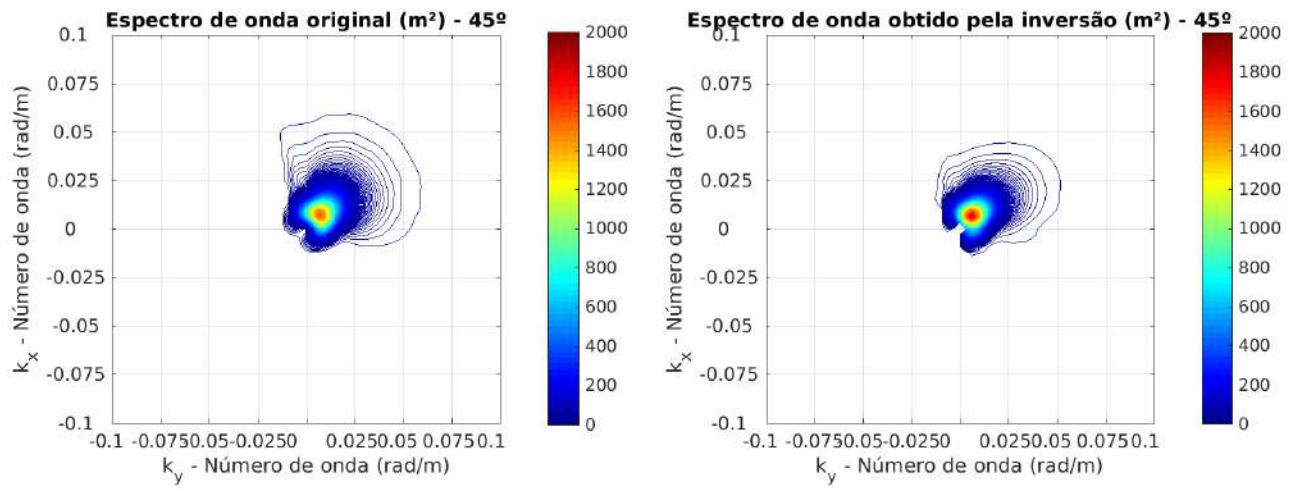


Figura 1: Comparação visual entre o espectro original, à esquerda, e o espectro obtido pela inversão linear, à direita.

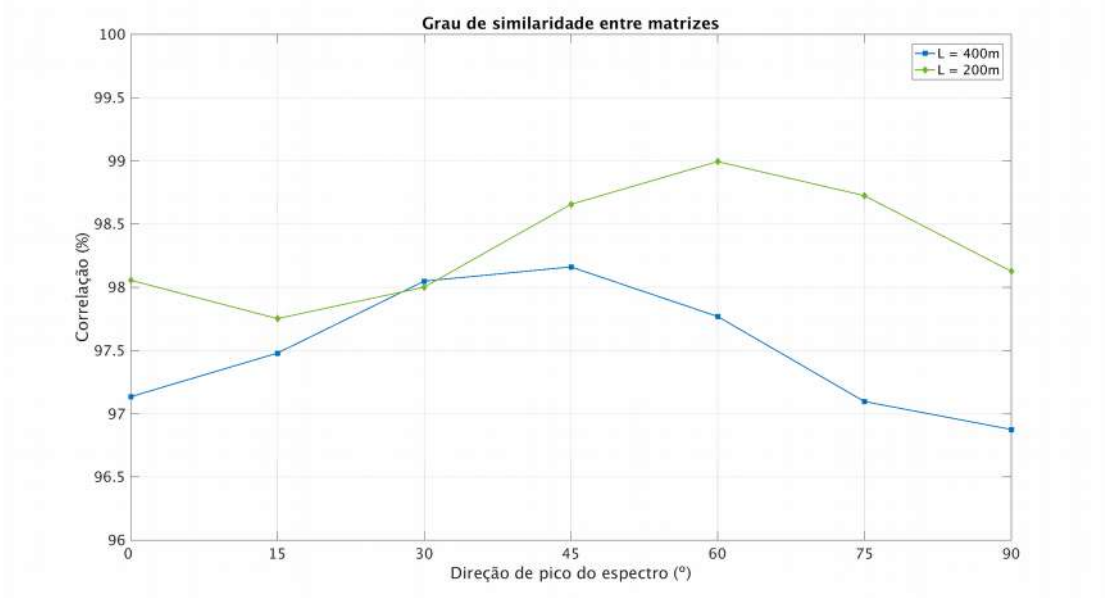


Figura 2: Grau de similaridade entre o espectro obtido pela inversão e o espectro de referência. A similaridade é obtida pelo coeficiente de correlação entre as matrizes de cada espectro. A correlação

é calculada para espectros de altura significativa igual a 4m, cujo comprimento de onda de pico é igual a 400m (em azul) e a 200m (em verde).

CONCLUSÕES

Os resultados mostram-se promissores, a figura 2 mostra alto grau de similaridade entre os espectros de onda recuperados e espectros de referência. Uma vez implementada e adaptada, a inversão pode funcionar em modo operacional para imagens SAR. Mais ainda, a inversão, com o auxílio do SARmulator, pode trazer novas descobertas sobre as funções de transferência.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICA

SALPERS, W., 1983, “Monte Carlo simulations for studying the relationship between ocean wave and synthetic aperture radar image spectra”, **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 88, n. C3, pp. 1745–1759.

BAO, M., ALPERS, W., 1998, “On the cross spectrum between individual-look synthetic aperture radar images of ocean waves”, **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 36, n. 3 (May), pp. 922–932. ISSN: 0196-2892. doi: 10.1109/36.673683.

BRÜNING, C., ALPERS, W., ZAMBRESKY, L. F., et al., 1988, “Validation of a synthetic aperture radar ocean wave imaging theory by the Shuttle Imaging Radar-B Experiment over the North Sea”, **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 93, n. C12, pp. 15403–15425.

ENGEL, G., JOHNSEN, H., 1995, “SAR-ocean wave inversion using image cross spectra”, **IEEE transactions on geoscience and remote sensing**, v. 33, n. 4, pp. 1047–1056.

HASSELMANN, K., RANEY, R. K., PLANT, W. J., et al., 1985, “Theory of synthetic aperture radar ocean imaging: A MARSEN view”, **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 90, n. C3, pp. 4659–4686. doi: 10.1029/JC090iC03p04659. Disponível em: <<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/JC090iC03p04659>>.

HASSELMANN, K., HASSELMANN, S., 1991, “On the nonlinear mapping of an ocean wave spectrum into a synthetic aperture radar image spectrum and its inversion”, **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 96, n. C6, pp. 10713–10729.

KROGSTAD, H. E., 1992, “A simple derivation of Hasselmann’s nonlinear ocean-synthetic aperture radar transform”, **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 97, n. C2, pp. 2421–2425.

SANTOS, A. A. L. C. D., SANTOS, F. M. D., CARVALHO, L. M., et al., 2015, “SENSIBILIDADE DE ESPECTROS DE ONDAS OCEÂNICAS RECUPERADOS POR RADAR DE ABERTURA SINTÁTICA”, **Boletim de Ciências Geodésicas**, v. 21 (06), pp. 251 – 273. ISSN: 1982-2170. Disponível em: <http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1982-21702015000200251&nrm=iso>.

SCHULZ-STELLENFLETH, J., 2003, Measurement of two-dimensional sea surface elevation fields using complex synthetic aperture radar data. **Tese de Doutorado**, 01. Disponível em: <https://www.researchgate.net/publication/215721898_Measurement_of_two-dimensional_sea_surface_elevation_fields_using_complex_synthetic_aperture_radar_data>.

ESTRUTURAS DE MESOESCALA DO RAMO NORTE DA BIFURCAÇÃO DA CORRENTE SUL EQUATORIAL E INTERAÇÕES FÍSICO-BIOLÓGICAS ASSOCIADAS

¹C.D. Luko; ¹ I.C.A. da Silveira; ¹F. Pereira; ²A. Tandon; ³G. Flier

¹Universidade de São Paulo;

²UMASS Dartmouth;

³Massachusetts Institute of Technology

caique.luko@usp.br; ilson.silveira@usp.br

RESUMO

A circulação em grande escala no oceano Atlântico Sul é caracterizada por um grande giro anticyclônico, sendo que a corrente que limita este giro ao norte é a Corrente Sul Equatorial (CSE). Quando o ramo sul da CSE atinge a margem continental brasileira, esta corrente se bifurca. Os padrões mais conhecidos a respeito da Bifurcação da Corrente Sul Equatorial (BiCSE) são de grande escala. Em superfície, os padrões de mesoescala são melhor conhecidos no ramo sul da BiCSE, que está associado à formação da Corrente do Brasil. Não há estudos sobre a atividade de mesoescala associada ao ramo norte da BiCSE em superfície ou sobre as interações físico-biológicas associadas a essas estruturas de mesoescala. Este trabalho tem como objetivo caracterizar a atividade de mesoescala do ramo norte da BiCSE em superfície, assim como o efeito destas estruturas na dinâmica fitoplanctônica e zooplanctônica. Para tal, serão analisados:

i) padrões climatológicos destas estruturas de mesoescala utilizando dados de satélites altimétricos; e ii) resultados de um modelo de Nutrientes-Fitoplâncton-Zooplâncton forçado por um modelo hidrodinâmico de 1 2 1 camada sobre aproximação quase-geostrófica. Os resultados mostram que no ramo norte da BiCSE existem: 1) um ciclone elíptico com assinatura climatológica no outono e inverno; e 2) um anticiclone / meandro anticyclônico centrado em torno de 11,8° S 33,9° W com assinatura climatológica em todas as estações. O modelo físico-biológico mostra que as variações na espessura da camada de mistura são importantes na dinâmica NPZ da região.

INTRODUÇÃO

No oceano Atlântico Sul, a circulação de grande escala é caracterizada por um grande giro anticyclônico nos primeiros 1000 m de coluna d'água: o giro subtropical do Atlântico Sul. Segundo Stramma & England (1999) este giro é limitado ao norte pelo Ramo sul da Corrente Sul Equatorial (CSEs), e ao sul pela Corrente do Atlântico Sul. Além disso, este giro é limitado à leste pela

Corrente de Benguela e à oeste pela Corrente do Brasil (CB). No entanto, Stramma & England (1999) e Rodrigues et al. (2007) mostraram que apenas a componente de superfície da CSEs atinge a margem continental brasileira em torno de 15 ° S. Quando isto acontece, esta corrente se bifurca, formando a Corrente do Brasil (CB) que escoia para sul e a Subcorrente Norte do Brasil (SNB) que escoia para norte. Esta bifurcação é comumente chamada de Bifurcação da Corrente Sul Equatorial (BiCSE).

As estruturas de mesoescala do ramo sul da BiCSE já foram investigadas por Soutelino *et al.* (2011). Estes autores mostraram que no ramo sul existem 3 centros de alta pressão (anticiclones de Ilhéus, Royal-Charllote e Abrolhos), que são quase estacionários e são restritos pela topografia. No entanto, em relação ao ramo norte da BiCSE, inexistem estudos que caracterizem a atividade de mesoescala da região. Apenas Schott et al. (2005) fizeram uma inferência que existe uma recirculação na região.

Além disso, analisando dados de satélites altimétricos e de satélites com sensores de concentração de clorofila-a é possível detectar um sinal de clorofila-a significativo que parece estar associado com vórtices ciclônicos do ramo norte da BiCSE em superfície. No entanto, apesar da aparente existência de tal relação, inexistem estudos que investigam se os processos de mesoescala influenciam a dinâmica fitoplanctônica e zooplanctônica da região e, conseqüentemente, inexistem estudos que abordem qual(uais) processo(s) de interação físico-biológica de mesoescala gera(m) tais feições no ramo norte da BiCSE em superfície.

OBJETIVOS

Como existem poucas informações sobre a atividade de mesoescala e sobre as interações físico-biológicas que ocorrem no ramo norte da BiCSE em superfície, este trabalho tem como objetivos:

- 1) caracterizar a atividade de mesoescala do ramo norte da BiCSE em superfície; e
- 2) caracterizar o efeito das estruturas de mesoescala do ramo norte da BiCSE em superfície na dinâmica fitoplanctônica e zooplanctônica.

MÉTODOS

Análise da variabilidade sazonal da BiCSE - Padrões climatológicos

Para analisar os padrões climatológicos das estruturas de mesoescala associadas à BiCSE, foram utilizados dados de Topografia Dinâmica Absoluta (ADT), obtidos através de altimetria demultissatélites, que foram produzidos e distribuídos pela *Copernicus Marine and Environment*

Monitoring Service (CMEMS). A análise dos padrões climatológicos foi feita através da construção de distribuições horizontais de função de corrente (ψ) e de velocidades geostróficas ($u \sim g$). O cálculo de ψ é feito através da conversão da topografia dinâmica absoluta (aqui denominada como η) em ψ . A relação entre ψ e η é dada pela Equação 1:

$$\psi = \frac{g \eta}{f_0} \quad (1)$$

onde g é a aceleração da gravidade e f_0 é o parâmetro de Coriolis médio. Consequentemente, as velocidades geostróficas foram calculadas através dos valores de função de corrente.

Sendo assim, os padrões climatológicos foram obtidos através da construção de cinco campos médios entre $20,5^\circ \text{ S} - 7,5^\circ \text{ S}$ e $40^\circ \text{ O} - 30^\circ \text{ O}$ de ψ e de $u \sim g$: um campo climatológico de verão (Janeiro, Fevereiro e Março), um campo climatológico de outono (Abril, Maio e Junho), um campo climatológico de inverno (Julho, Agosto e Setembro) e um campo climatológico de primavera (Outubro, Novembro e Dezembro).

Como este trabalho tem o intuito de avaliar a resposta da dinâmica fitoplanctônica e zooplanctônica à variabilidade sazonal das estruturas de mesoescala do ramo norte da BiCSE de superfície, uma verificação da existência da relação entre a variabilidade sazonal das estruturas de mesoescala do ramo norte da BiCSE e a variabilidade sazonal da distribuição de clorofila-a se faz muito importante. Sendo assim, com os dados de concentração de clorofila-a disponibilizados pela *Global Ocean Colour for Carbon Cycle Research (GlobColour)*, foram construídos 4 climatologias sazonais (verão, outono, inverno e primavera de 1997 a 2017) da distribuição horizontal de função de corrente e de concentração de clorofila-a entre $16,5^\circ \text{ S} - 9,5^\circ \text{ S}$ e $40^\circ \text{ O} - 33^\circ \text{ O}$ a fim de encontrar alguma relação entre os dois campos.

Modelo hidrodinâmico

Como a dinâmica biológica a ser estudada ocorre principalmente na camada de mistura, uma representação simples dessa camada e da hidrodinâmica associada se faz necessária. Sendo assim, o modelo hidrodinâmico escolhido para satisfazer tal proposta é um modelo quase-geostrófico de 1 2 1 camada, onde a camada superior de densidade ρ_1 é ativa e a camada inferior de densidade ρ_2 (sendo que, $\rho_2 > \rho_1$) é inativa. Neste modelo, a camada de mistura de espessura h é uma porção superior da camada ativa de espessura H .

Neste modelo as velocidades horizontais e a função de corrente são especificadas através do ajuste ao ciclo anual extraído da série de dados de satélites altimétricos; e a espessura da camada de mistura é especificada através do ajuste ao ciclo anual extraído das climatologias mensais de

profundidade da camada de mistura da base de dados MIMOC. As velocidades verticais, por outro lado, são estimadas através da Equação 2, que é a equação para se estimar o termo de

estiramento para um modelo de 12 camada quase-geostrófico (segundo Flierl & Davis (1993)):

$$\frac{\omega(-h)}{h} = \frac{1}{Rd_0^{2f}} \frac{\delta \Psi}{\delta t} \quad (2)$$

onde h é a espessura da camada de mistura, w é a velocidade vertical e Rd é o raio de deformação de Rossby.

Modelo NPZ

Neste trabalho, o modelo adotado é uma adaptação do modelo utilizado por Flierl & Davis (1993). Neste modelo a concentração de N, P e Z é representada em unidades de nitrogênio, já que o nitrogênio é o principal nutriente limitante para a produção primária em regiões oceânicas oligotróficos de baixas latitudes. Além disso, a quantidade total de nitrogênio (Nt) se conserva de forma que (N t = N + P + Z). As condições iniciais do modelo físico-biológico foram obtidas através do equilíbrio entre as equações do modelo biológico.

Acoplamento físico-biológico

Seguindo Flierl & Davis (1993), acoplamos os dois modelos através de uma equação de advecção e difusão integrada na camada de mistura:

$$\frac{\delta B}{\delta t} + u \Delta . (B) = - (B - B_b) \frac{1}{h} \left[\frac{\delta h}{\delta t} + u \Delta . (h) + \omega(-h) \right] + R(B, h) \quad , \quad (3)$$

onde B é a concentração da propriedade biológica dentro da camada de mistura, B b é a concentração da propriedade biológica logo abaixo da camada de mistura e R(B, h) são todas as interações físico biológicas que podem alterar a concentração de B dentro da camada de mistura, causadas pela presença e variabilidade dos vórtices que se formam na região.

RESULTADOS

A variabilidade sazonal da BiCSE

Foram identificadas as assinaturas climatológicas de: i) um ciclone elíptico nas média de outono e inverno; e de ii) um anticiclone/meandro anticiclônico centrado em torno de 11,8 ° S 33,9 ° O em todos as estações (Figura 1).

Além disso, analisando os padrões climatológicos de concentração de clorofila, é possível observar que, no ramo norte (no ramo sul), a concentração de clorofila-a aumenta durante o outono e o inverno (verão e outono). Esta variabilidade pode estar sendo causada por ressurgência, advecção de organismos da costa ou mudanças na profundidade da camada de mistura, causadas pela presença e variabilidade dos vórtices que se formam na região.

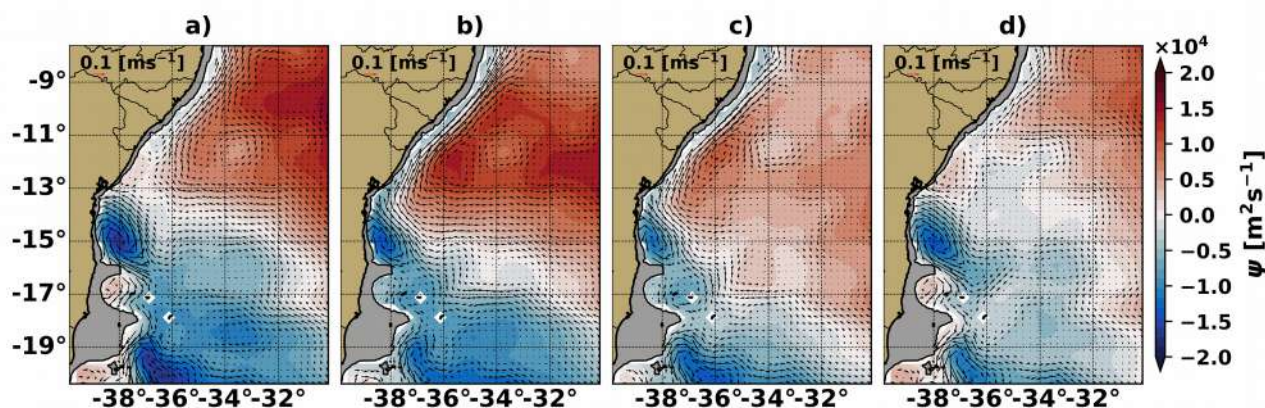


Figura 1: Distribuições horizontais de ψ e $u \sim g$ para os cenários climatológicos de: a) verão; b) outono; c) inverno e; d) primavera. Campos calculados a partir da série temporal de 1993-2017 de dados de ADT obtidos através de satélites altimétricos.

Acoplamento físico-biológico

O modelo mostra que as variações da espessura da camada de mistura controlam, dentro do ciclo anual, a dinâmica NPZ na região. O enriquecimento em clorofila-a no ramo norte da BiCSE, durante o outono e o inverno, foi reproduzido pelo modelo mas, no ramo sul, os padrões encontrados não correspondem com as observações.

CONCLUSÕES

As estruturas de mesoescala associadas ao ramo norte da BiCSE são: 1) um ciclone elíptico; e 2) um anticiclone / meandro anticiclônico centrado em torno de $11,8^\circ \text{ S } 33,9^\circ \text{ W}$. O ciclone teve uma assinatura climatológica apenas no outono e inverno, enquanto o anticiclone / meandro anticiclônico teve uma assinatura climatológica em todas as estações.

O modelo mostra que a dinâmica NPZ da região (dentro do ciclo anual) é influenciada principalmente por variações na espessura da camada de mistura. O efeito da advecção de organismos da costa deve ser incluído para aproximar o modelo da realidade.

REFERÊNCIAS

Flierl GR, Davis CS. Biological effects of Gulf Stream meandering. **Journal of Marine Research** 1993;51(3):529–560.

Rodrigues RR, Rothstein LM, Wimbush M. Seasonal variability of the South Equatorial Current bifurcation in the Atlantic Ocean: A numerical study. **Journal of Physical Oceanography** 2007;37(1):16–30.

Schott FA, Dengler M, Zantopp R, Stramma L, Fischer J, Brandt P. The shallow and deep western boundary circulation of the South Atlantic at 5–11 S. **Journal of Physical Oceanography** 2005;35(11):2031–2053.

Soutelino RG, Da Silveira I, Gangopadhyay A, Miranda J. Is the Brazil Current eddy-dominated to the north of 20 S? **Geophysical Research Letters** 2011;38(3).

Stramma L, England M. On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. **Journal of Geophysical Research: Oceans** 1999;104(C9):20863–20883.

Prêmio Almirante Franco – Apresentação Oral

CORRENTE DO BRASIL: UM ESTUDO COMPARATIVO DA SUA ESTRUTURA E VARIABILIDADE COM BASE NA LINHA DE MONITORAMENTO NOAA-AX97 E SISTEMAS DE PREVISÃO E ANÁLISE OCEÂNICOS

¹Samantha B. O. Cruz, ¹Mauro Cirano, ²Maurício M. Mata, ³Marlos Goes, ⁴Gustavo Goni,
¹Afonso M. Paiva, ¹Ivenis I. C. Pita

¹Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ), Rio de Janeiro, Brasil,

²Universidade Federal Rio Grande (FURG), Rio Grande, Brasil

³ National Oceanic and Atmospheric Administration/Atlantic Oceanographic and Meteorological 4
Laboratory (NOAA/AOML), Miami, USA

⁴Cooperative Institute for Marine and Atmospheric Studies (CIMAS), University of Miami, Miami,
USA

samantha@poli.ufrj.br, mauro.cirano@igeo.ufrj.br, mauricio.mata@furg.br,
marlos.goes@noaa.gov, afonso@oceanica.ufrj.br, ivenis.pita@gmail.com

RESUMO

O monitoramento do transporte de volume e calor nos oceanos é de fundamental importância para o estudo do sistema oceânico, sua variabilidade e possíveis mudanças. A Corrente do Brasil (CB) é um elo importante no transporte de calor para altas latitudes no Atlântico Sul, sendo a Corrente de Contorno Oeste que completa o Giro Subtropical do Atlântico Sul. À medida que o CB flui para o sul ao longo da margem continental brasileira, ela mostra uma estrutura vertical e atividade de meso-escala muito distinta. Entre 20°S e 28°S, a CB pode ser descrita como um fluxo quente e salino para o sul, que varia da superfície a profundidades de 400 a 550 m, apresentando um transporte médio de volume de $4,7 \pm 1,9$ Sv.

Sistemas de Previsão e Análise Oceânicos (SPA0) estão sendo cada vez mais utilizados para previsão do oceano, clima e ecossistemas ao longo da costa brasileira. Dada a importância da variabilidade da BC para essas aplicações, é fundamental avaliar quão realistas são esses sistemas na região. Considerando-se que modelos oceânicos, enfrentam vários desafios para representar a BC nesta latitude, devido à forte interação do fluxo com características batimétricas, ressurgência

costeira, variabilidade de vórtices e meandros, este trabalho apresenta alguns resultados obtidos a partir de SPAO na região da CB comparados com dados coletados na radial de monitoramento de XBT de alta densidade no Atlântico Sul intitulada NOAA-AX97.

Palavras chave: Oceanografia física; Corrente do Brasil; XBT; AX97; Corrente de Contorno Oeste.

INTRODUÇÃO

A radial NOAA-AX97 representa o mais longo sistema de monitoramento continuado da CB, interceptando a CB na latitude de $\sim 22^\circ\text{S}$ (Fig. 1). A NOAA-AX97 possui uma amostragem bimestral desde 2004, utilizando batitermógrafos descartáveis que perfilam a coluna d'água até 900 m. É uma linha de alta densidade, com resolução de aproximadamente $1/4^\circ$. Com base nesses dados e em resultados de Sistemas de Previsão e Análise Oceânicos (SPAO) é possível se fazer uma análise mais realista da região.

Sendo modelos hidrodinâmicos, os SPAO enfrentam vários desafios para representar o CB nesta latitude, devido à forte interação do fluxo com características batimétricas, ressurgência costeira e as atividades de meso-escala. Neste trabalho, os dados provenientes da NOAA-AX97 são comparados com dois SPAO distintos: i) os experimentos de reanálise HYCOM/NCODA GLBu0.08 19.0 e 19.1, de 2 de outubro de 1992 a 31 de dezembro de 2012 e os experimentos de reanálise GLBu0.08 90.9, 91.0, 91.1 e 91.2, de 1 de janeiro de 2013 a 20 de novembro de 2018 e ii) a reanálise GLORYS12V1 do MERCATOR 001_030 de 1 de janeiro de 1993 a 26 de dezembro de 2017.

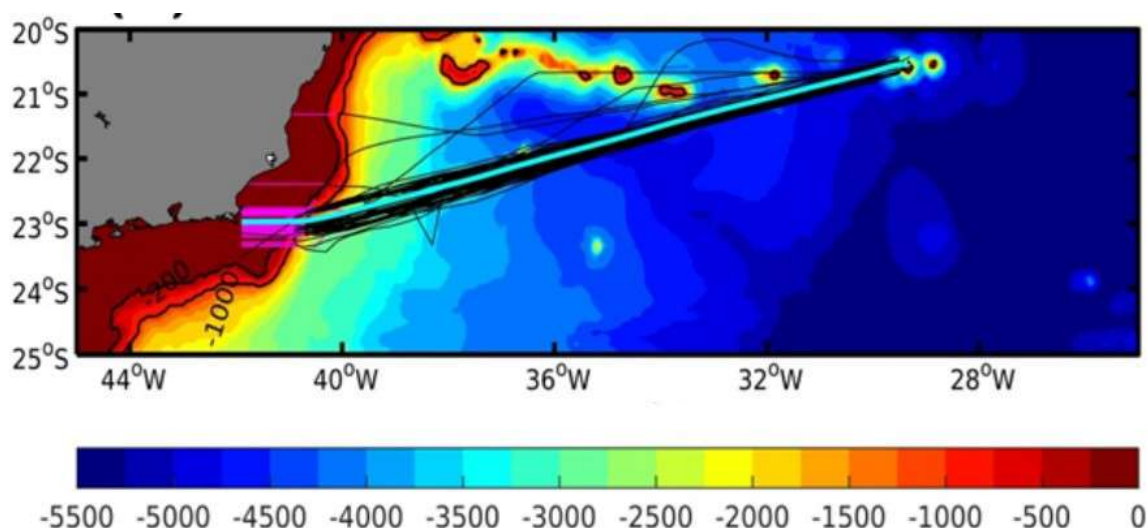


Figura 1: Área de monitoramento da linha AX97.

OBJETIVOS

O principal objetivo deste trabalho é avaliar a estrutura, localização e variabilidade da CB em SPAO de alta resolução e compará-los com os dados obtidos ao longo da NOAA-AX97.

METODOLOGIA

Para estimativa da velocidade geostrófica ao longo da NOAA-AX97, a altura dinâmica relativa é calculada a partir dos perfis de temperatura e estimativas de salinidade, assumindo um nível de referência em $z = 500$ m, que é aproximadamente a interface entre Água Central do Atlântico Sul e a Água Antártica Intermediária, próximo da isopícnal de $\sigma_\theta = 26,8$ kg/m³. A altura dinâmica absoluta (DH (z)) é calculada impondo à profundidade de referência ao respectivo valor de climatologia mensal baseada em dados de topografia dinâmica absoluta coletados por ARGOSs. Finalmente, a velocidade geostrófica absoluta dos dados da NOAA-AX97 é derivada do DH (z) usando a equação do vento térmico.

Para o transporte de volume da CB, foi utilizada a metodologia descrita em Goes et al (2019). Tanto para os dados da NOAA-AX97, como para os dois SPAOs, o transporte de volume é calculado integrando-se as velocidades da seção transversal desde a superfície até 500 m de profundidade, sendo este cálculo feito a partir de 41°W até a localização do transporte cumulativo mínimo (que fica entre 41°W e 36°W). Depois que o limite leste da CB é encontrado, o transporte é calculado entre esses dois locais, levando em conta apenas as velocidades para o sul, que representam o fluxo da CB.

RESULTADOS

A Figura 2 mostra a comparação entre a velocidade média da CB derivada dos dados obtidos pela NOAA-AX97 e aqueles resultantes do SPAOs HYCOM/NCODA e MERCATOR ao longo da mesma radial. O desvio padrão associado para cada uma destas análises também se encontra incluído. Aqui temos uma média da série temporal completa, compreendendo o período entre 08/2004 e 10/2017. Figura 2: Velocidade média (esquerda) e variabilidade associada (direita) para a) os dados obtidos ao longo da radial NOAA-AX97 e b) HYCOM/NCODA e c) MERCATOR ao longo da mesma radial.

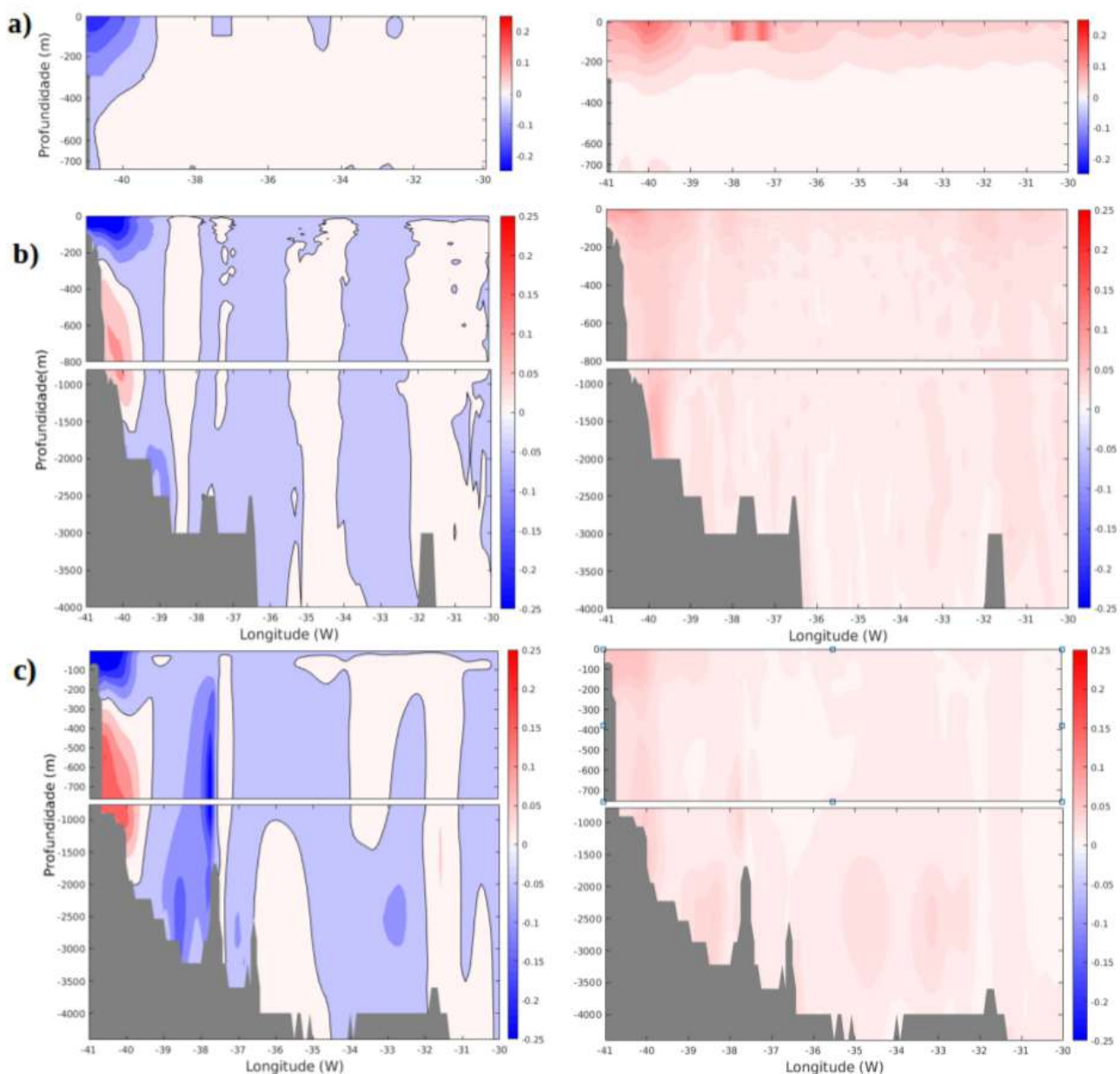


Figura 3: Série temporal do transporte de volume para os cruzeiros ao longo da radial NOAA-AX97 e as estimativas do HYCOM/NCODA e MERCATOR para os mesmos dias em que houveram cruzeiros.

Para uma análise comparativa do transporte de volume, as estimativas para cada cruzeiro realizado na radial NOAA-AX97 foram comparadas com os SPAOs utilizando-se apenas as médias dos dias em que houveram cruzeiros (Fig. 3).

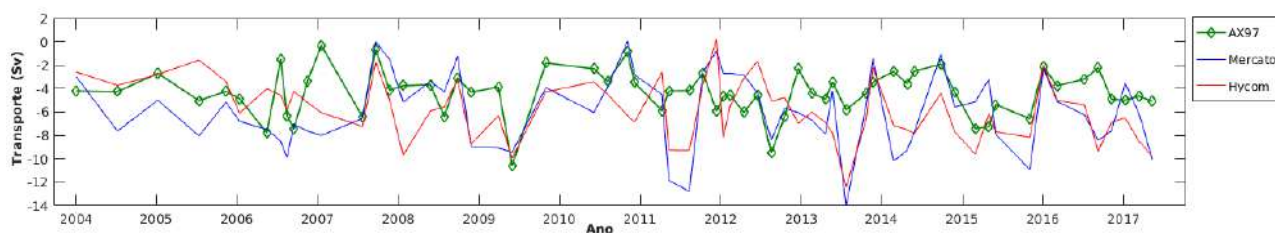


Figura 3: Série temporal do transporte de volume para os cruzeiros ao longo da radial NOAA-AX97 e as estimativas do HYCOM/NCODA e MERCATOR para os mesmos dias em que houveram cruzeiros.

Finalmente, a Tabela 1 apresenta uma compilação das principais estimativas feitas para estas análises.

Tabela 1: Resumo dos resultados das análises.

	AX97	HYCOM/NCODA	MERCATOR
Série de transporte total (Sv)	-	$-5.2 \pm 2,8$	$-4,8 \pm 2,4$
Velocidade máxima (m/s)	-	$-0.37 \pm 0,11$	$-0,44 \pm 0,06$
Transporte em dias de cruzeiro (Sv)	$-4,3 \pm 1,9$	$-4,7 \pm 2,9$	$-4,9 \pm 3,3$
Velocidade máxima nos cruzeiros (m/s)	$-0,18 \pm 0,12$	$-0,33 \pm 0,29$	$-0,41 \pm 0,26$

CONCLUSÕES

Após analisar a estrutura principal da CB e avaliar os SPAOs HYCOM/NCODOS e MERCATOR em relação às observações ao longo da radial AX97, concluímos que os dois SPAOs apresentaram um transporte médio mais elevado e também uma maior variabilidade da CB quando comparados com as observações. Além disso, velocidades máximas médias mais altas no sentido sul também foram captadas pelos SPAOs. Quando o transporte da CB dos modelos é avaliado apenas durante as datas de cruzeiro, não são observadas mudanças significativas, o que é uma excelente indicação de que o período de amostragem da NOAA-AX97 é suficiente para calcular o transporte médio da CB e a variabilidade associada.

Por fim, esses estudos são importantes para inferir inconsistências dos SPAOs e para melhorar a estratégia de amostragem observacional, sendo que ambas as questões fazem parte de um planejamento de longo prazo para melhorar o conhecimento sobre a dinâmica dos oceanos e os impactos na região da CB.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

GOES, M., CIRANO, M., MATA, M.M., MAJUMDER, S. (2019). Long-term monitoring of the Brazil Current transport at 22°S from XBT and altimetry data: seasonal, interannual and extreme variability. **Journal of Geophysical Research – Oceans**. 124. doi.org/10.1029/2018JC014809.

GONI, G. J., SPRINTALL, J., BRINGAS, F., CHENG, L., CIRANO, M., DONG, S., DOMINGUES, R., GOES, M., LOPEZ, H., MORROW, R., RIVERO, U., ROSSBY, T., TODD, R. E., TRINANES, J., ZILBERMAN, N., BARINGER, M., BOYER, T., COWLEY, R., DOMINGUES, C., M., HUTCHINSON, K., KRAMP, M., MATA, M. M., RESEGHEITTI, F., SUN, C., TVS, U. B. , VOLKOV, D. 2019. More than 50 years of successful continuous temperature section measurements by the Global Expendable Bathythermograph Network, its integrability, societal benefits, and future. **Frontiers in Marine Science**. 6: 452. doi: 10.3389/fmars.2019.00452.

Prêmio Almirante Franco – Apresentação Oral

MORFODINÂMICA DO SISTEMA PRAIA/FALÉSIA: CASO DE MAIMBÁ – ES

¹Eguchi, B.M.E.; ¹Albino, J.

¹Universidade Federal do Espírito Santo – Departamento de Oceanografia
Av. Fernando Ferrari, 514 - Goiabeiras, Vitória - ES CEP 29075-910
bmeguchi@hotmail.com

RESUMO

O processo erosivo em falésias marinhas pode ter duas origens, subaérea e/ou marinha. A erosão marinha ocorre quando a energia das ondas supera a resistência da falésia, levando a queda material, que se deposita na base da falésia. Praias adjacentes à falésia podem atuar na dissipação das ondas, conferindo proteção. O presente estudo visa identificar os processos morfodinâmicos associados ao recuo das falésias, discutindo o papel da praia e do talus na proteção. Para isso, quantificou-se através de equações empíricas, a frequência de ondas que superam a altura das praias e atingem a falésia. Além disso, mapeou-se o recuo das falésias por meio de sensoriamento remoto, utilizando o software *Digital Shoreline Analysis System*. Os resultados, divididos nos intervalos 1970-1995 e 1995-2008, apontam um aumento da incidência de ondas na falésia associado à uma diminuição das taxas anuais de recuo ao longo do tempo. Discute-se e conclui que o intenso processo erosivo no intervalo 1970-1995 gerou uma grande quantidade de material, que se depositou na base da falésia, protegendo-a da ação das ondas e reduzindo a taxa erosiva no intervalo 1995-2008. Por outro lado, este material atuou como um muro, provocando reflexão das ondas e rebaixando a praia associada, aumentando a frequência de ondas atingindo a base da falésia entre 1970-2008. Determina-se como erosão marinha as falésias cujas taxas de recuo e a incidência de ondas na falésia são altas. Em contrapartida, falésias com baixa incidência de ondas e alta taxa erosiva são classificadas como controladas por fatores subaéreos.

Palavras chave: espraçamento máximo das ondas (run up); morfologia da praia; erosão de falésias, talus.

INTRODUÇÃO

Os fatores envolvidos na erosão das falésias são divididos em subaéreos e marinhos. A erosão subaérea é regida por movimentos de massas induzidos pelo excesso de pressão exercida sobre a falésia. Este tipo de erosão deixa o topo da falésia com características convexas. Já a erosão

marinha, ocorre em forma de abrasão; dissolução; atividade biológica e carregamento de blocos, conferindo a base da falésia grandes declividades (Emery e Kuhn, 1982).

Sunamura (1992) afirma que a erosão marinha ao pé da falésia ocorre de acordo com o balanço entre a resistência do material componente e a energia das ondas incidentes. De acordo com o autor, como resultado do processo erosivo marinho, ocorre a deposição de material na base da falésia (Talus). Wolters e Muller (2008) discutem que a presença deste depósito protege a falésia contra a incidência de ondas. Por outro lado, Komar (1999) discute que este depósito atua como um muro, gerando reflexão de ondas e consequentemente rebaixando a praia adjacente, aumentando o potencial erosivo das ondas incidentes.

Ruggiero et al. (2001) destaca que o processo de erosão ao pé da falésia ocorre quando o espraçamento das ondas, somado aos níveis de maré, excedem a elevação da junção entre praia/falésia. Além disso, o processo erosivo em falésias é comumente avaliado através de sensoriamento remoto, devido a sua escala de resolução que permite ampla abordagem temporal e espacial, visto que são raras as medições in situ de recuo em falésias (Ex.: Boak e Turner, 2005).

Desta forma, com auxílio de dados de ondas, marés e morfologia de praia pode-se determinar a recorrência de eventos erosivos na base de falésias. Esta informação é de suma importância para determinação da intensidade da erosão e para o mapeamento de pontos com maior potencial de erosão (hotspots erosivos). Aliado ao mapeamento do recuo em planta das falésias, é possível inferir qual mecanismo controla a erosão da falésia (subaéreo ou marinho) e assim agir de forma coerente e efetiva no manejo costeiro da região estudada.

OBJETIVOS

Este trabalho tem como objetivo quantificar erosão marinha de 3 diferentes falésias, entre os anos de 1970 e 2008, levando em consideração a atuação da praia na dissipação das ondas, bem como a influência do talus nesta dinâmica. Devido a inexistência de medições topográficas pretéritas das praias analisadas, considera-se que neste período as mesmas mantiveram suas características medidas atuais. Além disso, determinar o principal agente erosivo atuante na falésia a partir da comparação da incidência de ondas com o recuo da falésia devido sua erosão.

METODOLOGIA

De acordo com modelo proposto por Ruggiero et al. (2001) (Equação 1), a erosão da falésia ocorre quando a elevação da maré (E) somada ao espraçamento máximo das ondas (W) supera a elevação da junção entre a praia e a falésia (E). Se referirá à soma do espraçamento máximo das ondas com a elevação de maré como espraçamento total.

$$(E + W) > E \quad (1)$$

O espraçamento total das ondas foi determinado a partir da equação para predição do espraçamento máximo de onda, proposta por *Mather, Stretch e Garland* (2011) (Equação 2), utilizando dados horários de ondas do modelo Global OceanWave (GOW) e previsão de maré (DHN, 2019) entre os anos de 1970 e 2008.

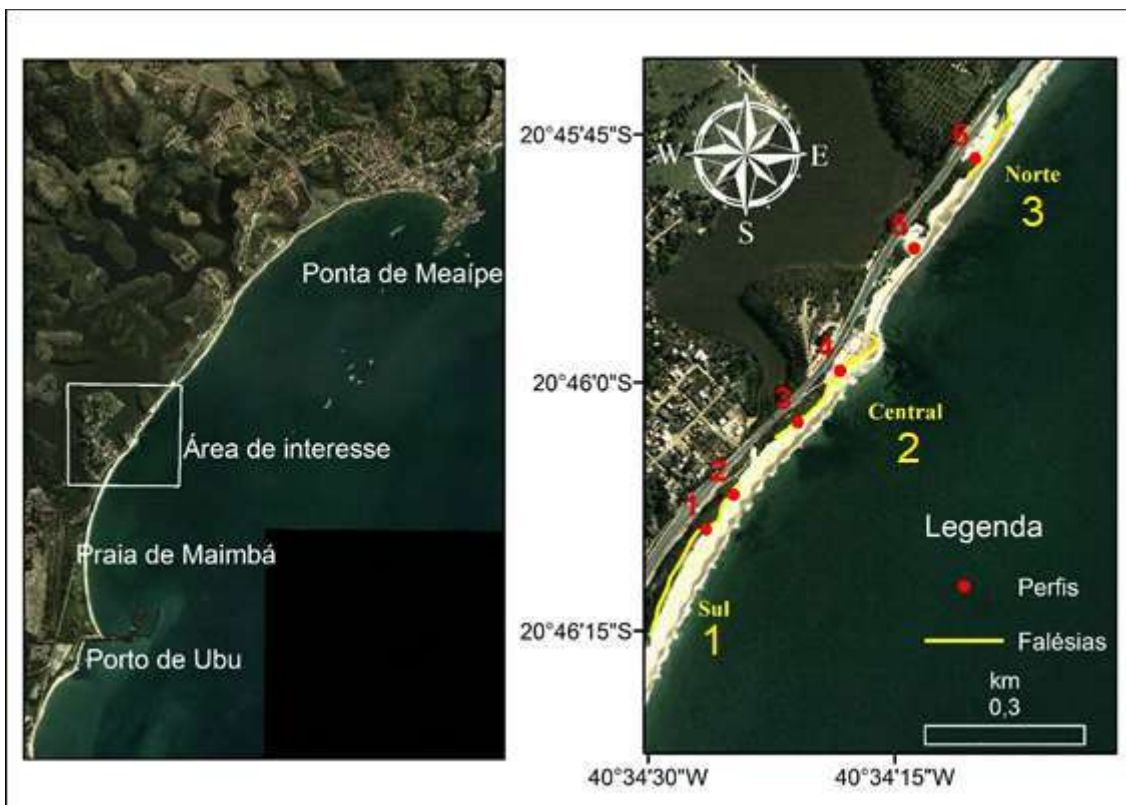
$$\frac{R_x}{H_0} = CS^{\frac{2}{3}} \quad (2)$$

Onde R representa o espraçamento máximo, H é a altura das ondas em águas profundas, S consiste na relação entre a profundidade de fechamento e a distância desta até a praia (nível d'água) e C representa um coeficiente não dimensional.

Seis perfis topográficos foram levantados nos meses de abril, junho, agosto e outubro de 2016, através de nivelamento geométrico, com intuito de determinar a altura da praia. Para efeitos de comparação, considera-se que as características das praias são as mesmas ao longo do tempo.

Desta forma, foram comparados os alcances verticais dos espraçamentos totais entre 1970 e 2008 com as alturas de praias medidas. Para contemplar a variabilidade do perfil praial, foram considerados as maiores e menores alturas medidas de cada perfil, caracterizando cenários de máxima e mínima proteção.

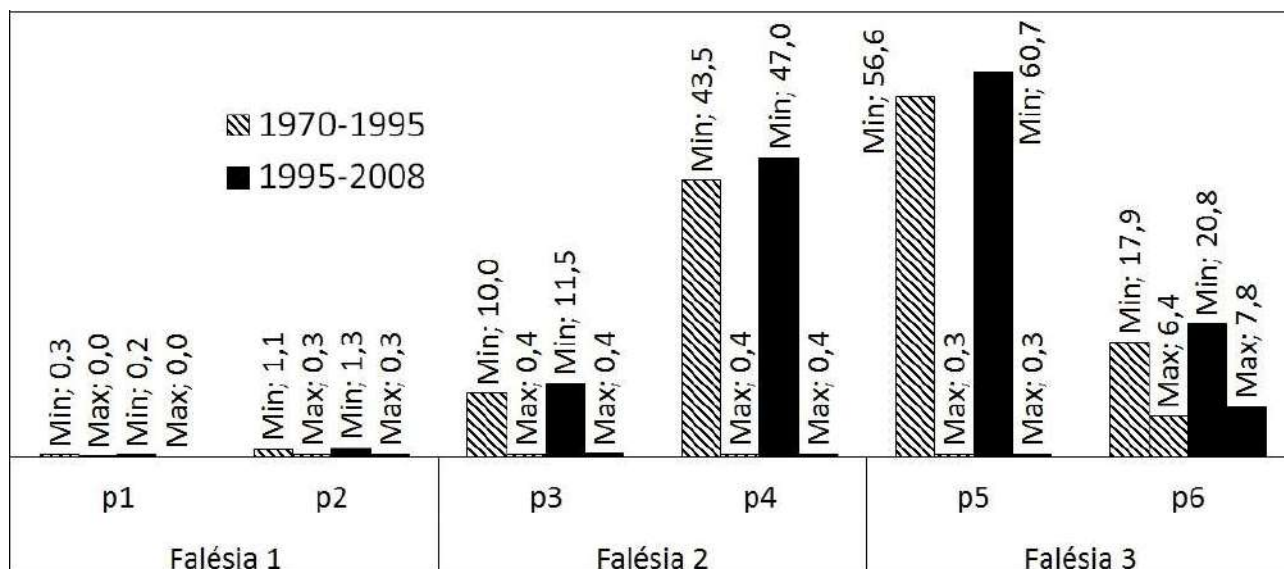
A taxa de erosão das falésias adjacentes foi calculada entre os anos de 1970-1995 e 1995-2008, através da análise de imagens utilizando a extensão *Digital Shoreline Analysis System* no software ArcGIS. A Tabela 2 resume as informações referentes às imagens utilizadas. A figura 1 mostra a localização de cada falésia bem como o perfil praial associado.



RESULTADOS

Com intuito de comparar os espraiaamentos totais com as taxas erosivas, ambos resultados serão apresentados de acordo com os intervalos entre os anos de 1970-1995 e 1995-2008.

A figura 2 mostra que os pontos 1 e 2, adjacentes a falésia 1, apresentam as menores intensidade de erosão. Já os demais pontos apresentam momentos de pouca erosão, como os perfis 3, 4 e 5 sob condições de praias com alturas máximas. O ponto 6, mesmo em condições de máxima proteção, apresenta um elevado potencial erosivo. Em relação à praia mínima, os perfis 4 e 5 se destacam como os mais erosivos. Sendo que o ponto 5 se apresenta, mais da metade do tempo, em processo erosivo sob condições de praia mínima. De maneira geral, os espraiaamentos totais apresentam um aumento do potencial erosivo entre os intervalos analisados, em especial para cenários de proteção mínima.



A erosão das mapeada aponta a falésia 1 como a mais erosiva, com uma taxa erosiva superior a 0,8 metros/ano entre 1970 e 2008. Para o mesmo período a falésia 3 apresenta uma taxa próxima a 0,2 metros/ano. Já no intervalo 1995-2008 a falésia 2 assume o posto de maior erosividade com taxa de 0,4 metros/ano, enquanto a falésia 3 segue sendo a menos erosiva com taxa inferior a 0,1 metro/ano. De modo geral, há uma redução na taxa erosiva das falésias.

CONCLUSÕES

De forma geral, as praias adjacentes não possuem características morfológicas suficientes para oferecerem proteção as falésias. Assim como as taxas erosivas tendem a diminuir

A falésia 1 apresenta baixa incidência de ondas atuando em sua base, no entanto seu recuo é o maior dentre as demais. Isto indica que seu processo erosivo não é primariamente controlado pela ação marinha, mas sim por fatores subaéreos.

Conclui-se que existe outros fatores marinhos, além das ondas, atuando no ciclo erosivo das falésias. O seguinte ciclo é proposto: O material erodido no intervalo 1970-1995 se deposita na base da falésia e atua como uma barreira impedindo a ação das ondas (Wolters e Muller, 2008). Em contrapartida, no intervalo 1995-2008 a presença deste material na base da falésia atua como um muro, provocando reflexão das ondas e consequentemente rebaixando a praia associada (Komar, 1999).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BOAK, E.H. e TURNER, I.L. Shoreline Definition and Detection: **A Review. Journal of Coastal Research**, 21(4), 2005. p. 688-703.

EMERY, K.O.; KUHN, G.G. Sea cliffs: Their processes, profiles and classification. **Geological Society of America Bulletin**, 93. 1982. p. 644-654.

Diretoria de Hidrografia e Navegação. Centro de hidrografia da marinha. **Banco nacional de dados oceanográficos**. Previsões de maré.

KOMAR, P. D. (1999). Coastal change—scales of processes and dimensions of problems. In **Coastal Sediments** (pp. 1-17). ASCE.

MATHER, A.; STRETCH, D.; GARLAND, G. Predicting extreme wave run-up on natural beaches for coastal planning and management. **Coastal Engineering Journal**, 53. 2011. p. 87-109.

RUGGIERO, P.; KOMAR, P.D.; McDOUGAL, W.G.; MARRA, J.J.; BEACH, R.A. Wave runup, extreme water levels and erosion of properties backing beaches. **Journal of Coastal Research**, Vol, 17, No2. 2001.

SUNAMURA, T. Geomorphology of rocky coasts. **Chichester**, John Wiley. 1992.

WOLTERS, G., & MÜLLER, G. (2008). Effect of cliff shape on internal stresses and rock slope stability. **Journal of Coastal Research**, 43-50.

2º Lugar no Prêmio Almirante Franco – Apresentação Oral

PROCESSOS DE FORMAÇÃO DOS ANTICICLONES DA CORRENTE DE CONTORNO PROFUNDA NO ATLÂNTICO SUL

^{1,2}Vilela-Silva, F.;¹ da Silveira, I.C.A.; ² Gangopadhyay, A.

^{1,2} Universidade de São Paulo - Instituto Oceanográfico - IO
Praça do Oceanográfico, 191 - Butantã, São Paulo, SP – 05508-120

^{1,3} University of Massachusetts Dartmouth - School for Marine Science and Technology – SMAST
706 South Rodney French Blvd - New Bedford, MA - 02744-1221

felipe.vilela.silva@usp.br; ilson.silveira@usp.br; avijit.gangopadhyay@umassd.edu

RESUMO

O clima no planeta Terra é fortemente influenciado pela MOC (*Meridional Overturning Circulation* ou, em português, Circulação de Revolvimento Meridional). Na costa nordeste brasileira, a Corrente de Contorno Profunda (CCP) é responsável por transportar a Água Profunda do Atlântico Norte (APAN) inter-hemisfericamente para o Oceano Austral e representa o ramo inferior da MOC no Atlântico. A CCP flui adjacente à margem continental americana e tem sido consideravelmente estudada entre o sul do Mar do Labrador (48oN) e cerca de 35oS, ao largo da costa leste brasileira. Ao atingir a faixa latitudinal entre 5oS e 11oS, a corrente se quebra em vórtices anticiclônicos que migram para o sul. A presente investigação propõe dar indícios para o mecanismo hidráulico responsável pela formação dos anticiclones da CCP no Atlântico Sul.

Palavras chave: anticiclones, CCP, Atlântico Sul

INTRODUÇÃO

A Corrente de Contorno Profunda (CCP) se forma partir do afundamento de água fria no Talude Continental ao leste da Groenlândia e Mar do Labrador. Esta transporta a Água Profunda do Atlântico Norte (APAN) para o Atlântico Sul em direção à Corrente Circumpolar Antártica (CCA). Depois de adentrar no Hemisfério Sul e cruzar o arquipélagos de montes submarinos associados ao

Atol das Rocas, a CCP se apresenta como um jato organizado em 5°S, ao largo de Recife, entre 1200 e 4000 metros de profundidade, fluindo adjacente ao talude continental e Platô de Pernambuco. Seu núcleo atinge velocidades de $0,3 \text{ m s}^{-1}$ em torno de 2000 m. Seu transporte, baseado em estimativa a partir de 5 seções sinóticas de LADCP, é de $22,1 \pm 5,3 \text{ Sv}$, de acordo com Schott et al. (2005).

Dengler et al. (2004) apontaram, baseado em seções de velocidade perfiladas por LADCP, a persistência de dois lobos antissimétricos de velocidade abaixo de 1000 m em 11°S em março de 2000 e maio de 2003. Este padrão é consistente com aquele de um anticiclone no hemisfério austral. Os autores identificaram que os anéis de rotação anti-horária possuíam núcleo de velocidades em 2000 m e ocupavam a mesma porção da coluna de água da CCP tanto em profundidade como em limitação isopicnal. A conclusão era óbvia: entre 5°S e 11°S, a CCP se quebra e forma vórtices anticiclônicos robustos, de cerca de 200 km de diâmetro. De acordo com a anomalia positiva de temperatura resultante do modelo FLAME, Dengler et al. (2004) apontam que os anticiclones são formados em 8°S. Notamos que em 8°S existe um prolongamento do Talude que cria uma inclinação na linha de costa que sugerimos ter influencia na investigação em estudo. Com a intenção de facilitar a discussão, chamaremos tal variação da batimetria de “Elevação de Maragogi”.

A hipótese é levantada pelo fato do sistema se assemelhar ao problema apresentado por Stern & Whitehead (1990). Os autores apresentam a separação de um jato escoando ao longo de uma parede até encontrar uma inclinação obtusa que cria rotação no fluido. O problema é discretizado por um modelo invíscido com vorticidade em função de grau e testado por experimentos em laboratório. O trabalho fornece parâmetros como o ângulo crítico da parede curvada e a razão entre a vorticidade inshore e offshore que podem ser usados como referência para testar a semelhança com outros sistemas.

OBJETIVOS

As variações temporais observadas na MOC dependem de mudanças espaciais e temporais nas correntes que pertencem ao sistema. Como a CCP faz parte do ramo inferior da MOC no Atlântico, o esclarecimento dos fenômenos apresentados pela corrente auxiliam na compreensão de flutuações de transporte de massa e calor na circulação termohalina em determinados sítios ou até mesmo em escala global (Caesar et al. 2018). Sendo assim, almejamos dar indícios para o esclarecimento do mecanismo hidráulico responsável pela quebra da CCP em anticiclones após cruzar a *Elevação de Maragogi*.

Pretendemos atingir o objetivo calculando os parâmetros fornecidos por Stern & Whitehead (1990) em termos médios (com dados de modelo) e a partir de instantâneos (observações). Os parâmetros são:

- Razão entre o tamanho da vorticidade negativa e positiva no núcleo da corrente (s);
- Inclinação da linha de costa.

METODOLOGIA

Dados hidrográficos coletados durante duas comissões oceanográficas realizadas pela Marinha do Brasil (Comissões Oceano Nordeste I e II – ONeI e ONeII) são utilizados para mapear a estrutura vertical e padrão de circulação da CCP a montante e jusante da Elevação de Maragogi. Estações oceanográficas foram amostradas da superfície ao fundo do oceano por perfilador de condutividade-temperatura-pressão (CTD). Dado ao alcance limitado do perfilador Doppler de velocidades de bordo (VMADCP) do navio oceanográfico, os dados hidrográficos são usados para estimar velocidades geostróficas via Método Dinâmico Clássico (MDC).

As velocidades das correntes estimadas pelo MDC são referenciadas na isopicnal de $\sigma_1 = 32.15$ (Eq. 1). As velocidades estimadas são combinadas com as de VMADCP pela função de correlação Gaussiana anisotrópica na Análise Objetiva (da Silveira et al. 2004) além de impor condições de contorno de *no-slip* (imposição de velocidades nulas na batimetria) sobre o fundo do oceano (detalhado em Krelling et al. (submetido)).

A formação dos anticiclones também é identificada pelo modelo hidrodinâmico HYCOM (*HYbrid Coordinate Ocean Model* ou, em português, Modelo Oceânico de Coordenadas Híbridas). Os dados observados são usados para validação do modelo que também é comparado com as seções apresentadas em Schott et al. (2005). No intuito de visualizar o problema, o grupo fez uso do modelo (experimento 19.1) para produzir médias temporais e mapas diários de vorticidade relativa em 2000 m e analisar as variações do sistema entre 1996 e 2011.

Com as duas fontes de dados, a razão de vorticidade (s) pode ser estimada em termos médios e instantâneos (Eq. 2). A vorticidade relativa (ξ , Eq. 3) está sendo considerada como a variação zonal da velocidade meridional (v), pois as velocidades zonais do modelo são menores que v em duas ordens de grandeza.

$$v(p) = \frac{-1}{f_0} \frac{\delta \Delta \Phi}{\delta x} \quad (1)$$

$$s = \frac{d_1}{d_2} \quad (2)$$

$$\xi = \frac{\delta v}{\delta x} \quad (3)$$

RESULTADOS

Assim como o esperado, observamos a quebra da corrente em anticiclones após cruzar o paralelo de 8oS, como indicado por Dengler et al. (2004), tanto nos mapas diários do modelo quanto nas seções de velocidade dos dados da ONeI. Apresentamos aqui a distribuição horizontal média (16 anos do modelo) da magnitude de velocidade (Fig. 1a) no núcleo da corrente (2000 m). Evidenciamos, na Figura 1b, o padrão de vorticidade a montante da Elevação de Maragogi (linha verde, Fig. 1a). O valor de s obtido (0.3) pode ser combinado com o ângulo da linha de costa ($\theta = 78^\circ$) para formar o par de valores que será inserido no diagrama em Stern & Whitehead (1990) para definir o regime de separação do jato em relação à costa.

O mesmo pode ser feito com dados da ONeI e ONeII para aumentar a quantidade de evidências. A distribuição vertical das velocidades estimadas com os dados da ONeI (Fig. 1c) mostram a CCP, em 6oS, como um jato organizado e também será explorada com o mesmo método para comparação com a Figura 1b.

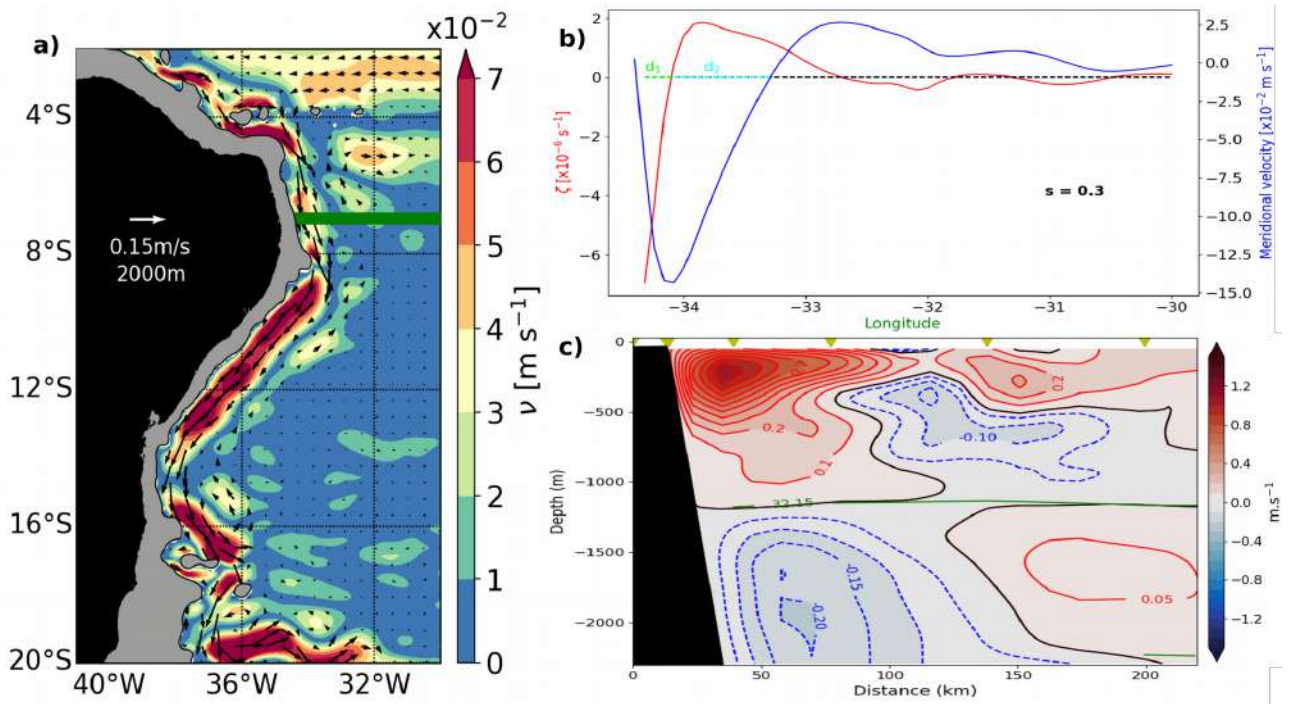


Figura 1: a) Mapa da distribuição horizontal média de magnitude de velocidade em 2000 m entre 1996 e 2011 do HYCOM. b) Padrão de velocidade meridional e ξ para o transecto da linha verde do mapa. c) Seção da combinação dos campos de velocidade de ADCP e geostrófica referenciada na isopical de σ_1 com condição de contorno de no-slip dos dados da ONeI em 6°S.

CONCLUSÕES

O resultado preliminar sugere que a formação dos anticiclones da CCP se aproxima do problema discutido por Stern & Whitehead (1990), pois o par (s, θ) , encontrado para o nosso sistema, pode ser inserido no diagrama de regime de separação de um jato costeiro ao longo de uma parede curvada apresentado pelos autores. Há também snapshots semelhantes no modelo hidráulico dos autores com o mapas diários do HYCOM.

Ainda é necessário um número maior de evidências que propomos investigar com o cálculo de s para dados in situ, além da estimativa do número lateral de Reynolds, tanto para o HYCOM quanto para os dados dos cruzeiros, que também será comparada com outro diagrama do trabalho de Stern & Whitehead (1990).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- CAESAR, L.; RAHMSTORE, S.; ROBINSON, A.; FEULNER, G. & SABA, V. 2018. Observed fingerprint of a weakening Atlantic Ocean overturning circulation. **Nature**. 556(7700), 191.
- DA SILVEIRA, I.C.; CALADO, L.; DE CASTRO, B.M.; CIRANO, M.; LIMA, J. & MASCARENHAS, A.D.S. 2004. On the baroclinic structure of the Brazil current– intermediate western boundary current system at 22°–23°S. **Geophysical Research Letter**. 31 (14).
- DENGLER, M.; SCHOTT, F.; EDEN, C.; BRANDT, P.; FISCHER, J. & ZANTOPP, R.J. 2004. Break-up of the Atlantic Deep Western Boundary Current into eddies at 8°S. **Nature**. 432 (7020), 1018-1020.
- KRELLING, A.P.M.; GANGOPADHYAY, A.; DA SILVEIRA, I.C.A.; VILELA-SILVA, F. SUBMETIDO. Development of a Feature Oriented Regional Modeling System for the North Brazil Undercurrent region (1°–11°S) and its application to a Process Study on the Genesis of the Potiguar Eddy. **Journal of Operational Oceanography**. TJOO-2019-0011.
- SCHOTT, F.A.; DENGLER, M.; ZANTOPP, R.; STRAMMA, L.; FISCHER, J. & BRANDT, P. 2005. The shallow and deep western boundary circulation of the South Atlantic at 5°–11°S. **Journal of Physical Oceanography**. 35 (11), 2031-2053.
- STERN, M.E. & WHITEHEAD, J.A. 1990. Separation of a boundary jet in a rotating fluid. **Journal of Fluid Mechanics**. 217, 41-69.

Prêmio Almirante Franco – Apresentação Oral

AVALIAÇÃO DO POTENCIAL DE ENERGIA EÓLICA OFFSHORE AO LARGO DE ARRAIAL DO CABO - RJ

¹Fortes, J. F.; ²Camargo, R. ; ¹Grimoni, J. A. B.

¹Escola Politécnica da Universidade de São Paulo

²Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo

joaofortes@usp.br

RESUMO

Este trabalho se propôs a investigar o potencial de extração de energia dos ventos sobre o mar na região ao largo de Arraial do Cabo – RJ. Para isto foi utilizado o modelo numérico Weather Research and Forecast (WRF) para fazer um downscaling da reanálise Climate Forecast System Reanalysis (CFSR) resultando em séries temporais de vento a 10m e a 100m que foram comparadas com dados do Programa Nacional de Boias (PNBOIA). Assim foi possível estimar uma densidade de potência média de 510,4W/m² que varia sazonalmente entre 300,6W/m² (outono) e 614,8 Wm² (primavera) que indica a viabilidade técnica da instalação de turbinas na região.

Palavras chave: energia eólica offshore, PNBOIA, energias marinhas renováveis

INTRODUÇÃO

O setor de energias renováveis tem crescido significativamente em importância e participação nas matrizes energéticas dos países. Dentro dessas, se destacam as fontes eólicas que triplicaram sua capacidade instalada na última década chegando a 564GW em todo mundo (IRENA 2019). Entretanto com a demanda crescente, busca-se sempre torres mais altas e locais com potencial ainda não explorado o que tem levado a energia eólica ao mar. Assim a instalação de turbinas *offshore* segue numa taxa maior que o dobro que as *onshore* nos últimos anos (IRENA 2019) e só o Mar do Norte já contava com mais de 3500 torres no final de 2016 (ANDERSEN, 2018).

No Brasil em 2019 não há turbinas instaladas no mar, sobretudo pelo grande potencial ainda disponível em terra. Apesar disso, a energia eólica já representa cerca de 9% da matriz elétrica do país (EPE, 2019) com 14,3 GW instalados, o que o coloca em oitavo lugar no ranking das nações com maior capacidade de geração eólica (ABEEOLICA, 2019). Diversos trabalhos estudam a possibilidade de turbinas *offshore* na costa brasileira, como o de SOUZA et al. (2013) que indica a

região nordeste do país é uma potencial candidata a receber eólicas offshore, com densidades de potência de cerca de 800 a 900 W/m². LIMA (2015) utiliza o modelo numérico *Regional Atmospheric Modelling System* (RAMS) e chega em valores acima de 700W/m² ao largo da costa do Estado do Ceará. Adicionalmente, o regime de ventos na costa brasileira pode se mostrar complementar à geração hidrelétrica que é a principal fonte do país, o que pode fornecer benefícios sistêmicos ao setor que funciona de maneira interligada (SILVA et al. 2016).

OBJETIVO

O objetivo principal desse trabalho é quantificar a densidade de potência dos ventos a 10m e 100m ao largo de Arraial do Cabo – RJ focando uma possível geração de energia elétrica a partir de turbinas eólicas *offshore*.

METODOLOGIA

Foi utilizado o modelo numérico de simulação atmosférica *Weather Research and Forecast* (WRF) para obter resultados de ventos a 10m e 100m para a área de estudo. Partindo da reanálise Climate Forecast System Reanalysis (CFSR, SAHA et al., 2010) com resolução espacial horizontal de 0,5 grau e temporal de 6h foi utilizado o WRF para fazer o procedimento de *downscaling* com o objetivo de se obter um resultado mais refinado. Para isso foi utilizada uma grade de 200 por 216 pontos (latitude e longitude, respectivamente) com resolução de 25km e centrada em 18S e 38W. Na vertical foi utilizada uma discretização em 28 níveis com uma maior densidade destes próximo à superfície. Os resultados para o ponto de interesse (23,6S e 42,2W) foram salvos a cada 3h para as alturas de 10m e 100m, sendo que esta última corresponde a altura próxima ao centro de um rotor da turbinas eólicas atuais. O período de estudo vai de 01/01/1990 a 31/12/2010 e para este trabalho as estações são truncadas em meses completos. Assim, verão corresponde aos meses de janeiro, fevereiro e março; outono à abril, maio e junho; inverno à julho, agosto e setembro; primavera à outubro, novembro e dezembro.

Os resultados do modelos foram então comparados com os dados da boia Cabo Frio do Programa Nacional de Boias (PNBOIA). Para o intervalo de tempo estudado foram encontrados cinco meses de dados disponíveis de ventos a 10m concomitantes, um trecho dele é apresentado na figura 1. Foi feita a decomposição da velocidade em componentes zonais e meridionais e em seguida foi calculado o parâmetro skill (WILLMOTT, 1981) entre o resultado e o modelo. Esse grandeza adimensional entre zero e um será maior quanto mais relacionadas forem as curvas

comparadas. Os valores encontrados variam de 0,699 para a componente leste-oeste e 0,784 para a norte-sul, já quando comparada as intensidades o *skill* foi de 0,720.

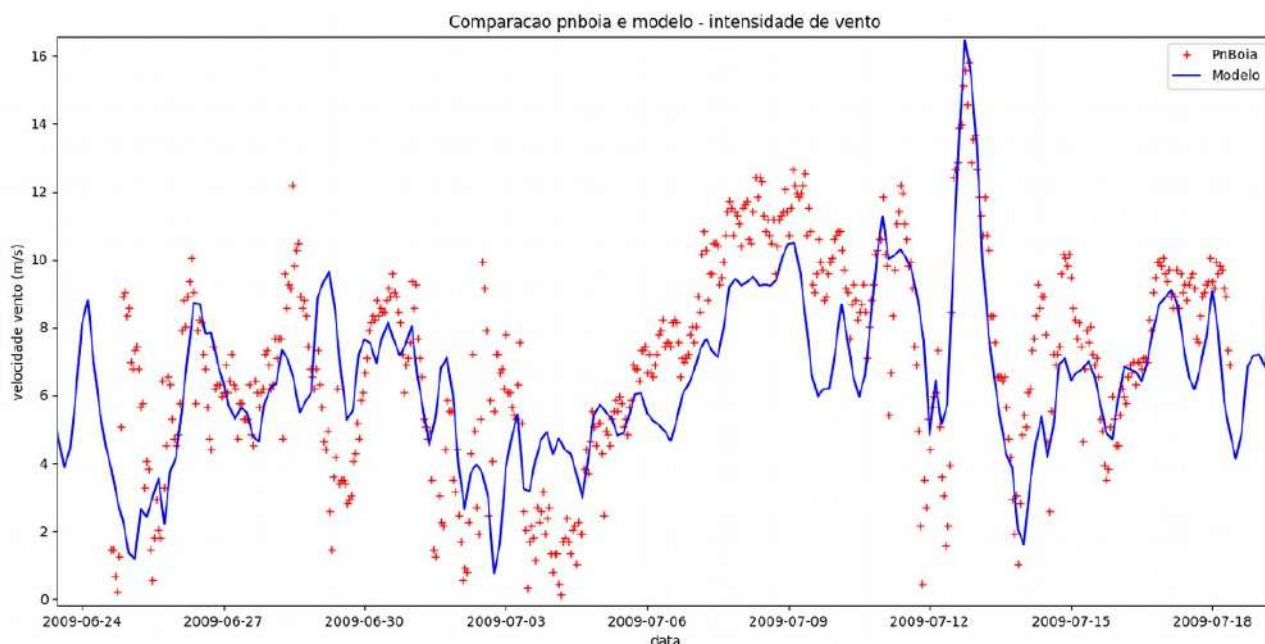


Figura 1: Comparação entre resultados de intensidade de vento (m/s) modelados com *Weather Research and Forecast* (WRF) em azul e dados do Programa Nacional de Boias (PNBOIA) em vermelho.

Para se chegar à densidade de potência a partir da intensidade do vento se utilizou a equação:

$$\frac{P}{A} = 0,5 \rho v^3 \quad (1)$$

onde a densidade de potência é dada em W/m^2 , ρ é a densidade do fluido em kg/m^3 e v é a velocidade do fluido em m/s. Neste trabalho foi utilizada a densidade do ar igual a $1,225 kg/m^3$.

RESULTADOS

Aplicando a equação (1) para os resultados dos modelos se encontra as séries temporais de densidade de potência para 10 m e 100m. Na figura 2 é apresentado um trecho dessa série temporal. Nela é possível verificar o esperado que na maior parte do tempo a potência a 100m é maior que a 10m, sobretudo em eventos intensos. Como a densidade de potência é proporcional ao cubo da velocidade, essa grandeza é bastante sensível a pequenas variações. Com os 21 anos de resultados foram calculadas as médias sazonais para as duas alturas estudadas, o que pode ser observado na tabela 1. Para 10m a média ficou $262W/m^2$ com médias sazonais indo de $180,4 W/m^2$ no outono a

308,4W/m² na primavera. Para 100m os valores variaram de 300,6W/m² no outono a 614,8W/m² na primavera com média anual de 510W/m². As médias sazonais apresentaram uma variação bastante similar para ambas as alturas com o outono sendo a estação mais atípica com valores observados menores que a metade da referência para o ano. Já as outras estações ficaram próximas, ligeiramente superiores às médias anuais.

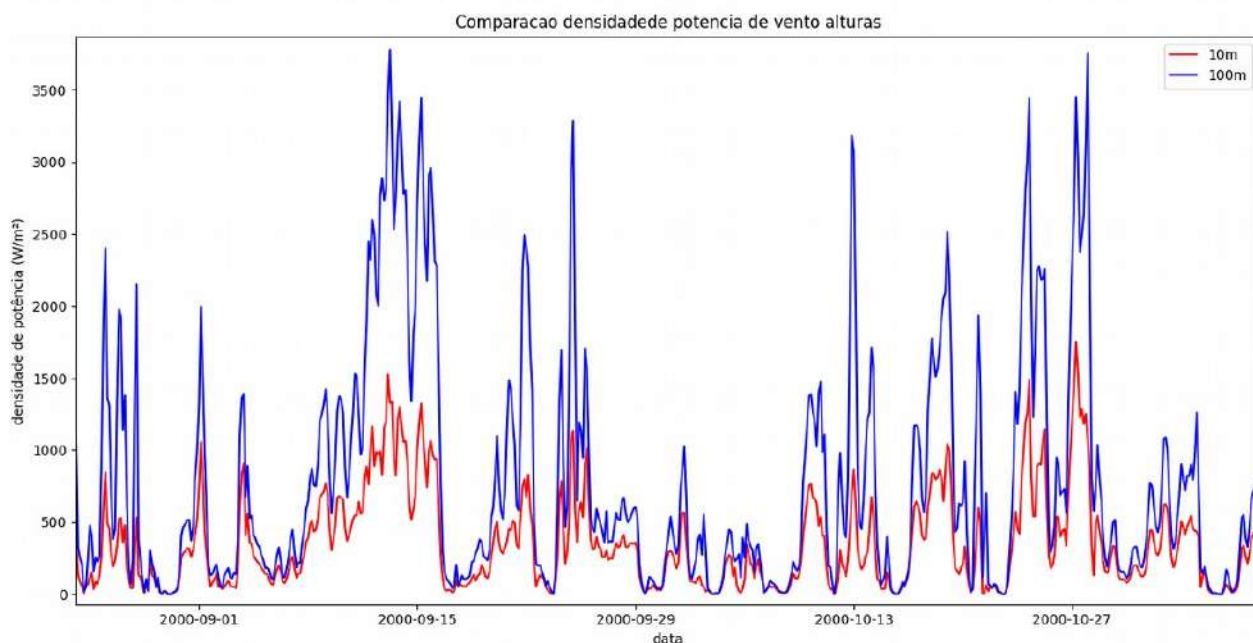


Figura 2: Série temporal de densidades de potências do vento a 10m (vermelho) e a 100m (azul) em W/m².

A partir das séries temporais, foi possível aproximá-las em distribuições de Weibull e estimar seus parâmetros. Para 10m os fatores de forma e escala encontrados foram 2,60 e 7,36m/s, respectivamente, e 2,34 e 8,99m/s para 100m. Tanto esses valores quanto o comportamento sazonal estão em acordo com os resultados apresentados por Gomes *et al.* (2019) que trabalhou com dados observados na mesma região próximos ao solo e em período diferente (2016 e 2017).

Tabela 1: Médias anuais e sazonais de densidades de potências do vento a 10m (esquerda) e a 100m (direita) em W/m².

Estação	10m	100m
verão	272,0	527,2
outono	180,4	300,6
inverno	286,3	549,0
primavera	308,4	614,8
total	261,9	510,4

Por fim foram construídos histogramas bidimensionais de intensidade e direção do vento para 10m e 100m e que são mostrados nas figuras 3 e b. É possível observar em ambas as alturas a predominância dos ventos do quadrante nordeste (de 0° a 90°). Adicionalmente se vê, como era esperado, ventos mais intensos em maiores altitudes o que implica na densidade de potência duas vezes maior a 100m.

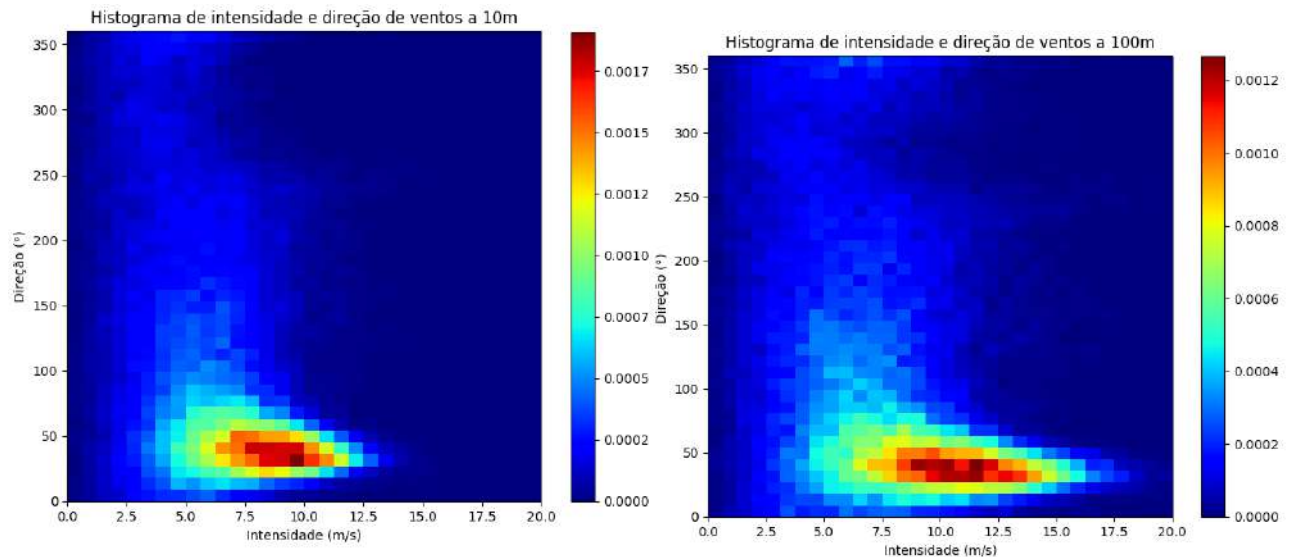


Figura 3 a,b: Histogramas de direção do vento para o ponto de estudo. A escala corresponde à frequência de ocorrência normalizada (número de observações no ponto/total de observações). A esquerda a 10m, a direita 100m.

CONCLUSÕES

Utilizando modelos numéricos alimentados com reanálises foi possível chegar em resultados abrangendo longos períodos e em diversas alturas, gerando assim informações cruciais para o projeto, instalação, operação e manutenção de turbinas eólicas no mar onde a obtenção de dados é muito mais complicada que em terra. Os resultados para a região ao largo de Arraial do Cabo – RJ a 100m do nível do mar indicam vantagens para a energia eólica offshore como a direção bastante constante do vento e intensidades que ficam acima de 7m/s grande parte do tempo o que permite uma viabilidade técnica e econômica de instalação (Musial et al. 2016).

AGRADECIMENTO

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABEEÓLICA: ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ENERGIA EÓLICA 2019. **Boletim anualde geração**, 2018.
- ANDERSEN, P. D. et al. 2018. The North Sea offshore wind service industry: status, perspectives and a joint action plan. **Renewable and Sustainable Energy Reviews**, v. 81, 2672-2683.
- DE SOUZA, A. G. Q. et al. 2013. North and Northeast Brazil offshore wind power. In: **13th International Congress of the Brazilian Geophysical Society & EXPOGEF**, Rio de Janeiro, Brazil, 26–29 August 2013. Society of Exploration Geophysicists and Brazilian Geophysical Society, 159-163.
- EPE-MME Empresa de Pesquisa Energética – Ministério de Minas e Energia. 2019. **Balanço Energético Nacional 2019 Relatório Síntese / Ano Base 2018**, Rio de Janeiro.
- GOMES, M. S. S. et al. 2019. **Proposal of a methodology to use offshore wind energy on the southeast coast of Brazil**. **Energy**, v. 185, 327-336.
- IRENA. 2019, Renewable Energy Statistics 2019, **The International Renewable Energy Agency**, Abu Dhabi.
- LIMA, D. K. S. et al. 2015. Estimating the offshore wind resources of the State of Ceará in Brazil. **Renewable Energy**, v. 83, 203-221.
- MUSIAL, W. et al. 2016 Offshore Wind Energy Resource Assessment for the United States. **National Renewable Energy Lab.(NREL)**, Golden, CO (United States).
- SILVA, A. R. et al. 2016. Complementarity of Brazil' s hydro and offshore wind power. **Renewable and Sustainable Energy Reviews**, v. 56, 413-427.
- SAHA, S. et al. 2010. The NCEP climate forecast system reanalysis. **Bulletin of the American Meteorological Society**, 91(8):1015–1057.
- WILLMOTT, C. J., 1981. On the validation of models. **Physical geography**,v.2, 2, 184–194

3º Lugar no Prêmio Almirante Franco – Apresentação Oral

AVALIAÇÃO E EXPRESSÃO DA INCERTEZA DE MEDIÇÕES METEO-OCEANOGRÁFICAS

¹Igor Fragoso, ¹Fabio Nascimento

¹Universidade Federal do Rio de Janeiro

igoraf@oceanica.ufrj.br, fabion@pobox.com

RESUMO

No presente trabalho avalia-se a incerteza de medição de altura de ondas e velocidade do vento, com instrumentos instalados em uma boia meteo-oceanográfica. No âmbito da oceanografia física no Brasil, essa avaliação de medições de campo é rara ou inexistente e até mesmo fabricantes de renome expressam a acurácia de seus sistemas, unicamente pela calibração dos sensores em laboratório, sem considerar a influência das demais fontes de incerteza existentes nos métodos de medição. Seja em laboratório ou no campo, a série temporal das medidas é uma das fontes de incerteza da medição. Dadas as singularidades das séries de grandezas ambientais, são avaliadas opções para as estimativas relativas a tais fontes, além do desvio-padrão como orienta o GUM [1].

Palavras chave: 1. Incerteza. 2. Oceanografia, 3. Medição, 4. Meteorologia, 5. Boia.

INTRODUÇÃO

O conceito de incerteza de medição considera como resultado não um valor único, mas um intervalo que inclua o valor da quantidade medida e a incerteza sobre a exatidão do resultado declarado, com um grau de confiança especificado. Assim, a expressão de incerteza está sempre associada a uma medição e não apenas aos instrumentos empregados no processo de medição. Dessa forma, depreende-se que cada medida tem sua respectiva incerteza associada. O presente trabalho baseia-se nas orientações do GUM [1], que define as diretrizes para a avaliação e expressão da incerteza de medições.

OBJETIVOS

O objetivo do presente trabalho é demonstrar a importância da avaliação e expressão da incerteza de medições de grandezas meteo-oceanográficas. Apesar da aplicabilidade em várias grandezas de parâmetros ambientais, serão mostradas, como exemplos, a avaliação da incerteza de medição de altura de onda e de velocidade do vento. Em relação à velocidade do vento, será também retratada a avaliação da incerteza relativa à conversão para a altura padrão de 10m.

METODOLOGIA

O GUM determina que uma grandeza sob medição, ou mensurando (Y), não é medida diretamente, mas é o resultado da combinação de outras grandezas:

$$Y = f(X_1, X_2, X_3, \dots, X_n) \quad (1)$$

Segundo o guia, a avaliação da incerteza de uma medição, envolve etapas como a definição do mensurando - Y; o diagrama de causa-efeito; a avaliação das incertezas-padrão das grandezas de entrada do mensurando - $u(X_i)$; os cálculos dos coeficientes de sensibilidade do mensurando, relativos a cada uma das suas grandezas de entrada - $c_s(X_i)$; as componentes de incertezas - $c_s(X_i) \times u(X_i)$; a incerteza combinada - $u_c(Y)$; a determinação do número de graus de liberdade efetivos - ν , que possibilita a determinação do fator de abrangência - k e, por fim, calcula-se a incerteza expandida - $U(Y)$.

RESULTADOS

1 – Altura de onda: Como fontes de incerteza, foram consideradas: a série temporal de elevação de onda com 1800 amostras (δ_{rep}), a resolução (δ_{res}) e a exatidão do instrumento (δ_{exat}), e fatores não considerados, mas existentes (δ_{nd}), de uma medição de aa/mm/aa da boia XXXX. Tais fatores não considerados estão relacionados, por exemplo, a real resposta da boia a passagem da onda (RAO - Response Amplitude Operator) e imperfeições da linha de fundeio, para os quais não houve como determinar estimativas. Assim, teremos:

$$h = \delta_{exat} + \delta_{res} + \delta_{rep} + \delta_{nd} \quad (6)$$

Durante os estudos, ficou claro que outro estimador deve ser utilizado no lugar do desvio padrão, no que concerne à série temporal de altura de onda. Essa possibilidade objetiva a uma melhor representatividade da variação dessa fonte, na incerteza expandida. Assim, foi avaliado no presente

trabalho o desvio de Allan para o número total de amostras consideradas. Muito embora sua utilização tenha sido originalmente no estudo da estabilidade da frequência de osciladores que apresentam não estacionariedade como característica dos seus sinais, tal método pode ser utilizado em estudos de resultados de medições realizadas por outros equipamentos, como apresentado por Moraes [4]. O desvio de Allan relaciona a série temporal (y), o intervalo de tempo entre amostras ($\tau = 1h$), o número de amostras ($m = 1800$) e a diferença entre dados sequenciais $(\overline{y_{i+1}} - \overline{y_i})$.

$$\sigma_y(\tau) = \sqrt{\frac{1}{2(m-1)} \sum_{i=1}^{m-1} (\overline{y_{i+1}} - \overline{y_i})^2} \quad (6)$$

Assim, a Figura 1 apresenta uma representação do Balanço de Incertezas, levando-se em conta diferentes estimadores para a série temporal (desvio padrão, desvio de Allan para a série completa e zero), e sua influência na Incerteza Expandida.

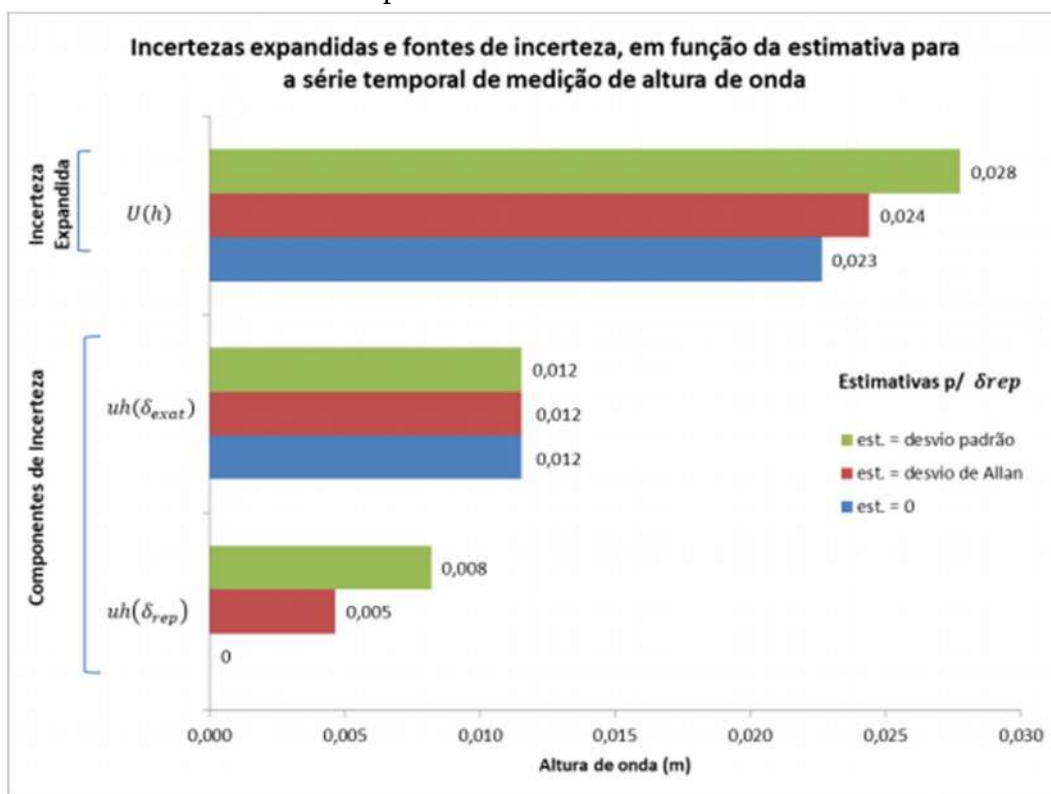


Figura 1: Balanços de Incertezas Combinadas para medição de altura de onda

2 – Velocidade do vento: Foi realizada a avaliação da incerteza de medição de velocidade do vento, a partir de uma série temporal com frequência de coleta de dados a cada segundo, em um total de 1800 amostras), de uma medição de 06/03/2015 da boia Santos. Procedendo-se a todos os cálculos, obtém-se uma incerteza expandida de $\pm 0,03$ m/s ou $\pm 2,9\%$. A exemplo da avaliação anterior, a Figura 2 apresenta o Balanço de Incertezas, levando-se em conta diferentes estimadores para a série temporal, e sua influência na Incerteza Expandida.

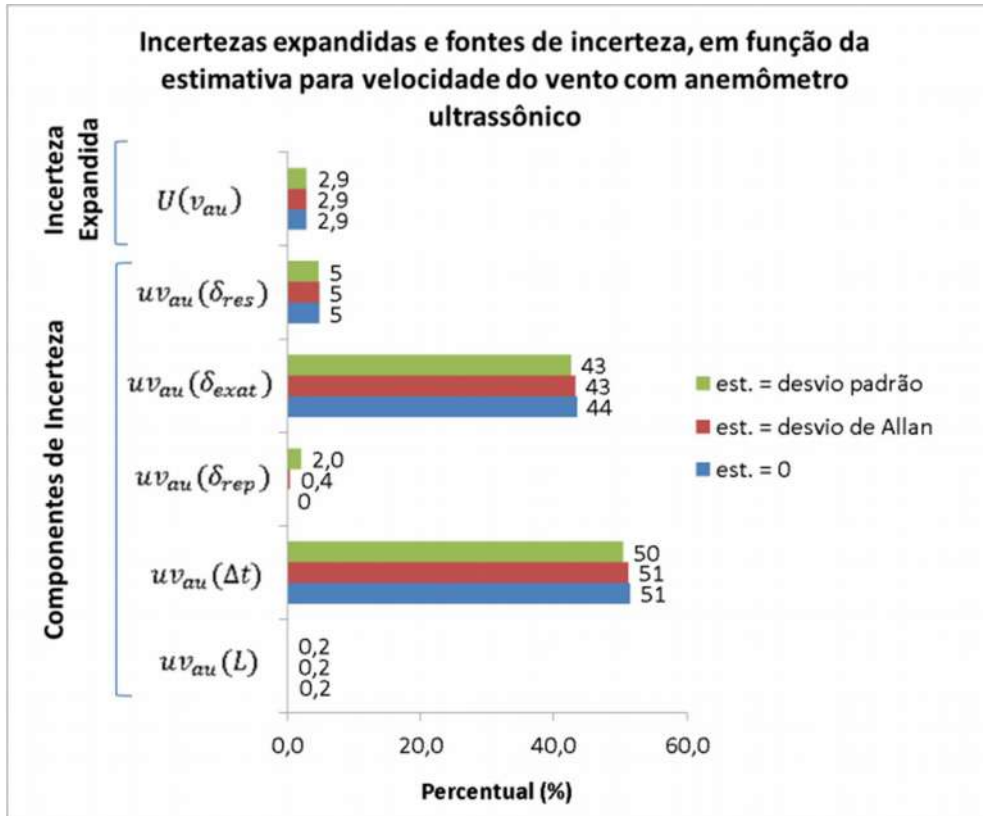


Figura 2: Balanço de Incertezas

Para a conversão da velocidade medida para a altura de 10m, faz-se uso da fórmula de Segal e Pielke[5] e S. A. Hsu et al.[6], que relaciona altura de medição (z_1), velocidade medida (u_1), com a altura de referência ($z_2 = 10m$), para obter a velocidade do vento (u_2) nessa nova referência. O expoente p é obtido empiricamente, e equivale a 0,1.

$$u_2 = u_1 \left(\frac{z_2}{z_1} \right)^p \quad (7)$$

Após a conversão, tem-se uma velocidade de 9,9 m/s, com uma incerteza expandida de $\pm 3,5\%$, sem considerar a influência das ondas atuantes na boia. Admitindo-se que a boia está realizando um movimento vertical em função da passagem das ondas, variando de 0 a 5m, teremos uma incerteza expandida variando de 3,5% até 8,9%, como retratado na Figura 3.

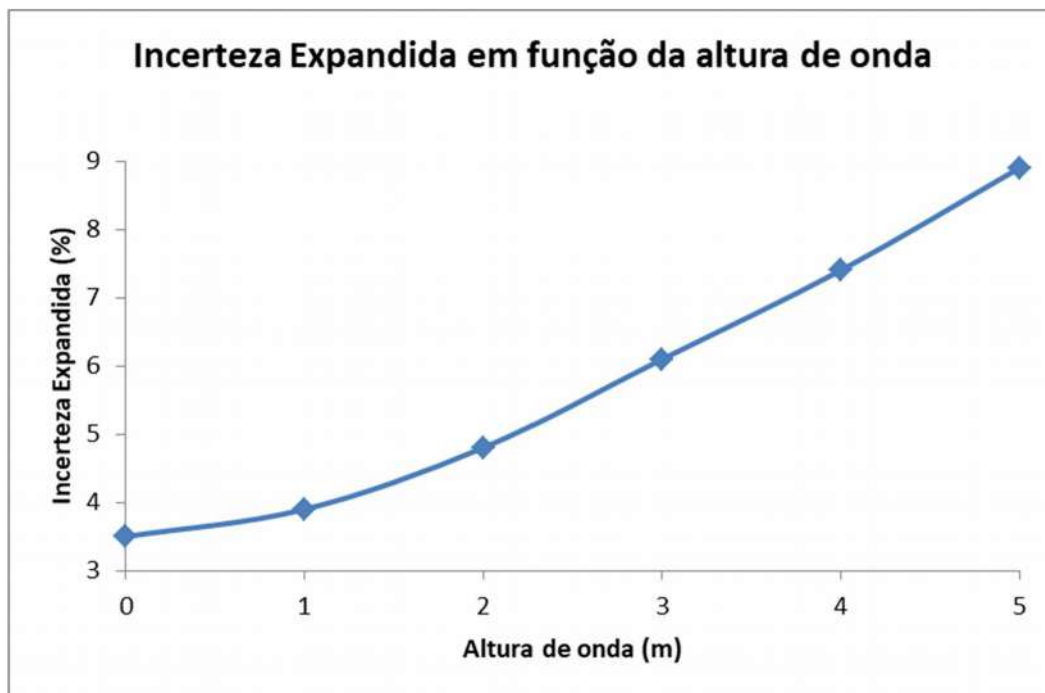


Figura 3: Incerteza Expandida em função da altura de onda.

CONCLUSÕES

Este trabalho aplica conceitos importantíssimos da metrologia, pouco utilizados na oceanografia. O conhecimento de da incerteza de medições se mostra cada vez mais importantes em função da necessidade do conhecimento de eventos extremos para estudos como os de mudanças climáticas ou cálculo da vida útil de obras e estruturas nas zonas costeiras e *offshore*.

O exemplo apresentado neste trabalho, sobre a conversão da velocidade do vento para a altura de referência de 10m do WMO, mostra que não considerar as oscilações das ondas nomomento da conversão e nem expressar a incerteza da medição, como é feito atualmente, podem levar a erros de avaliação críticos.

Para medições de parâmetro ambientais, a escolha do estimador mais apropriado para representar a variância da série temporal, não é trivial. Um mesmo estimador pode ser apropriado para certos parâmetros ou condições, e não ser para outras. Isso indica a necessidade de maiores estudos, que possibilitem a determinação de estimadores mais realistas para cada tipo de grandeza, os quais sejam corretamente representativos das fontes relativas às séries temporais desses parâmetros.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

GUM (2008). “**Guia para Avaliação e Expressão da Incerteza de Medição**” - Terceira Edição Brasileira – INMETRO [1].

WXT520 User Guide (2012). “Vaisala Weather Transmitter”.
<<https://www.vaisala.com/sites/default/files/documents/M210906EN-C.pdf>> [2].

ALLAN, D. W. Statistics of Atomic Frequency Standards. **Proceedings of the IEEE**, vol. 54, no. 2, 1966. 221-230 [3].

MORAES, Luiz Felipe Maciel Vieira de – “Caracterização de Sensores Inerciais do Tipo MEMS para Medição Direcional de Ondas Utilizando Boias Heave-Pitch-Roll” – **Dissertação de Mestrado – COPPE/UFRJ**, Rio de Janeiro - RJ, setembro/2015 [4].

M. Segal e R. A. Pielke (1988). “The Extrapolation of Vertical Profiles of Wind Speed within the Marine Atmospheric Surface Layer Using the p Formula”. **Journal of Applied Meteorology**, vol. 27, pg 174-181, February 1988 [5].

S. A. HSU et al (1994). “Determining the Power-Law Wind-Profile Exponent under Near-Neutral Stability Conditions at Sea”. **Journal of Applied Meteorology**, vol. 33, pg 757-765, June 1994 [6].

Prêmio Almirante Franco – Apresentação Oral

MODIFICAÇÃO DA ONDA DE MARÉ NA BOCA DO ESTUÁRIO DO RIO AMAZONAS

¹ Castro , G.B.M. de; Gallo , ¹ M.N.; Vinzon , ² S.B.; Borba , C.H. de O.

¹ Universidade Federal do Rio de Janeiro Laboratório de Dinâmica de Sedimentos Coesivos (LDSC)
Centro de Tecnologia – Rua Horácio Macedo, Bloco G, 2030 – 101 – Cidade Universitária da
Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro – RJ, CEP 21941-450

² Enc. Seção de Coleta de Dados Oceanográficos - Centro de Hidrografia da Marinha

gbrigagao@poli.ufrj.br

RESUMO

As marés presentes no interior de estuários podem apresentar características não estacionárias, quando na presença de influência fluvial. Essas marés são de difícil previsão e seu estudo ainda não está totalmente acabado. Através da análise do registro de níveis de uma estação localizada na boca do estuário do Rio Amazonas conseguiu-se mostrar quais são as modificações ou perturbações apresentadas pela maré, como: mudanças de nível médio, modulação de fases e amplitudes e presença de assimetria. Foi observada uma assimetria positiva nos níveis e uma distorção progressiva da onda com o aumento da vazão (ou nível médio). A análise e compreensão destas modificações são fundamentais para o futuro desenvolvimento de um melhor método de previsão.

Palavras chave: marés, vazão, rio Amazonas

INTRODUÇÃO

A propagação da maré em estuários é afetada principalmente pelo atrito no fundo e a vazão fluvial, além de mudanças na geometria do canal, gerando efeitos como amortecimento, variações no nível médio e assimetrias nas curvas de níveis e velocidades (Gallo, 2004). A propagação da maré em estuários geralmente apresenta diferentes tipos de assimetria, tendo, na maioria dos casos, períodos de tempo menores na enchente que na vazante. Este tipo de assimetria, chamada positiva (Friedrichs e Aubrey, 1994), foi observada em estuários de diferentes tamanhos e com ou sem influência da vazão fluvial (Shetye e Gouveia, 1992).

Também, em estuários com influência fluvial a maré apresenta certa modulação nas fases e amplitudes das principais componentes astronômicas, além de oscilações no nível médio. Essas distorções na onda de maré aparecem na análise harmônica através do comportamento não estacionário das constantes, assim como com o surgimento de componentes de alta frequência da componente principal (Dronkers, 1964; Pugh, 1987; Dyer, 1997).

OBJETIVOS

O objetivo do trabalho é identificar essas modificações através da análise do registro de níveis na estação maregráfica de Ponta do Céu, no estuário do rio Amazonas, e posteriormente observar o comportamento segundo as diferentes situações de vazão ao longo do ano.

METODOLOGIA

Os dados analisados foram fornecidos pela UNIPILOT (COOPERATIVA DE APOIO E LOGISTICA AOS PRATICOS DA ZP 1 LTDA) pra a estação maregráfica de Escola do Igarapé Grande do Curuá - Barra Norte (0.761667 / -50.118333). A aquisição de dados foi feita a partir de um sensor de boia (SE200) e um radar presentes na estação maregráfica desde o dia 13/11/2017 até data atual, sempre com intervalo de medição de 10 minutos. Nas análises apresentadas neste trabalho foram utilizados os dados de 01/01/2018 até 01/02/2018. Foram realizadas as médias dos valores obtidos nos sensores e logo, foi utilizada para realizar uma análise harmônica de intervalo 32 dias móveis, ou seja, a análise do dia 01/01/2018 analisou os dados de 01/01/2018 até 01/02/2018, a análise do dia 02/01/2018 analisou os dados de 02/01/2018 até 02/02/2018 e assim sucessivamente até a análise do dia 31/12/2018 que considerou os dados de 31/12/2018 até 31/01/2019. Está modificação da análise harmônica tradicional visando avaliar a não-estacionariedade dos dados.

Nos intervalos em que foram detectados problemas na aquisição de dados foram dadas algumas soluções:

- a) Apenas um dos sensores forneceu dados: utilizar dados obtidos desse sensor
- b) Nenhum dos sensores forneceu dados:
 - b.1) Se o intervalo sem dados for menor do que 1 hora, utilizar interpolação dos dados

b.2) Se o intervalo sem dados for maior do que 1 hora, utilizar previsão de maré para preencher a lacuna de dados.

A análise e previsão harmônicas de maré foram obtidas utilizando as rotinas do programa T_TIDE (PAWLOWICZ et al., 2002), em MATLAB R2016a, da MathWorks Inc. (www.mathworks.com).

RESULTADOS

Os gráficos a seguir mostram as séries temporais de amplitudes de maré: amplitude da componente principal M2 (Figura 1), relação de amplitudes entre M4 (primeiro sobre-harmônico) e M2 (Figura 2) e variação do Zo (Figura 3). Nesses gráficos também é mostrada a variação NM para todo o ano de 2018, mostrando os períodos de cheia e subida do rio (valores positivos) e de seca e descida do rio (valores negativos).

Quanto às amplitudes de maré, como já havia sido apresentado por Gallo (2004), se observa a modulação das amplitudes de maré devido à presença da vazão fluvial, mostrando o caráter não estacionário da maré, apresentando variações de altura de M2 de aproximadamente 185 cm (na seca) para 162 cm (na cheia do rio). A evolução da relação de M4/M2 mostra o caráter não linear da onda de maré e a contribuição de vazão na assimetria da onda, apresentando maior influência nos períodos de cheia.



Figura 1: Amplitude de M2(cm) e NM (cm)

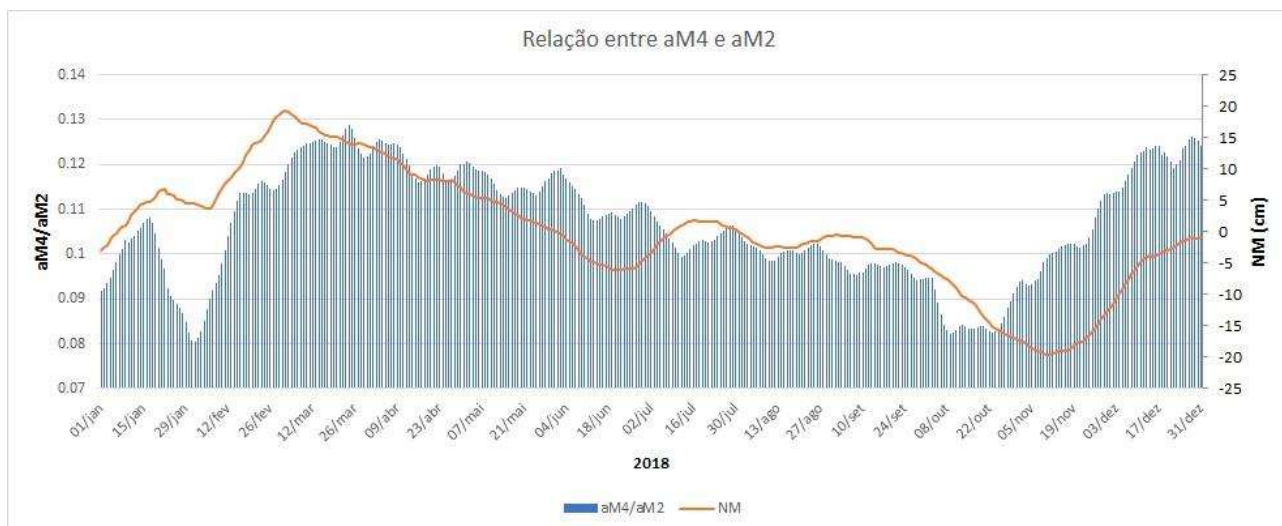


Figura 2: Relação entre amplitudes de M4 e M2

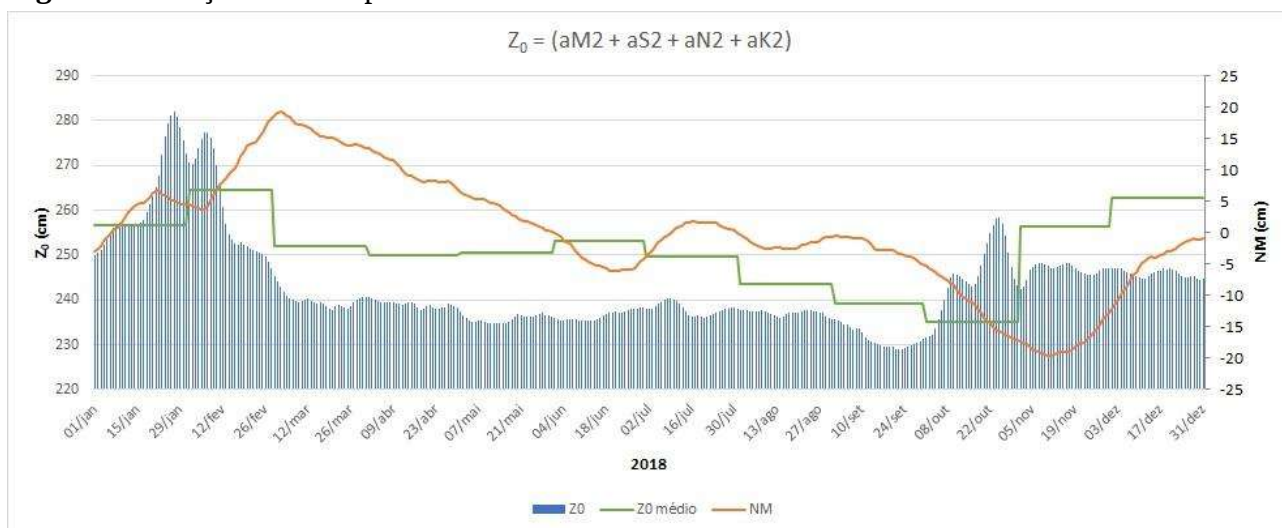


Figura 3: Z0 (cm) e NM (cm)

Também é mostrada a variação do Z0 ao longo do ano de 2018, junto com sua variação mensal. Perceba-se que nesse ano houve uma variação aproximadamente de 30 cm em Z0 e 35 cm em NM, coincidindo com as épocas de cheia e seca do rio.

CONCLUSÕES

Conhecer as variações de níveis atingidos pela maré neste tipo de ambiente, são de muita importância nos relevamentos batimétricos e na navegação da região. A disponibilidade de séries longas são fundamentais para considerar os efeitos da variação da vazão fluvial nas componentes da maré. Os resultados desta análise mostraram a participação da vazão fluvial no amortecimento das

componentes semidiurnas e também a variação da distribuição de energia da maré astronômica nas altas (M4) frequências, responsáveis pela assimetria da onda.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Dronkers, J.J. 1964. Tidal Computation in Rivers and Coastal Waters. North-Holland, New York

Dyer, K.R. 1997. Estuaries. A Physical Introduction. John Wiley & Sons Friedrichs, C.T.; Aubrey, D.G. 1994. Tidal Propagation in Strongly Convergent Channels. **Journal of Geophysical Research** (99): 3321-3336

Gallo, M.N. 2004. A influência da vazão fluvial sobre a propagação da maré no estuário do rio Amazonas. Tese M.Sc., Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Brasil, 111 p.

Pawlowicz, R.; Beardsley, B.; Lentz, S. 2002. Classical Tidal Harmonic Analysis including Error Estimates in MATLAB using T_TIDE. **Computers & Geosciences** 28, pp.929-937.

Pugh, D.T. 1987. Tides, surges and mean sea level. Swindon, John Wiley & Sons, England, 472 p.

Shetye, S.R.; Gouveia, A.D. 1992. On the role of geometry of cross-section in generating flood dominance in shallow estuaries. **Estuarine, Coastal and Shelf Science** 35: 113-126

Prêmio Almirante Franco – Apresentação Oral

ANÁLISE DAS JANELAS DE MARÉ UTILIZANDO SIMULAÇÃO DE TRÁFEGO MARÍTIMO NO CANAL DA BARRA NORTE DO RIO AMAZONAS

1 Alves , S. M.; 1Caprace , J. D.;1 Ferreira , B. C. B da C.;1 Gallo , M.;1 Moita , J. V. M. O.;
2Monteiro, G. P.; 1Vinzon , S.

¹UFRJ/COPPE, Rio de Janeiro/Brasil

²UFRJ/POLI, Rio de Janeiro/Brasil

sarahalves@oceanica.ufrj.br, jdcaprace@oceanica.ufrj.br, bernardo_ufrj@poli.ufrj.br,
marcosgallo@oceanica.ufrj.br, joaov@poli.ufrj.br, gabriel_premolimonteiro@poli.ufrj.br,
susana@oceanica.ufrj.br

RESUMO

A navegação no rio Amazonas é considerada crítica devido à presença de lama fluida, que resulta em uma profundidade restrita de 11,5m. Considerando este problema, este trabalho relata um estudo de caso utilizando um programa de simulação de tráfego marítimo que avalia as janelas de maré do canal norte do rio Amazonas para avaliar a viabilidade da navegação com maior calado e, consequentemente, maior capacidade de carga nesta região. A metodologia consiste em uma simulação de tráfego incluindo previsão de maré e efeito *Squat* para aumentar a capacidade de carga e a segurança na navegação. Resultados preliminares indicam que há potencial para aumentar o peso morto dos navios com segurança. O estudo propõe a criação de um modelo que auxilie na tomada de decisão da janela de maré ideal para navegação que permitirá um maior transporte de carga com uma baixa possibilidade de encalhe no fundo.

Palavras chave: Janela de maré, efeito *Squat*, rio Amazonas.

INTRODUÇÃO

O rio Amazonas possui características naturais que permitem o tráfego de embarcações com alta capacidade de carga. O principal problema logístico nessa região é poder conciliar a maré em condições ideais com o momento em que o navio entra no PC (Figura 1), sem encalhar. A região do canal Barra Norte do rio Amazonas possui uma limitação de calado de 11,5m podendo navegar sem a presença do prático, de acordo com os Padrões e Procedimentos de Capitania do Rio Santarém

(Marinha do Brasil, 2015). No entanto, estudo mais recente nessa região mostra que o calado dinâmico pode aumentar para 11,7m sem apresentar nenhum risco à navegação, porém é necessário a presença do prático a bordo.

A área de estudo foi delimitada de acordo com Baltazar et al. (2016), onde foram analisadas 10 estações com resultados de modelo numérico espalhadas por aproximadamente 350 km do canal de navegação do rio Amazonas. Uma atenção maior deve ser dada à estação P8, devido a sua profundidade limitada, sendo uma área descrita como problemática para a navegação e, portanto, restringindo o calado dos navios que navegam pelo canal. A figura 1 mostra a extensa área do rio Amazonas e a parte ampliada é a estação P8, onde há a presença da lama fluida em uma extensão de aproximadamente 20km.

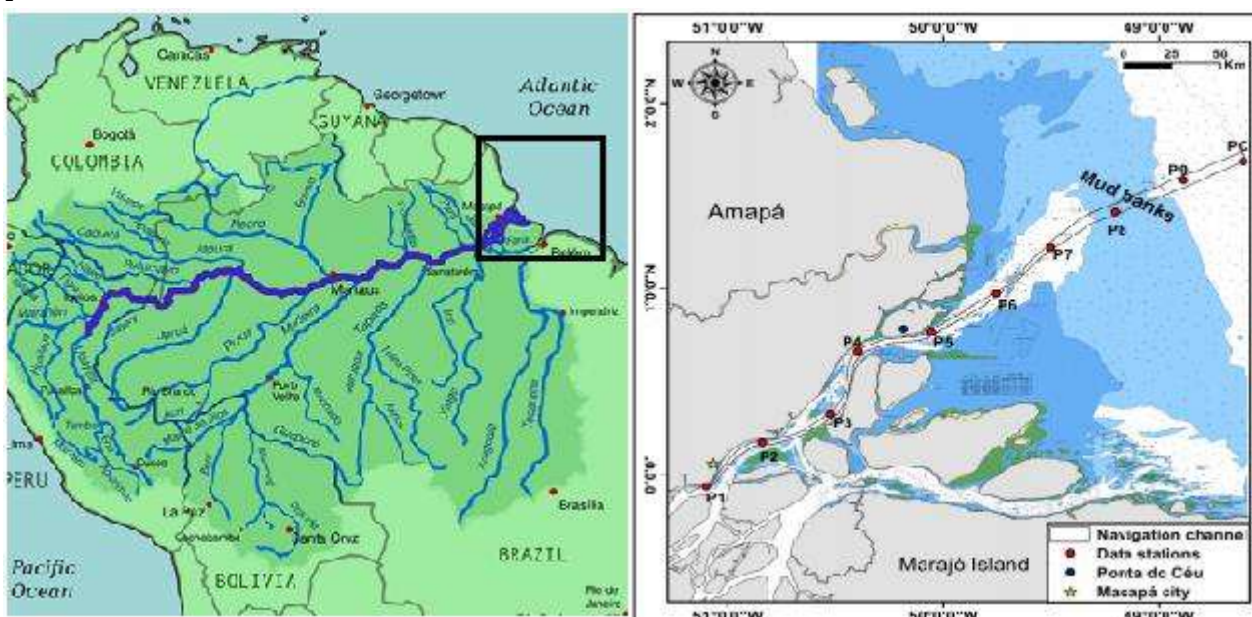


Figura 1: O mapa mostra a rota do rio Amazonas à esquerda. A figura de seleção da seção PC-P1, destaca os pontos de localização das estações (Baltazar et al., 2016)

OBJETIVOS

O estudo proposto consiste em uma simulação do tráfego marítimo incluindo janela de maré e efeito *Squat*, reproduzindo um modelo para permitir o aumento do calado dos navios na tomada de decisão aceitável para a navegação no rio Amazonas.

METODOLOGIA

A simulação de eventos discretos é um modelo no qual as variáveis mudam discretamente em pontos específicos ao longo do tempo e apresentam um cenário em que os sistemas são necessariamente planejados (Buffa e Dyer, 1977). Para a criação do modelo de estudo, foi utilizado o software Quest, que permite ao usuário modelar simulações de eventos discretos tanto a partir de uma interface gráfica (GUI) quanto de suas próprias linguagens de programação.

Em relação a análise harmônica dos dados de maré foi utilizado como base o artigo do Baltazar (2016) onde determina as constantes harmônicas das componentes. O autor Franco (1997) utiliza a análise de Fourier como um filtro para separar as componentes, e considera que o sinal é representado por uma soma finita de termos de senos e cossenos, apresentados em duas equações (Figura 2): equação 1 descrevendo o nível da água; e a equação 2 descrevendo as correntes.

$$\eta(t) = a_0 + \sum_{n=1}^k a_n \times \cos \omega_n t + \alpha_n$$

Eq. 1

$$V(t) = v_0 + \sum_{n=1}^k v_n \times \cos(\omega_n t + \alpha_n)$$

Eq. 2

Figura 2: Análise harmônica do nível da água e das correntes (Franco, 1997)

Em relação ao cálculo do efeito Squat, foi utilizada a fórmula empírica do Tuck (Figura 3) pelo fato de se aproximar com o modelo de estudo e por não possuir restrições de aplicabilidade nas dimensões do navio, dando ao modelo uma maior liberdade de uso. Foram utilizadas quatro velocidades de navegação (5nós, 6nós, 7nós, 8nós) na simulação durante um mês. As simulações foram realizadas tanto de IDA (entrando no canal) quanto de VOLTA (saindo do canal).

$$S_{b_T} = 1.46 \frac{\nabla}{L_{pp}^2} \frac{F_{nh}^2}{\sqrt{1 - F_{nh}^2}} K_S + 0.5 L_{pp} \sin \left\{ \frac{\nabla}{L_{pp}^3} \frac{F_{nh}^2}{\sqrt{1 - F_{nh}^2}} K_S \right\}$$

Figura 3: Fórmula empírica Tuck (Pianc, 2014)

RESULTADOS

Com base nas distribuições da janela de tempo relacionadas a cada cenário e velocidade, foi possível encontrar o tempo médio de passagem do navio em relação a distância de navegação pela lama fluida (Figura 4).

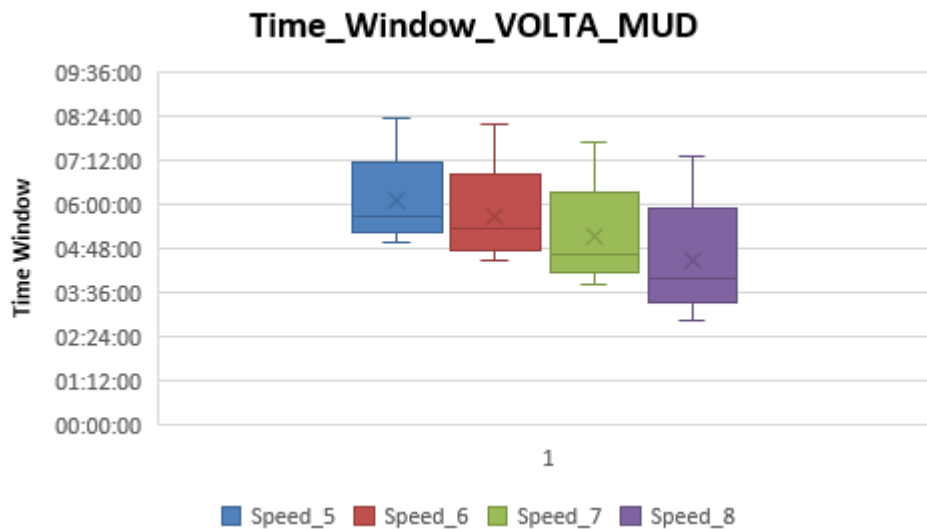


Figura 4: Distribuição média da janela de tempo.

O rio Amazonas possui maré semi-diurna, ou seja, existem duas marés altas em cada dia lunar. Assim, na Figura 5, foi feita uma comparação entre a quantidade de marés altas durante um mês, o total de janelas de marés em que o navio navegou sem encalhar na lama fluida, e as janelas de marés navegáveis considerando o tempo mínimo de travessia. Na figura 5, nota-se que quando o navio entra a 0,5m na lama fluida, o tempo de passagem é maior, possibilitando assim que haja uma elevada quantidade de navios navegando nesse cenário.

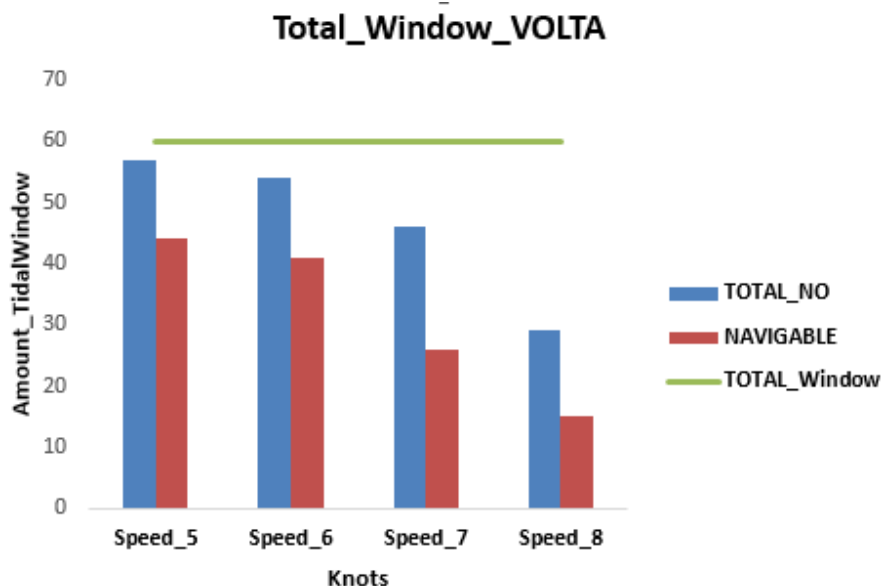


Figura 5 : Total de janelas de marés

A partir da janela de maré, foi possível encontrar o tempo de passagem do navio na região onde se encontra a lama fluida para cada cenário estudado. Este tempo de passagem, estipula o momento de entrada do primeiro navio na região crítica, até a saída do último navio nessa região, sem que o mesmo encalhe. Em consequência, foi identificada a altura da maior maré (preamar) em cada passagem e relacionada com a janela disponível (Figura 6). Pode ser observado que quanto maior a maré, maior a janela disponível. Além disso, maiores diferenças são encontradas entre IDA e VOLTA, quanto menores são as velocidades do navio.

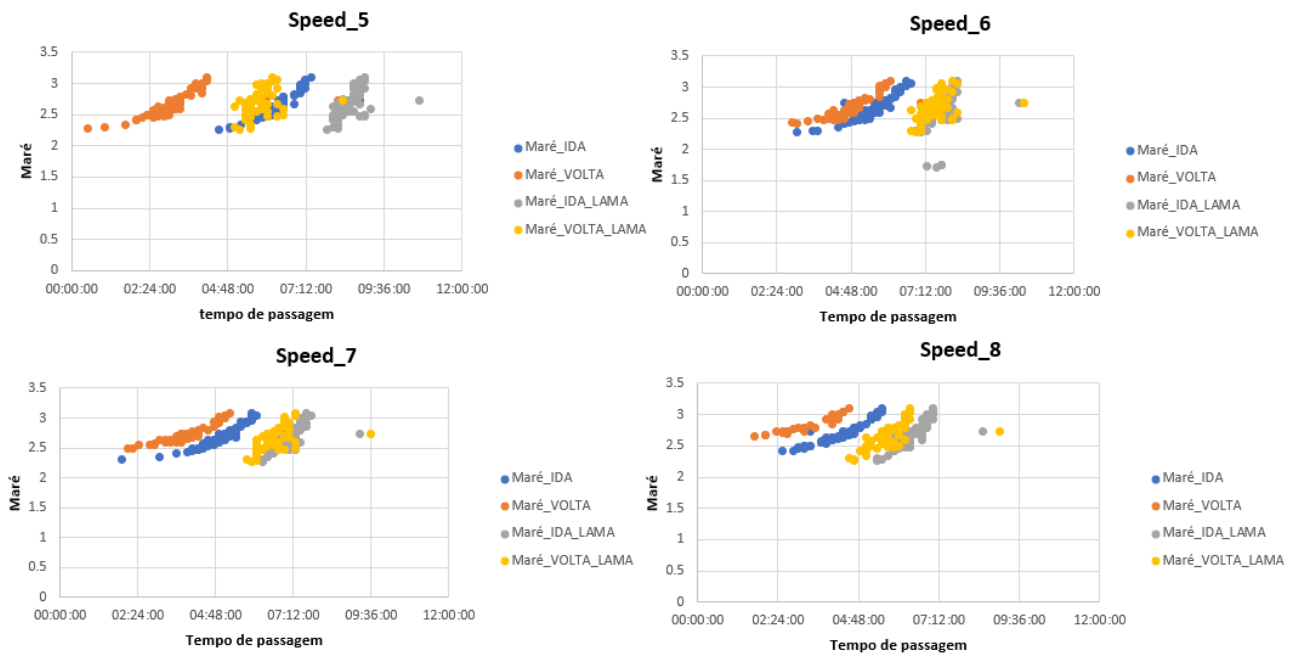


Figura 6: Altura da maior preamar em cada janela

CONCLUSÕES

A simulação para o rio Amazonas mostrou que há uma influência significativa da velocidade dos navios. Os aspectos probabilísticos relacionados ao ganho significativo quando o navio navega por dentro da lama fluida em de 0,5m, representam um aumento na passagem de navios pela região. Destaca-se que mais testes e pesquisas tem que ser realizadas para avaliar a navegação na lama, tanto segurança quanto manobrabilidade do navio.

Essa análise faz menção a segurança na navegação e a uma melhor eficiência para o aumento do calado dos navios pelo canal da barra norte do rio Amazonas. De fato, a metodologia permite calcular o tempo mínimo de travessia para cada velocidade e encontrar a janela de maré relacionada a cada cenário ao longo de um mês.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BALTAZAR, L. R.; MOITA, J. M.; GALLO, M. N.; VINZON, S.; CAPRACE, J. D. Including Hydrodynamics Model and Tidal Windows into a Stochastic Traffic Simulation. In: **26o Congresso Nacional de Transporte Aquaviário, Construção Naval e Offshore** – SOBENA, Rio de Janeiro, 2016.

BUFFA, E. S.; DYER, J. S. Management science/operations research: model formulation and solution methods. Wiley: University of Michigan, 1977.

FRANCO, A. S. Marés, Fundamentos, Análise e Previsão. 1o.ed, Niterói, RJ, Diretoria de Hidrografia e Navegação, 1997. 265 p.

MARINHA DO BRASIL. Normas e procedimentos da capitania fluvial de Santarém. 2015. PIANC. **Harbour Approach Channels Design Guidelines**. PIANC Report n. 121, 2014.

Prêmio Almirante Franco – Apresentação Oral

ESTUDO DA INFLUÊNCIA DO ENOS NO GELO MARINHO DO MAR DE WEDDELL

¹Massarico Cardoso , L.F.; ¹Silva ,N.P.; ¹Camargo , R.

¹Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas - Rua do Matão, 1226 - Cidade Universitária São Paulo-SP - Brasil - 05508-090

felipemasaryk@gmail.com

RESUMO

A Coerência Parcial Direcionada (PDC do inglês, partial directed coherence) é uma ferramenta usada para análises de sinais buscando estabelecer uma relação de causa-efeito, parcialmente direcionada através da análise de um espectro de coerência sendo instantânea, a denominada causalidade de Granger ou não, caracterizando influência. Neste estudo, utilizamos a série temporal de uma média de temperatura na superfície do mar (TSM) nas regiões do El-Niño Oscilação Sul no Pacífico Equatorial (ENSO, do inglês *El Niño Southern Oscillation*) e os campos de concentração de Gelo Marinho (GM) por área no Mar de Weddell, de 1990 a 2010, aplicando a PDC em cada ponto de grade e chegando a mapas de influência do ENSO no GM. Os campos estão decompostos em frequências sub-mensal, intrasazonal, intra-anual e interanual. Vemos a influência do sinal da TSM sobre a região do Niño 3, 3/4 e 4 na região da fronteira norte do GM e do Niño 1+2 na região da polínia do Mar de Weddell. Também do Niño 3 e 1+2 na proximidade da Península Antártica no período de 1 a 4 anos e de 300 dias a 1 ano, respectivamente.

Palavras chave: Gelo marinho, Antártica, ENSO, NOAA/NSIDC, TSM.

INTRODUÇÃO

O El-Niño Oscilação Sul (ENSO, do inglês *El-Niño Southern Oscillation*) é um fenômeno de baixa frequência que tem origem no Oceano Pacífico em torno da linha do equador. O aquecimento (resfriamento) anômalo em suas águas podem desencadear mudanças no padrão climatológico de algumas regiões do globo. Quando temos anomalias positivas (negativas) acima de 0,5 o C em uma determinada região com persistência de, no mínimo 3 meses, tem-se o período de El Niño (La Niña). Essas regiões são denominadas Niño 1+2 (N12), 3 (N3), 3/4 (N34) e 4 (N4). Paolo et al. (2018) constataram que durante períodos de El-Niño intensos, as plataformas de gelo no setor Pacífico da Antártica sofrem um aumento na altura devido a acumulação de gelo novo, observado sobretudo na escala interanual (maior que 1 ano). As plataformas de gelo não são perenes

como o gelo marinho (GM) que por definição é o gelo formado sobre os mares e/ou oceanos e, embora hajam regiões onde o gelo permanece independente da época do ano, em sua maioria tem variações em diferentes escalas de tempo. O GM serve como um isolante térmico, capaz de inibir a troca de calor entre o oceano e a atmosfera e conforme a concentração na área e o aumento de sua espessura, mais eficaz será esse processo. A parcela oceânica onde encontra-se gelo marinho recebe o nome de manto de gelo (que não necessariamente precisa ser pacote compacto). E, dentro dessa, também é possível encontrar polínias, que são como janelas de interação entre a atmosfera-oceano.

OBJETIVOS

(1) Buscar relações de influência remota entre o ENSO e o GM; (2) Testar a coerência parcial direcionada formulando um campo de densidade de energia do ENSO no GM.

METODOLOGIA

Para análise, usou-se o mesmo intervalo para dados de campo de GM* e da SST do Niño**, usando médias semanais, desde a primeira semana de 1990 até o fim de 2010, a fim de verificar a influência (ou causa) de uma série na outra usando a coerência parcial direcionada. A coerência Parcial Direcionada (PDC do inglês, partial directed coherence, (BACCALÁ; SAMESHIMA, 2001); (TAKAHASHI et al., 2010)) é uma ferramenta usada para análises de sinais onde pode-se ver a chamada causalidade de Granger. Para a presente aplicação utilizou-se a métrica informacional, limiar alfa de 1% e 20 autorregressivos, determinadas após teste do teorema de *box-jenkins*, onde verifica-se a quantidade otimizada de autorregressivos para melhor representação do cálculo. No espectro da coerência de uma série em outra, temos a curva de Patnaik (CP) que serve como um limiar para verificar a partir de qual energia em determinada frequência a série x_i (Niño TSM) influencia em x_j (GM). Acima desse limite, chamamos, neste trabalho, de curva de influência (CI), como podemos ver na figura 1, onde foi calculada a integral do espectro acima de CP (fig. 1, área vermelha) sendo uma densidade espectral de potência em decibéis [dB]. Bandas de frequência foram separadas neste domínio temporal, considerando os seguintes períodos: submensal (abaixo de 30 dias), intrasazonal (30 – 90 dias), intra-anual (90 – 364 dias) e interanual (acima de 1 ano) para cada ponto de grade do campo de GM.

1 NOAA/NSIDC Climate Data Record of Passive Microwave Sea Ice Concentration Version 3

2 Disponível em: <<https://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices/wksst8110.for>>

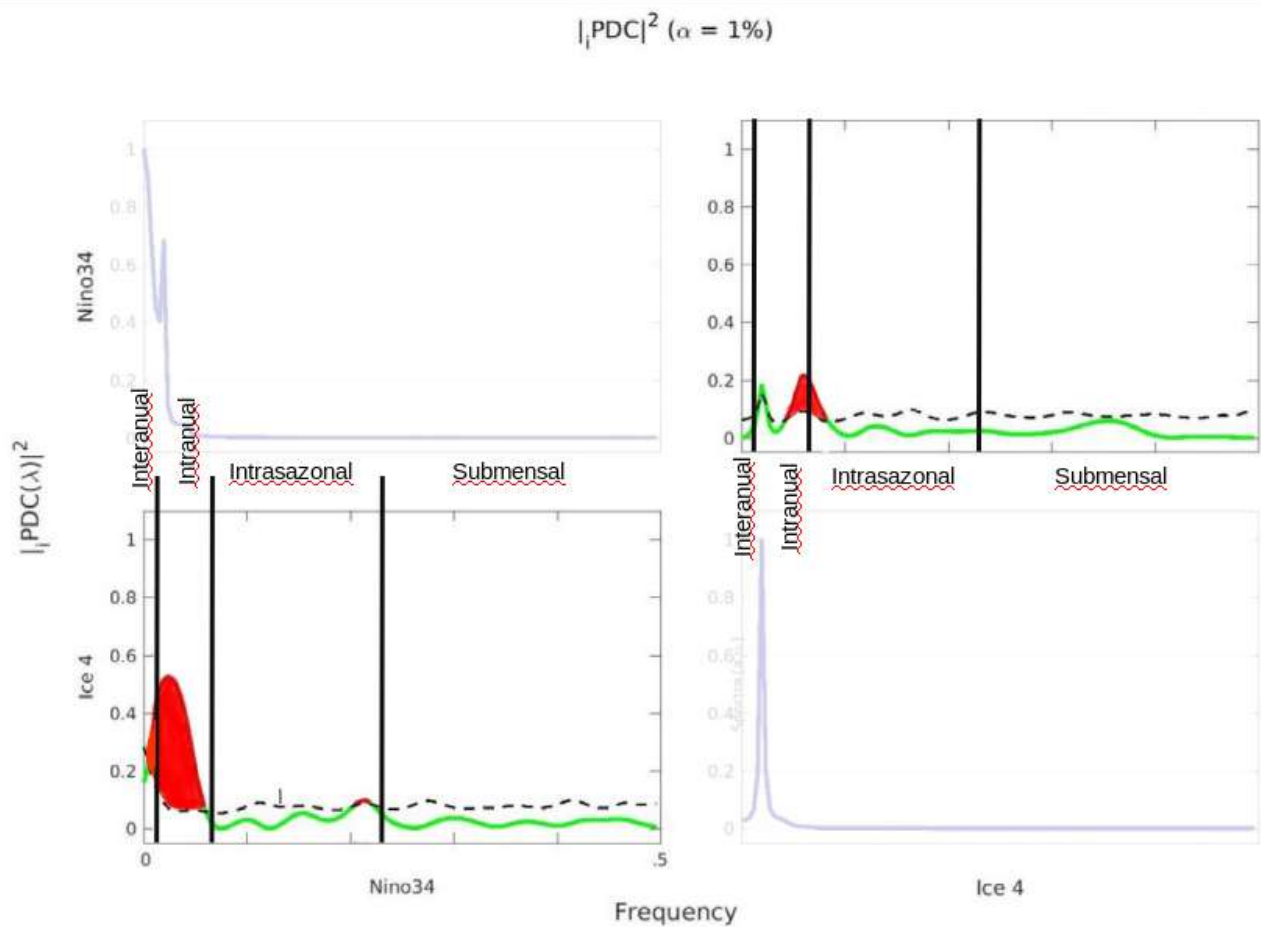


Figura 1: Aplicação da PDC. Espectros cruzados entre duas séries, ENSO e GM (sintética). Tracejado: curva de Patnaik. Vermelho: espectro de potência total da coerência representando a influência de uma série em outra. A curva vermelha e a verde, representam a curva do espectro de coerência acima e abaixo da curva de Patnaik, respectivamente. As barras pretas apontam para a delimitação das bandas determinadas.

RESULTADOS

Gerados os mapas totais, separou-se conforme o período indicado na metodologia para os casos em que a concentração de GM estava em análise com o NINO X ($X = N1+2, N3, N3/4, N4$). No campo onde calculou-se a influência do N12 no GM, vemos que na região da Polónia de Weddell (lat(65S–70S), lon(0–18E)) há uma grande quantidade de energia (fig.2.I.a, mais que nas outras regiões do ENSO, embora essas também contenham. Essa energia está concentrada em escala entre 250 dias e 2 anos (fig.2.I.f e I.d). A porcentagem de área com pontos onde indica-se a causalidade

de Granger é a maior de todas as análises. Isso significa que nesses pontos a causalidade é instantânea, ou seja, dada a frequência do máximo de energia, pode-se prever a influência. Uma quantidade significativa de energia está perto da costa na borda leste do mapa (fig.2.I.c e I.e), podendo estar ligada ao fenômeno de dipolo antártico, disparado por fases do Nino e merecem ser investigadas pois, se há um sistema de Alta Pressão (Baixa Pressão) a oeste capaz de intensificar (desintensificar) os ventos catabáticos, propiciaria à variação nessa área. Na banda intrasazonal (fig.2.I.h), vemos uma variação energética (fig.2.I.g), embora pequena, se comparada às demais análises. Nessa região, durante o ano a concentração de GM é de baixa variação. nos campos submensais (fig.2.I.i e I.j) não vemos algo significativo. A análise de N3 no GM (fig.2.II) não mostra muitos pontos onde a causalidade de Granger foi apontada, onde a relação apontada é pequena. Tem grande parte da energia concentrada na borda norte do GM nesse campo (acima da latitude de 60S) onde é bem apontada no período intra-anual (fig.2.II.e) em uma banda em torno de 200 dias (fig.2.II.f). Há uma grande variação de energia no período interanual (fig.2.II.c) próximo à Península Antártica no período de 2 a 5 anos (fig.2.II.d). Torna-se interessante notar a conexão entre o período de máximo no campo da figura 2.I.f e I.d, provavelmente pela divisão de escalas mostrado na figura 1 onde no gráfico inferior esquerdo vemos a área vermelha cortada ao meio. São o mesmo evento porém ultrapassando o limite imposto para classificação na banda. Para N34 no GM (fig.2.III) vemos novamente uma grande concentração de densidade de energia na borda superior do GM em torno das longitudes 0–18E. Vê-se uma variação significativa da influência de N3 no campo de GM (fig.2.III.e) para o período de 100 dias (fig.2.III.f) também vista na figura 2.III.h, embora na figura 2.III.g, quase não apareça, acredita-se novamente que seja o mesmo pico de energia que ao ser separado, mostra-se no campo. Como na figura 2.II., vê-se variação próximo à Península, em menor intensidade (fig.2.III.c) mas com período em torno de 4 a 5 anos (2.III.d). A causalidade de Granger na figura 2.IV. é marcado por uma região que cruza uma diagonal que vai da Península até a costa em torno da longitude de 0 o . O período interanual, intrasazonal e submensal (fig.2.IV.c, IV.g e IV.i) é praticamente desprezado na influência da N4 no GM e quase toda a energia está no período intra-anual (fig.2.IV.e) em períodos (fig.2.IV.f) que estão em torno de 100 dias e, na faixa nordeste em torno de 200 dias. No mesmo campo, vê-se entre 65S–70S que é diferente da influência da N3 (fig.2.II.e), e marcado em N4 (fig.2.III.e), conforme esperado pois N3/4 está justamente na transição entre as regiões N3 e N4.

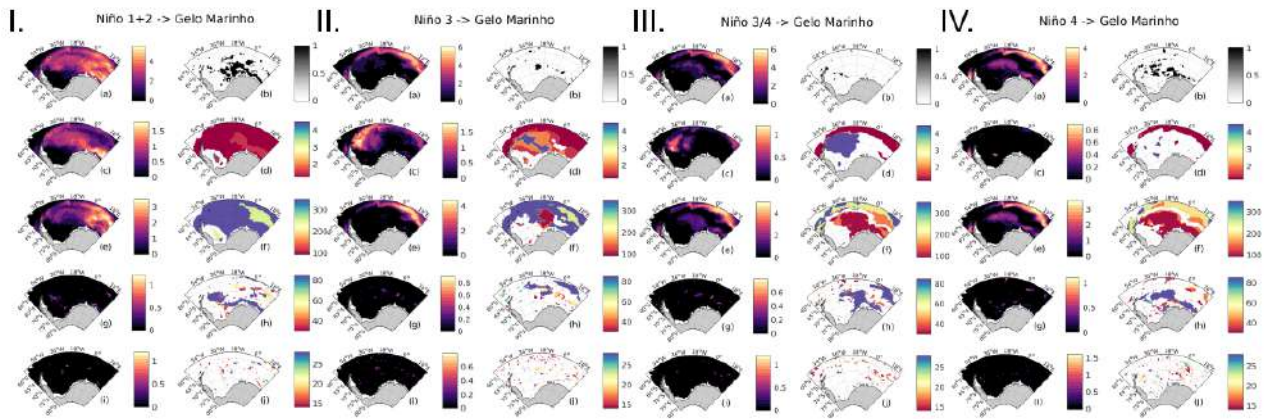


Figura 2: Representação da influência de oscilações da TSM (ENSO) no campo de gelo marinho. I–N1+2, II–N3, III–N3/4 e IV–N4 no GM. (a) densidade total espectral de potência [dB]; (b) ponto de causalidade de Granger; (c) densidade espectral na banda interanual; (d) período interanual; (e) como (c) na banda intra-anual; (f) como (d) na banda intra-anual; (g) como (c) na banda intrasazonal; (h) como (d) na banda intrasazonal; (i) como (c) banda submensal; (j) como (d) banda submensal;

CONCLUSÕES

O efeito mais marcante nas análises é o período intra-anual (tabela 1), associado ao ciclo de radiação incidente nas regiões. Sistemas disparados por fases ativas, sejam positivas ou negativas do Niño, devem ser estudados para maiores afirmações. O trabalho de Yuan (2004) mostra variações nas bordas do GM na região de Weddell em composites de casos de El-Niño e La-Niña, onde em casos de Niño há uma anomalia negativa de GM próximo à Península e positiva nas bordas nas 4 estações do ano. E para casos de La Niña, anomalias negativas que vão da Península até a costa em torno de 0 o de dezembro a maio e anomalias positivas em setembro a novembro na borda do gelo na região entre 0 e 20W. Muito embora o presente trabalho apresente uma maneira de relacionar a TSM das regiões do ENSO com o GM, carece de maiores investigações. O fato do método não apresentar os anos a serem analisados, apresenta os espectros e com isso é possível investigar em qual frequência tal evento pode ser significativo. O fato dos campos intrasazonais e submensais não apresentarem resultados significativos é coerente pois para o fenômeno do El-Niño entrar em fase positiva, deve permanecer com a anomalia de TSM acima de 0.5 o C por 3 meses, período igual ao limite superior do período intrasazonal.

REFERÊNCIAS

BACCALÁ, L. A.; SAMESHIMA, K. Partial directed coherence: a new concept in neural structure determination. **Biological Cybernetics**, v. 84, n. 6, p. 463–474, may 2001. ISSN 0340-1200. Disponível em: <<http://link.springer.com/10.1007/PL00007990>>.

PAOLO, F. S. et al. Response of Pacific-sector Antarctic ice shelves to the El Niño/Southern Oscillation. **Nature Geoscience**, Nature Publishing Group, v. 11, n. 2, p. 121–126, feb 2018. ISSN 1752-0894. Disponível em: <<http://www.nature.com/articles/s41561-017-0033-0>>.

TAKAHASHI, D. Y.; BACCALA, L. A.; SAMESHIMA, K. Frequency domain connectivity: an information theoretic perspective. In: 2010 **Annual International Conference of the IEEE Engineering in Medicine and Biology**. IEEE, 2010. p. 1726–1729. ISBN 978-1-4244-4123-5. Disponível em: <<http://ieeexplore.ieee.org/document/5626700/>>.

YUAN, X. ENSO-related impacts on Antarctic sea ice: a synthesis of phenomenon and mechanisms. **Antarctic Science**, v. 16, n. 4, p. 415–425, dec 2004. ISSN 0954-1020. Disponível em: <https://www.cambridge.org/core/product/identifier/S0954102004002238/type/journal{_}arti>.

1º Lugar no Prêmio Almirante Franco – Apresentação Oral

UMA RELAÇÃO ENTRE FENÔMENOS SUBINERCIAIS E MARÉS INTERNAS NA QUEBRA DA PLATAFORMA CONTINENTAL DE CABO FRIO – RJ

¹Peiter, L. de B. B.; ¹Fernandes, A. M.; ²Costa, V. S. da

¹Universidade do Estado do Rio de Janeiro – UERJ

Rua São Francisco Xavier, 524 – Maracanã

Rio de Janeiro – RJ, CEP 20550-900

²Fugro GB Marine Limited.

peiterluiza@gmail.com

RESUMO

Neste trabalho é apresentada uma caracterização das correntes de maré baroclínicas durante dois fundeios lançados na região da quebra da plataforma continental oceânica próxima a Cabo Frio – RJ, nas estações de inverno a primavera de 2014 e outono a primavera de 2015. As variáveis analisadas foram a temperatura, medida por termistores distribuídos ao longo da linha, e a velocidade, medidas com uso de um perfilador acústico ADCP a 175 metros. Os resultados demonstram modificações nas correntes de maré baroclínicas decorrentes da presença de fenômenos subinerciais, como meandramentos e passagens de frente fria. Constata-se que as perturbações na coluna d'água e a transferência energética ocasionada por esses eventos provocam um mecanismo na propagação das correntes de MIs semi diurnas, visto que influenciam na magnitude e na direção das componentes de velocidade.

Palavras chave: Maré interna; eventos subinerciais; zona de quebra da plataforma continental.

INTRODUÇÃO

Os dois fundeios oceanográficos cujos dados são apresentados neste trabalho são parte do projeto do Instituto Nacional de Ciências do Mar de Estudos dos Processos Integrados da Plataforma ao Talude (INCT-PRO-OCEANO), inseridos no eixo temático 1, que objetiva o estudo da hidrodinâmica e do fluxo de massa entre o talude e a plataforma continental.

A área de estudo compreende a região da quebra da plataforma continental próximo a isóbata de 200 metros na altura da cidade de Cabo Frio-RJ. Em virtude da mudança abrupta na linha de costa e da disposição das isóbatas, esta região é reconhecida pela presença de fenômenos de meso e submeso escalas associados ao fluxo da Corrente do Brasil (CB), como por exemplo meandramentos e vórtices, e o fenômeno da ressurgência (CAMPOS; VELHOTE; SILVEIRA, 2000; TELLES, 2019), sistemas altamente baroclínicos que acarretam em instabilidades na coluna d'água e alterações na estratificação. Combinados com um forte gradiente batimétrico, esse cenário propicia a geração e propagação de marés internas (MI) – ondas internas com mesma frequência de oscilação das marés astronômicas. Estudos pretéritos apontam a propensão da região para a geração e propagação de MIs, tanto local- quanto remotamente (PEREIRA et al. 2005, 2007; PEREIRA e CASTRO, 2007; CAMARGO, 2016; PAIVA et al., 2018) por conta de suas características topográficas e hidrodinâmicas. Entre as implicações desse fluxo energético resultante estão, por exemplo, a ressuspensão de águas mais frias para níveis mais superficiais, a mistura das águas do oceano e o aumento da produtividade biológica, decorrente do aumento do cisalhamento na coluna d'água (PEREIRA e CASTRO, 2007). Dessa forma, o deslocamento das isopícnais e o cisalhamento das velocidades resultam em oscilações das isotermas e variações de intensidade e direção das correntes. Como consequência, há a alteração na estrutura vertical e na coerência das componentes baroclínicas, como evidenciado em FREITAS et al. (2019).

OBJETIVOS

O presente trabalho tem como objetivo principal caracterizar as constituintes harmônicas diurnas e semi diurnas das correntes de MI na região da quebra da plataforma continental em Cabo Frio – RJ durante o período de permanência de dois fundeios oceanográficos, a fim de avaliar o comportamento dessas componentes na presença de fenômenos subinerciais, como por exemplo, meandros, vórtices e passagens de frentes frias.

METODOLOGIA

Entre os equipamentos dispostos nas linhas dos fundeios oceanográficos, foram utilizados neste trabalho os dados de temperatura (obtidos por 9 termistores espalhados ao longo da linha) e velocidade (retirados do perfilador acústico ADCP localizado a ≈ 175 metros). O período de coleta abrangeu as estações de inverno e primavera no ano de 2014 (Maio – Dezembro) e no ano de 2015, as estações de outono, inverno e primavera (Abril – Dezembro), com uma resolução temporal de 30 minutos de ambos os equipamentos.

Após o pré-processamento dos resultados adquiridos, as séries de dados horárias de velocidade foram segmentadas em componentes barotrópicas e baroclínicas, onde a barotrópica resulta na média vertical das velocidades enquanto a baroclínica compreende a corrente de maré resultante após a remoção da componente barotrópica da velocidade total em cada profundidade. Dividiu-se, então, as correntes de maré baroclínicas em diurnas (0,8 – 1,2 cpd) e semi-diurnas (1,8 – 2,2 cpd) através da aplicação do filtro digital Butterworth de 4ª ordem.

O enfoque da análise permaneceu na avaliação da estrutura vertical e temporal da componente meridional v (perpendicular às isóbatas) nas bandas diurna e semi diurna, responsáveis por movimentos ascendentes e descendentes na coluna d'água. Além do campo de velocidades, também foi observado o campo de massa, mais especificamente, as variações térmicas e a disposição das isotermas e sua correlação com o campo de correntes de Mis.

RESULTADOS

Durante o período de aquisição dos dados foi registrada a presença de fenômenos subinerciais na região com durações a partir de 7 dias, como por exemplo, a formação de meandramentos da CB e a passagem de frentes frias. Observou-se oscilações das isotermas de 16°C e 20°C em mais de 40 metros na coluna d'água nos períodos sob influência destes eventos, provocando alterações na estratificação e deslocamentos verticais da piconclina. Como consequência, foram constatadas mudanças no cisalhamento e na coerência do campo de ondas baroclínico, o que implica em variações de intensidade e direção de velocidade. Períodos com maiores energias na banda semi diurna, associados a meandramentos e ventos intensos, provocaram um aquecimento da coluna d'água (atenuação da estratificação- Figura 1[a]), o que resultou em maiores magnitudes de correntes e no aumento da coerência do padrão da onda, intercalados por momentos incoerentes (Figura 1[b][d]) e, ainda, induzindo um caráter multimodal. (Figura 1 [c]).

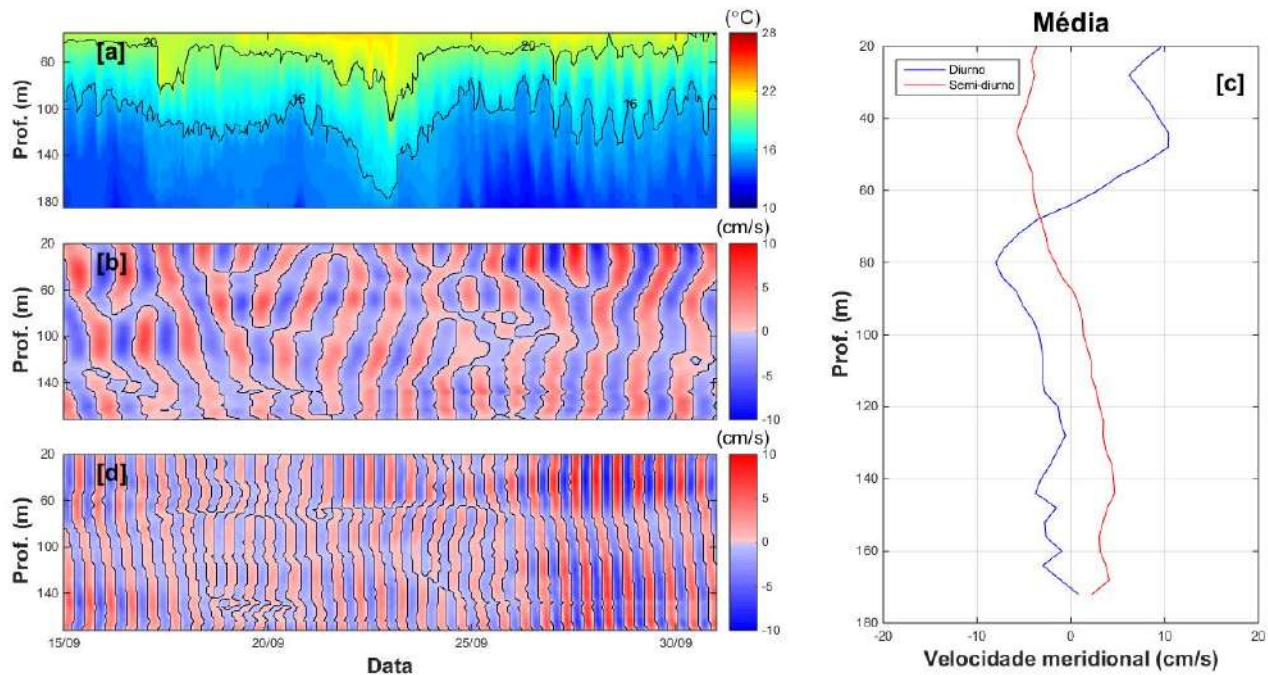


Figura 1: [a] Perfil vertical de temperatura, em que as linhas sólidas demarcas as isothermas de 20°C e 16°C; [b] Perfil vertical das correntes baroclínicas meridionais diurnas; [c] Média temporal das correntes diurnas e semi diurnas meridionais; e [d] Perfil vertical das correntes baroclínicas meridionais semi diurnas na presença de um fenômeno subinercial no período de 15 a 30 de Setembro de 2014.

Em contrapartida, o resfriamento da coluna d'água combinada com uma estratificação mais acentuada, exibe tanto uma menor coerência como também menores intensidades das correntes de maré baroclínica.

CONCLUSÕES

Em suma, conclui-se que a propagação de MIs semi diurnas são altamente moduladas pela presença de processos subinerciais, que apesar de não apresentarem um caráter sazonal clássico, são mais propensos ou não de acordo com as estações do ano. A transferência energética advinda desta interação resulta em mudanças na estratificação no campo de massas, e ainda, em alterações na coerência vertical, intensidade e direção no campo de velocidades. Tal associação atribui um caráter intermitente na propagação dessas ondas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

CAMPOS, E. J. D.; VELHOTE, D.; SILVEIRA, I. C. A da. Shelf break upwelling driven by Brazil current cyclonic meanders. **Geophysical Research Letters**, v. 27, n. 6, p. 751–754, 2000.

CAMARGO, S. S. B. Geração de Maré Interna na Cadeia Vitória-Trindade. 2016. **Dissertação (Mestrado em Engenharia Oceânica) - Programa de Pós-graduação em Engenharia Oceânica, COPPE, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.**

FREITAS, P. P. de et al 2019. Observations of near-inertial oscillations along the brazilian continental shelf. **Ocean Dynamics**.

PAIVA, A. M. et al. Internal Tide Generation at the Vitória-Trindade Ridge, South Atlantic Ocean. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 123, n. 8, p. 5150–5159, 2018.

PEREIRA, A. F. et al. Tide-topography interaction along the eastern Brazilian shelf. **Continental Shelf Research**, v. 25, n. 12–13, p. 1521–1539, 2005.

PEREIRA, A. F. et al. Numerical simulation of M2 internal tides in the South Brazil Bight and their interaction with the Brazil Current. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 112, n. 4, 2007.

PEREIRA, A. F.; CASTRO, B. M. Internal Tides in the Southwestern Atlantic off Brazil: Observations and Numerical Modeling. **Journal of Physical Oceanography**, v. 37, n. 6, p. 1512–1526, 2007.

TELLES , F. da. S. Impacto dos processos de meso- e submesoescala sobre as trocas de água entre a plataforma continental e o oceano aberto na região da ressurgência entre Cabo de São Tomé e Cabo Frio (RJ, 22°S-23°S).2019. **Dissertação (Mestrado em Oceanografia) – Programa de Pós Graduação em Oceanografia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.**

Apresentação de Pôsteres

Durante dois dias, foram apresentados 82 trabalhos sendo 3 agraciados pelo Prêmio Almirante Franco. O anexo a seguir contém a lista completa dos resumos expandidos dos trabalhos nos anexos A e B.

Dia 02/10

1e - Uso de Imagens do Google Earth™ e do Satélite Sentinel 2 na Caracterização Morfológica de Bancos Transversais (Tipo “Finger Bars”) da Margem Norte da Restinga da Marambaia (Baía De Sepetiba) - Carolina Lyra da Silva Gomes; Josefa Varela Guerra; Marcos Nicolas Gallo.

2e - Clima de Ondas na Costa de Pernambuco Utilizando a Reanálise Era-Interim -Daniel Brandt Galvão, Pedro Tyaquicã, Alex Costa da Silva, Doris Regina Aires Veleda

3e - Influência do Vento na Dispersão da Pluma do Rio Doce - João. V. Deboni, Angelo T. Lemos, Guilherme N. Mill, Renato D. Ghisolfi – **2º lugar do Prêmio Almirante Franco**

4e - Estudo da Corrente Norte do Brasil e Sua Retroflexão a Partir de Derivadores Oceânicos - Tayanne Pires Ferreira, Luana Ferraz Bueno, Afonso de Moraes Paiva– **1º lugar do Prêmio Almirante Franco**

5e - Análise Espaço-Temporal dos Eventos de Ressaca no Estado do Rio de Janeiro no Período de 1948 a 2008 - Lima, R.F; Lins-de-Barros, F.M; Cirano, M.

6e - Estimativa da Circulação Oceânica no Atlântico Sul a 1000 Metros a Partir de Dados de Flutuadores Argo e do Modelo BESM - Camilo Caetano Nuñez e José Luiz Lima de Azevedo

7e - Study of three domestic sewage submarine outfall plumes through the use of numerical modeling in the São Sebastião channel, São Paulo state, Brazil - Paula Birocchi, Marcelo Dottori, Carine de Godoi Rezende Costa, José Roberto Bairão Leite

8e - Observações de Oscilações Quase-Inerciais na Plataforma Continental ao Sul de Cabo Frio - Brasil - Pedro Paulo de Freitas, Felipe Luca L. Amorim, Mariela Gabioux, Vladimir S. da Costa, Guilherme N. Mill, Mauro Cirano e Afonso de Moraes Paiva

9e - Análise do Comportamento da Onda de Maré no Estuário do Canal de São Francisco - Luana Riscado de Carvalho Pinto, Alessandro Mendonça Filippo, Alexandre Macedo Fernandes, Leticia Cotrim da Cunha

10e - **Medidas Eulerianas e Lagrangeanas de Correntes Longitudinais na Praia do Campeche – Florianópolis (Santa Catarina, Brasil)** - Cíntia Sotoriva Schiochet, Olga Jacoba Cordoba Janssen, Mauro Michelena Andrade e Pedro de Souza Pereira

11e - **Desenvolvimento de modelo da estrutura vertical de concentração de Clorofila-a na região da Cadeia Vitória-Trindade** - Giovanna Gimenes de Sena e Ilson Carlos Almeida da Silveira

12e - **Extremos de Maré Baixa em Cananéia/SP Durante o Inverno e Associações com a Interação Oceano-Atmosfera** - Tatiany Marinho Vasconcelos e Gyrlene Aparecida Mendes da Silva – **3º lugar do Prêmio Almirante Franco**

13e - **Experimentos de Sensibilidade para um Caso de Maré Meteorológica na Costa de Moçambique** - Alberto José Bié e Ricardo De Camargo

14e - **Variabilidade do Alcance da Água Intermediária Antártica no Atlântico** - Amorim, J. P. e Sato, O. T.

15e - **Dinâmica de inundação na zona costeira do Pará e Maranhão - Projeto Costa Norte** - Soares, A.E.; Toste, R.; Sancho, L.; Böck, C.S.; Assad, L.P.F.; Landau, L.

16e - **Caracterização do Clima de Ondas no Litoral Norte do Rio Grande do Sul - Município de Tramandaí (Rio Grande Do Sul, Brasil)** - Velho, A.A.C; Janssen, O.J.C.; Andrade, M.M. e Junior, E.E.T.;

17e - **Impactos de Dragagem na Hidromorfodinâmica da Lagoa Mirim, Rio Grande do Sul, Brasil** - Antonio Raylton Rodrigues Bendô, Aldair Foster, Juliana Costi, Eduardo de Paula Kirinus e Wiliam Correa Marques

18e - **Variabilidade Subinercial de Correntes e a Ressurgência Costeira na Costa do Espírito Santo** - Nathália M. Betzel; Fernanda A. Lima; Júlia T. Salviato; Guilherme N. Mill; Mahatma F. Soares; Fernanda Perassoli; Tayná R. M. Paiva; Eduarda S. Rangel; Renato D. Ghisolfi

19e - **Caracterização Observacional da Ocorrência da Brisa marítima-terrestre e sua forçante na cidade do Rio de Janeiro** - Talássia Fernandes Carneiro, Carina Stefoni Böck, Luiz Paulo de Freitas Assad, Ian Cunha D'Amato Viana Dragaud, Luiz Landau

20e - **Avaliação do Cenário Sinótico da Tempestade Subtropical Jaguar** - Anne de Carvalho Castro de Melo; Ana Carolina Ferreira da Costa; Michel Vieira Caiafa; Amanda Teixeira Gonçalves; Ana Cristina Pinto de Almeida Palmeira

21e - **Análise de Onda no Litoral Cearense Através de Dados de um Ondógrafo** - Caio Erick Braga Costa, Marina Sousa da Silveira, Francisco Gustavo Viana Leitão, Liane Ester da Silva Sampaio e Gabriel Costa Lima Andrade

22e - **Ressacas ao longo do litoral sul do Espírito Santo** - Eguchi, B.M.M e Albino, J.

23e - **Setorização das alturas de ondas ao longo da costa do estado do Espírito Santo** - Eguchi, B.M.M; Fukai, D. T.; Bomfim, L.N. e Klumb-Oliveira, L.A.

24e - **Mapeamento objetivo de múltiplas fontes de dados para correntes de contorno oeste na costa nordeste do Brasil** - Felipe Vilela da Silva, Ilson Carlos Almeida da Silveira e Avijit Gangopadhyay

25e - **LIOc Forecast: desenvolvimento de plataforma móvel para visualização de informações meteoceanográficas** - Ferreira, L. S.; Kaiser, J.; Nogueira, I. C. M.; Parente, C. E. e Delpupo, D. F.

26e - **Variações de Propriedades Físicas do Estuário do Rio Buranhém, Porto Seguro - BA, Durante Eventos Climáticos ENSO** - Gabriela Nunes Rebouças Leal, Verônica Fernandes Costa, Mateus Alexander Campeche Gama, Ângelo Teixeira Lemos e Marcos Eduardo Cordeiro Bernardes.

27e - **Sistema Operacional de Modelagem Hidrodinâmica para a Plataforma Sudeste do Brasil** - Franz, G.; Luersen, D.; Thomas, B.; Paloschi, N.; Italiani, D.; Rodrigo e Noernberg, M.

28e - **Avaliação do Uso de Banco de Dados de Reanálises Globais para Análise do Clima de Ondas do Litoral do Espírito Santo** - Fukai, D. T. e Klumb-Oliveira, L. A.

1p - **Drift Trajectory of a Whale Carcass Using Different Immersion Rates in a Lagrangian Model** - Francine de Almeida Kalas; Pedro Paulo G. Watts Rodrigues; Antonio José Da Silva Neto e Jader Lugon Junior.

2p - **Desenvolvimento de uma Plataforma Autônoma para Navegação e Ecobatimetria de Águas Rasas em Ambientes Protegidos** - Vitor Irigon Gervini; Glauber Acunha Gonçalves e Filipe Rita Gomes

3p - **Redes Neurais Artificiais para Previsões Espaço-Temporais Meteoceanográficas** - Goulart, A. J. H. e Camargo, R.

4p - **Avaliação do Comportamento de Ressacas Marinhas com Base em Reanálise de Ondas e Observações *in loco* na Costa Sudeste do Brasil** - Leonardo Azevedo Klumb-Oliveira; Celia Regina de Souza Gouveia; Denise Tyemi Fukai, Jacqueline Albino; Branco Eguchi

5p - **Rede Geodésica de Referência Costeira: Ações Preliminares para Integração de Altitudes e Profundidades** - Soares, S.; Santos, E.G; Siqueira, J.C.S; Lima, M.K; Luz, R.T

6p - **Uma Base Hidrodinâmica para o Oceano Atlântico** - Afonso de Moraes Paiva, Mariela Gabioux, Bruno Primo de Siqueira, Luana Ferraz Bueno, Vladimir Santos da Costa, Guilherme Nogueira Mill, Mauro Cirano, Pedro Paulo Freitas, Fernando Dix Terra Barberini

7p - **Estimativa de Rajadas para Ventos *Offshore*** - Luiz Claudio Rodrigues Antunes, Karen Santiago Grossmann, Eduardo Domenico Aloise, Luis Manoel Paiva Nunes, Ana Cristina P. de Almeida Palmeira e Marcelo Andrioni

8p - **Extremos de Marés Positivas e Negativas em Santa Catarina, Brasil: 2012 a 2019** - Argeu Vanz, Matias Guilherme Boll, Carlos Eduardo Salles De Araújo e Luis Hamilton Pospissil Garbossa

9p - **Baía de Guanabara/RJ: Um Laboratório Vivo para o Desenvolvimento Sustentável** - Luiz Paulo de F. Assad, Carina S. Böck, Raquel Toste, Ian C. D. V. Dragaud, Rafael Vieira, Douglas M. Nehme, Thiago C. Rodrigues, Jonatha S. Gomes, Fábio R. Hochleitner e Luiz Landau

10p - **Impact of Cloud Masking on SST Gradients in the Southwestern Atlantic Ocean** - Marouan Bouali, Olga Sato, Paulo Polito, Piero Bernardo and Jorge Vazquez-Cuervo

Dia 03/10

29e - **Proposta de Escala de Vorticidade Relativa para Sistemas Convectivos na Região das Bacias de Campos e Santos** - Karine dos Santos Rodrigues; Igor Cunha França do Amaral; Michel Vieira Caiafa e Ana Cristina Pinto de Almeida Palmeira

30e - **Variabilidade Espacial e Temporal da Corrente do Brasil na Bacia de Campos** - Lima, A. P. Y.; Fetter Filho, A. F. H.; Lima; J. A. M; Klein, A. H. F.

31e - **Análise da influência de arrecifes naturais na proteção costeira via modelagem computacional** - Larissa Maia Dantas da Silva, Gabriele dos Santos Silva, Rodrigo Amado Garcia Silva e Paulo Cesar Colonna Rosman

32e - **Deteccção Automática de Vórtices na Região da Retroreflexão da Corrente das Agulhas**
- Silva, M.B. L.; Gonçalves, G. A.; Jesus, L.C. e Chacaltana, J. T. A.

33e - **Estudo Descritivo dos Padrões de Onda na Região da Quebra da Plataforma Continental do Estado do Espírito Santo** - Leitão, F. G. V; Silveira, M. S; Marques, T. M; Lima, J. C. R; Costa, C.E.B; Lima, G. C; Sampaio, L. E.

34e - **Caracterização do Fluxo de Energia de Ondas e do Transporte Longitudinal de Sedimentos nas Praias de Copacabana, Macumba e Grumari (RJ)** - Marcia Carolina de Oliveira Costa e Josefa Varela Guerra

35e - **Estimativas de Transporte Sedimentar Longitudinal na Praia da Macumba (Rio de Janeiro, SE do Brasil)** - Marcia Carolina de Oliveira Costa; Breylla Campos Carvalho e Josefa Varela Guerra

36e - **Caracterização Termohalina da Região Oceânica Adjacente ao Norte-Nordeste Brasileiro: Uma Comparação Entre os Anos de 1997, 2007 E 2017** - Silveira, M. S; Krelling, A. P. M; Teixeira, C.E.P.; Leitão, F. G. V e Costa, C.E.B

37e - **Análise da variação do nível médio do mar na Bacia de Santos através de altimetria por satélite** - André Luís Muzzetti Mateus e Wandrey Bortoli Watanabe

38e - **Cenários Atmosféricos Precursores de Eventos de Ressaca na Baía de Guanabara nos Anos de 2017 e 2019 Utilizando WRF** - Emille Mazzaro Dias, Carlos Felipe de Jesus Lauriano Antonio, Rafael Henrique Oliveira Rangel, Ronaldo Maia de Jesus Palmeira, Ana Cristina Pinto de Almeida Palmeira

39e - **Modelagem Hidrodinâmica na Costa de Salinópolis – PA: Importância do Sistema de Manguezais na Propagação da Maré** - Francisco Bruno Moreira Carmo, Fernanda Achete e Marcos Nicolás Gallo

40e - **Protótipo de Veículo Aquático Não Tripulado para Monitoramento Acústico Submarino**
- Murilo Minello; Fábio C. Xavier; Alexandre D. Kassuga; André L. S. Fonseca; Ítalo V. Tomaz; Leandro Calado

41e - **Impacto da Temperatura da Superfície do Mar em Eventos Extremos de Precipitação nos Municípios Próximos às Baías de Ilha Grande e de Sepetiba no Rio De Janeiro, Brasil** - Paula Marangoni Gazineu Marinho Pinto, Lucio Silva de Souza, Eduardo Negri de Oliveira, Ana Cristina Pinto de Almeida Palmeira e Alessandro Mendonça Filippo

42e - **Variabilidade Espacial e Temporal das Intrusões da Acas na BG** - Elisa Nóbrega Passos, Livia Sancho e Alexandre Macedo Fernandes

43e - **Variabilidade da Temperatura Subsuperficial na Baía de Guanabara** - Elisa Nóbrega Passos e Alexandre Macedo Fernandes

44e - **Análise Interanual de Clima de Onda e Eventos Extremos na Plataforma Adjacente à Lagoa Dos Patos (RS)** - Livia Maria Bianchi Poleze, Viviane Korres Bisch, Gisele Baudson do Nascimento, Guilherme Nogueira Mill, Angelo Teixeira Lemos

45e - **Análise da Ressurgência Costeira a Partir da Distribuição Termohalina e de Massas de Água na Costa do Espírito Santo** - Rangel, E.S.; Paiva, T.R.M.; Perassoli, F.; Mill, G.N.; Ghisolfi, R.D.

46e - **Fluxos Residuais no Canal Central da Ilha Grande** - Douglas Fraga Rodrigues, Alexandre Macedo Fernandes e Alessandro Mendonça Filippo

47e - **Análise dos efeitos não astronômicos e astronômicos no Porto de Tubarão-ES** - Rosa, P.H.T.; Marangoni, P.G.M.P.; Nogueira, I.; Gallo, M.N.; Parente, C.E.; Delpupo, D.F.

48e - **Acoplamento on-line entre os modelos numéricos ADCIRC e SWAN aplicado à baía do Espírito Santo - ES** - Rosa, P.H.T.; Colaço, G.; Nogueira, M.N.; Ferreira, L.S.; Parente, C.E.; Delpupo, D.F.

49e - **Alterações do *Meridional Overturning Circulation* Frente a um Cenário com Forçante de CO₂** - Livia Sancho, Luiz Paulo de Freitas Assad, Luiz Landau e Marcio Cataldi

50e - **Modelagem Hidrodinâmica de uma Lagoa Costeira no Norte do México** - Maria Fernanda Morales, Leonardo Carvalho, Julio Chacaltana, Adán Mejía

51e - **Resposta da ressurgência costeira frente a presença de um bloqueio atmosférico na Plataforma Continental Sudeste: um estudo numérico do verão de 2014** - Danilo A.Silva e Marcelo Dottori

52e - **Análise de Séries Temporais de Temperatura Produzidas por Modelagem Numérica, para o Atlântico Sul, Através de Ondaletas e ARIMA** - Jeferson Barbosa Sousa, Joseph Harari, Ricardo de Camargo, Samuel Hora Yang & Tiago Cortez

53e - **Modelling the Fate and Transport of Oil Spills** - Fernando Túlio Camilo Barreto, Luciana de Freitas Tessarolo, Valdir Innocentini, Julio Tomás Aquije Chacaltana, Kaio Calmon Lacerda, Franciane Entringer Curbani

54e - **Impactos dos processos de meso- e submesoescala nas trocas plataforma-oceano aberto na região de ressurgência entre Cabo de São Tomé e Cabo Frio (RJ, 22°S- 23°S)** - Telles, F. S.; Calil, P. H. R.; Fernandes, A. M.

55e - **Análise da Sensibilidade da Velocidade e do Transporte de Volume da Corrente do Brasil na Radial NOAA-AX97: A Influência do Nível de Não Movimento e da Equação da Queda** - Ingrid Trindade, Samantha Cruz e Mauro Cirano

56e - **Análise da Pluma de Sedimentos do Rio Doce na Zona Costeira do Espírito Santo (Brasil)** - Costa, V. F.; Leal, G. N. R.; Lopes, E. R. N.; Pinheiro, I. E. G.

57e- **Corrente de Contorno Profunda entre 22°S e 30°S ao Largo da Margem Continental do Brasil** - Pedro Walfir Martins e Souza Neto; Ilson Carlos Almeida da Silveira; Avijit Gangopadhyay

11p - **Avaliação e Cálculo da Interpolação Ótima para a Temperatura da Superfície do Mar (IOSST) Sob o Ciclone Subtropical “Jaguar”** - Luiz Felipe Rodrigues do Carmo, Ana Cristina Pinto de Almeida Palmeira e Ronaldo Maia de Jesus Palmeira

12p - **As Picnoclinas Sazonal e Tropical do Atlântico Sudoeste** - Flora Medeiros Sauerbronn, Ilson Carlos da Silveira, Cauê Zirnerberger Lazaneo

13p - **Comparação dos Resultados do Modelo HYCOM com Perfiladores ARGO na Metarea V** - Freitas, A. C.; Mello, R. L.; Alvarenga, J. B.

14p - **Estabelecimento de um Preditor Baseado em Dados Atmosféricos para a Estimativa de Ondas e Maré Meteorológica – Aplicação à Costa de Santa Catarina** - Paula Gomes da Silva, Antonio Fetter, Antonio H. F. Klein e Fernando J. Méndez

15p - **Avaliação da Previsão de Ventos num Horizonte de 24 h dos Modelos GFS e ICON para a Região do Oceano Atlântico Sul** - Italo dos Reis Lopes, Paula Marangoni Gazineu Pinto, Breno Cabral, Julia Kaiser Sant'anna, Izabel Cristina Martins Nogueira, Carlos Eduardo Parente Ribeiro e Marcos Nicolas Gallo

16p - **Modelagem Numérica de Tsunami Ocasionado pelo Colapso Lateral do Vulcão Cumbre Vieja, La Palma, Ilhas Canárias: Análise na Costa Brasileira** - Nandara de Bortoli e Antonio Fernando Härter Fetter Filho

17p - **Modelagem Hidrodinâmica Aplicada à Margem Equatorial Brasileira** - Douglas M. Nehme, Raquel Toste, Livia Sancho, Luiz Paulo de F. Assad e Luiz Landau

18p - **Impacto de Diferentes Reanálises Atmosféricas Globais na Modelagem Hidrodinâmica do Atlântico Sul** - Douglas M. Nehme, Raquel Toste, Luiz Paulo de F. Assad, Luiz Landau

19p - **A Influência do Movimento das Boias nas Medições do Vento** - Luis Manoel Paiva Nunes, Aline Lemos de Freitas, Gilmar D. Lima Furtado, Ana Cristina P. de Almeida Palmeira, José Antônio Moreira Lima e Eric Oliveira Ribeiro.

20p - **Variabilidade da Temperatura da Superfície do Mar na Plataforma Interna do Paraná: Intercomparação de Dados Remotos e *In-Situ*** - Paloschi, N. G. e Noernberg, M. A.

21p - **Identificação das Áreas de Recorrência das Plumas Superficiais de Turbidez Originadas na Foz do Rio Doce, Brasil** - Fernandes, M. S.; Ghisolfi, R. D.; Mill, G. N.; Rangel, E. S.

22p - **Rede Geodésica de Referência Costeira: Ações Preliminares para Integração de Altitudes e Profundidades** - Soares, S.; Santos, E.G; Siqueira, J.C.S; Lima, M.K; Luz, R.T

23p - **Análise de Extremos de Intensidade do Vento e Altura de Onda Sobre o Oceano Atlântico Sul a Partir de Dados Altimétricos do GLOBWAVE** - Natália Pillar Da Silva E Ricardo De Camargo

24p - **Detecção de Água Modal Subtropical do Atlântico Sul Utilizando os Dados do Banco Nacional de Dados Oceanográficos (BNDO) e de Flutuadores ARGO** - Vanessa Bach Rodrigues e Tobias Ferreira

25p - **Climatologia do Índice de Ressurgência para Arraial do Cabo** - Dos Santos, R. G.; Oda, T. O.; Fernandes, L. D. A

Palestras

Foram ministradas 28 palestras durante os 4 dias de evento, porém somente alguns autores disponibilizaram os Resumos Expandidos. Segue os resumos na íntegra no ANEXO C.

- Palestra 1 - **Taxas Históricas de Erosão ao Longo da Praia da Enseada (Guarujá -SP) e sua Correlação com Modelos Hidrodinâmicos** - Celia Regina de Gouveia Souza; Anderson T. S. Ferreira; Samuel HoraYang; Joseph Harari; Tiago Cortez & Renan Braga Ribeiro
- Palestra 2 - **Aplicação de Assimilação de Dados para uma Base Climatológica para a Bacia de Santos** - Raquel Toste, Luiz Paulo de Freitas Assad, Carina Böck e Luiz Landau
- Palestra 3 - **Se o óleo vazar, para onde IREMOS?** - Fernando Túlio Camilo Barreto; Luciana de Freitas Tessarolo & Valdir Innocentini
- Palestra Especial* – **Almirante Paulo Moreira: Aspectos da sua Vida Científica*** - Prof. C. E. Parente
- Palestra 4 - **Efeito do Vento na Estimativa de Tempo de Residência no Alto e Médio Estuário da Lagoa dos Patos, Brasil** - Orozco, P.M.S.; Ávila, R.A.; Toledo, C.W.S.; Cavalcanti, A.M.; Möller, Osmar O.
- Palestra 5 - **Liberações Hipotéticas de Óleo/Gás nos Campos de Frade e Lula** - Luciana de Freitas Tessarolo & Valdir Innocentini
- Palestra 6 - **O Uso de Gliders na Costa Brasileira: Projeto Azul*** - Francisco dos Santos - PROOCEANO
- Palestra 7 - **How FLiDARs can enrich your Metocean datasets and reduce your project development costs*** - Alberto Callo – AXYS Technologies Inc.

Palestra 8 - **Os Dados Meteoceanográficos do PNBOIA para a Pesquisa no Brasil*** -

CT(T) Tobias Ferreira (CHM)

Palestra 9 - **Rede de Coleta Operacional para o Estudo de Calado Dinâmico:**

Aplicação para o Porto de Santos* - Gabriel Paschoal (HIDROMARES) e

Rafael Watai (ARGONAUTICA)

Palestra 10 - **Coleta Operacional de Dados pelo Projeto SAMOC*** - Olga Sato (USP)

Palestra 11 - **Sistema Radar para Medição de Ondas: RADAR Wera*** - Roberto Gomez

– HELZEL Messtechnik (Alemanha)

Palestra 12 – **Iniciativas observacionais e de modelagem numérica na região da Foz**

do Rio Doce* – Guilherme Nogueira Mill (UFES)

Palestra 13 - **Melhoria dos Modelos de Previsão de Ondas do CHM com o Uso de**

Dados Observacionais* - 1T(RM2-T) Andressa D'agostini (CHM)

Palestra 14 - **Influência da Maré Meteorológica no Nível do Mar*** - Ricardo de Camargo

(IAG-USP)

Palestra 15 - **Monitoramento do Nível do Mar em Santa Catarina: Principais**

Resultados e Lições Apreendidas pela EPAGRI/CIRAM ao Longo dos

Primeiros 60 Meses* - Matias Guilherme Boll (EPAGRI)

Palestra 16 - **Análise do Nível Médio do Mar nas Estações da Rede Maregráfica**

Permanente para a Geodésia – RMPG* – Salomão Soares (IBGE)

Palestra 17 - **Avaliação de Sistemas de Alta Frequência para Observação do Nível do**

Mar na Costa: Parâmetros de Múltiplo Interesse* - Glauber Gonçalves

(SIMCOSTA – FURG)

Palestra 18 - **Acoplamento Entre o Vento e a Circulação em Superfície: Uma Análise**

a Partir de Dados do Era-5 e Derivadores Rastreados por Satélite -

Rafael R. Pereira, [Arcilan T. Assireu](#), Marcelo M. Cabral & Francisco A. dos Santos

Palestra 19 - **Oceanografia Acústica*** - CF Marcia Helena

Palestra 20 - **Aplicações da Bioacústica na Biotecnologia Marinha no Desenvolvimento da Comunicação Submarina*** - Eduardo B. Fagundes Netto

Palestra 21 - **Influência da Ressurgência na Propagação Acústica na Enseada dos Anjos, Arraial do Cabo, RJ *** - CC Moraes

Palestra 22 - **Propagação Acústica no Talude Continental da Região Sudeste Brasileira** - CF Marcia Helena

Palestra 23 - **Comparação entre dois métodos de identificação de eventos de tempestade e impactos associados nas praias oceânicas entre a ilha Grande e o Cabo Frio (1986 a 2018)** - [Breylla Campos Carvalho](#); Thalles Augusto Abreu Araujo e Josefa Varela Guerra

Palestra 24 - **Análise das Tendências e Variabilidades do Nível do Mar Medido por Altimetria de Satélite do Atlântico Sul** - [Joseph Harari](#); Samuel Hora Yang, Jeferson Barbosa Sousa & Tiago Cortez

Palestra 26 - **Uma Nova Fronteira para a Engenharia Costeira e Oceânica no Brasil*** - João Luiz Carvalho

Palestra 27 - **Variabilidade Global das Ondas Oceânicas Durante Fases Simultâneas do ENSO E da MJO** - Victor Godoi

Palestra 28 - **Características das Ondas Superficiais de Gravidade Geradas pelo Vento ao Largo do Litoral do Ceará** - Rogério N. Candella

* Trabalho sem Resumo expandido

ANEXO A

Resumos expandidos dos pôsteres apresentados durante o dia
02 de outubro de 2019

ESTABELECIMENTO DE UM PREDITOR BASEADO EM DADOS ATMOSFÉRICOS PARA A ESTIMATIVA DE ONDAS E MARÉ METEOROLÓGICA – APLICAÇÃO À COSTA DE SANTA CATARINA

Gomes da Silva¹, P.; Fetter¹, A.; Klein¹, A.H.F.; Méndez², F.J.

*¹Universidade Federal de Santa Catarina, Campus Universitário Trindade, Florianópolis, SC
CEP 88040-900 - silvapgomes@gmail.com, antoniofetter@gmail.com, ahfklein@gmail.com*

*²Universidad de Cantabria, Av. Los Castros, 44, Santander, Espanha, CP 39005-
fernando.mendez@unican.es*

RESUMO

As ondas e a maré meteorológica são componentes importantes da inundação costeira e estão fortemente relacionadas com as condições atmosféricas que as geram. Com base nisso, o presente trabalho teve por objetivo estabelecer um preditor baseado em condições atmosféricas no Atlântico Sul para estimar, de forma rápida, ondas e maré meteorológica na costa de Santa Catarina. O preditor foi definido com base em dados de pressão e gradiente de pressão de reanálises atmosféricas, levando em consideração mapas de isócronas de ondas e maré meteorológica. Adicionou-se, assim, informação sobre o tempo de propagação entre a zona de geração de ondas e marés e o ponto de interesse próximo à costa. Uma análise de componentes principais foi aplicada para reduzir a dimensionalidade do preditor. As PCs foram então relacionadas com o clima de ondas e maré meteorológica em um ponto localizado em frente à costa catarinense através de uma regressão multivariada. O modelo de regressão baseado no novo preditor foi capaz de explicar a altura e período de ondas, assim como a maré meteorológica com coeficiente de correlação de Pearson maior que 0.74 para o período de calibração e maior que 0.58 para o período de validação. Os resultados demonstram a aplicabilidade deste tipo de metodologia e do preditor estabelecido para representar as diferentes componentes da inundação costeira.

Palavras chave: downscaling estatístico, regressão multivariada, padrões atmosféricos.

INTRODUÇÃO

A inundação costeira é o resultado da interação de múltiplos processos oceanográficos. Entre as principais componentes da inundação na costa está o nível do mar resultante da ação das ondas e da maré meteorológica. A análise de eventos extremos de inundação costeira demanda, por tanto, a utilização de séries longas de maré meteorológica e ondas em pontos próximos à linha de costa. Tais dados são normalmente obtidos a partir de reanálises globais transferidos a escalas regionais e locais através de metodologias de downscaling. Entre as abordagens de downscaling disponíveis na literatura estão o downscaling dinâmico e o downscaling estatístico. O downscaling dinâmico trata da propagação dos dados de reanálises globais até a costa através de modelos numéricos que representam todo o processo físico de transformação das ondas e a circulação hidrodinâmica. Tal abordagem é complexa e pode demandar alto custo computacional. Já o downscaling estatístico trata de relacionar diretamente dados de escala global e dados de escala local, estabelecendo assim modelos simples de transformação (como os modelos de regressão). Apesar de simplificada, esta segunda abordagem é mais rápida e exige baixo custo computacional, sendo bastante útil uma

vez que a eficácia da relação é comprovada.

Conhecendo o fato de que o clima de ondas e o nível de maré meteorológica em um ponto próximo à costa estão fortemente relacionados com as condições atmosféricas no período que antecede o evento de inundação, alguns trabalhos tratam de relacionar dados atmosféricos diretamente com dados oceanográficos na costa (*e.g.* Rueda *et al.*, 2016). Tais trabalhos se baseiam no fato de que a variabilidade das variáveis atmosféricas pode ser explicada pelos modos principais de oscilação e pela variação temporal dos mesmos, e relacionam tais modos com as componentes do nível do mar. A principal vantagem deste tipo de abordagem está na possibilidade de relacionar diretamente os eventos de inundação com as diferentes condições atmosféricas atuantes na zona de estudo. A aplicação deste tipo de metodologia pode ser bastante relevante, especialmente em costas onde a disponibilidade de dados medidos é limitada, como é o caso da costa sul do Brasil. Para uma aplicação deste tipo é necessário, como primeiro passo, estabelecer um preditor atmosférico que seja capaz de representar ambas componentes, ondas e maré meteorológica, na costa.

OBJETIVOS

Estabelecer um preditor único baseado em dados atmosféricos capaz de explicar o clima de ondas e a maré meteorológica na costa do estado de Santa Catarina.

METODOLOGIA

i) **Preditando (ondas e maré meteorológica no ponto de interesse):** Em um primeiro momento, definiu-se um ponto de interesse próximo à costa (80m profundidade - ver localização na Figura 1A), no qual o preditor deveria ser capaz de representar o clima de ondas e a maré meteorológica. Em tal ponto foram obtidos dados de ondas (H_s e T_p) e maré meteorológica das reanálises ROW (*Regional Ocean Waves*) e GOST (*Global Ocean Surge and Tide*). Estas bases de dados foram desenvolvidas especificamente para a costa catarinense dentro do projeto C3StaCatarina (Losada e Izaguirre, 2016), e foram devidamente validadas com dados medidos em campo. Médias diárias das séries foram calculadas para serem utilizadas como base (preditando) nas análises.

ii) **Dados atmosféricos e tempos de propagação:** O preditor foi estabelecido com base em médias diárias calculadas a partir de dados pressão e gradiente de pressão da *Climate Forecast System Reanalysis* (CFSR). Inicialmente utilizaram-se os dados da zona que cobre todo o Atlântico Sul (zona de geração de ondas que alcançam a costa de Santa Catarina) e, a seguir, somente os dados cobrindo a zona costeira do sul do continente americano (zona de propagação da onda de maré). Para levar em conta o tempo entre a ocorrência do evento de pressão nos diferentes pontos das áreas analisadas e a “chegada” das ondas e maré no ponto de interesse na costa, duas abordagens foram aplicadas: i) em um primeiro momento aplicou-se o método ESTELA (Pérez *et al.*, 2014) para definir isócronas de propagação de ondas no Atlântico Sul; ii) a seguir, uma análise de correlação entre dados de maré meteorológica junto a costa sul do continente foi realizada para obter as isócronas de propagação da onda de maré. Tais tempos de propagação foram considerados no preditor. Isso significa que, para aqueles pontos incluídos na zona de geração com distância de t dias do ponto de interesse, utilizou-se o dado de pressão de t dias antes. Por exemplo, para os pontos incluídos na zona com distância de propagação de 1 dia, foram utilizados os dados de pressão referentes ao dia anterior (1 dia antes); para os pontos incluídos na zona com distância de propagação de 2 dias, foram utilizados os dados de pressão de 2 dias antes, e assim por diante.

iii) Análise de componentes principais: Aplicou-se uma análise de componentes principais aos dados de pressão do Atlântico Sul e aos dados inseridos na zona de propagação da maré meteorológica com o objetivo de reduzir a dimensionalidade dos dados. Apenas os modos que representam 99% da variabilidade dos dados foram utilizados (711 PCs do preditor de ondas e 58 do preditor de maré meteorológica). Todas as 769 PCs foram utilizadas na análise de regressão. A figura 1 mostra os principais modos de variação do preditor final.

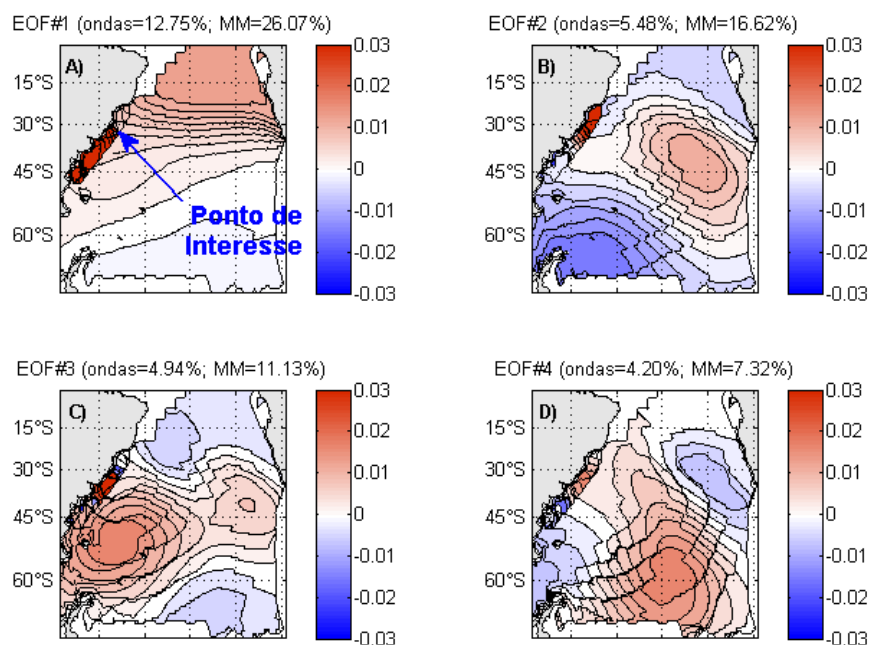


Figura 1: EOFs obtidas da análise com dados de pressão na zona de geração e propagação de ondas (todo Atlântico Sul) e da análise com dados de pressão na zona de propagação da onda de maré meteorológica- MM (Costa Sul do Continente).

iv) Modelo de regressão multivariada: Finalmente uma análise de regressão entre as PCs dos dois preditores e as variáveis no ponto de interesse foi realizada para verificar a eficiência do preditor em descrever as componentes da inundação.

RESULTADOS

Os resultados da correlação entre dados da reanálise e dados calculados a partir da regressão estão apresentados na tabela 1. De maneira geral o modelo de regressão demonstrou eficiência ao representar as variáveis de interesse ($r > 0.74$ para o período de calibração e $r > 0.58$ para o período de validação). O teste de significância indicou p crítico igual a 0 em todas as correlações testadas. A Figura 2 apresenta um exemplo de comparação entre dados da reanálise ROW e os dados calculados com base no novo preditor (exemplo para Hs).

Tabela 1: Resultados da correlação entre dados da reanálise e dados calculados com base no modelo de regressão para as diferentes componentes da inundação costeira.

R calibração (N=7639)			R validação (N=4016)		
Hs	Tp	SS	Hs	Tp	SS
0.83	0.74	0.88	0.77	0.68	0.58

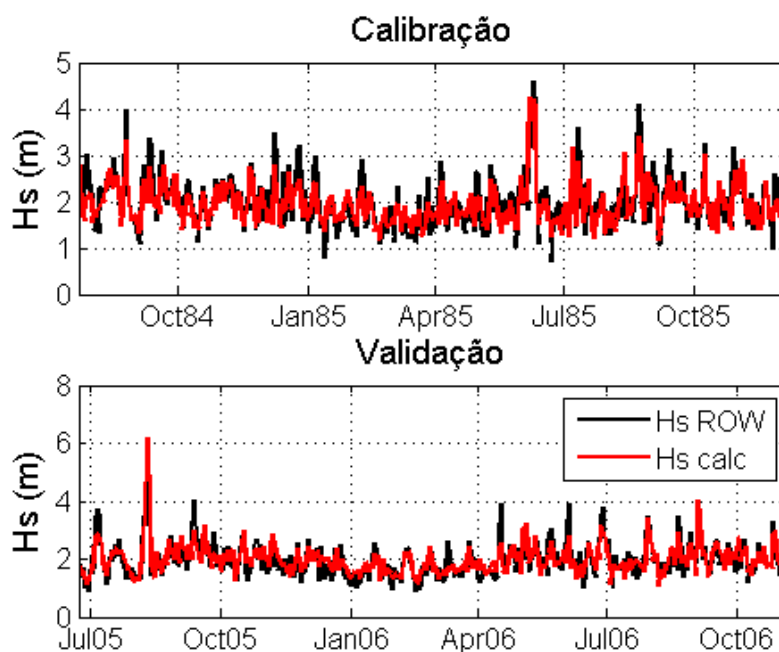


Figura 2: Comparação entre dados de Hs da reanálise ROW e os dados calculados com o modelo de regressão multivariada.

CONCLUSÕES

Os resultados apresentados aqui demonstram a aplicabilidade da metodologia em questão e do preditor estabelecido para representar as variáveis oceanográficas relacionadas à inundação costeira. Além da utilização para a geração de dados oceanográficos ao (através do downscaling estatístico), são inúmeras as possibilidades de aplicação do preditor, uma vez comprovada sua eficácia em explicar o clima de ondas e a maré local. Entre elas pode-se citar a classificação das EOFs em grupos que representam os diferentes padrões atmosféricos responsáveis pela geração de ondas e maré no ponto de interesse, trabalho a ser realizado nas seguintes etapas deste estudo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- PERÉZ, J., MENÉNDEZ, M., MÉNDEZ, F.J., LOSADA, I.J. 2014. ESTELA: A method for evaluating the source and travel-time of the wave energy reaching a local area. *Ocean Dynamics*, 64:1181-1191.
- RUEDA, A., CAMUS, P., TOMÁS, A., VITOUSEK, S., MÉNDEZ, F.J. 2016. A multivariate extreme wave and storm surge climate emulator based on weather patterns. *Ocean Modelling*, 104: 242-251.
- LOSADA, I.J.; IZAGUIRRE, C. 2016. Efectos del cambio climático en la costa de América Latina y el Caribe: generación de las bases de datos climáticos para el análisis de riesgo en las costas de Santa Catarina (Brasil), CEPAL. Disponível em: www.cepal.org/es/publicaciones/40642-efectos-cambio-climatico-la-costa-america-latina-caribe-generacion-bases-datos

CLIMA DE ONDAS NA COSTA DE PERNAMBUCO UTILIZANDO A REANÁLISE ERA-INTERIM

Daniel Brandt Galvão¹, Pedro Tyaquicã¹, Alex da Costa Silva¹, Doris Regina Aires Veleda¹

*¹ Laboratório de Oceanografia Física, Estuarina e Costeira, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, Pernambuco. CEP: 50670-901
brandtgalvao@gmail.com*

RESUMO

O conhecimento sobre o clima de ondas é aplicado as mais diversas áreas da sociedade, principalmente no que tange a segurança marítima, engenharia costeira, oceânica e energias renováveis. Nas últimas décadas, equipamentos e modelos matemáticos vêm sendo testados para aferir o clima de ondas em determinada região, assim como, a produção de reanálises globais, que tem como objetivo reconstruir condições pretéritas através de assimilação de diversos parâmetros do oceano e atmosfera. Neste sentido, pela primeira vez a reanálise ERA-Interim é analisada e validada com objetivo de verificar seu desempenho para descrever o clima de ondas adjacente a costa do Estado de Pernambuco. Foram utilizados dados medidos de dois ondógrafos, instalados em profundidades diferentes (200 e 17 metros). Os resultados mostram que a reanálise ERA-Interim teve um ótimo desempenho, com correlação de 91% e 89% para cada ondógrafo. A série temporal disponível na reanálise (39 anos) foram analisados e os principais parâmetros estatísticos foram calculados, os resultados foram de acordo com outros estudos que utilizaram modelos tradicionais, como o WW3, e ondógrafos para a mesma região.

Palavras chave: ondógrafo, ERA-Interim, ERA5, PNBOIA.

INTRODUÇÃO

O conhecimento sobre o clima de ondas é uma informação fundamental para formulação de políticas públicas, sejam elas de cunho social, econômico ou ambiental. Alguns dos diversos setores que se beneficiam deste conhecimento são: engenharia costeira, engenharia oceânica, engenharia portuária, engenharia naval, segurança da navegação, indústria do petróleo, mineração marinha, energias renováveis, dinâmica de ecossistemas marinhos, estudos de variações da linha de costa e de processos litorâneos, como a erosão costeira, transporte de sedimentos e correntes de retorno (Coli; Mata, 1996; GOOS-Brasil, 2018).

Para produzir um clima de ondas é importante uma série de dados de alta frequência, de longo prazo, de preferência acima de 30 anos. Assim é possível detectar padrões predominantes, não só de alta frequência, mas a variabilidade interanual através de padrões de baixa frequência. Existem diversas formas de se obter dados de ondas, como equipamentos instalados *in situ*, modelos e reanálise. Este trabalho analisou o ERA-Interim, que é uma reanálise atmosférica global produzida pelo *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (Berrisford, P., et al 2011). Os dados disponíveis cobrem o período a partir de 1979

até os dias atuais, fornecendo dados de altura significativa de ondas (H_s), período médio (T_m) e direção média (Dir). Os dados em grade incluem uma grande variedade de parâmetros de superfície de 3 horas, descrevendo as condições meteorológicas, bem como as condições das ondas oceânicas e da superfície terrestre, e os parâmetros de 6 horas que cobrem a troposfera e a estratosfera.

OBJETIVOS

Avaliar o desempenho da reanálise ERA-Interim para climatologia de ondas no Estado de Pernambuco.

METODOLOGIA

Para validar o foram utilizados dados medidos *in situ* a partir de dois ondógrafos instalados na plataforma oceânica do Estado de Pernambuco, sendo o primeiro do Programa Nacional de Boias (PNBOIA), instalado a 200 metros de profundidade, na posição latitude $08^{\circ}08'55,45''$ S e longitude $034^{\circ}33'35,41''$ O, denominado neste trabalho de B01, e o segundo equipamento pertencente ao Porto de Suape, instalado na profundidade 17,3 metros e na posição latitude $08^{\circ}23'42''$ S e longitude $034^{\circ}56'12''$ O, denominado de B02.

Uma vez obtidos os dados de reanálise e os dados medidos, foram gerados os seguintes parâmetros estatísticos: correlação (CORR), raiz do erro médio quadrático (RMSE), viés (BIAS) e índice de espalhamento (SI), com objetivo de avaliar o desempenho dos dados de reanálise em comparação aos dados medidos *in situ*.

Após a validação dos dados de reanálise, foi analisada a série temporal que corresponde a 39 anos, desde 1979 a 2018. Para a climatologia de ondas foram gerados os seguintes parâmetros estatísticos de H_s , T_m , Dir_m : mínimo, máximo, média, moda, mediana, desvio padrão e amplitude.

RESULTADOS

A análise estatística feita a partir da comparação dos dados de reanálise com dados *in situ* apresentou bons resultados, com uma correlação de 91% para B01 e 89% para B02. Os dados de reanálise tiveram um desempenho melhor quando comparados com dados medidos em águas mais profundas. A tabela 1 mostra os valores obtidos.

Tabela 1. Resultado dos parâmetros estatísticos de validação da reanálise com os dados medidos *in situ*.

Parâmetro	ERA Int / B01 (H_s)	ERA Int / B02 (H_s)
CORR	0,9121	0,8911
RMSE	0,1933	0,3079
BIAS	0,0742	0,2476

Os gráficos da figura 1 mostra a distribuição de H_s dos dados de reanálise e medidos. É possível observar similaridade entre as séries temporais em ambas as figuras. A série B01 acompanhou a mesma variabilidade e fase dos dados *in situ*. Já a série B02 apesar de apresentar um padrão semelhante com o dado *in situ*, apresentou um viés maior. Porém,

apesar da maior energia de ondas nos meses de junho e julho, nesse período o dado de reanálise ficou mais ajustado aos dados *in situ*, com redução do viés.

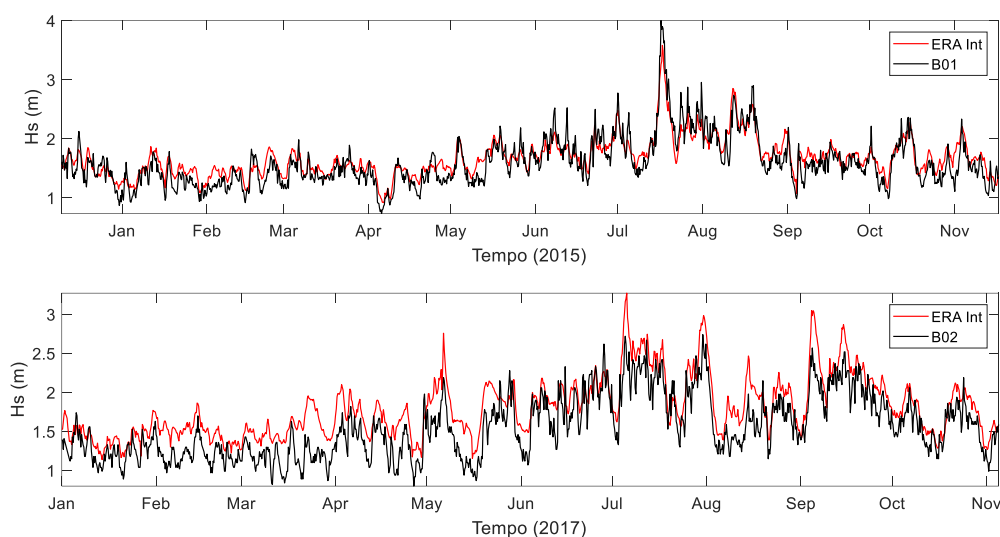


Figura 1. Comparação dos dados de reanálise (vermelho) com os dados das boias B01 (superior – preto) e B02 (inferior – preto). Intervalo de 1 ano.

A figura 2 mostra a distribuição da série temporal de 39 anos de dados de reanálise para Hs, Tm e Dir.

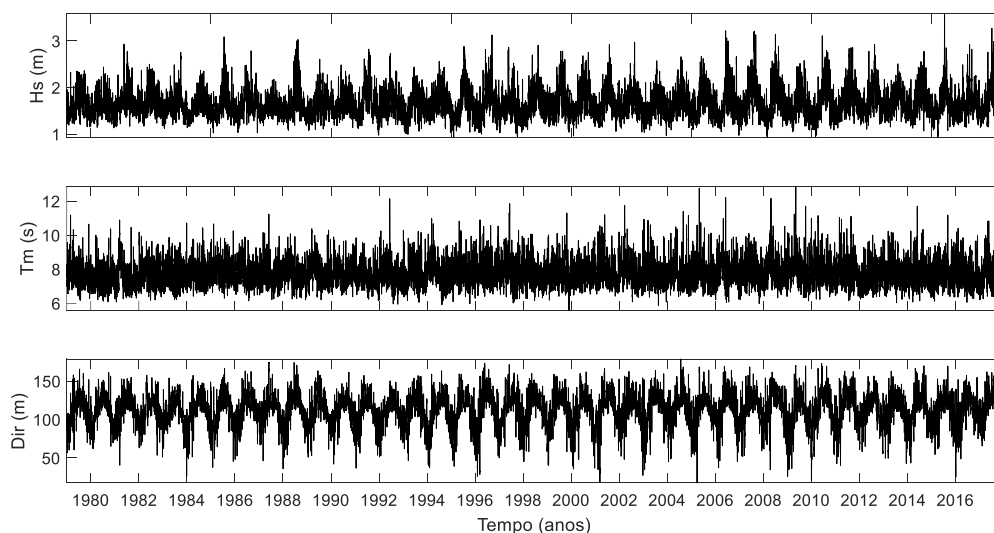


Figura 2. Série temporal dos dados de reanálise (39 anos) para o Estado de Pernambuco. De cima para baixo: altura significativa de ondas (Hs); período médio de ondas (Tm); direção média de ondas (Dir).

A menor altura significativa das ondas foi 0,92 m, a maior altura 3,5 m e a média 1,65 m. O menor período médio das ondas foi 5,5 s, o maior período 12,8 s e a média 7,8 s. A direção predominante das ondas foi ESE 112,6°, e a variação total foi entre 17,48° a 178,8°. Estes resultados estão de acordo com o encontrado por outros autores que trabalharam

com estes parâmetros de ondas no Estado de Pernambuco utilizando ondógrafos e modelos, como o SMC e WW3 (Pereira e Nogueira Neto, 2015, Gomes e Silva, 2018, Galvão et al., 2018). A tabela 2 mostra a distribuição de todos os parâmetros calculados.

Tabela 2. Parâmetros estatísticos da série temporal.

Parâmetros	Hs (m)	Tm (s)	Dir (°)
Min	0.9227	5.589	17.48
Max	3.582	12.86	178.8
Média	1.65	7.819	112.6
Mediana	1.602	7.723	115.1
Moda	1.621	7.36	120.7
Desvio padrão	0.2927	0.7466	21.44
Amplitude	2.66	7.275	161.3

CONCLUSÕES

A validação da reanálise ERA-Interim com dados *in situ* apresentou ótimo desempenho, possibilitando aferições seguras sobre o clima de ondas do Estado de Pernambuco. A limitação dessa reanálise fica por dispor apenas de três parâmetros de ondas, sendo o período e direção valores médios, quando é interessante, também, observar os valores de pico, no entanto, uma nova versão dessa reanálise, o ERA5, já está disponível e fornece uma gama maior de parâmetros, ficando como recomendação deste trabalho a verificação do desempenho da mesma.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BERRISFORD, P.; DEE, D. P.; POLI, P.; BRUGGE, R.; FIELDING, K.; FUENTES, M.; KÅLLBERG, P. W.; KOBAYASHI, S.; UPPALA, S. & SIMMONS, A. 2011. The ERA-Interim archive Version 2.0. *ERA Report Series 1*. Disponível em: <http://www.ecmwf.int/en/elibrary/8174-era-interim-archive-version-20>. Acesso em: 02 de fev. 2019.
- GALVÃO, D. B.; MALLMANN, D. L. B.; SILVA, T. L. V.; TYAQUIÇÃ, P. & VELEDA, D. R. A. 2018. Avaliação qualitativa do monitoramento meteoceanográfico do Porto de Suape, Litoral Sul do estado de Pernambuco. *Anais do XX Congresso Brasileiro de Meteorologia*. Maceió, p. 181-187.
- GOMES, G. & DA SILVA, A. C. 2018. Nearshore wave analysis in the Brazilian Northeast based on observations and numerical models. *Journal of Operational Oceanography*. 11(1): 44-53.
- PEREIRA, P. S. & NOGUEIRA NETO, A. V. 2015. Caracterização do clima de ondas ao largo da costa de Pernambuco a partir de dados da PNBoia Recife. *XI Simpósio sobre Ondas, Marés, Engenharia Oceânica e Oceanografia por Satélite, Arraial do Cabo*. v. un.

INFLUÊNCIA DO VENTO NA DISPERSÃO DA PLUMA DO RIO DOCE

João¹. V. Deboni, Angelo² T. Lemos, Guilherme¹ N. Mill, Renato¹ D. Ghisolfi

¹Laboratório Poseidon – Pesquisa e Simulação Sobre a Dinâmica do Oceano, Departamento de Oceanografia e Ecologia, Universidade Federal do Espírito Santo-UFES

Av. Fernando Ferrari, 514 – Goiabeiras - Vitória – ES, CEP 29075-910

²Centro de Formação em Ciências Ambientais, Universidade Federal do Sul da Bahia-UFSB
Rodovia BR-367 Km 10, Porto Seguro - BA, CEP 45810-000

joaovitordeboni@hotmail.com.br

RESUMO

Neste estudo é analisada a influência da tensão de cisalhamento do vento sobre a dispersão da pluma fluvial do Rio Doce (ES) na plataforma continental adjacente. Neste sentido foram realizados experimentos numéricos com o ROMS (Regional Ocean Modeling System) partindo de uma condição quente e forçados por ventos idealizados que representam o padrão médio observado na região. Os resultados revelaram que a tensão de cisalhamento do vento N e NE advectaram a pluma para sul cruzando isobatimétricas em direção às regiões mais profundas da plataforma continental alcançando cerca de 17.4 km (vento N) e 25 km (vento NE) da foz do rio após 5 dias de simulação. Para condições de vento E e SE a pluma ficou mais espessa e prisionada à costa ao sul e ao norte da foz, respectivamente. A dispersão foi de aproximadamente 46 km (vento E) e 59 km (vento SE) da foz do Rio Doce. Para as condições de vento E e NE a pluma fluvial atingiu o limite norte da região de Área de Proteção Ambiental Costa das Algas.

Palavras chave: ROMS, Descarga Fluvial, Ressurgência Costeira

INTRODUÇÃO

A entrada de água fluvial no ambiente marinho modifica a estrutura baroclínica do oceano adjacente devido à adição de água menos densa na água costeira mais salina. A foz do Rio Doce está situada no distrito de Regência, em Linhares (19.6°S e 39.8°W), e sua vazão média anual é de aproximadamente 900 m³s⁻¹ (Hatje *et al.*, 2017; Lima *et al.*, 2010; Oliveira and Quaresma, 2017). Recentemente o Rio Doce tem sido alvo de muitos estudos devido ao rompimento da barragem de mineração de Fundão em novembro de 2015, localizada na cidade de Mariana, no estado de Minas Gerais, liberando, de acordo com Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis (IBAMA), cerca de 34x10⁶m³ de lama e rejeitos de mineração no Rio Doce (Oliveira and Quaresma, 2017). O rompimento foi considerado o maior desastre socioambiental da história do Brasil (*e.g.* Hatje *et al.*, 2017), e a onda de rejeitos chegou à região costeira do Espírito Santo no dia 21 de novembro de 2015, percorrendo cerca de 600 km.

Logo, entender o comportamento do aporte fluvial sob influência de ventos se torna essencial para análise da dispersão da pluma, uma vez que, diversos estudos revelaram a alta dependência de plumas fluviais transportadas em superfície em relação aos ventos (*e.g.* Chao, 1988b).

Neste trabalho, foram simulados experimentos numéricos com uma configuração quase idealizada para estudar o efeito da variabilidade do vento na dispersão da pluma do Rio Doce na região oceânica adjacente à foz. A plataforma continental do Espírito Santo (PCES) apresenta largura variando entre 50 e 200 km, com porção mais ampla representada pelo Banco de Abrolhos. Ao sul do Banco de Abrolhos a largura média da plataforma continental é de 50 km com quebra de plataforma entre 60 e 80 metros de profundidade (Bourguignon *et al.*, 2018).

METODOLOGIA

Experimentos numéricos utilizando o ROMS, sendo esse um modelo tridimensional de equações primitivas com coordenadas verticais *sigma* (<https://www.myroms.org/>). Duas grades horizontais foram implementadas na PCES durante um ano de simulação (2015) em sistema de aninhamento *online two-way* (Debreu and Blayo, 2008). A grade maior (44°W-33°W e 26°S-13°S) tem resolução espacial de 4,3 km e a menor (41°W-38.5°W e 21°S-18.1°S) possui resolução de 860 m. Ambas têm contorno oeste fechado, enquanto que os contornos leste, sul e norte são abertos onde a maré foi imposta nos contornos da grade maior considerando 10 constituintes harmônicas. As condições de contorno e iniciais termohalinas e dinâmicas foram extraídas do *Hybrid Coordinate Ocean Model* (HYCOM Global 1/2°, com aproximadamente 9.8 km de resolução horizontal) acoplado no *Navy Coupled Ocean Data Assimilation* (NCODA - <http://www.hycom.org/dataserver/glb-analysis/>).

A discretização vertical utilizada nesta simulação foi configurada de modo a fornecer maior resolução aos primeiros metros da coluna d'água, uma vez que medições *in situ* realizadas anteriormente mostraram que a pluma do Rio Doce é caracterizada como uma pluma *surface-advected*, ocupando os primeiros metros de coluna d'água. Logo, o eixo vertical foi definido com 40 camadas *sigma*, com maior concentração perto da superfície.

O canal do Rio Doce foi incluído na grade de menor resolução, sendo formado por uma célula (860 m) ou duas células de grade (1,720 m) e profundidade constante de 5 m (Aprile *et al.*, 2004). Além disso, a vazão foi assumida como sendo igualmente distribuída na vertical (5 m), com temperatura e salinidade constantes (25°C e 0, respectivamente) de acordo com os dados do CPRM (2016).

O experimento foi rodado por 1 ano com ventos da reanálise do *Climate Forecast System Reanalysis* (CFSR) (<https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/climate-forecast-system-reanalysis-cfsr>) e sobre esse cenário obtido foram impostos os cenários idealizados de vento. Esses cenários foram baseados nas principais ocorrências observadas na região de acordo com uma análise estatística realizada com a reanálise atmosférica entre 2009 e 2016 para pontos próximos à desembocadura do Rio Doce.

Os cenários escolhidos para as simulações foram definidos combinando as 4 principais direções de vento (NE, 33%; N, 21%; E, 20%; SE, 11%) com a intensidade de vento média (6.7 m.s⁻¹) e alta vazão (963 m³s⁻¹), resultando em 4 testes, cada um com duração de 5 dias a partir da condição inicial. Além disso, vale ressaltar que a condição encontrada após um ano de simulação foi de um oceano sob influência de ventos NE (condição inicial para testes idealizados). Logo, a fim de evitar mudanças bruscas no modelo, o vento foi rotacionado suavemente, em cada cenário, para a direção desejada ao longo das primeiras 24 horas de simulação idealizada, assim como a intensidade.

Para o cálculo de profundidade de água doce foi utilizada a equação:

$$\delta fw = \int_{-h}^{\eta} \frac{S_a - S(z)}{S_a} dz$$

onde $S(z)$ é a salinidade da simulação e S_a é uma referência de salinidade do ambiente. O termo $[S_a - S(z)]/S_a$ representa a anomalia de salinidade da coluna de água entre o nível do mar (η), e a profundidade na qual S_a ocorre ($-h$) (Choi and Wilkin, 2006). A salinidade do ambiente é referida neste trabalho como sendo a salinidade da água da plataforma continental influenciada pelo estuário do Rio Doce, definido como 35.4 (média total) de acordo com medições in situ diárias ao longo de 18 dias entre 24 de março e 11 de abril de 2016.

RESULTADOS

Nos experimentos considerando ventos favoráveis à ressurgência costeira (N e NE) se observa uma tendência da pluma (salinidade < 35.4) ser transportada em direção às regiões mais profundas da plataforma continental ao sul da foz. Nesses casos a espessura da pluma apresentou valores inferiores a 0.8 m. A sua espessura foi superior a 4 m no cenário com ventos SE e maior que 1 m com ventos E (Figura 1). Em ambos os casos a pluma ficou aprisionada na costa. Ventos favoráveis à subsidência afetam a corrente costeira transportando-a contra a costa e aumentando a espessura da camada de águas fluviais (Moffat and Lentz, 2012). Além disso, observa-se que a pluma nos cenários E e NE atingem o limite norte da Área de Proteção Ambiental Costa das Algas.

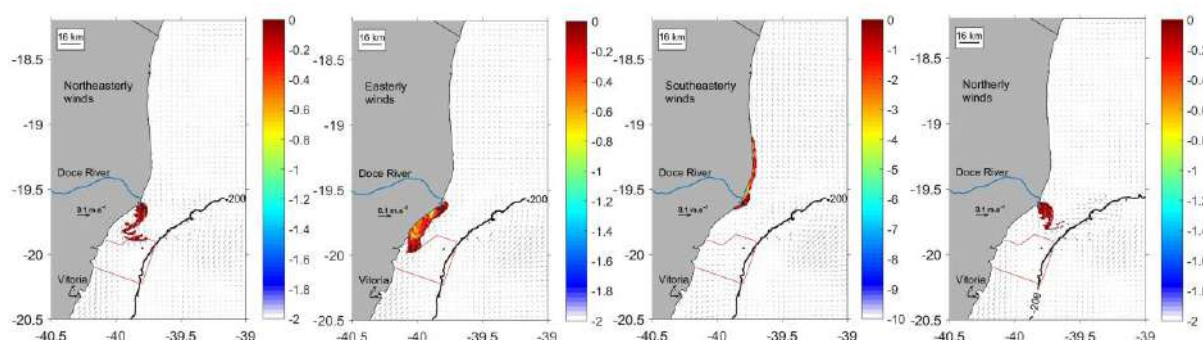


Figura 1: Distribuição espacial da profundidade de água doce (m) após 5 dias de simulação em cenários de ventos NE, E, SE e N durante alta vazão. O polígono em vermelho representa a APA Costa das Algas. A linha preta contínua delimita a quebra de plataforma em 200 m.

O alcance da pluma nos experimentos com ventos de SE e E foi maior se comparado aos de N e NE (Tabela 1).

Direção do Vento	Extensão da pluma
NE	25 km
N	17.4 km
E	46 km
SE	59 km

Tabela 1: Comprimento das plumas a partir da foz do Rio Doce em cada cenário.

Os resultados mostraram que a ressurgência costeira ocorreu apenas ao sul da foz do Rio Doce. Nos momentos em que a pluma se direcionou para sul, observou-se que a estratificação vertical promovida pela circulação da pluma se soma ao gradiente vertical de densidade promovido pela entrada de Água Central do Atlântico Sul (ACAS) junto ao fundo nas regiões mais profundas da plataforma, causando possíveis implicações biológicas na migração vertical de organismos planctônicos na região. Para o caso dos ventos E, o

deslocamento da pluma ocorreu na região de afloramento da ACAS, onde a estratificação vertical é menor.

CONCLUSÕES

Após o estudo quase-idealizado, os resultados indicaram que a resposta da pluma superficial à ação dos ventos dominantes próximos à foz do Rio Doce foi quase imediata. A maré condicionou apenas a saída de água doce na foz do rio (*near-field*). Uma vez na região costeira, o espalhamento da pluma foi dominado pela influência do vento (*far-field*), com respostas rápidas às mudanças de direção. Além disso, a pluma do Rio Doce se comportou de maneiras distintas em relação à sua largura, extensão e profundidade, e em alguns casos atingiu a Área de Proteção Ambiental Costa das Algas ao sul da foz do rio. Ventos N e NE mostraram a pluma cruzando isobatimétricas para regiões mais profundas da plataforma, enquanto na presença de ventos SE e E a pluma acompanhou a costa. Por fim, nos experimentos sob a influência de ventos que tendem a aprisionar a pluma na costa (E e SE) foi observado um aprofundamento da água fluvial, enquanto que ventos N e NE tenderam a desanexar a pluma, afinando-a.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BOURGUIGNON, S.N.; BASTOS, A.C.; QUARESMA, V.S.; VIEIRA, F.V.; PINHEIRO, H.; AMADO-FILHO, G.M.; MOURA, R.L. and TEIXEIRA, J.B. (2018). Seabed Morphology and Sedimentary Regimes defining Fishing Grounds along the Eastern Brazilian Shelf. *Geosciences*. 8. 91. 10.3390/geosciences8030091.
- CHAO, S.-Y. (1988b). Wind-driven motion of estuarine plumes. *J. Phys. Oceanogr.*, 18:1144-1166.
- CHOI, B.J. and WILKIN, J.L. (2006). The effect of wind on the dispersal of the Hudson River plume. *J. Phys. Oceanogr.* 37(7), 1878-1897.
- DEBREU, L. and BLAYO, E. (2008). Two-way embedding algorithms: a review. *Ocean Dyn.* 58, 415-428.
- HATJE, V., PEDREIRA, R.M.A., DE REZENDE, C.E., SCHETTINI, C.A.F., DE SOUZA, G.C., MARIN, D.C., and HACKSPACHER, P.C. (2017). The environmental impacts of one of the largest tailing dam failures worldwide. *Sci. Rep-UK* 7, 10706, 10.1038/s4159801711143-x.
- HYCOM, HYbrid Coordinate Ocean Model. (2011). Consortium for Data Assimilative Modeling HYCOM+NCODA Global 1/12° Analysis. Available at <http://www.hycom.org/dataserver/glb-analysis/>.
- LIMA, K.C., SATYAMURTY, P. and FERNANDEZ, J.P.R. (2010). Large-scale atmospheric conditions associated with heavy rainfall episodes in southeast Brazil. *Theor. Appl. Climatol.* 101 (1-2), 355-363.
- MOFFAT, C., and S. J. LENTZ. (2012). On the response of a buoyant plume to downwelling-favorable wind stress. *J. Phys. Oceanogr.*, 42, 1083-1098.
- OLIVEIRA, K.S.S. and QUARESMA, V.S. (2017). Temporal variability in the suspended sediment load and streamflow of the Doce River. *J. S. Am. Earth Sci.* 78, 101-115.

ESTUDO DA CORRENTE NORTE DO BRASIL E SUA RETROFLEXÃO A PARTIR DE DERIVADORES OCEÂNICOS

Tayanne Pires Ferreira¹, Luana Ferraz Bueno¹, Afonso de Moraes Paiva¹

¹Laboratório de Oceanografia Física – LOF, COPPE/UFRJ
Centro de Tecnologia, Bloco C, Sala 209 – Cidade Universitária, Ilha do Fundão
Rio de Janeiro – RJ CEP 21945-970, tayannepires.ufc@oceanica.ufrj.br

RESUMO

Este trabalho tem como objetivo caracterizar a Corrente Norte do Brasil (CNB) e sua retroflexão a partir de derivadores de superfície do Programa GDP. Em 26 anos do programa GDP, 237 derivadores foram capturados pelo fluxo da CNB. Aproximadamente, 56% foram desviados para a costa, possivelmente pela ação dos fortes ventos na região, indicando uma conexão importante entre as águas do talude e da plataforma. 20% dos derivadores retornaram para oeste após passarem pela retroflexão e 24% seguiram para noroeste até as Antilhas, a maioria capturados pelos vórtices da CNB. O estudo foi complementado com os resultados do modelo HYCOM provenientes de uma reanálise realizada pelo Laboratório de Oceanografia Física (LOF) da COPPE/UFRJ como parte do Projeto REMO (Rede de Modelagem e Observação Oceanográfica), permitindo reconhecer a dinâmica da corrente numa escala espaço-temporal mais abrangente.

Palavras chave: Corrente Norte do Brasil, Derivadores, HYCOM.

INTRODUÇÃO

A região equatorial do Oceano Atlântico é uma área de grande importância do ponto de vista ambiental para as trocas inter-hemisféricas, dentre elas as transferências de massa e temperatura, por meio das correntes superficiais e subsuperficiais (Gordon, 1986; Silva et al., 2007) como parte da Célula de Revolvimento Meridional (MOC). Na porção oeste do Oceano Atlântico Equatorial faz-se presente um sistema complexo de correntes, em que a CNB é a corrente de contorno oeste, responsável pela forte intrusão e transporte de águas mais quentes para o hemisfério norte, que alimenta a Contra Corrente Norte Equatorial (CCNE) após a sua retroflexão em torno de 7°N (Flagg et al., 1986; Hogg; Johns, 1995). Durante sua retroflexão são formados vórtices anticiclônicos em diferentes níveis de profundidade que chegam a atingir 1000m de profundidade (Wilson et al., 2002).

Do ponto de vista econômica, a região equatorial merece destaque por estar sendo alvo de intensas atividades marítimas associadas a indústria do petróleo. Atividades rotineiras relativas à exploração, produção e transporte de petróleo e gás natural, bem como as próprias instalações, estão sujeitas à impactos associados à intensa dinâmica das correntes na região. Torna-se, portanto, imprescindível conhecer à estrutura de correntes da região, bem como sua variabilidade superficial associada principalmente ao padrão dos ventos alísios, à fim de garantir uma boa infraestrutura de resposta à potenciais impactos associados ao derramamento de óleo, por exemplo.

Nesse contexto, derivadores superficiais de corrente são equipamentos ideais para o estudo de correntes e transporte oceânicos já que configuram um instrumento lagrangeano, transportado passivamente pela corrente. Nas últimas décadas, o avanço na tecnologia utilizadas nos derivadores maximizou sua utilização por facilitar seu transporte e lançamento (Sybrandy & Niiler, 1992). Atualmente, o Programa GDP (www.aoml.noaa.gov/phod/gdp/)

configura o maior esforço em lançamento de derivadores por todo o oceano, superando 25 mil derivadores na água, com medições de correntes, temperatura da superfície do mar (TSM) e pressão. Essas observações têm sido amplamente utilizadas no melhoramento de previsões meteorológicas e oceânicas, na estimativa do estado do oceano e nas medições de TSM por satélite, bem como no entendimento do transporte de propriedades e detritos nos oceanos, dando suporte, por exemplo, às atividades offshore da indústria do petróleo.

No presente estudo, a base de derivadores do programa GDP será utilizada para caracterizar o sistema de correntes da porção oeste do oceano Atlântico equatorial. Tem-se como objetivo identificar a posição média da CNB e sua retroflexão, e analisar a interação entre a plataforma e o talude a partir da trajetória dos derivadores.

METODOLOGIA

Neste trabalho fez-se uso de um compilado de 26 anos de dados de derivadores de superfície provenientes do Programa GDP para a região equatorial do Oceano Atlântico. Primeiramente, foram identificados os derivadores que adentraram o fluxo da CNB e desses, foram selecionados aqueles que seguiram pela retroflexão, rumo a leste, e os que mantiveram sua trajetória para noroeste seguindo em direção ao Arco das Antilhas (Figura 1). Juntamente com os resultados numéricos da simulação de alta resolução espaço-temporal realizada pelo LOF com o modelo HYCOM, caracterizou-se a posição média do sistema de correntes formados pela CNB, sua retroflexão e consequente formação de vórtices.

RESULTADOS

Ao todo 237 derivadores foram capturados pelo fluxo da CNB. Dentre esses, cerca de 20% retrofletiram e seguiram sentido leste com a CCNE (Figura 1a), enquanto que aproximadamente 24% mantiveram seu deslocamento para oeste, em direção ao Arco das Antilhas (Figura 1b). Cerca de 56% dos derivadores que adentraram ao fluxo da CNB tiveram sua trajetória interrompida ao atingir o interior da plataforma continental entre 38°W e 50°W. Essa interrupção possivelmente está associada ao transporte pelos ventos alíseos em momentos de menor intensidade da corrente e/ou afastamento do derivador do núcleo da corrente.

Dentre os derivadores que seguiram para oeste, a maior parte foi capturado pelos vórtices da CNB, percorrendo trajetórias anticiclônicas e deslocamento para norte ao se aproximar do Arco das Antilhas (trajetória do derivador em destaque na Figura 1b). Alguns conseguem ultrapassar a barreira de ilhas e adentrar o Golfo do México.

CONCLUSÕES

A partir dos derivadores foi possível caracterizar a CNB e sua retroflexão e, somado ao campo médio de velocidade derivado de resultados da simulação numérica com o modelo HYCOM, verificou-se que a posição média da retroflexão da CNB encontra-se entre 50°W e 53°W e 7°N e 9°N.

Mais da metade dos derivadores tiveram sua trajetória interrompida ao atingir o interior da plataforma continental entre 38°W e 50°W. Este resultado pode demonstrar fluxos através da plataforma, resultado de grande relevância, ao considerar os potenciais impactos associados ao derramamento de óleo na região.

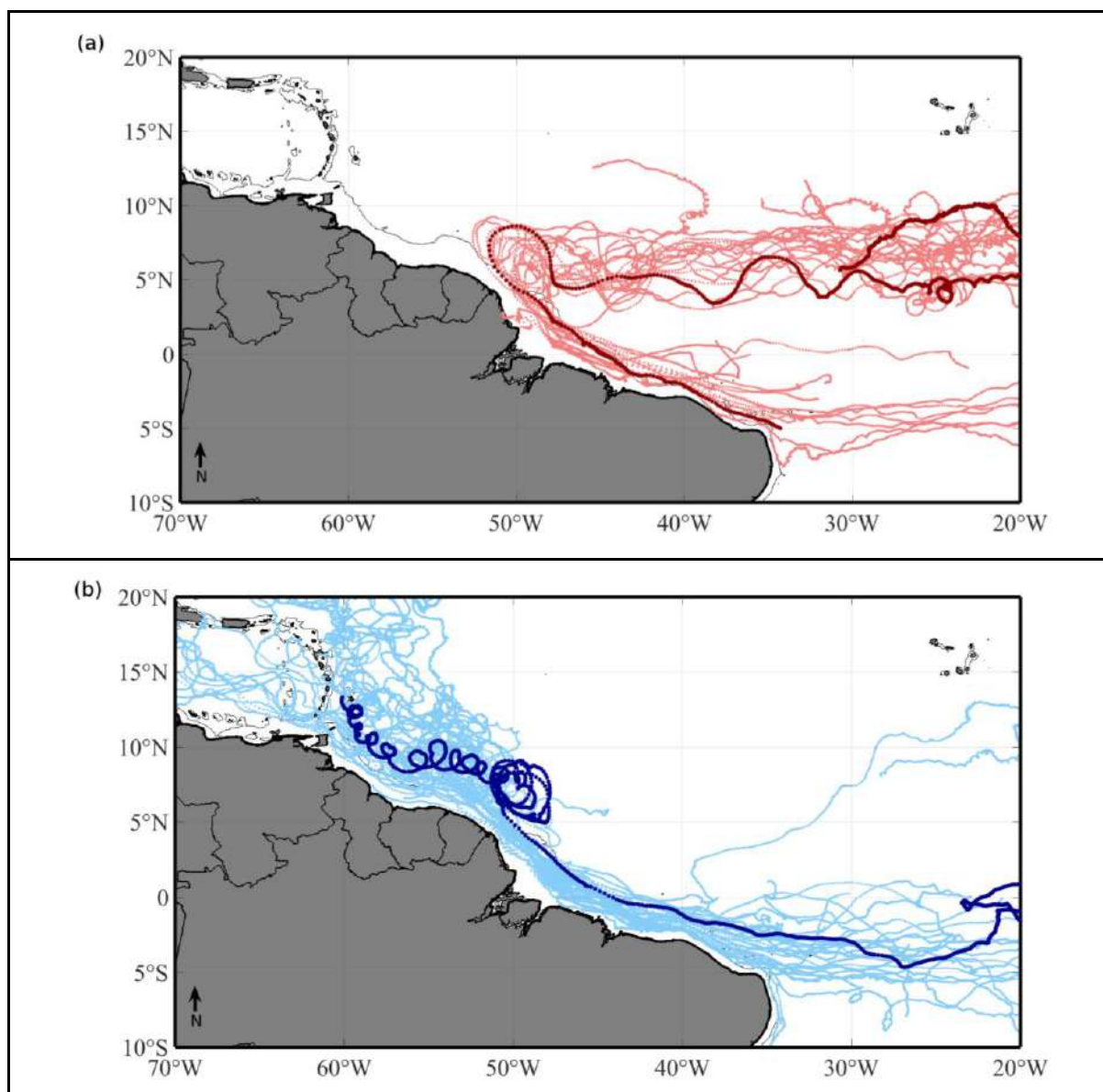


Figura 1: Trajetória dos derivadores da base de dados GDP durante os 26 anos de análises. a) Derivadores que seguiram para leste com a retroflexão da CNB. b) Derivadores que seguiram para oeste em direção às Antilhas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Flagg, C. N.; Gordon, R. L.; Mcdowell, S. Hydrographic and current observations on the continental slope and shelf of the western equatorial atlantic. **Journal of physical oceanography**, v. 16, n. 8, p. 1412–1429, 1986.

Gordon, A. L. Interocean exchange of thermocline water. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, Wiley Online Library, v. 91, n. C4, p. 5037–5046, 1986.

Hogg, N. G.; Johns, W. E. Western boundary currents. **Reviews of Geophysics**, Wiley Online Library, v. 33, n. S2, p. 1311–1334, 1995.

Silva, A. C. D.; Araujo, M.; Pinheiro, L. d. S. Caracterização hidrográfica da plataforma continental do maranhão a partir de dados oceanográficos medidos, remotos e modelados. **Revista Brasileira de Geofísica**, SciELO Brasil, v. 25, n. 3, p. 281–293, 2007.

Sybrandy, A. L.; Niiler, P.; Bombardier, L. Technical Improvements To The WOC/TOGA Lagrangian Drifter. In: **OCEANS 92 Proceedings@ m_Mastering the Oceans Through Technology**. IEEE, 1992. p. 718-721.

Wilson, W. Douglas; Johns, William E.; Garzoli, Silvia L. Velocity structure of North Brazil current rings. **Geophysical Research Letters**, v. 29, n. 8, p. 114-1-114-4, 2002.

ANÁLISE ESPAÇO-TEMPORAL DOS EVENTOS DE RESSACA NO ESTADO DO RIO DE JANEIRO

Lima¹, R.F; Lins-de-Barros¹, F.M; Cirano², M.

*¹Departamento de Geografia– Universidade Federal do Rio de Janeiro - UFRJ
CCMN Av. Athos da Silveira Ramos, 274 – Cidade Universitária. RJ CEP 22941-916
rafaelbona4@gmail.com; flaviamlb@gmail.com;*

*²Departamento de Meteorologia– Universidade Federal do Rio de Janeiro - UFRJ
CCMN Av. Athos da Silveira Ramos, 274 – Cidade Universitária. RJ CEP 22941-916
mauro.cirano@igeo.ufrj.br*

RESUMO

As mídias costumam noticiar eventos sobre ressacas do mar ao longo dos anos. Um dos fatores que atraem a atenção das mídias são as consequências que estes eventos trazem à população, materializadas em perdas e danos de diversos tipos. Desta forma, este trabalho tem por objetivo analisar, dentro de uma perspectiva espaço-temporal, os eventos de ressaca do mar que ocorreram no litoral do estado do Rio de Janeiro, buscando compreender como este evento se distribui e incide sobre a linha de costa. Além disso, serão analisadas as condições de mar durante estes eventos, tanto para o litoral do estado como um todo quanto para o litoral das mesorregiões que fazem parte do estado.

Palavras chave: ressacas, ondas

INTRODUÇÃO

Todo ano são noticiados em jornais, telejornais e sites de notícias da internet, fenômenos da natureza que, muitas vezes, resultam em perdas e danos à população. Dos eventos noticiados, as ressacas do mar surgem como mais um evento capaz de causar danos dos mais diversos, como a destruição de casas, de obras de engenharia costeira e perdas irreversíveis, como mortes por afogamento, dentre outros.

Neves & Muehe (2008), ao comentar sobre a exposição das praias que resultam em recuo da linha de costa, citam a conjunção de dois fatores responsáveis por essas mudanças; a elevação do nível do mar (maré meteorológica), e a ocorrência de ondas altas que os autores denominaram ressaca. Da mesma forma, Caruzo & Camargo (1998), ao comentar sobre a atuação de sistemas meteorológicos desencadeadores de distúrbios no mar na plataforma continental vizinha aos estados da região sul e sudeste do litoral brasileiro, citam as variações de longo período do nível do mar, chamada de maré meteorológica e a geração de grandes ondas de superfície, onde os autores chamaram de ressaca. Tanto Neves & Muehe (2008) quanto Caruzo & Camargo (1998), consideram as ressacas como um evento de ondas altas. Além disso, os autores convergem também ao compreender as ressacas não apenas pela altura das ondas, mas também pelo fato destas estarem associadas com episódios de elevação do nível do mar, onde ambas são originadas pela atuação de sistemas meteorológicos. Em outra linha de reflexão, Lins-de-Barros *et al* (2018), acrescenta que um evento de ressaca tem uma natureza social, uma vez que este é sentido pela população através dos danos e perdas decorrentes de tal evento.

Desta forma, para este trabalho, as ressacas serão consideradas como um evento cujas

características físicas (atuação de ondas) e sociais (percepção da população) são inseparáveis, uma vez que o reconhecimento do fenômeno ressaca neste trabalho ocorreu por conta da atuação dos processos físicos e dos impactos sentidos pela população no litoral a tal ponto de repercutir nos jornais e em outras mídias sociais.

OBJETIVOS

Este trabalho tem por objetivo analisar, dentro de uma perspectiva espaço-temporal, os eventos de ressaca do mar que ocorreram no litoral do estado do Rio de Janeiro no período de 1948 a 2008, buscando compreender como este evento se distribui e incide sobre a linha de costa. Busca-se também compreender o comportamento das condições de mar reinantes durante este evento, tanto para o litoral do estado como um todo quanto para o litoral das mesorregiões que fazem parte do estado.

METODOLOGIA

A área de estudo compreende o litoral do estado do Rio de Janeiro, localizado entre as coordenadas ($21^{\circ}4'16''$ S / $23^{\circ}43'20''$ S) e ($40^{\circ}49'0''$ W / $44^{\circ}47'36''$ W), dividido entre as mesorregiões Sul-Fluminense, Metropolitana, Baixadas Litorâneas e Norte-Fluminense (Figura 1).

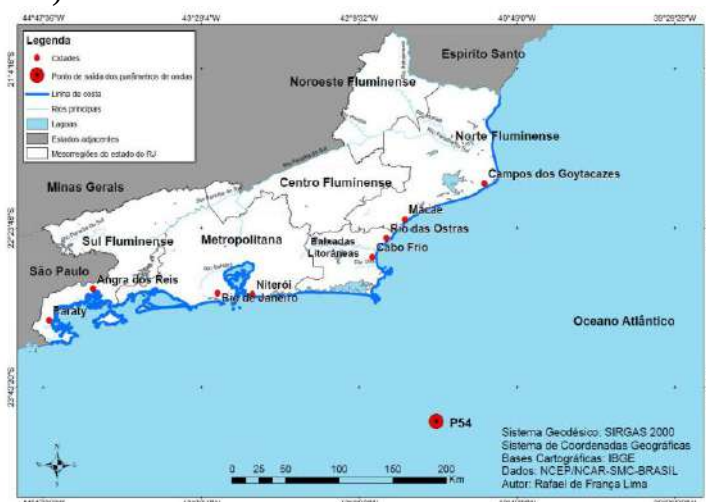


Figura1:Localização da área de estudo

Fonte: elaborado pelo autor

Foi realizado um inventário sobre os eventos de ressaca que ocorreram no estado do Rio de Janeiro, nos anos de 1948 a 2008. O registro foi realizado através de fontes de jornais, no site do Acervo O Globo. Foram registrados atributos como as datas do evento e as mesorregiões onde foram noticiadas as ressacas.

A análise das condições de mar foi realizada por meio do cruzamento de dados de reanálise de ondas com os registros de notícias sobre as ressacas. Os dados de ondas foram simulados no modelo *Wavewatch* versão 2.2, sendo forçados por reanálise atmosférica do *NCEP/NCAR* (BRASIL, 2017). Os dados são parte de uma parceria realizada em 2010 entre Espanha e Brasil para executar o projeto Sistema de Modelagem Costeira (SMC – Brasil) (BRASIL, 2017). Dos diversos pontos de saída de dados de ondas, foi selecionado para esta pesquisa o ponto 54 (-41.5° , -24°) (ver figura 1). Os dados contam com parâmetros de altura significativa de ondas¹, direção e período de pico, com resolução espacial de $0,5^{\circ} \times 0,5^{\circ}$ e uma série temporal de 60 anos (1948-2008), com intervalos de 1h (BRASIL, 2017).

¹ Para o parâmetro de ondas foi coletados apenas a altura máxima significativa de ondas.

RESULTADOS

O inventário de registros apontou que, durante o período de 1948 a 2008, houve um crescimento da quantidade de notícias sobre ressacas do mar. Foram registrados, em números absolutos, 171 eventos de ressaca distribuídos por todo o litoral do estado (**Figura 2**).

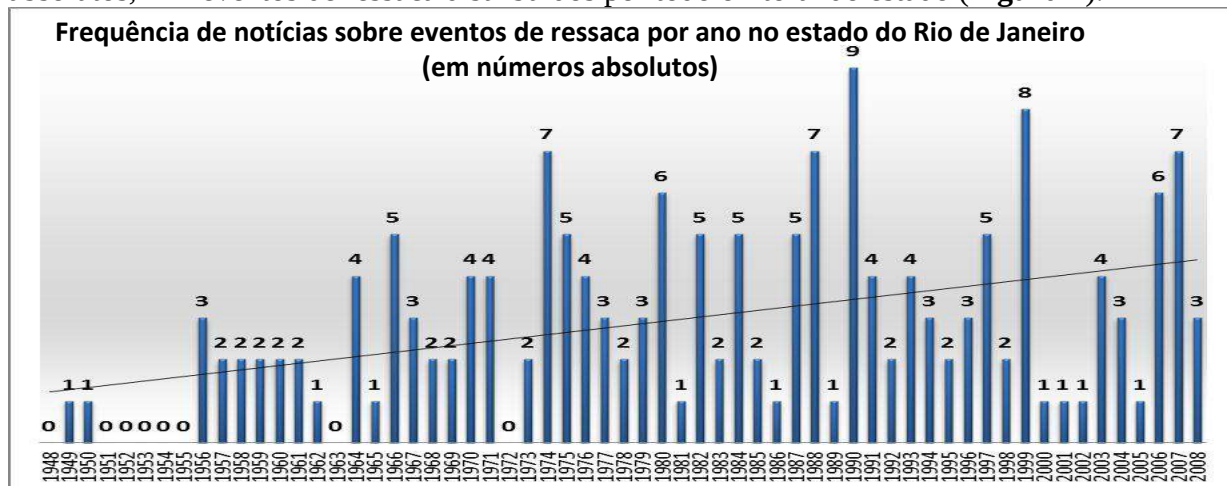


Figura 2: Frequência anual de notícias sobre ressacas
Fonte: Compilado do Acervo O Globo pelos autores

Além disso, os eventos ocorreram entre os meses de abril e agosto (**Figura 3**) e 90% das notícias registradas ocorreram na mesorregião metropolitana, enquanto que 5% ocorreram tanto para as Baixadas Litorâneas quanto para o Norte Fluminense (**Figura 4**).



Figura 3: Frequência anual de ressacas do Acervo O Globo
Fonte: Compilado do Acervo O Globo

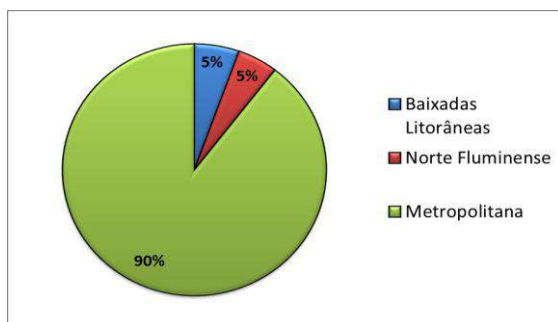


Figura 4: Frequência de notícias de ressacas do Acervo O Globo
Fonte: Compilado do Acervo O Globo pelos autores

Quanto às condições de mar, para todo o litoral do estado, predominaram, durante os eventos de ressaca, ondas com altura máxima significativa de 2,03m a 4,00m (55%); 4,02m a 6,07m (32%); e até 2m (13%). Destes 55% de ondas com altura máxima significativa, 32% são de Sul-Sudoeste e 17% são de Sul, com período de pico de 6,7s a 13,2s para ondas de Sul-

Sudoeste e 5,4s a 13s para ondas de Sul. Na mesorregião metropolitana, predominaram ondas com altura máxima significativa de 3,08m a 5,00m (55%), com direção predominante de Sul-Sudoeste (59,8%) e Sul (14,9%) e período de pico de 5s a 14,5s para ondas de Sul-Sudeste e 5s a 13,3s para as ondas de Sul. Nas Baixadas Litorâneas, predominaram ondas de altura máxima significativa de 2,9m a 5,1m (40%), com direção predominante de Sul-Sudoeste (62,5 %) e Sul-Sudeste (25%), com período de pico de 8,7s a 13,5s para ondas de Sul-Sudoeste e 8,8s a 11s de Sul-Sudeste. No Norte-Fluminense, predominaram ondas com altura máxima significativa de 2,17m a 3,04m (56%), com direção Sul-Sudeste (60%), e Nordeste, Sudeste e Leste-nordeste com 20% cada uma e período de pico de 8,0s a 9,6s para ondas de direção Sul-Sudeste, 9,4s para ondas de direção nordeste, 10,2s segundos para ondas de direção sudeste, 9,6s para ondas de direção leste-nordeste.

CONCLUSÕES

Este trabalho se propôs a estudar a dinâmica das ressacas que ocorreram no litoral do estado do Rio de Janeiro, onde foram levantados dados para analisar a distribuição espaço-temporal de eventos de ressaca nas mesorregiões do estado e como ela incidiu no litoral. A tendência do aumento do número de notícias de ressacas ao longo dos anos se deve ao maior processo de ocupação nas áreas costeiras ao longo dos anos. Tal processo não considerou a dinâmica dos processos físicos que reinam no litoral, principalmente com a chegada de sistemas de baixa pressão nos períodos dos meses de abril a agosto, como no caso dos ciclones extratropicais que são considerados um dos agentes formadores das ressacas. A maior densidade de ocupação no litoral da mesorregião Metropolitana, quando comparada com as mesorregiões das Baixadas Litorâneas e Norte-Fluminense, seria a grande responsável pela maior frequência de registros de ressaca nesta mesorregião, haja vista a vulnerabilidade tanto das construções que beiram a orla como da população que ocupa estes espaços que não se planejaram para se proteger das ressacas, valorando este fenômeno como evento extremo por conta da quantidade de danos e impactos sofridos, como a destruição de calçadas, muros, casas, inundação das pistas que beiram a orla, casos de afogamentos, morte, entre outras. A maior exposição da linha de costa a ondas, principalmente, de Sul-Sudoeste, Sul, Sul-Sudeste e Sudeste, em períodos com o avanço de sistemas de baixa pressão e frente frias nas regiões sul e sudeste, justifica a maior incidência das ressacas no litoral do estado do Rio de Janeiro.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BRASIL (2017). Ministério do Meio Ambiente (MMA). Sistema de Modelagem Costeira, SMC: Documento temático – Ondas. Brasília: MMA.
- CARUZZO, A.; CAMARGO, R. (1998). Influências sinóticas no Atlântico sudoeste: levantamento preliminar das situações de interesse. X Congresso Brasileiro de Meteorologia e VIII Congresso da Federação Latino-Americana e Ibérica de Sociedades de Meteorologia, Anais Digitais.
- LINS-DE-BARROS, F; KLUMB-OLIVEIRA, L; LIMA, R.F. (2018). Avaliação histórica da ocorrência de ressacas marinhas e danos associados entre os anos de 1979 e 2013 no litoral do estado do Rio de Janeiro (Brasil). Revista de Gestão Costeira Integrada. 18. 85-102. 10.5894/rgci-n146.
- NEVES, C.F.; MUEHE, D. (2008). Vulnerabilidade, impactos e adaptação a mudanças do clima: a zona costeira. Parcerias Estratégicas, Vol. 13, nº 27.

ESTIMATIVA DA CIRCULAÇÃO OCEÂNICA NO ATLÂNTICO SUL A 1000 METROS A PARTIR DE DADOS DE FLUTUADORES ARGO E DO MODELO BESM

Nuñez¹, C.C.; Azevedo¹, J.L.L.

¹Universidade Federal do Rio Grande - Instituto de Oceanografia (CEOCEAN/LEOC)
Av. Itália km 8, Rio Grande – RS CEP 96203-900
camilocaetano97@gmail.com

RESUMO

Estudar e monitorar a circulação dos oceanos é de suma importância para um melhor entendimento das variações do clima e do sistema terrestre como um todo. Dados obtidos por flutuadores Argo de 2007 a 2015 foram utilizados para obter o campo de velocidade horizontal no Atlântico Sul em 1000db. Os resultados obtidos foram coerentes com dados de circulação descritos anteriormente e estão sendo confrontados com a circulação obtida a partir das saídas do BESM (*Brazilian Earth System Model*)

Palavras chave: Argo, circulação oceânica, BESM, oceano Atlântico Sul

INTRODUÇÃO

Os oceanos, devido a sua grande superfície livre em contato com a atmosfera, volume e baixo albedo, e ainda devido à elevada densidade e calor específico da água do mar, absorveram mais de 93% do calor gerado pelo aquecimento global antropogênico desde 1971 (Wijffels et al., 2016). Este calor, por sua vez, não é homogeneamente absorvido ou dissipado, sendo a circulação oceânica uma das mais importantes responsáveis por distribuí-lo. (Sverdrup et al., 1942). Além disso, soma-se ainda à importância da circulação de subsuperfície a forte influência nos processos de produção primária e no ciclo de vida de diversas espécies de importância econômica (Gigliotti, 2010).

O Programa Argo, desenvolvido em 1998, criou uma nova matriz de perfiladores autônomos aptos a monitorar sistematicamente o estado dos oceanos globais. Os perfiladores Argo, em sua maioria, afundam até uma profundidade de 1000m, onde ficam à deriva por 8 a 10 dias (sujeitos à circulação local), depois descem até 2000m e, a partir daí, deslocam-se para a superfície livre do mar perfilando a coluna d'água e coletando parâmetros do estado da água do mar como temperatura e salinidade, dentre outros. A cada emergência transmitem estes dados para satélites específicos que os retransmitem para Centros de Controle do Programa ARGO. Com essa sistemática de coleta de dados se torna possível utilizar as trajetórias dos flutuadores para determinar o campo de velocidade nas profundidades de deriva do equipamento.

O Modelo Brasileiro do Sistema Terrestre, (BESM - *Brazilian Earth System Model*, da sigla em inglês), tem como principal objetivo gerar cenários de mudanças climáticas com perspectiva brasileira, ao incorporar processos de formação de nuvens, dinâmica da vegetação e o conhecimento criado no país sobre a influência dos biomas brasileiros no clima global. Apesar de já calibrado o BESM é um modelo novo e consequentemente precisa que seus resultados sejam validados. A metodologia aqui utilizada será separada em aquisição e processamento dos dados ¹Argo e ²BESM, com posterior comparação das circulações obtidas a 1000m.

OBJETIVOS

Este estudo tem como objetivo principal estimar o campo de velocidade do oceano Atlântico Sul a 1000m utilizando metadados de flutuadores Argo coletados de 2007 a 2015.

Como objetivo específico, a circulação obtida a partir dos flutuadores ARGO será comparada com aquela obtida a partir de dados de saída do BESM.

METODOLOGIA

¹ARGO.

Os dados Argo utilizados foram obtidos na homepage do USGODAE (*United States Global Ocean Data Assimilation Experiment*), no período entre 01/01/2007 e 31/12/2015, na área compreendida entre as Latitudes 0 - 65 S e Longitudes 70 O - 30 L.

Foram selecionados somente os dados Argo classificados como “bons” pelo controle de qualidade da Argo, assim como utilizou-se somente os flutuadores que tinham seus ciclos completos e bem documentados. Destes foram selecionados os dados em que a deriva se deu a 1000m de profundidade, pois alguns poucos flutuadores são ajustados para derivar em diversas outras profundidades.

As trajetórias dos perfiladores foram calculadas a partir dos seus registros, interligando os diferentes momentos em que afundam e ressurgem ao longo da sua vida útil. Com base nos diferentes pontos que compõem a trajetória de cada perfilador, os seus vetores velocidade de deriva (com módulo, direção e sentido) puderam ser estimados ao longo da sua trajetória.

Uma malha de 1° x 1° foi elaborada para distribuir os vetores de velocidade em um campo horizontal. Inicialmente, os dados de velocidade presentes em cada pixel foram reunidos em um único valor por uma média simples. Estudos por estação do ano e outros poderão ser feitos futuramente. O campo de velocidade obtido para a região de estudo foi então comparado qualitativamente com as descrições de Reid (1989), Stramma & Schott (1999), Stramma & England (1999), Núñez et al. (2004), Cirano et al. (2006).

²BESM.

A aquisição dos dados de velocidades do BESM se deu pela plataforma do CPTEC (Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos), obtidos para o mesmo período e área de estudo dos dados Argo. Foi feito o recorte das velocidades na profundidade mais próxima aos 1000m (1019m). Os dados também foram interpolados para uma grade 1° x 1°. Vale pontuar que as saídas adquiridas pertencem ao cenário *historical* do BESM, ou seja, não fazem parte das saídas do modelo responsáveis por prever cenários de aquecimento.

Para a comparação entre as circulações utilizou-se de diferenças simples entre as componentes da velocidade, além de análises de correlações (r), dos Erros Médios Quadráticos (EMQ) e dos Erros Médios Quadráticos Normalizados (EMQN) em diversos transectos e áreas, objetivando cobrir toda a bacia, com destaque em suas principais feições.

RESULTADOS

A quantidade de dados ARGO aqui utilizada mostrou ser robusta o suficiente para representar a circulação oceânica. A Figura 1b mostra um mapa de densidade de flutuadores ARGO, obtendo-se uma média de 20 dados por pixel.

A Figura 1a mostra coerência entre a circulação obtida pelos dados Argo (vetores de velocidade em azul) com aquela baseada em Stramma & England (1999), que foi sobreposta (em vermelho) na figura. Outras publicações como Cirano et al. (2006), Núñez et al. (2004), Reid (1989), Stramma & Schott (1999) e Stramma & England (1999) apresentam padrões de circulação também condizentes ao do Argo.

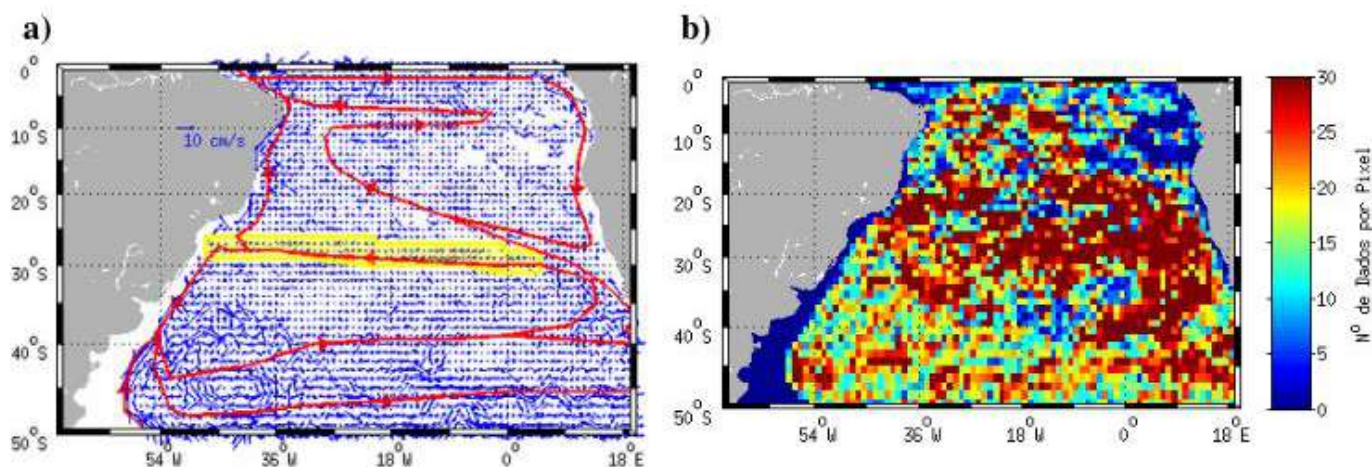


Figura 1: a) Modelo de circulação baseado em [Stramma & England \(1999\)](#) justaposto ao campo de velocidade obtido pelos dados Argo. A área hachurada em amarelo representa o membro de fluxo oeste do giro anticiclônico, região em que se extraiu os perfis de velocidade mostrados na Figura 2. b) Mapa de densidade de registros Argo.

Os dados de velocidade oriundos do BESM apresentaram menores diferenças e maiores correlações com os do Argo em regiões de feições oceânicas, onde também evidencia-se um número maior de dados Argo. Além disso, foi possível observar que as maiores diferenças estão atreladas a regiões turbulentas e de mais energia, encontradas principalmente abaixo de 35° S.

A Figura 2 representa os perfis longitudinais de velocidades zonal e meridional na região hachurada da Figura 1. Percebe-se um padrão bem similar na variabilidade dos dados apesar da existência de diferenças, algumas acentuadas, nos módulos dos valores de velocidade. Um melhor tratamento estatístico dos dados Argo e melhorias na técnica do cálculo da velocidade a partir dos flutuadores são atividades ainda em execução no presente projeto de pesquisa.

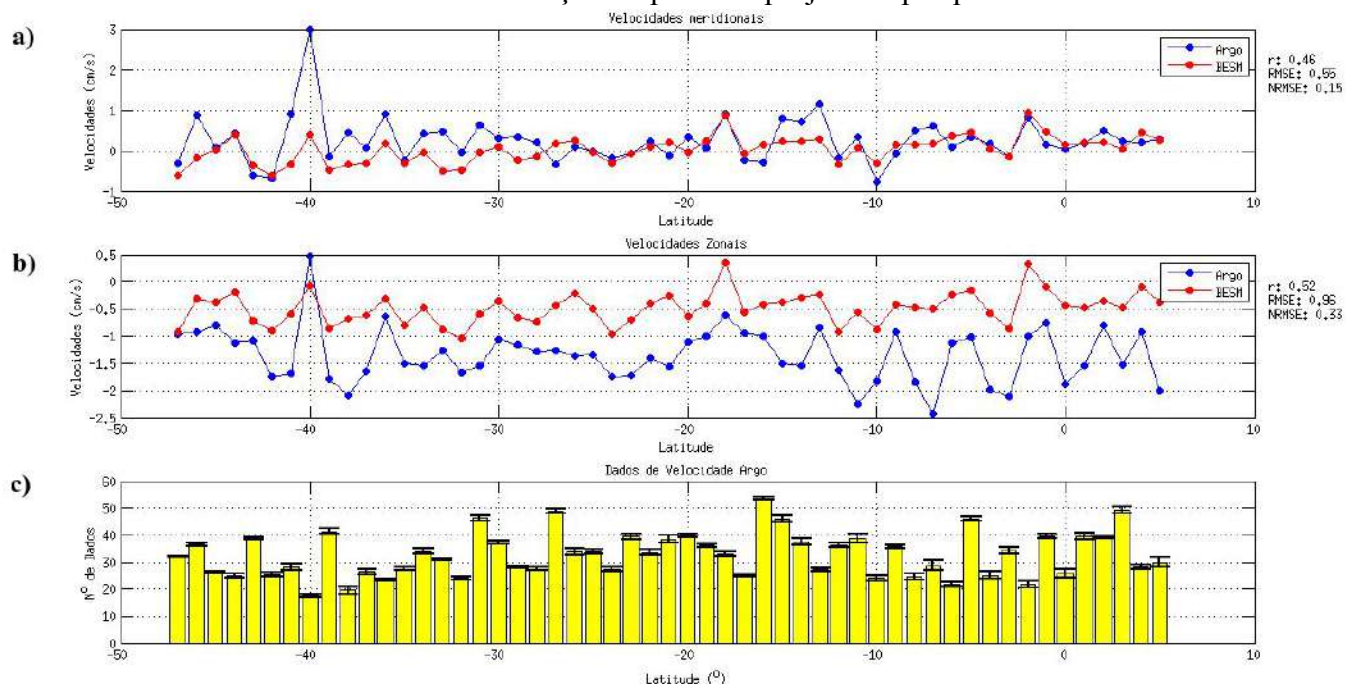


Figura 2: Perfis dos dados Argo (azul) e BESM (vermelho) do membro de fluxo oeste do giro anticiclônico, resultou em velocidades meridionais (a) $r = 0,46$; EMQ = 0,55 cm/s e EMQN = 0,15 e zonal (b) $r = 0,52$; EMQ = 0,96 cm/s e EMQN = 0,33. O gráfico c) representa o número médio de dados Argo ao longo da região

CONCLUSÕES

Esse trabalho apresentou um campo de velocidade a 1000m, gerado pela deriva de flutuadores Argo, coerente com a literatura. A partir deste foi possível efetuar uma comparação desta circulação com aquela obtida a partir de dados BESM.

Em termos quantitativos, observou-se uma relação direta entre as maiores diferenças Argo-BESM e as regiões menos amostradas por flutuadores Argo. Uma vez que se tenha uma melhor compreensão no manuseio e na utilização dos dados ARGO e da circulação oriunda deles (a 1000m) poderemos ter uma comparação de melhor qualidade entre esta circulação e aquela oriunda do BESM, servindo isto como uma espécie de validação dos dados do modelo brasileiro para a profundidade de 1000m.

AGRADECIMENTOS

Camilo Caetano Núñez agradece à Universidade Federal de Rio Grande pela concessão da bolsa EPEC com a qual realiza esta pesquisa

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ARGO. Global Ocean Data Assimilation Experiment. *Homepage* de aquisição de dados. Disponível em: <<https://www.usgodae.org>>

BESM - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos. *Homepage* de aquisição dos dados. Disponível em: <<https://www.cptec.inpe.br/>>

CIRANO, M.; MATA, M. M.; CAMPOS, E. J. D. & DEIRO, N. F. R. 2006. A circulação oceânica de larga-escala na região oeste do Atlântico Sul com base no modelo de circulação Global OCCAM. *Revista Brasileira de Geofísica*. 24: 209–230.

GIGLIOTTI, E. S.; GHERARDI, D. F. M.; PAES, E. T.; SOUZA, R. B. & KATSURAGAWA, M. 2010. Spatial analysis of egg distribution and geographic changes in the spawning habitat of the Brazilian sardine *Sardinella brasiliensis*. *Journal of Fish Biology*. 77: 2248–2267.

NÚÑES-RIBONI I.; BOEBEL O.; OLLITRAULT M.; YOU Y.; RICHARDSON P. L.; DAVIS R. 2005. Lagrangian circulation of Antarctic Intermediate Water in the subtropical South Atlantic. *Deep-Sea Research II*. 52: 545–564.

REID, J. L. 1989. On the total geostrophic circulation of the South Atlantic Ocean: Flow patterns, tracers, and transports. *Progress in Oceanography*. 23: 149–244.

STRAMMA, L. & ENGLAND, M. 1999. On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research*. 104: 863–883

STRAMMA L. & SCHOTT F. 1999. The mean flow field of the tropical Atlantic Ocean. *Deep-Sea Research II*. 46: 279–303

SVERDRUP, H. U.; JOHNSON, M. W. & FLEMING, R. H. 1942. The Oceans: their physics, chemistry and general biology. *Englewood Cliffs, Prentice Hall*. Inc. 1087 p.

WIJFFELS, S.; ROEMMICH, D.; MONSELESAN, D.; CHURCH, J. & GILSON, J. 2016. Ocean temperatures chronicle the ongoing warming of Earth. *Nature Climate Change*. 6: 116–118.

Study of three domestic sewage submarine outfall plumes through the use of numerical modeling in the São Sebastião channel, São Paulo state, Brazil

Birocchi¹, P.; Dottori¹, M.; Costa¹, C.G.R.; Leite¹, J.R.B.

¹ *Laboratório de Hidrodinâmica Costeira (LhiCO), Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, SP - Brasil*
Praça do Oceanográfico, 191 – Cidade Universitária, São Paulo, SP CEP: 05508-120
paula.birocchi@usp.br

ABSTRACT

Dispersion of thermotolerant coliform (TC) plumes resulted from Araçá, Itaquanduba and Cigarras domestic sewage submarine outfalls, located in the São Sebastião channel, were modeled. They were simulated as the only pollution sources, using bacteria decay, for the summer and winter of 2016. The main goal was to determine if and what areas were impacted by the disposal systems. Simulated concentrations were qualitatively compared with Enterococos and thermotolerant coliforms data available by sanitary agencies in São Paulo state (CETESB and SABESP). Modeled concentrations did not exceed the limit stated by CONAMA Resolution nº274 (2000), with an exception in June 2016. We concluded that the channel hydrodynamic patterns are sufficient to disperse the material coming from the sewage disposals. Araçá adjacent areas presented the highest persistence of coliform concentrations. However, modeled concentrations did not exceed 1000 MPN/100mL in more than 0.1% of the time. Simulations reproduced satisfactorily coliforms variability and dispersion in the region.

Key words: submarine outfall, São Sebastião channel, coliforms, marine pollution, numerical modeling, currents.

INTRODUCTION

The São Sebastião Channel (SSC) (Figure 1) is located in the central region of the southeastern Brazilian continental shelf and is governed by complex physical processes (CASTRO and MIRANDA, 1988) where wind and thermohaline forcings predominate over tidal forcing (CASTRO, 1990). Some environmental impacts may be mitigated and / or monitored if the hydrodynamics and physical processes are addressed in conjunction with the study of certain anthropogenic activities. One of these impacts can occur through uncontrolled discharge of sewage into the marine environment (LAMPARELLI et. al, 2016) and also through submarine outfalls. Undersea outfalls consist of ocean sewage disposal and are widely used as a form of final disposal of urban wastewater, mainly domestic sewage. With the large population increase in this region, it is evident the importance of studying the impacts of marine pollution in the SSC, where three submarine domestic sewage disposals are located at Araçá, in front of Cigarras beach and Itaquanduba beach.

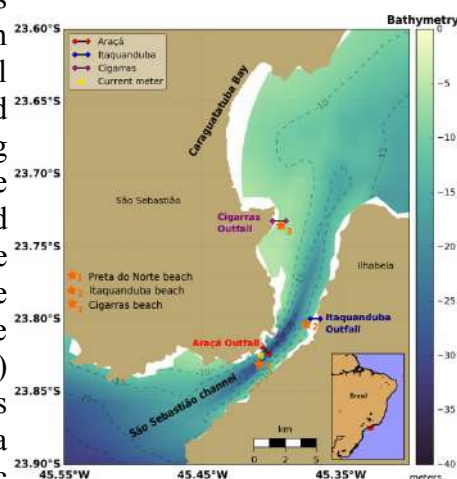


Figure 1. Study area and the location of the submarine outfalls.

OBJECTIVES

The main objective of this study is to verify if the domestic effluents of subsea outfalls present in the SSC can degrade the bathing of adjacent coastal areas, depending on the

hydrodynamic situation in place. The specific objectives are:

- Use the hydrodynamic model in the region to study the currents generated by the synoptic wind and density gradients;
- Coupling the near field (Visual Plumes) and far field (ECOM) models;
- Implement TC tracer dispersion module within ECOM to study bacterial dispersion from domestic sewage discharged through outfalls;
- Determine which forcing conditions are most likely to cause adjacent areas to have their bathing negatively affected;
- Determine which locations are most affected by domestic sewage discharge from outfalls in Araçá, Cigarras and Itaquanduba.

METHODOLOGY

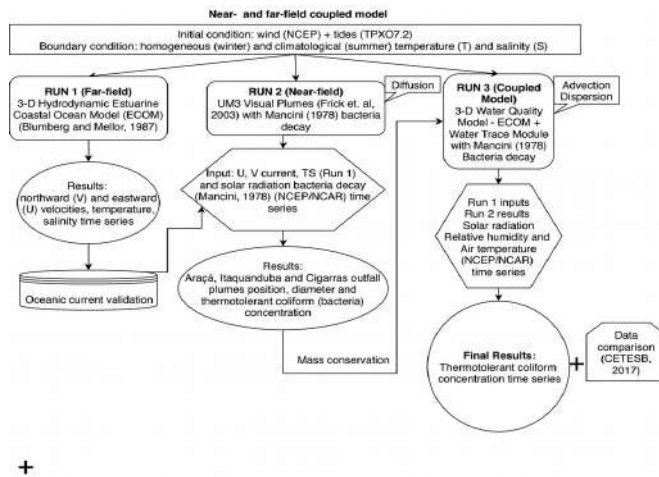


Figure 2. Scheme implemented for methodology.

The latter was used to study the distribution, dispersion and the fate of TC in the SSC region and compare it with available data.

The VP is a model of the blending zone or near field. The input data of the model are: the diffuser effluent characteristics, the vertical temperature, salinity and meridional and zonal velocities of marine currents. The output data are: the concentration, width, length, thickness and depth of the plume along the trajectory and at the TC plume stabilization site of the outfall.

The ECOM tracer dispersion module is employed to study the transport and fate of bacteria that are dumped by subsea outfalls in the SSC. We use an orthogonal curvilinear grid which is refined in the study area (Figure 3). The dispersion modulus of the ECOM model itself calculates bacterial decay from the formula of MANCINI (1978).

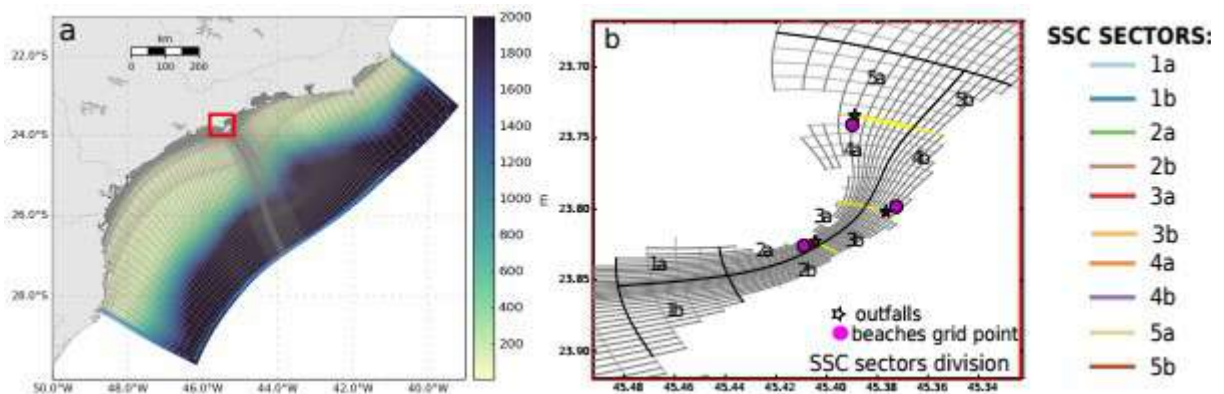


Figure 3. Model grid (left) and SSC zoomed area with division sectors (right).

The dispersion of contaminant plumes disposed in the aquatic environment through subsea outfalls is usually modeled by separating the near field (NF) dominated by the mixture generated by the discharge itself from the far field (FF), where the dispersion generated by currents predominates. Numerical modeling was used by coupling the NF Visual Plumes (VP) model developed by FRICK et al. (2003), and the FF ECOM model (Estuarine and Coastal Ocean Model) (BLUMBERG and MELLOR, 1987) (Figure 2).

The coupling of the models followed the methodology proposed by ZHANG (1995).

In order to spatially compare the TC concentrations over SSC, we divided the region in 10 sectors (Figure 3).

RESULTS

Figures 4 and 5 show the results for the winter (June, July and August) 2016. For the maximum TC concentrations, the highest values were found in sector 2a, at times when the wind was blowing from the east and northeast in direction of the continent (Figure 4). Maximum values exceeded 1000 MPN/100mL on 41 occasions. In June 2016, a TC concentration of 2579.9 MPN/100mL occurred within 270 hs of the start of the simulation (Figure 4), disrespecting CONAMA Resolution no. 274 of 2000, which sets the limit value for the TC concentration of 2500 MPN/100ml. Except for this occurrence, the concentrations resulting from the model conformed with the CONAMA Resolution no. 274, 2000. An extreme event was detected on 08/20/2016 (approximately at 1900 hs in Figure 4), causing average winds greater than 10 m.s^{-1} (second panel of Figure 4) and sea level elevation (upper panel in Figure 4) of approximately 0.9 m, the highest value found. This event caused the geometric mean TC concentration in sector 4a to show a small increase, reaching 1.10 NMP / 100mL, but was soon dispersed due to the passage of the cold front system causing a large dispersion of the CT plume to the north. After the passage of this front, intense winds from the east and northeast caused the geometric average increase in sector 2a in the period from 1950 hs to 2150 hs. The persistence of TC concentrations above 10 MPN/100mL for August 2016, which was the worst case scenario of this work, were represented in Figure 6.

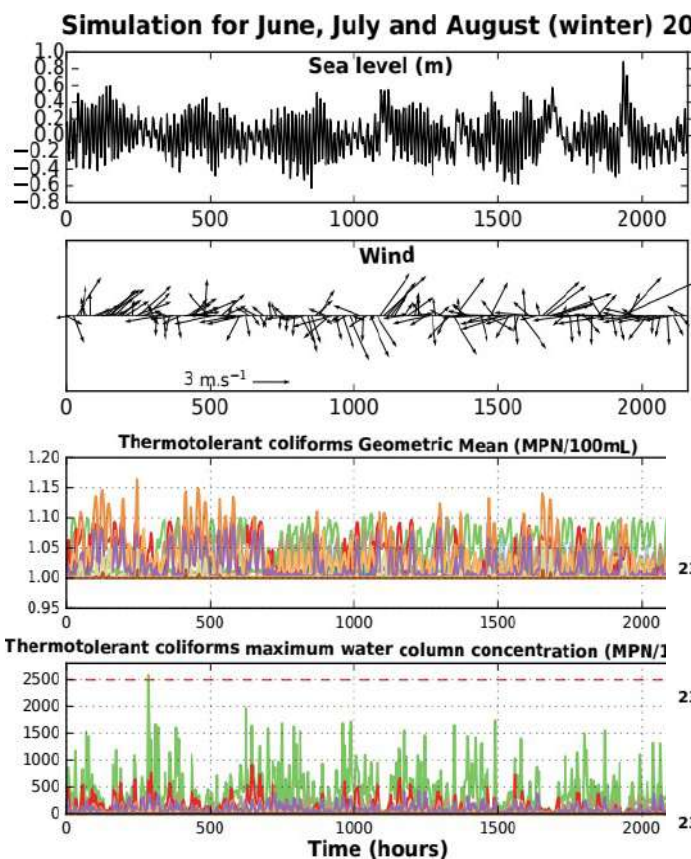


Figure 4. Sea level, winds, mean and maximum TC concentration in sector of SSC.

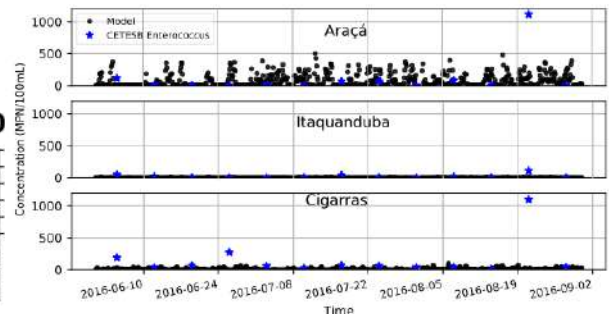


Figure 5. Comparison between TC concentrations from model results and Enterococcus concentration by CETESB during winter (June, July and August) 2016.

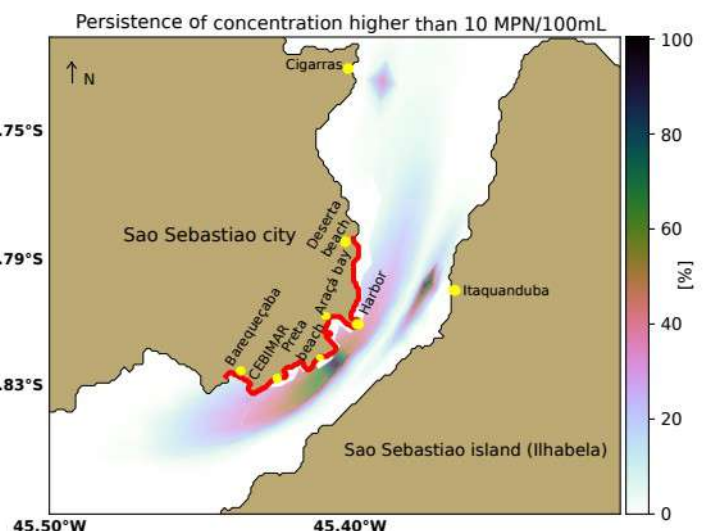


Figure 6. Persistence of TC concentrations above 10 MPN/100 mL in the SSC.

In general, the model detected that, when there was the presence of low or medium intensity winds in the CSS region, the persistence in time for the outfall thermotolerant coliform plumes was higher. When a cold front was passing through, with strong winds, the dispersion of the plumes increased and the persistence in the coastal region is decreased. The adjacencies of the Araçá outfall were the most affected by thermotolerant coliforms, according to the model. In general, sectors 2a and 3a are the most impacted due to the presence of the Araçá outfall discharge (Figure 4). The adjacent regions most affected by TC dispersion in the model are the continental coastal areas, from Barequeçaba beach to Deserta beach (Figure 6).

CONCLUSIONS

Dispersion of Thermotolerant Coliform (TC) plumes resulted from Araçá, Itaquanduba and Cigarras domestic sewage submarine outfalls, located in the São Sebastião Channel (SSC) (South Brazil Bight), were modeled as the only pollution sources, using bacteria decay for winter (June, July and August) 2016. The main goal was to determine if and what areas were impacted by the disposal systems. Simulated concentrations were qualitatively compared with *Enterococcus* data available by CETESB (São Paulo state sanitary agency). Modeled concentrations did not exceed the 2500 MPN/100mL limit stated by Brazilian legislation (CONAMA Resolution number 274 (2000)), with an exception in June 2016 and the highest persistences of TC concentration were detected in August 2016. We concluded SSC hydrodynamic patterns are sufficient to disperse material coming from the sewage disposals. Araçá adjacent areas presented the highest modeled persistence of coliform concentrations. However, simulated concentrations did not exceed 1000 MPN/100mL in more than 0.1% of the time. Simulations reproduced satisfactorily coliforms variability and dispersion in the region.

REFERENCES

- CASTRO, B. M. d. e L. B. d. MIRANDA. *Hydrographic properties in the São Sebastião Channel: daily variations observed in march 1980*. **Revista Brasileira de Oceanografia** 46 (2), 111–123 (1988).
- CASTRO Fo, B. M. De. *Wind driven currents in the Channel of São Sebastião: winter, 1979*. **Brazilian Journal of Oceanography**, 38, 111–132 (1990).
- LAMPARELLI, C. C., MOURA, D. O., PINTO, K. C., and CAMOLEZ, A. C. *Monitoring Sea Outfall Discharges in São Paulo Coast – Brazil* (2016).
- MANCINI, J. L.. *Numerical estimates of coliform mortality rates under various conditions*. **Water Pollution Control Federation**, 2477–2484 (1978).
- BLUMBERG, A. F. and G. L. MELLOR. *A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model*. **Three-dimensional coastal ocean models**, 1–16 (1987).
- FRICK W., ROBERTS P., DAVIS L., KEYES J., BAUMGARTNER D., GEORGE K. *Dilution Models for Effluent Discharges (Visual Plumes)*. **U.S. Environmental Protection Agency** (2003).
- ZHANG , X. *Ocean Outfall Modelling-Interfacing ear and Far Field Models with Particle Tracking Method*. Phd Thesis. Massachusetts Institute of Technology (MIT) (1995).

OBSERVAÇÕES DE OSCILAÇÕES QUASE-INERCIAIS NA PLATAFORMA CONTINENTAL AO SUL DE CABO FRIO - BRASIL

**Pedro Paulo de Freitas¹, Felipe Luca L. Amorim^{1,3}, Mariela Gabioux¹, Vladimir S. da Costa¹,
Guilherme N. Mill¹, Mauro Cirano², Afonso de Moraes Paiva¹**

*¹Laboratório de Oceanografia Física – LOF, COPPE / UFRJ
Centro de Tecnologia, Bloco C, Sala 209 – Cidade Universitária, Ilha do Fundão
Rio de Janeiro – RJ CEP 21945-970, pedropaulo@oceanica.ufrj.br*

² Departamento de Meteorologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro

*³ Alfred Wegener Institute, Helmholtz Centre for Polar and Marine Research, Wadden Sea Research
Station, List/Sylt, Germany*

RESUMO

Este trabalho tem como objetivo caracterizar eventos inerciais na plataforma continental ao sul de Cabo Frio (42,17°W 23,5°S) e quantificar a importância desses eventos para a variabilidade das correntes na região. Foram utilizados dados horários de velocidade e de temperatura cobrindo os primeiros 185 m da coluna de água na quebra da plataforma continental totalizando cerca de 455 dias de medição. Os eventos inerciais de alta energia apresentam duração média de $7,6 \pm 4,1$ dias, velocidade de fase da ordem de 10 cm s^{-1} , velocidade de grupo de $10^{-2} \text{ cm s}^{-1}$ e comprimento de onda vertical de 10^2 m . Em média o primeiro modo da EOF explica 67% da variância total das velocidades dos eventos inerciais e apresenta perfil vertical característico de primeiro modo baroclínico. Os eventos inerciais em Cabo Frio totalizam uma importância relativa média de 10% ($\pm 2\%$) da variabilidade total das correntes. Durante o período amostrado (2014/2015) não foi possível identificar sazonalidade da energia inercial.

Palavras chave: eventos inerciais, variabilidade de alta frequência, velocidade de grupo

INTRODUÇÃO

As Oscilações Quase-Inerciais (OQIs) são fenômenos transientes com frequência próxima à frequência inercial (f) que desempenham importante papel na variabilidade hidrodinâmica de alta frequência do oceano (Alford et al. 2016). Essas ondas propagam fase para cima e energia em direção ao interior do oceano e apresentam assinatura no campo horizontal de velocidade na forma de movimentos anticiclônicos (Chaigneau et al. 2008). Observações diretas e modelagem numérica revelam que as OQIs apresentam maiores amplitudes de velocidade na região da quebra da plataforma continental, onde ocorre uma concentração de energia inercial (Chen et al. 1996; Nicholls et al., 2012). A ação transiente de eventos quase-inerciais de alta energia pode gerar correntes intensas na região de quebra da plataforma continental e desempenha papel importante na mistura e no cisalhamento vertical da coluna de água em regiões de ressurgência costeira (Sobarzo et al. 2007; Lucas et al. 2014).

OBJETIVOS

O objetivo deste trabalho é caracterizar eventos inerciais de alta energia na quebra da plataforma continental ao sul de Cabo Frio. Os objetivos específicos são quantificar: i) a velocidade de fase (C_z), a velocidade de grupo (C_g), o comprimento de onda vertical (λ) e a estrutura modal dos

eventos e ii) a importância relativa desses eventos para a variabilidade das correntes. Os resultados apresentados são parte de um artigo que caracteriza OQIs ao longo da quebra da plataforma continental brasileira (Freitas et al. 2019).

METODOLOGIA

Os dados de velocidade e de temperatura analisados são provenientes de duas linhas de fundeio (NAT01 e NAT02), lançados pelo Laboratório de Oceanografia Física – LOF, da COPPE/UFRJ em 42,17°W e 23,5°S, no escopo do INCT PRO-OCEANO (Fig. 1). Os fundeios são compostos por um ADCP (*acoustic Doppler current profiler*) de 150-kHz e 14 sensores de temperatura que realizam medições a cada 30 minutos entre 14 m e 185 m. O ADCP registra velocidade e direção das correntes com células de separação de 4 m, enquanto que os 14 sensores de temperatura estão dispostos a cada 10 m.

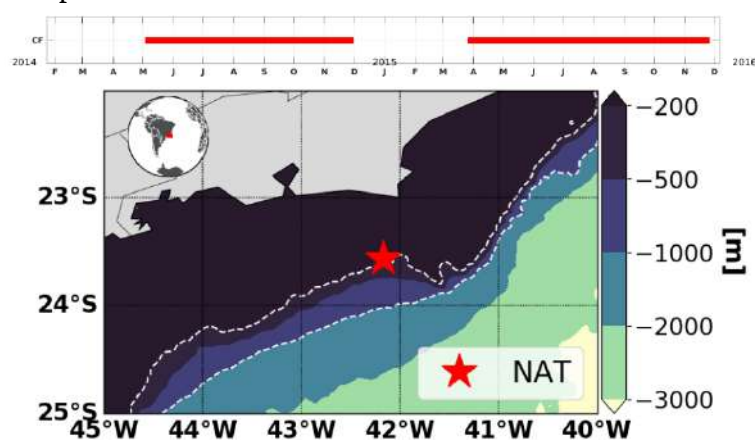


Figura1. Posição dos fundeios NAT01 e NAT02 e batimetria da plataforma continental na região de ressurgência costeira de Cabo Frio. As duas linhas brancas tracejadas representam as isóbatas de 200m e 1000m. No topo do mapa é apresentada a cobertura temporal dos dados.

Foi aplicada a técnica do espectro rotatório nas séries de velocidade brutas a fim de quantificar a energia dos movimentos anticiclônicos no domínio da frequência (Gonella 1972). Após a análise espectral, a análise harmônica foi utilizada nas séries de velocidade para retirar o sinal da maré (Shearman 2005). O dado foi então filtrado com um filtro passa-banda centrado no pico de energia da frequência inercial ($\pm 0,15$ cpd).

A série de energia cinética na banda quase-inercial foi calculada a partir das amplitudes das oscilações das componentes u e v de velocidade. Os eventos inerciais de alta energia foram definidos como momentos em que a energia é maior que a mediana das séries. A importância relativa da banda inercial para a variabilidade da energia das correntes foi quantificada em comparação com a banda de maré e a banda subinercial. Para cada evento, foram quantificados parâmetros de onda usando a técnica de *lagged cross-correlation* descrita em Kundu (1976) e modos estatísticos utilizando EOF. A caracterização dos parâmetros de onda das OQIs foi feita apenas para eventos nos quais observou-se propagação positiva de fase. Detalhes do método de quantificação dos parâmetros de onda são descritos em Freitas et al. (2019).

RESULTADOS

A série de energia cinética na banda quase-inercial em Cabo Frio apresenta períodos de alta energia com propagação vertical que ultrapassa os primeiros 50 m da coluna de água (Fig. 2a, 2b). No período amostrado (outono a primavera) não fica claro um sinal de sazonalidade da intensidade

e da penetração vertical da energia das OQIs. Os eventos inerciais de alta energia são responsáveis em média por 10% ($\pm 2\%$) da variabilidade total das correntes na região.

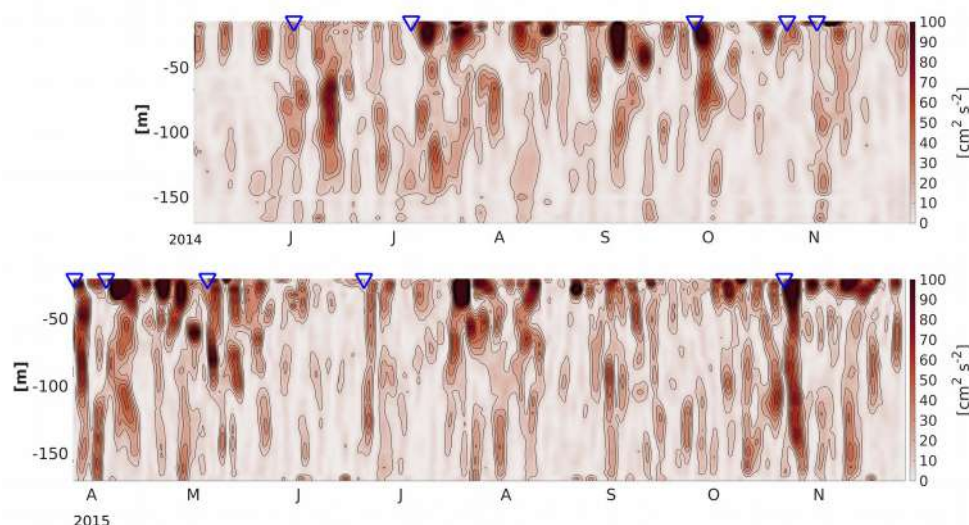


Figura2. Série temporal da energia quase-inercial ($\text{cm}^2 \text{s}^{-2}$) em Cabo Frio durante os anos de 2014 e 2015. Os triângulos azuis marcam o início dos eventos de alta energia descritos na Tabela 1.

A propagação vertical de energia das OQIs em Cabo Frio apresenta valor máximo de $-0,03 \text{ cm s}^{-1}$ ou 26 m/dia (Tabela 1). Considerando uma duração média dos eventos de $7,6 \pm 4,1$ dias, esse valor máximo de C_g pode representar uma injeção vertical de energia nos primeiros 175 m da coluna de água, como ilustrado na Fig. 2. O primeiro modo da EOF explica em média 67% da variância das velocidades dos eventos quase-inerciais e apresenta perfil que assemelha-se ao primeiro modo baroclínico.

Tabela 1. Caracterização da velocidade de fase (C_z), velocidade de grupo (C_g), comprimento de onda vertical (λ) e estrutura modal dos eventos quase-inerciais na quebra da plataforma continental ao sul de Cabo Frio.

Data	Max. Energia Cinética [cm^2/s^2]	Duração [dias]	C_z [cm s^{-1}]	C_g [cm s^{-1}]	λ [m]	%Contribuição dos Modos EOF	
						1	2
03 Jun. 2014	33	16	0,3	-0,01	127	62%	28%
06 Jul. 2014	60	11	0,2	-0,01	174	66%	26%
27 Set. 2014	59	10	0,2	-0,02	185	66%	27%
24 Out. 2014	36	5	0,1	-0,02	183	72%	18%
02 Nov. 2014	60	8,5	0,2	-0,01	189	61%	29%
27 Mar. 2015	98	3,9	0,2	-0,01	185	59%	29%
05 Abr. 2015	269	11	0,3	-0,01	108	73%	11%
05 Mai 2015	93	4	0,4	-0,01	98	62%	32%

20 Jun. 2015	47	4	0,2	-0,03	185	87%	9%
22 Out. 2015	147	6	0,2	-0,01	167	65%	25%

A forma do perfil vertical de velocidade dos eventos inerciais é modulada pela estrutura vertical de temperatura. Quando há a formação de uma termoclina sazonal o perfil vertical das velocidades inerciais apresenta uma estrutura vertical descontínua, com velocidades restritas aos primeiros metros da coluna de água. Quando a camada de mistura está mais profunda a coerência das velocidades dos eventos inerciais é maior em profundidade

CONCLUSÕES

Na média, as OQIs na quebra da plataforma continental ao sul de Cabo Frio apresentam amplitudes de 15 cm s^{-1} , duração de $7,6 (\pm 4,1)$ dias, velocidade de fase da ordem de $10^{-1} \text{ cm s}^{-1}$ e propagação vertical de energia que pode envolver os primeiros 175 m da coluna de água. Os eventos de alta energia são responsáveis por 10% da variabilidade da energia das correntes na região. A forma vertical dos eventos inerciais é afetada pela estrutura vertical de temperatura da coluna de água. O primeiro modo da EOF explica em média 67% da variância das correntes e apresenta perfil vertical característico de primeiro modo baroclínico.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALFORD, M.H.; MACKINNON, J.A.; SIMMONS, H.L.; NASH, J.D. 2016, Near-inertial internal gravity waves in the ocean. **Annu Rev Mar Sci.** 8(1):95–123.
- CHEN, C.; REID, R.O; NOWLIN, W.D. 1996, Near-inertial oscillations over the Texas-Louisiana shelf. **J Geophys Res Oceans.** 101(C2):3509–3524.
- CHAIGNEAU, A.; PIZARRO, O.; ROJAS, W. 2008, Global climatology of near-inertial current characteristics from Lagrangian observations. **Geophys Res Lett.** 35(13):L1363.
- FREITAS, P.P.; AMORIM, F.L.L; MILL, G.N.; COSTA, V.S.; GABIOUX, M.; CIRANO, M.; PAIVA, A.M. 2019, Observations of near-inertial oscillations along the Brazilian continental shelf break. **Ocean Dynamics.** 1616-7341.
- GONELLA, J.A. 1972 A rotary-component method for analysing meteorological and oceanographic vector time series. **Deep-Sea Res.** Oceanogr Abstr. 19(12):833–846.
- KUNDU, P.K. 1976 An analysis of inertial oscillations observed near Oregon coast. **J Phys Oceanogr.** 6(6):879–893.
- LUCAS, A.J.; PITCHER, G.C.; PROBYN, T.A.; KUDELA, R.M. 2014, The influence of diurnal winds on phytoplankton dynamics in a coastal upwelling system off southwestern Africa. **Deep-Sea Res II Top Stud Oceanogr** 101:50–62.
- NICHOLLS, J. F., TOUMI, R., and BUDGELL, W. P. 2012, Inertial currents in the Caspian Sea, **Geophys. Res. Lett.**, 39, L18603.
- SHEARMAN, R.K. 2005, Observations of near-inertial current variability on the new England shelf. **J Geophys Res Oceans.** 110(C2):C02012.

ANÁLISE DO COMPORTAMENTO DA ONDA DE MARÉ NO ESTUÁRIO DO CANAL DE SÃO FRANCISCO

Luana¹, R.C.P; Alessandro¹, M.F.; Alexandre¹, M.F; Leticia¹ C.C.

*¹Universidade do Estado do Rio de Janeiro – Faculdade de Oceanografia – Departamento de Oceanografia Física- DOF
Rua São Francisco Xavier, 524 – 4o andar, Bloco F, sala 4126-F, 20550-013, Maracanã, Rio de Janeiro, RJ.
riscado.luanacp@gmail.com*

RESUMO

O estuário do Canal de São Francisco (CSF) é o trecho final do Rio Guandu e é responsável pela oferta hídrica para diversos usos como indústrias, pesca, agricultura e abastecimento urbano. Apesar da grande importância tanto do ponto de vista ecossistêmico quanto socioeconômico, há grande escassez de trabalhos na literatura que tratem das dinâmicas hídricas desse estuário. O objetivo desse trabalho foi analisar o comportamento da onda de maré no estuário do CFS através dos componentes harmônicos. O método harmônico utilizado foi o PACMARE (Previsão e Análise de Maré) desenvolvido por Franco (1992), baseada na análise de Fourier. Através dos resultados obtidos foi possível identificar a presença de 2 componentes de águas rasas, bem enérgicas, que contribuem para uma assimetria na onda de maré, gerando vazantes mais longas do que as enchentes.

Palavras chave: maré, análise harmônica, estuário

INTRODUÇÃO

O entendimento sobre os processos de propagação da maré dentro do sistema estuarino é de fundamental importância, uma vez que a maré é o principal mecanismo de mistura e trocas de água entre o oceano e o corpo costeiro. O conhecimento preliminar da hidrodinâmica, transporte de sedimento, nutrientes e poluentes do sistema é determinante para uma gestão de qualidade em ambientes estuarinos.

O Canal do São Francisco (CSF) é o trecho final do Rio Guandu, cujo curso é retificado e deságua na Baía de Sepetiba. A descarga da Usina Hidrelétrica de Pereira Passos é o principal fator que interfere na vazão de deságue no CSF, e portanto a intensidade da penetração da cunha salina está intimamente associada à operação da usina (Pereira, 2006).

Dada a importância que o Rio Guandu e seu estuário possuem para o abastecimento de grande parte da cidade do Rio de Janeiro, e também para o funcionamento de diversas indústrias que funcionam em suas margens, esse trabalho teve como objetivo estudar o comportamento da onda de maré dentro do estuário, uma vez que há poucos trabalhos na literatura científica realizados na região.

OBJETIVOS

Analisar o comportamento da onda de maré no estuário do Canal de São Francisco, tendo como objetivo específico realizar a análise harmônica dos dados de maré obtidos durante o trabalho.

METODOLOGIA

Os dados de nível da superfície da água foram registrados com a utilização de um marégrafo de pressão marca RBR, modelo Virtuoso, com sistema digital de medição. O marégrafo foi instalado no dia 28 de maio de 2019 à 3 km da foz do CSF, na latitude -22.9154 e longitude -43.7610. Os registros foram adquiridos com intervalos de 5 minutos durante um período de 42 dias. Os principais componentes harmônicos foram obtidos através do método harmônico utilizado pelo PACMARE (Previsão e Análise de Maré) desenvolvido por Franco (1992), baseado na análise de Fourier.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Um total de 15 constituintes harmônicos, estatisticamente significantes ao nível de 95% de confiança, foi obtido para o período analisado da maré (Tabela I), sendo 3 de espécies diurnas, 3 semi-diurnas e o restante das espécies de água rasa. A constante que apresentou maior energia foi a M_2 , com 34,77 cm, seguido das constantes de água rasa M_4 e SN_4 , com 13,05 e 22,73 cm, respectivamente. As constantes diurnas representaram 19,27% do somatório das amplitudes enquanto as constituintes semi-diurnas e de água rasa restantes (M_4 , SN_4 , MSN_6 , M_8 , $2MSN_8$, $6MO_{11}$, M_{12} , $4MSN_{12}$, $4M2S_{12}$) foram responsáveis por 41,13 e 39,59%, respectivamente, da energia da maré.

Tabela I - Constituintes harmônicas de maré significativas ao nível de 95% de confiança, com suas respectivas amplitudes (cm) e fases (°).

Espécie	Amplitude (cm)	Fase (°)	Período (H)
Diurna			
O ₁	10,82	54,75	25,82
K ₁	6,92	111,15	23,93
P ₁	2,29	106,92	24,06
Semidiurna			
M ₂	34,77	32,28	12,42
T ₂	1,42	41,46	12,02
K ₂	6,57	41,83	11,97
Água Rasa			
M ₄	13,05	3,3	6,21
SN ₄	22,73	261,35	6,16
MSN ₆	3,28	251,05	4,12
M ₈	0,4	19,38	3,1
2MSN ₈	0,76	183,16	3,09
5MO ₁₁	0,21	147,13	
M ₁₂	0,2	151,01	
4MSN ₁₂	0,24	326,14	
4M2S ₁₂	0,29	137,7	2,05
Soma	103,95		

Destacando a origem das principais constituintes mais energéticas, como a presença da O_1 (lunar diurna), K_1 (luni-solar diurna) e da K_2 (luni-solar semi-diurna), todas estão relacionadas à declinação da Lua e do Sol com relação a Terra, e portanto, o surgimento dessas constantes se dá pela modulação da M_2 e S_2 (Parker, 2007).

A partir dessas constituintes principais (K_1 , O_1 , M_2 e K_2) é possível determinar o tipo de

maré presente, determinando o número de forma (F), que se define como:

$$F = (O_1 + K_1)/(M_2 + K_2)$$

O F encontrado foi igual a 0,43, indicando uma maré semi-diurna com desigualdades diurnas.

A onda de maré ao propagar-se para as regiões estuarinas sofre distorções ao interagir com a geometria e com o fundo em águas rasas desses ambientes costeiros, devido ao atrito e a outros efeitos não-lineares. Essas distorções são causadas pela criação de novas componentes, conhecidas como harmônicos de águas rasas, que muitas vezes podem ser mais energéticos do que os componentes fundamentais (Myao & Harari, 1989). De acordo com Speer & Aubrey (1985), a interação dos harmônicos com os sub-harmônicos é a principal causa das assimetrias das ondas, causando diferenciações nos tempos de enchente e vazante.

Para se avaliar a assimetria da onda de maré foi calculada a razão entre as amplitudes das constantes M_4 e M_2 , e para se determinar o sentido da assimetria foram calculadas as diferenças de fase dessas duas componentes ($2\Theta M_2 - M_4$), obtendo assim o tipo de distorção da maré, com dominância de enchente ou vazante. A razão AM_4/AM_2 calculada foi de 0,37, indicando que a quarto-diurna representa 37% da amplitude da semi-diurna. A diferença de fase obtida foi de $61,26^\circ$, denotando uma assimetria positiva, isto é, período de vazante maior que de enchente, caracterizando, portanto, a dominância de enchente. Este resultado corrobora com os resultados de Speer & Aubrey (1985), quando verificou-se que estuários sem planícies de maré (que é o caso do estuário em estudo) tendem a desenvolver vazantes de maré mais longas.

Na figura 1 é possível observar essa assimetria da maré, com duração de vazantes de 8 horas e 30 minutos, tanto na sizígia quanto na quadratura, e enchente de duração de 4 horas e 45 minutos na sizígia, e de 3 horas e 45 minutos na quadratura. As assimetrias de duração de enchente e vazante são potencialmente importantes para as tendências de sedimentação a longo prazo nos sistemas estuarinos (Speer & Aubrey, 1985), uma vez que estuários com dominância de enchente possuem correntes de enchente mais intensas, tendendo, portanto, a importar sedimentos (Fonseca, 2019).

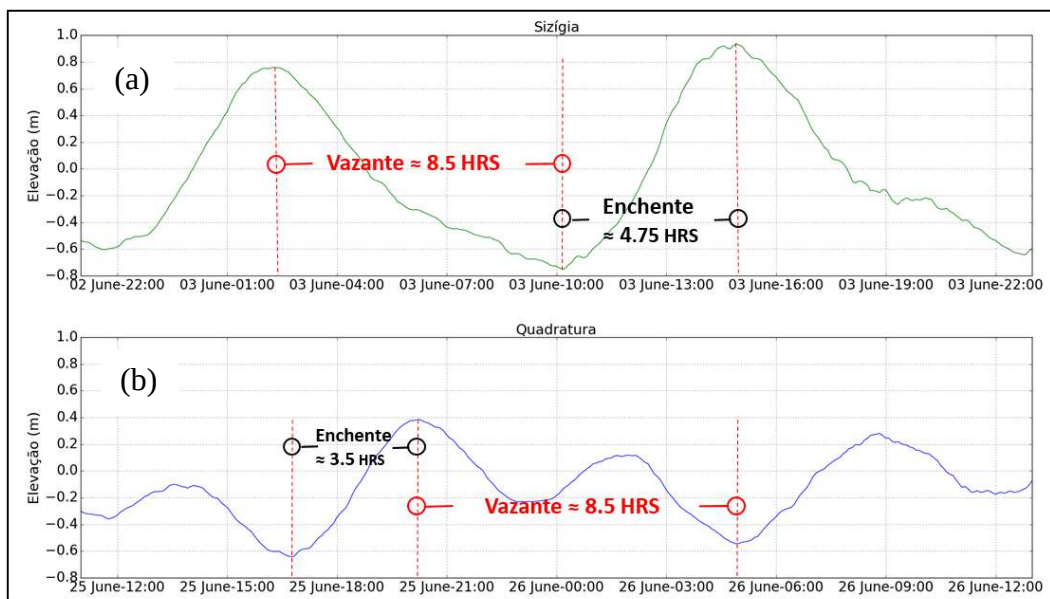


Figura 1- Curva de maré, mostrando o tempo de duração dos períodos de vazante e enchente durante os períodos de sizígia(a) e quadratura (b).

Durante a quadratura é possível observar uma sobre elevação da curva de maré durante a vazante (Fig. 1); Essa pequena subida se deve provavelmente à diferença de fase entre as constantes de água rasa (M_4 e SN_4) e as constantes fundamentais. O fato das constantes de água rasa possuírem períodos de aproximadamente 6 horas faz com que se observe 4 picos de maré alta durante um período de 25 horas. Essa sobre elevação é mais perceptível durante a maré de quadratura devido ao menor variação de nível da maré.

O crescimento e surgimento de novos harmônicos vai depender do balanço entre a energia extraída das frequências fundamentais por processos não-lineares de atrito, advecção e continuidade, e da energia perdida por dissipação (Speer & Aubrey, 1985). Portanto, para que se tenha um melhor entendimento dos principais processos geradores da deformação das ondas e criação de novos harmônicos é preciso fazer um estudo mais aprofundado de cada desses mecanismos.

CONCLUSÕES

Através dos resultados obtidos foi possível determinar os componentes harmônicos mais energéticos que atuam na propagação da onda dentro do estuário do CSF, que foram as M_2 , SN_4 , M_4 e O_1 , em ordem, do mais energético para o menos energético, demonstrando assim a significância dos sub-harmônicos no comportamento da onda de maré na região estuarina.

A assimetria gerada pela presença dos constituintes de água rasa classificou o estuário como enchente dominante, o que é determinante para os processos de transporte e sedimentação de sedimentos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- FONSECA, S.A.R. 2019. A origem das oscilações quartodurnas na Baía de Sepetiba (Rio de Janeiro, Brasil) e sua importância nos residuais de correntes. Tese. Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE.
- FRANCO, A.S. **Marés-programas para previsão e análise**. Cotia, SP-Brasil. 1992.
- MYAO, S.Y.; HARARI, J. 1989. Estudo preliminar da mare e das correntes de mare da região de Cananéia (25°S – 48°W). *Instituto Oceanográfico*, São Paulo, 37(2): 107-123.
- PARKER, B. B. Tidal Analysis and Prediction. Silver Spring, Maryland. NOAA, pg. 378. 2007.
- PEREIRA, V. S. DO A. **Proposta de uma Metodologia para Análise de Outorgas de uso da água em regiões sujeitas à influência de maré**. Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2006.
- SPEER, P.E.; AUBREY, D.G. Study of Non-linear Tidal Propagation in Shallow Inlet/Estuarine Systems Part II: Theory. 1985. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 21: 207-224

MEDIDAS EULERIANAS E LAGRANGEANAS DE CORRENTES LONGITUDINAIS NA PRAIA DO CAMPECHE – FLORIANÓPOLIS (SANTA CATARINA, BRASIL)

Schiochet¹, C.S.; Janssen¹, O.J.C.; Andrade¹, M.M.; Pereira², P.S

¹Universidade do Vale do Itajaí-UNIVALI. Itajaí, Rua Uruguai, 458, Laboratório de Oceanografia Física – SC

²Universidade Federal de Santa Catarina-UFSC. Florianópolis, Campus Universitário Reitor João David Ferreira Lima, Trindade, Laboratório de Oceanografia Costeira - SC

Email: cintia_schiochet@hotmail.com; olga@edu.univali.br; michelena@univali.br; pspraias@gmail.com

RESUMO

Correntes longitudinais são processos relacionando a aproximação das ondas com um ângulo oblíquo em relação a linha de costa e é controlado pela altura e ângulo de incidência da onda. Este trabalho visa analisar os parâmetros de ondas e sua relação com a intensidade e direção da corrente longitudinal através das medidas eulerianas e lagrangeanas. Em um período de seis dias foi realizado um experimento de campo para investigar a dinâmica de uma corrente longitudinal na Praia do Campeche – SC. Foram utilizados 6 derivadores lagrangeanos com GPS's e um ADCP fundeado a 18 m de profundidade. Foi evidenciado a formação e presença da corrente longitudinal ao longo da costa causada pela quebra de ondas com ângulo oblíquo a linha de praia.

Palavras-chave: Praia do Campeche, zona de surfe, correntes longitudinais, derivadores lagrangeanos, Fluxo de momentum.

INTRODUÇÃO

“A zona costeira é um ambiente complexo decorrente do intenso dinamismo entre o oceano, o continente e a atmosfera [...]. A linha de costa presente nas praias é constantemente modelada pela ação de ondas, correntes e ventos. ” (SCHMIDT, 2010). Correntes longitudinais são processos relacionando a aproximação das ondas com um ângulo oblíquo em relação a linha de costa e é controlado pela altura e ângulo de incidência da onda. Produz um vetor de energia, que gera a corrente paralela à costa, dentro da zona de surfe. A zona de surfe representa o local que ocorre a dissipação de energia das ondas incidentes, apresentando decaimento exponencial na altura até coincidir com a linha de costa. A zona de surfe depende diretamente do modo de dissipação de energia da onda incidente e tipo de quebra (WRIGHT & SHORT, 1984). Esse vetor de energia é definido como um fluxo de tensão de radiação (em inglês: “radiation stress”), que pode ser transversal ao movimento de propagação da onda (LONGUET-HIGGINS, 1962, apud KOMAR, 1976). Esse mecanismo se constitui na força indutora da citada corrente longitudinal, a qual é característica para cada ambiente e que pode coexistir com correntes geradas pelas marés e pelo vento. Além das forças citadas, essa corrente pode depender da inclinação do fundo da praia, do atrito com o fundo e com o vento (NIELSEN, 2009).

OBJETIVOS

O presente trabalho tem como objetivo analisar os parâmetros de ondas e sua relação com a intensidade e direção da corrente longitudinal, num período de seis dias, através do uso de ADCP e derivadores lagrangeanos.

METODOLOGIA

Durante o período de 27 de abril a 02 de maio de 2019, foi realizado o experimento de campo na Praia do Campeche, Florianópolis - Santa Catarina (Latitude -27,6898S e Longitude -48,4816W). Considerada como praia intermediária com regime de micromaré semi-diurna.

As coletas de dados consistiram em dois tipos de medições. Em um deles, foi fundeado um ADCP de 1 MHz para medir altura de onda e velocidade e direção de corrente, posicionado fora da zona de surfe, a 18 m de profundidade. Os registros dos parâmetros de ondas foram realizados a cada 30 min, entre as 07 e 13 h de todos os dias da campanha.

Simultaneamente às medições do ADCP, foram lançados a cada 30 min 6 derivadores lagrangeanos durante os seis dias de experimento, com GPS's acoplado em cada um deles, para estimar a velocidade e o trajeto do campo das correntes no interior da zona de surfe, sendo assim, uma média de 72 lançamentos durante a campanha. Para o cálculo do Fluxo de momentum foi utilizado a metodologia proposta por Nielsen (2012). Equação 1:

$$Fm = \rho g H_b^2 \sin 2a_b \quad \text{Eq. 1}$$

onde ρ é a densidade da água do mar, g é a aceleração da gravidade, H_b^2 é a altura significativa da onda no ponto de quebra da onda e a_b é o ângulo de incidência da onda no ponto de quebra da onda. Sendo os parâmetros utilizados altura significativa da onda, período do pico da onda (tp) e média da direção (mdir). E, para os tratamentos dos dados foram utilizados softwares específicos.

RESULTADOS

Através do uso do ADCP, foram encontrados médias dos seis dias de campanha dos dados de altura significativa das ondas de 1.0769 metros, período do pico de onda correspondente a frequência de pico de 8.7850 segundos, a direção média do pico no quadrante Sul-Sudeste e velocidade da corrente de 0.4410 m/s, conforme mostra a Tabela 1.

Data	Hm (m)	Tp (s)	Tm (s)	Tpdir (deg)	Mdir (deg)	Vel. (m/s)
27/04/2019	1.4882	8.0045	6.2264	91.6564	91.7591	0.6960
28/04/2019	0.9945	7.4782	6.0527	91.5355	83.9400	0.7067
29/04/2019	0.9891	8.7782	6.3482	116.4518	117.2000	0.3843
30/04/2019	0.9591	8.2318	6.7491	109.0436	112.3309	0.8625
01/05/2019	0.8900	9.0436	6.8382	100.4045	99.4245	0.7900
02/05/2019	1.1409	11.1736	7.0291	149.1018	152.1336	0.5300

Tabela 1. Valore médios de altura significativa das ondas (Hm), período do pico da onda (Tp), período médio da onda (Tm), direção do pico (Tpdir), média de direção (Mdir) e velocidade da corrente (Vel.).

Contudo, o Fluxo de momentum longitudinal calculado usando a metodologia proposta em Nielsen (2012) mostrou fluxos de momentum com sentido negativo, ou seja, causado por ângulos de incidência de ondas negativos na direção Norte e velocidades baixas (Figuras 1, 2 e 5) e, fluxos com ângulos de incidência positivos na direção Sul e velocidades constantes (Figuras 3, 4 e 6).

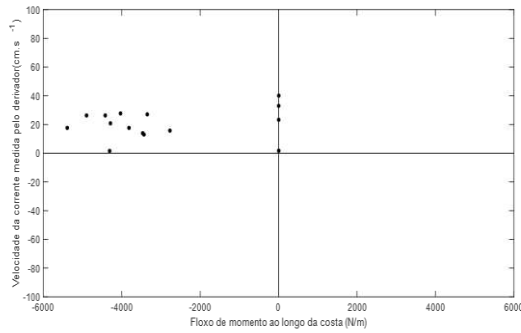


Figura 1. Relação entre o fluxo de momento e a velocidade da corrente do dia 27/04/2019.

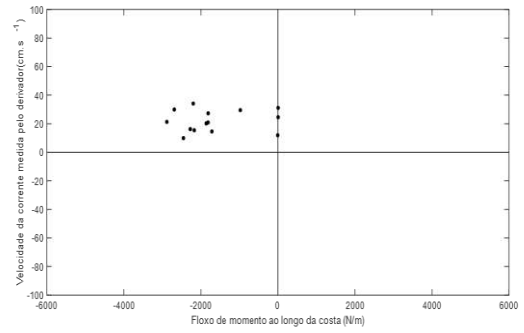


Figura 2. Relação entre o fluxo de momento e a velocidade da corrente do dia 28/04/2019.

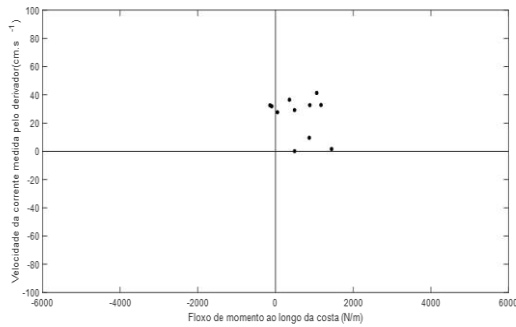


Figura 3. Relação entre o fluxo de momento e a velocidade da corrente do dia 29/04/2019.

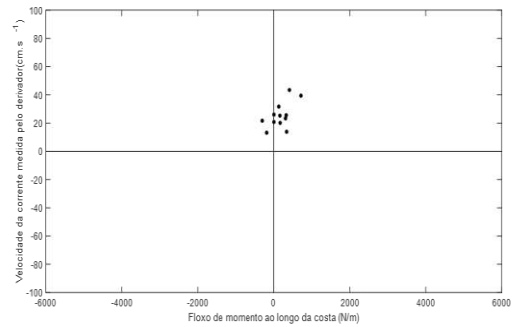


Figura 4. Relação entre o fluxo de momento e a velocidade da corrente do dia 30/04/2019.

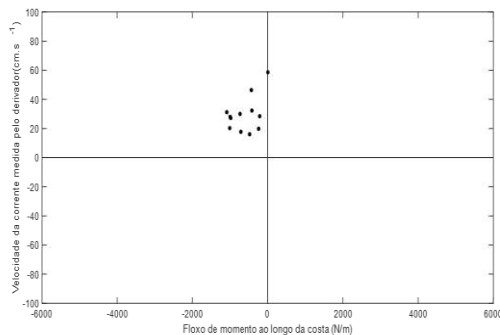


Figura 5. Relação entre o fluxo de momento e a velocidade da corrente do dia 01/05/2019.

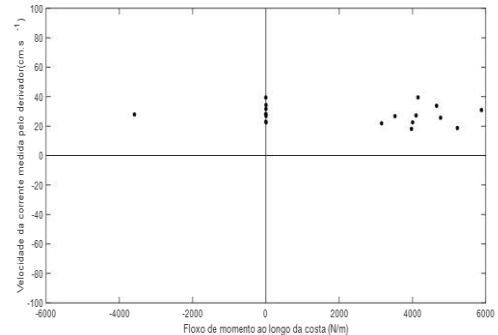


Figura 6. Relação entre o fluxo de momento e a velocidade da corrente do dia 02/05/2019.

Os derivadores lagrangeanos derivaram na direção Norte logo, esperava-se um Fluxo de momentum nessa mesma direção em todos os dias de campanha, o que foi visto somente nas figuras 1, 2 e 5. Como o ângulo de incidência de ondas calculado juntamente com as direções de pico, resultou em valores muito pequenos. Resultando assim em Fluxos de momentum com sentidos negativos e positivos. O Fluxo de momentum calculado teve uma correlação com a intensidade e direção da corrente ao longo da costa.

CONCLUSÕES

As observações de campo e as análises realizadas demonstram a formação e presença da corrente longitudinal ao longo da costa causada pela quebra de ondas e ângulo oblíquo. Entretanto, o padrão teórico de formação do Fluxo de momentum não foi claramente observado. Uma causa para isto, pode ser ao pequeno ângulo de incidência de ondas observado na campanha de campo realizada.

Esses são os primeiros resultados apresentados do experimento realizado na praia do Campeche. Planeja-se testar outros modelos teóricos de formação da corrente longitudinal em praias arenosas buscando um entendimento sobre este processo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ANDRADE, Mauro Michelena. **PADRÕES DE CIRCULAÇÃO COSTEIRA DO LITORAL NORTE DO RS.** 2019. 107 f. Tese (Doutorado) - Curso de Programa de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2019.

Komar PD (1976) Beach Process and Sedimentation. Prentice Hall, 429p

Longuet-Higgins MS (1970) Longshore currents generated by obliquely incident sea waves: 1. Journal of Geophysical Research, 75(33): 6778-6789.

Nielsen P (2009) Coastal and estuarine processes (Vol. 29). World Scientific Publishing Company.

SCHMIDT, A. D.. Caracterização Morfossedimentar da Praia da Enseada, Ilha do Campeche, Santa Catarina, Brasil. 2010. 101 f. Dissertação (Mestrado) – Curso de Geografia, Geociências, Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis/SC, 2010.

SOUZA, Pedro Lins de. **DINÂMICA DA ZONA DE SURFE DE UMA PRAIA COM RECIFES.** 2017. 49 f. TCC (Graduação) - Curso de Oceanografia, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2017.

The Open University: Wright, J., Colling, A., & Park, D. (Eds.).(1999). Waves, tides, and shallow-water processes (Vol. 4). Gulf Professional Publishing.

WRIGHT, L. D., SHORT, A. D. 1984. Morphodynamics variability of surf zones in Australia. In: KOMAR (Ed.), Handbook of coastal processes and erosion. CRC Press, Boca Raton, Florida, 35-64pp.

Desenvolvimento de modelo da estrutura vertical de concentração de Clorofila-a na região da Cadeia Vitória-Trindade

Gimenes de Sena¹,G.; da Silveira¹,I.

*Instituto Oceanográfico. Praça do Oceanográfico, 191 - Cidade Universitária
CEP 05508-120 - São Paulo (SP) - Brasil
giovanna.sena@usp.br*

RESUMO

A partir da "cor do oceano" detectada por sensores acoplados em satélites é possível estimar a concentração de clorofila e associá-la a biomassa fitoplanctônica e produção primária, obtendo dados frequentes, com boa resolução global e que permitem análises sazonais. Entretanto, essa estimativa se limita a camadas superiores do oceano, o que a torna insuficiente para estudos que envolvam caracterização da distribuição vertical e análise da produção biológica. Para isto, são realizadas coletas e análises *in situ* que apesar de serem fundamentais, não garantem a amostragem contínua, que é obtida por dados remotos. O presente estudo busca desenvolver um modelo, através de uma função não dimensional, em que seja possível obter a estrutura vertical e consequentemente a variação com a profundidade da concentração de clorofila a partir de dados de superfície extraídos remotamente. Para isso, serão utilizados dados *in situ* do cruzeiro Ilhas 2 realizado na região da Cadeia Vitória-Trindade em associação aos dados remotos disponibilizados na plataforma GlobColour, bem como as características físico-biológicas da região.

Palavras chave: Sensoriamento remoto, Clorofila, Cadeia Vitória-Trindade, Modelo de recurso biológico

INTRODUÇÃO

A partir da "cor do oceano" detectada por satélites é possível estimar a concentração de clorofila-a e inferir a produção primária, obtendo dados frequentes, com boa resolução espacial e que permitem análises sazonais da distribuição fitoplanctônica no oceano. Isto se deve a característica dos pigmentos fotossintéticos presentes no fitoplâncton, principalmente a clorofila-a, que absorvem o espectro eletromagnético na faixa do azul e do verde (Morel and Prieur, 1977)

Entretanto, essa estimativa limita-se às camadas superficiais do oceano (Gordon and McCluney, 1975), sendo insuficiente para estudos que envolvam a caracterização da distribuição vertical e consequentemente a análise da produção biológica e, apesar da limitação espacial, dados frequentes, que permitem uma avaliação sazonal em escala global e local de forma bem distribuída, ainda são primordialmente extraídos através do sensoriamento remoto, pois é praticamente inviável obter uma quantidade de dados *in situ* que satisfaça tais requisitos de amostragem.

Tendo em vista tal problemática, o cerne deste trabalho é desenvolver um modelo de recurso biológico, através de uma curva não dimensional, em que seja possível obter a estrutura vertical e consequentemente a variação com a profundidade da concentração de clorofila a partir de dados de superfície extraídos remotamente. A correlação entre os valores de clorofila próximos a superfície, com o integrado na coluna d'água e a distribuição vertical fitoplanctônica foi verificada, através de parametrizações adequadas, por Morel and Berthon (1989) e posteriormente por Uitz, et al. (2006).

Naturalmente a pesquisa irá contribuir para estudos futuros de caracterização da dinâmica de produção primária no local, bem como os processos de mesoescala relacionados. Considerando um possível acompanhamento frequente das variações sazonais.

Devido a disponibilidade de dados *in situ* e ainda existirem poucas pesquisas sobre a dinâmica da produção primária característica na região, a área determinada para este estudo é a cadeia de montes submarinos Vitória-Trindade (CVT). Localizada entre as latitudes 20°S e 21°S, a cadeia inicia-se a 175 km da costa e se estende até a Ilha de Trindade e o arquipélago de Martim-Vaz. A interação da Corrente do Brasil com a batimetria faz com que a CVT seja um local propenso a fenômenos de mesoescala associados ao aumento da produtividade primária, como a formação de vórtices, estes, podem ocasionar processos de sub mesoescala fundamentais para a intrusão e renovação de nutrientes na região.

O presente estudo utiliza dados *in situ* obtidos com o perfilador CTD (Conductivity, Temperature and Depth) com sensor de fluorescência acoplado e espectrofotometria, ambos referentes ao cruzeiro Ilhas II realizado na região da Cadeia Vitória-Trindade durante o mês de agosto. Estes, foram utilizados para obter uma função em que seja possível encontrar uma correlação entre dados de concentração de clorofila na superfície obtidos remotamente que depende da localização geográfica e o perfil vertical típico da região.

OBJETIVOS

O objetivo principal consiste em **desenvolver um modelo de recurso biológico que permita perfilar tridimensionalmente a concentração de clorofila-a ao longo da coluna d'água a partir de valores de superfície obtidos por satélite.**

Este objetivo será atingido através da elaboração de uma função não dimensional utilizando os dados de concentração de clorofila-a, obtidos através de medidas de fluorescência com CTD *in situ* durante o cruzeiro dos projeto Ilhas II na região da Cadeia Vitória-Trindade. Essa função será testada e o modelo validado com base na concentração de clorofila-a indicada pelo espectrômetro e estimada durante as coletas oceanográficas.

METODOLOGIA

Para o desenvolvimento do modelo este trabalho baseou-se nas formas analíticas dos modelos genéricos de recursos com base na salinidade/temperatura aplicada por Gangopadhyay and Robinson, 2002 e o adaptou para a quantificação de concentração de clorofila ao longo da coluna d'água. Sabe-se que a clorofila tende a zero na profundidade máxima de coleta, portanto a função resultante depende do perfil médio adimensional ($G(z)$) e do valor de concentração de clorofila-a na superfície obtido remotamente em determinada localização geográfica ($A(x,y)$). (Equação 1).

$$[Chl](x,y,z) = A(x,y) G(z) \quad (1)$$

O cálculo do perfil médio foi realizado utilizando apenas os perfis obtidos nas estações do cruzeiro oceanográfico em que houve coleta de água e posterior análise em laboratório da concentração de clorofila, totalizando 17 estações. Estas foram divididas em duas regiões para que fosse possível determinar perfis médios característicos para o ambiente ao redor da ilha de Trindade e ao longo da CVT. Os dois perfis médios obtidos referentes a cada região foram normalizados, de forma que o valor de superfície se tornasse igual a um e consequentemente, adimensional.

O modelo foi testado com base nos dados de concentração de clorofila-a obtidos por espectrofotometria a partir da coleta de água realizada *in situ* durante os cruzeiros. O valor de

superfície foi inserido na função e o perfil de estrutura vertical gerado, comparado com os valores da análise das amostras de água. Para que seja possível utilizar o modelo com os dados remotos de concentração de clorofila-a foi necessário verificar o erro associado a cada perfil e a correlação entre os valores obtidos e os verificados *in situ*, e assim realizar a calibração necessária.

RESULTADOS

1. Perfil Médio

Para a elaboração do perfil médio de concentração de clorofila-a as estações de coleta foram divididas em duas regiões, a primeira corresponde às estações ao redor da Ilha de Trindade, enquanto a segunda, corresponde às estações ao longo da cadeia (Figura 1). Portanto, foram gerados dois perfis médios, um para cada região (Figura 2 e Figura 3).

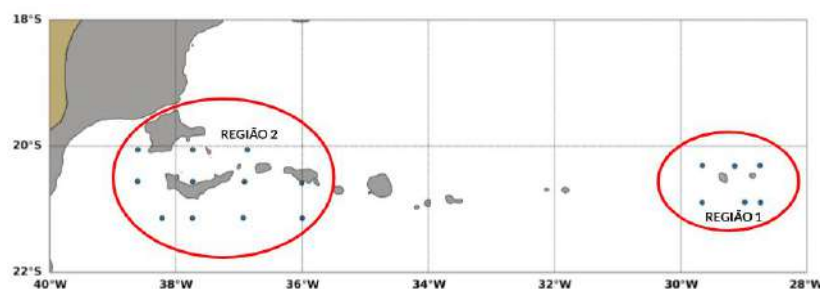


Figura 1: Mapa ilustrando a posição das 17 estações (pontos em azul) onde houve coleta de amostras de água para análise da concentração de clorofila-a por espectrofotometria durante o cruzeiro realizado em agosto de 2017

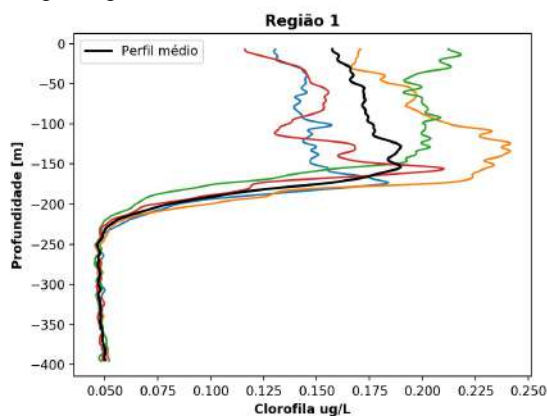


Figura 2: Perfil médio de clorofila-a e perfis de clorofila-a das estações da região 1.

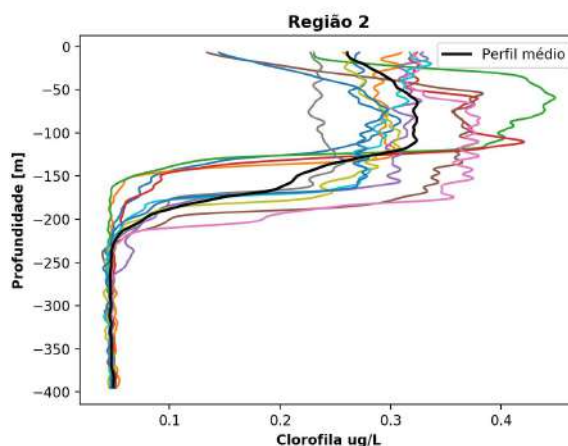


Figura 3: Perfil médio de clorofila-a e perfis de clorofila-a das estações da região 2.

2. Calibração

A calibração foi realizada com base nos dados de concentração de clorofila-a próximos a superfície obtidos *in situ*, ou seja, na análise espectrofotométrica da água coletada durante o cruzeiro. A figura 4 corresponde a estação 396 da região 2, observa-se que o perfil gerado pelo modelo acompanha, com certo erro, o que foi obtido durante a coleta.

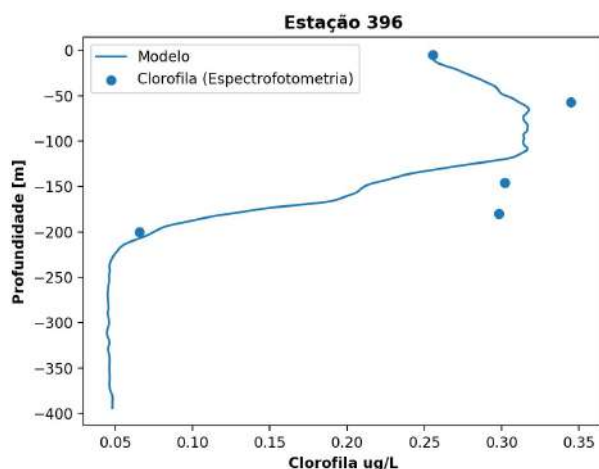


Figura 4: Perfil de clorofila-a gerado pelo modelo. Os pontos correspondem às concentrações de clorofila-a obtidas a partir das coletas *in situ*

CONCLUSÕES

O estudo ainda está em desenvolvimento e o modelo em fase de calibração, mas, através da observação e do cálculo dos erros associados aos resultados é possível concluir que o perfil gerado pelo modelo segue a estrutura média dos dados obtidos *in situ*. Entretanto, o resultado ainda não é satisfatório e necessita maiores ajustes para que o objetivo seja atingido.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Gangopadhyay, A., & Robinson, A. R. (2002). Feature-oriented regional modeling of oceanic fronts. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 36(1-3), 201-232.
- Gordon, H. R. and McCluney, W. (1975). Estimation of the depth of sunlight penetration in the sea for remote sensing. *Applied optics*, 14(2):413-416.
- Morel, A. and Berthon, J.-F. (1989). Surface pigments, algal biomass profiles, and potential production of the euphotic layer: Relationships reinvestigated in view of remote-sensing applications. *Limnology and oceanography*, 34(8):1545-1562.
- Morel, A. and Prieur, L. (1977). Analysis of variations in ocean color 1. *Limnology and oceanography*, 22(4):709-722.
- Uitz, J., Claustre, H., Morel, A., and Hooker, S. B. (2006). Vertical distribution of phytoplankton communities in open ocean: An assessment based on surface chlorophyll. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 111(C8).

EXTREMOS DE MARÉ BAIXA EM CANANÉIA/SP DURANTE O INVERNO E ASSOCIAÇÕES COM A INTERAÇÃO OCEANO-ATMOSFERA

Tatiany Marinho Vasconcelos, T.¹; Gyrlene Aparecida Mendes da Silva¹, G.

*¹ Instituto do Mar/Universidade Federal de São Paulo - Campus Baixada Santista
Rua Dr. Carvalho de Mendonça, 144 - Vila Belmiro, Santos – SP, Brasil. CEP 11070-102
tatianymarinho.v@gmail.com¹, gyrlene@gmail.com¹*

RESUMO

Oscilações no nível do mar são constantemente influenciadas por forçantes meteorológicas. Estudos anteriores mostraram que durante o inverno do Hemisfério Sul essas oscilações são mais favorecidas, mas esse é o período climatológico menos propício para os casos de maré baixa no litoral do Sudeste do Brasil. O presente estudo identificou os extremos de maré baixa observados entre 2014-2016 em Cananéia/SP e os associou a tendência de atuação de um anticiclone transiente em deslocamento no sudoeste do Oceano Atlântico Sul desde 2 (dois) dias antes das observações. Em média, o sistema transiente modificou a direção e velocidade do vento sobre a região de estudo e foi modulado pela circulação atmosférica em altos níveis. O estudo de caso é um exemplo de como a interação oceano-atmosfera pode ocasionar eventos extremos no oceano.

Palavras chave: Extremos de maré, anticiclone, interação oceano-atmosfera.

INTRODUÇÃO

As marés são variações periódicas do nível do mar causadas pela atração gravitacional no sistema Terra-Sol-Lua e influenciadas por fenômenos meteorológicos decorrentes de movimentos atmosféricos envolvendo diversas variáveis físicas como: temperatura, pressão e atuação dos ventos (Truccolo, 1998). É possível separar as oscilações de maré que são originadas pela atração gravitacional daquelas estimuladas por fenômenos meteorológicos para obter uma análise dimensional ou temporal da influência de cada uma dessas forçantes sobre determinado local. Campos et al. (2009) explica que as oscilações de maré quando analisadas por aspectos meteorológicos são resultantes do forçamento da superfície oceânica devido a interação entre os fluidos, mais conhecida como interação oceano-atmosfera. De acordo com Campos et al. (2009), as intensas oscilações o nível do mar podem atingir valores acima ou abaixo do desvio padrão em relação ao Nível Médio do Mar ocorrendo, assim, as anomalias ou os extremos de maré. Hora (2015) relata que no caso dos eventos extremos negativos de maré, o acesso à região portuária e atracação de navios de grande porte se torna arriscado, principalmente em águas rasas, devido à diminuição da distância entre o fundo e o calado dos navios, dificultando as operações locais. O presente estudo de caso preliminar foi referente à Cananéia, litoral Sul de São Paulo, durante os meses de inverno dos anos de 2014 a 2016 para que fossem identificados e interpretados os casos de extrema maré baixa e seus fatores de influência.

OBJETIVOS

Identificar e analisar associações entre os eventos extremos negativos de maré em Cananéia/SP durante Jun-Jul-Ago de 2014-2016 e influência dos fenômenos meteorológicos.

METODOLOGIA

O período de estudo foi correspondente ao inverno do Hemisfério Sul (Junho, Julho e Agosto, JJA) de 2014 a 2016. O período de três anos foi preferido pela disponibilidade em comum de todos os dados com as reanálises de maior resolução. Os dados horários de nível do mar foram obtidos da *University of Hawaii/Sea Level Center* - UHSLC (Caldwell e Thompson, 2015) relativo à estação maregráfica de Cananéia (25.01700°S ; 47.92500°W). Os demais dados foram as reanálises do *Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications v.2* - MERRA-2 (Gelaro et al., 2017): Pressão à Nível Médio do Mar (PNMM), velocidade e direção do vento em superfície (10m) e altura geopotencial em 200 hPa ; e com resolução espacial de $\frac{1}{2}^{\circ}$ de latitude por $\frac{5}{8}^{\circ}$ de longitude fornecidas pelo *Global Modeling and Assimilation Office /National Aeronautics and Space Administration* - GMAO/NASA .

A sazonalidade foi removida dos dados de nível do mar e, em seguida, foi aplicado o filtro Lanczos passa-baixa com frequência de corte de 28 horas para eliminar a modulação das forçantes astronômicas visto que essas componentes possuem períodos em torno de 8 - 24 horas (técnica de filtragem também usada por Campos et al., 2009). A identificação dos valores extremos de nível do mar foi a partir daqueles que estiveram abaixo de -2 (duas) vezes o desvio padrão. Depois de identificados, os eventos foram organizados de acordo com as horas de ocorrência com mais representação física em relação às horas das reanálises, ou seja, 00, 06, 12 ou 18 UTC. Assim foi possível associá-los de maneira mais direta com as composições de médias das variáveis atmosféricas durante dois dias antes (Dia -2) e durante (Dia 0) da ocorrência dos eventos, como realizou Campos et al. (2009). Desta forma, foi possível encontrar explicações de como a atmosfera contribuiu para os eventos selecionados. Não se aplicou o teste de significância estatística nas composições já que o objetivo preliminar foi abordar alguns dos aspectos físicos de meso-grande escala que favoreceram os casos em análise.

RESULTADOS

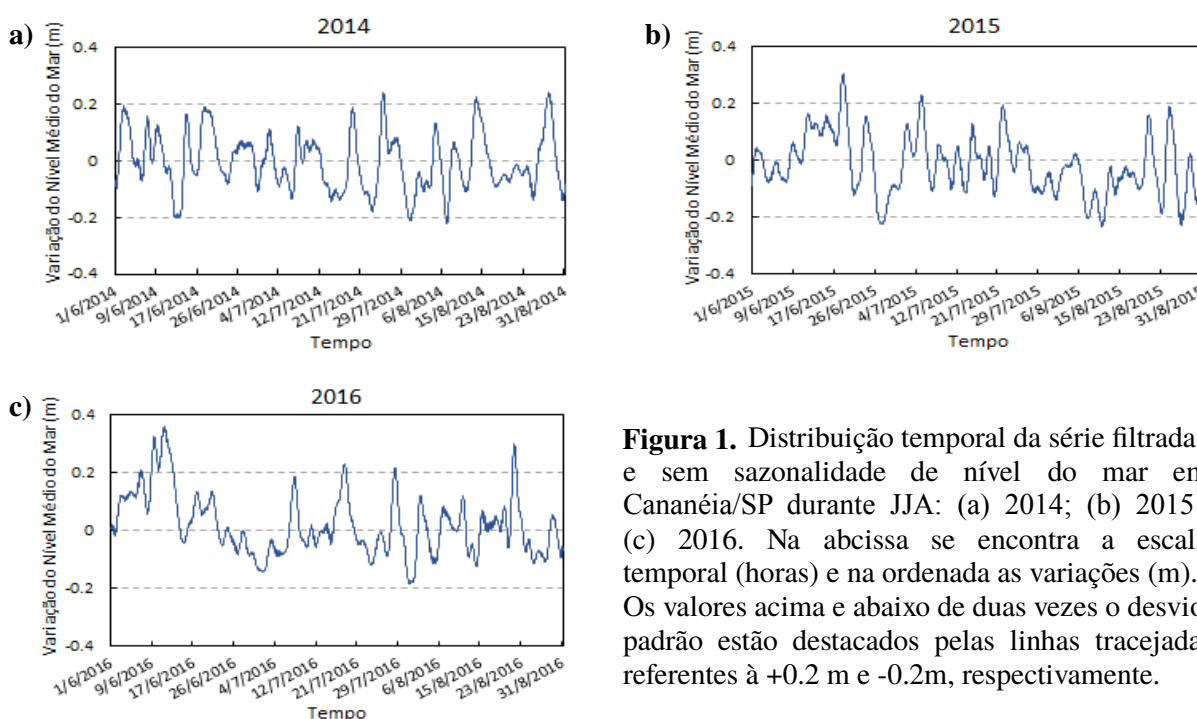


Figura 1. Distribuição temporal da série filtrada e sem sazonalidade de nível do mar em Cananéia/SP durante JJA: (a) 2014; (b) 2015 e (c) 2016. Na abcissa se encontra a escala temporal (horas) e na ordenada as variações (m). Os valores acima e abaixo de duas vezes o desvio padrão estão destacados pelas linhas tracejadas, referentes à +0.2 m e -0.2m, respectivamente.

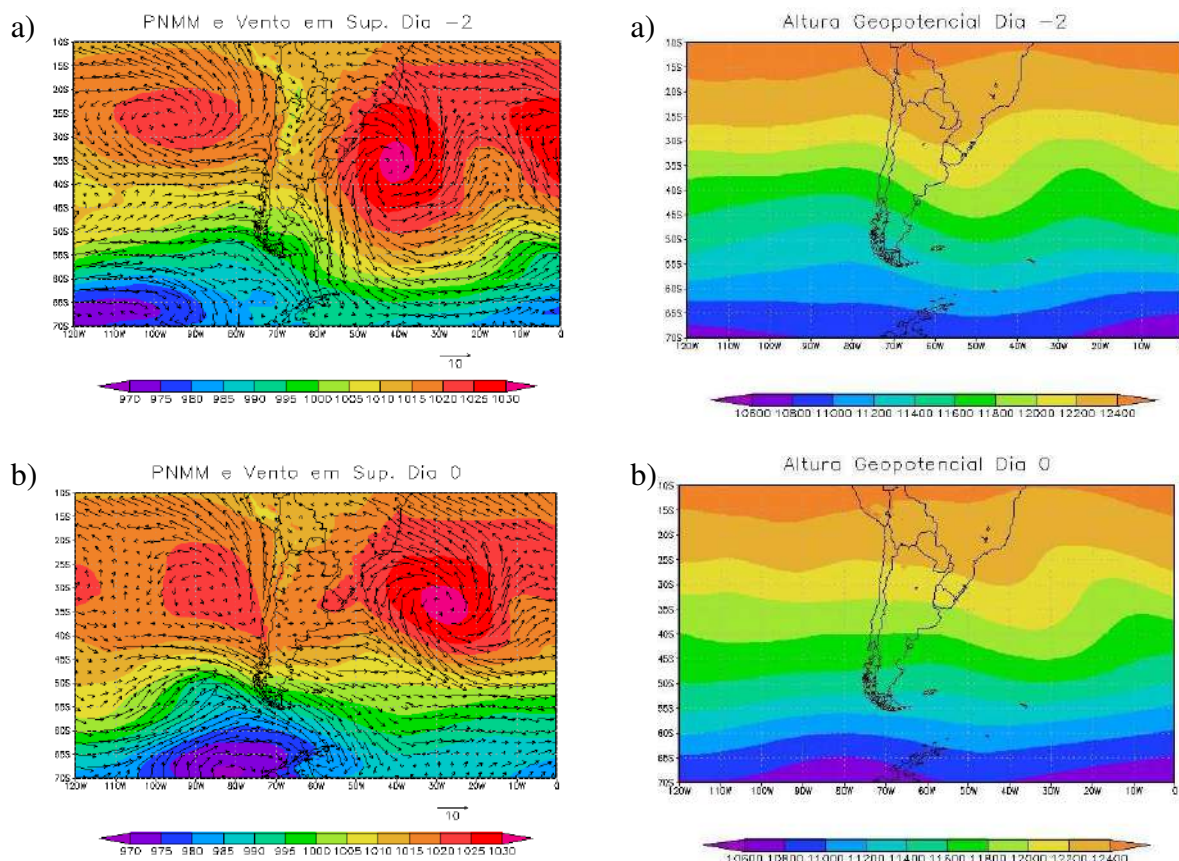


Figura 2. Composição de médias de PNMM (hPa, colorido) e vento em 10 m (m/s, vetores): (a) Dia -2 e (b) Dia 0 da ocorrência dos eventos. **Figura 3.** Composição de médias de altura (hPa, colorido) e vento em 10 m (m/s, vetores): (a) Dia -2 e (b) Dia 0 da ocorrência dos eventos. Legenda do vento indica magnitude de 10 m/s.

Através da Figura 1 foi identificado ao longo de toda série de JJA de 2014-2015 um total de 69 eventos de extremos de maré baixa (abaixo de -2 desvio padrão) e em 2016 não houve casos (Figs. 1a, b e c, respectivamente). Os períodos que mais tiveram casos foram Junho e Agosto de 2015, apresentando os valores mais negativos em várias horas consecutivas. Os dias em que a maré persistiu com valores extremamente baixos, em toda a série, foram 7 e 8 de agosto de 2014 e 27 e 28 de agosto de 2015. No inverno do Hemisfério Sul, a Alta Subtropical do Atlântico Sul fica posicionada mais ao norte em relação ao verão favorecendo o deslocamento de frentes frias e anticlones transientes de suas retaguardas. Na Figura 2a se observa a evolução temporal e espacial de uma alta pressão com núcleo mais intenso em 40°W; 37°S, aproximadamente, relacionado com um anticiclone transiente de origem polar que se associa com a Alta Subtropical do Atlântico Sul. O ramo oeste desse sistema influencia os ventos de quadrante leste sobre a costa Sudeste do Brasil e a intensificação do escoamento em superfície. Já no Dia 0 (Figura 2b, média dos dias de ocorrência dos extremos de maré baixa) foi observado o deslocamento desse anticiclone transiente para regiões de latitudes mais baixas e seu núcleo de posicionou em 27° W; 35°S, aproximadamente. Esse movimento é também explicado quando se observa a Figura 3.

No Dia -2, a altura geopotencial em 200 hPa apresenta a predominância de um cavado próximo a costa sudeste do Brasil e que favorece subsidência modulando o anticiclone transiente (Figs. 3a e 2a, respectivamente). No Dia 0, a crista que antecedia a chegada do cavado, se desloca para leste e atua sobre a região de estudo (Fig. 3b). Esse deslocamento horizontal favorece o deslocamento da alta pressão atmosférica também para leste, assim

XIII Simpósio sobre Ondas, Marés, Engenharia Oceânica e Oceanografia por Satélite como observado na Fig. 2b, e influencia na velocidade e direção do vento sobre a região de Cananéia. Como observado na Figura 2 a direção do vento mudou de leste no Dia -2 para Nordeste no Dia 0, ou seja, a direção do vento esteve paralelo a costa no dia de ocorrência dos eventos, mas também se intensificou. Com essa configuração de vento e a atuação da Força de Coriolis, ocorre o transporte de Ekman deslocando a corrente oceânica em superfície para a esquerda do vento predominante. Assim, a água empilha longe da costa e ocorre diminuição do nível do mar na região de estudo, mas também em todo o litoral do Sudeste. Algumas características de circulação foram parecidas com as encontradas por Campos et al. (2009) para anos anteriores aos do presente estudo.

CONCLUSÕES

Através deste estudo preliminar foi identificado que apenas nos invernos de 2014-2015 ocorreram casos de nível do mar extremante baixos (menores que menos dois desvios padrão). Em 2016 houve casos de redução no nível do mar, porém, não tão extremos quantos nos dois invernos anteriores. Os valores mais baixos dessa variável ocorreram com mais frequência durante o período da manhã e tarde (12 e 18 UTC) com valores entre -0.22 m e -0.23 m. Através da técnica de composição de média das variáveis atmosféricas relativas aos dias dos eventos e em dois antes dos mesmos, foi possível visualizar e caracterizar circulações sobre o Oceano Atlântico Sul que tiveram influência na costa Sudeste do Brasil. O período de inverno é climatologicamente favorável a elevações do nível do mar na região, porém, houve casos de redução do nível do mar que duraram várias horas consecutivas e persistiram, minimamente, desde dois dias antes. Casos assim afetam regiões costeiras e suas atividades, tornando fundamental o diagnóstico desses casos e o incentivo a estudos sobre essas anomalias, principalmente em períodos e locais com intensas oscilações de nível do mar.

Em etapas futuras serão investigadas associações entre os extremos selecionados e os organismos de costões rochosos em Cananéia (um das principais fontes de renda da região). As autoras agradecem pelo apoio financeiro da Iniciação Científica do Projeto Universal (Proc. CNPq 426221/2016-8). Ao UHSLC e GMAO/NASA pelos dados disponibilizados, aos desenvolvedores dos softwares CDO, RStudio e GrADS e ao Prof. Dr. Ricardo de Camargo do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo pelos comentários iniciais.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- CALDWELL, P. C.; MERRIFIELD, M. A.; THOMPSON, P. R. Sea level measured by tide gauges from global oceans—the Joint Archive for Sea Level holdings (NCEI Accession 0019568), Version 5.5, NOAA National Centers for Environmental Information, Dataset. **Centers Environ. Information, Dataset**, v. 10, p. V5V40S7W, 2015.
- CAMPOS, Ricardo Martins; DE CAMARGO, Ricardo; HARARI, Joseph. Caracterização de eventos extremos do nível do mar em Santos e sua correspondência com as re-análises do modelo do NCEP no Sudoeste do Atlântico Sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 25, n. 2, 2009.
- GELARO, Ronald et al. The modern-era retrospective analysis for research and applications, version 2 (MERRA-2). **Journal of Climate**, v. 30, n. 14, p. 5419-5454, 2017.
- HORA, Mariana Miranda. Navegação em águas rasas e efeito *squat*. 2015.
- TRUCCOLO, Eliane Cristina et al. Maré meteorológica e forçantes atmosféricas locais em São Francisco do Sul-SC. 1998.

EXPERIMENTOS DE SENSIBILIDADE PARA UM CASO DE MARÉ METEOROLÓGICA NA COSTA DE MOÇAMBIQUE

Bié¹, A. J.; Camargo¹, R.

*¹Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas – Universidade de São Paulo –
IAG/USP*

*Rua do Matão, 1226 – Cidade Universitária, São Paulo – SP CEP 05508-090
alberto.bie@iag.usp.br*

RESUMO

Este trabalho avaliou a capacidade do modelo de circulação oceânica *Princeton Ocean Model* em reproduzir um caso de maré meteorológica associado ao ciclone tropical Lisette ocorrido em Fevereiro/Março de 1997 e que afetou a região central de Moçambique; um dos poucos com observações do nível do mar disponíveis. Foram conduzidos experimentos para avaliar a performance do modelo em diferentes configurações variando a resolução de grade ($1/6^\circ$ e $1/12^\circ$) e os modos (2D e 3D). Boa concordância foi obtida entre as simulações e as observações. Os resultados sugerem que o aumento da resolução melhora a representação da maré astronômica e, portanto, as estimativas do nível do mar na costa. O modelo no modo 3D tende a representar alturas maiores de marés meteorológicas devido a fatores como interação da maré meteorológica com a maré astronômica e a pressão atmosférica. O termo residual da pressão apresentou variação entre as configurações de maior e menor resolução, sugerindo existir interação entre este termo com as marés meteorológicas e/ou astronômicas.

Palavras-chave: Maré meteorológica, costa de Moçambique, ciclone tropical.

INTRODUÇÃO

Inundações costeiras devido a sobrelevação do nível médio do mar associadas à forçantes meteorológicas intensas (marés meteorológicas) são a principal causa de perda de vidas e propriedades das populações litorâneas. Com cerca de 2700 km de linha de costa e com mais de metade de sua população vivendo ao longo do litoral, Moçambique (localizado no sudeste de África) é um país extremamente vulnerável a este tipo de evento devido à sua localização no limite oeste da região ativa em tempestades e ciclones tropicais ao longo do Sudoeste do Oceano Índico e pelo fato de possuir imensas planícies costeiras, principalmente na região central do país, onde importantes rios desagüam e a amplitude das marés astronômicas é elevada. Apesar do exposto acima, e do recente catastrófico caso do ciclone tropical Idai, poucos estudos existem sobre marés meteorológicas nesta região e tampouco existe um sistema de previsão e monitoramento deste tipo de evento.

OBJETIVOS

Avaliar como diferentes configurações de um modelo de circulação oceânica são capazes de representar um evento passado de maré meteorológica, o nível total de água e suas interações com a maré astronômica e a pressão atmosférica na região costeira central de Moçambique.

METODOLOGIA

O modelo de circulação oceânica *Princeton Ocean Model* (POM, Blumberg & Mellor, 1987) foi implementado em uma na região geográfica compreendida entre as latitudes 2-32°S e longitudes 28-85°E, abrangendo uma larga extensão do Sudoeste do Oceano Índico. A simulação cobriu o ano de 1997, e um evento de maré meteorológica relacionado ao ciclone tropical Lisette ocorrido em Fevereiro/Março foi estudado. O modelo foi configurado em duas resoluções de grade (1/6° e 1/12°), forçado com campos atmosféricos da reanálise do CFSR (Saha et al., 2010) e condições iniciais e de contorno fornecidas pela reanálise oceânica do SODA (Carton & Giese, 2008). Experimentos de sensibilidade foram conduzidos considerando a modos 2D (barotrópico) e 3D (baroclínico) do modelo em cada uma das resoluções de grade, de modo que 4 configurações foram obtidas: POM 1/6° 3D, POM 1/6° 2D, POM 1/12° 3D e POM 1/12° 2D. Para cada uma das configurações, 4 experimentos foram feitos: (i) controle com todas a forçantes (vento, pressão e maré astronômica), (ii) sem pressão, (iii) sem maré astronômica e (iv) sem maré e sem pressão. Com os 4 experimentos em cada configuração, foi feita a separação de fatores proposta por Stein & Alpert (1993) de modo a avaliar a influência da maré astronômica e da pressão atmosférica. Os resultados do experimento controle foram avaliados com base no modelo global de previsão de marés TPXO7.2 (Egbert et al., 1994) e informações do nível do mar na costa fornecidos pelo Instituto Nacional de Hidrografia e Navegação de Moçambique.

RESULTADOS

A distribuição espacial das amplitudes e fases das principais constituintes semidiurnas (M2 e S2) estão ilustradas na Figura 1, tanto para o TPXO7.2 quanto para os resultados do modo 3D dos experimentos controle. Tomando o TPXO7.2 (Figura 1a e 1d) como base de comparação, percebe-se em ambas as resoluções o modelo é capaz de representar com boa concordância as amplitudes e fases da M2 e S2 ao em quase do domínio. Maiores amplitudes são vistas ao longo do Canal de Moçambique, com valores da M2 entre 100 e 150 cm e da S2 entre 60 e 100 cm. Para as duas componentes, o máximo de amplitude é notado na plataforma central de Moçambique entre 18 e 21°S. A configuração do modelo com resolução de 1/6° de grade (Figuras 1b, 1e) apresenta deficiências em representar a amplificação da maré astronômica nesta região (Bié et al., 2017), contudo pode-se notar que o aumento na resolução horizontal para 1/12° corrigiu tais deficiências, com as simulações mostrando uma excelente concordância com o TPXO7.2 tanto em termos das principais constituintes (Figura 1c e 1f) quanto em relação aos níveis totais de água na costa (Figura não mostrada).

A Figura 3 mostra as séries residuais após a remoção da maré astronômica, para os quatro experimentos controle versus a observação. A observação sugere que a sobre-elevação do nível médio do mar atingiu cerca de 70 cm; os resultados das simulações demonstram que as séries residuais modeladas estão em boa concordância com as observadas, porém com algumas ressalvas. As simulações com maior resolução horizontal tendem a representar níveis de maré meteorológica ligeiramente maiores em comparação às de menor resolução. Adicionalmente, as simulações com o modo 3D são maiores em relação ao modo 2D. Durante o pico relacionado ao ciclone Lisette, o resultado com a configuração POM 1/12° 3D superestimam o valor observado em cerca de 10 cm enquanto POM 1/12° 2D subestima em cerca de 4 cm. Nas configurações com 1/6°, as simulações subestimam o valor observado em ambos os modos (2D e 3D), porém, a subestimativa (5 cm) é menor no modo 3D.

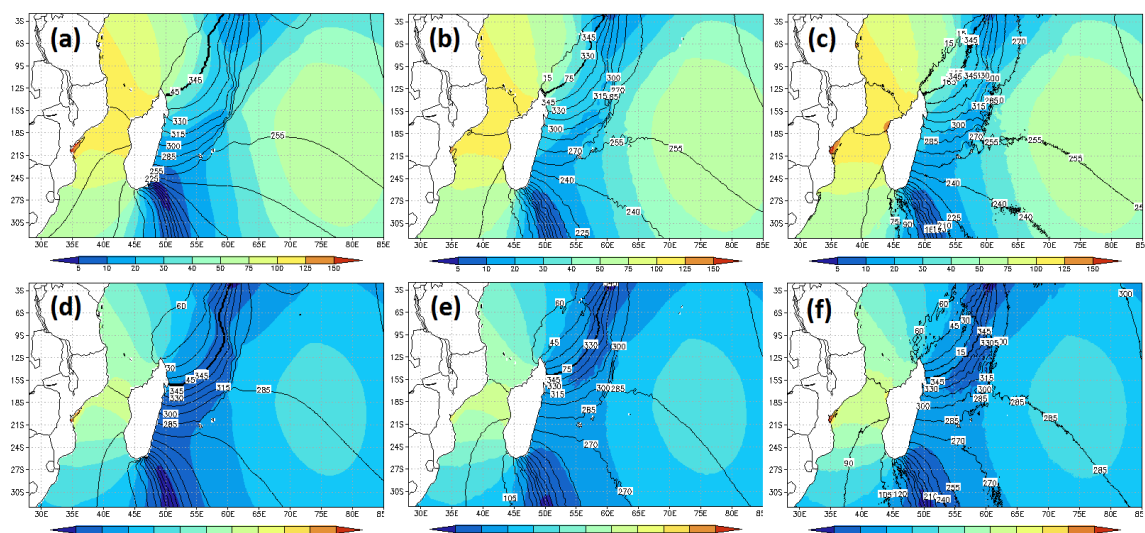


Figura 1. Mapas co-tidais de amplitudes (m) e fases ($^{\circ}$) das principais constituintes harmônicas lunar (M2, painel superior) e solar (S2, painel inferior) de maré astronômica, representadas por TPXO (a e d), POM 1/6 $^{\circ}$ (b e e) e POM 1/12 $^{\circ}$ (c e f).

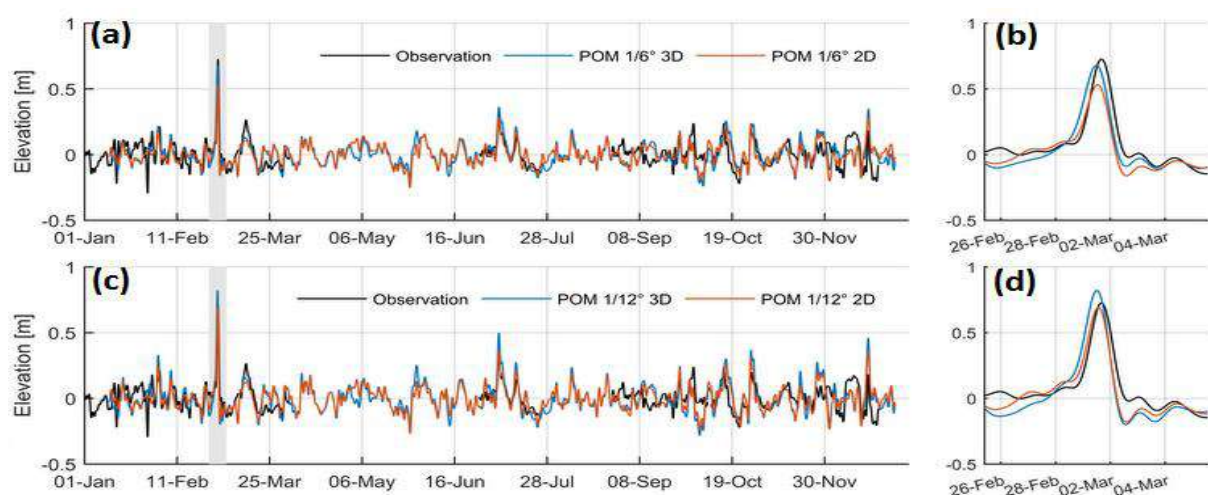


Figura 3. Séries temporais residuais do nível do mar em ponto na costa central de Moçambique (Beira, 19,83 $^{\circ}$ S; 34,83 $^{\circ}$ E), para todo o ano de 1997 (a e c). As áreas sombreadas representam o período de ocorrência do ciclone Lisette, destacado em (b) e (d).

As diferenças nos resultados dos 4 experimentos controle pode ser parcialmente explicada pela contribuição dos fatores residuais associados à pressão e à maré astronômica ilustradas na Figura 4. De modo geral, a inclusão da maré e da pressão como forçantes melhora as estimativas do modelo (Bié et al., 2017). Contudo, esses dois fatores respondem de forma distinta nas diferentes configurações. Os resultados da Figura 4 mostram que, para a mesma resolução horizontal, o modo (3D ou 2D) influencia na interação não-linear da maré meteorológica-maré astronômica, sendo este termo maior no modo 3D e, provavelmente, seja o responsável pelas diferenças notadas durante o pico do ciclone tropical Lisette para os resultados das simulações 3D e 2D com mesma resolução. O termo residual da pressão é ligeiramente maior (15 cm) nas simulações com 1/12 $^{\circ}$ em relação a 1/6 $^{\circ}$ (12 cm); isto sugere que o termo da pressão não é composto apenas pelo efeito do barômetro invertido, mas de uma combinação dele e de sua interação com a maré.

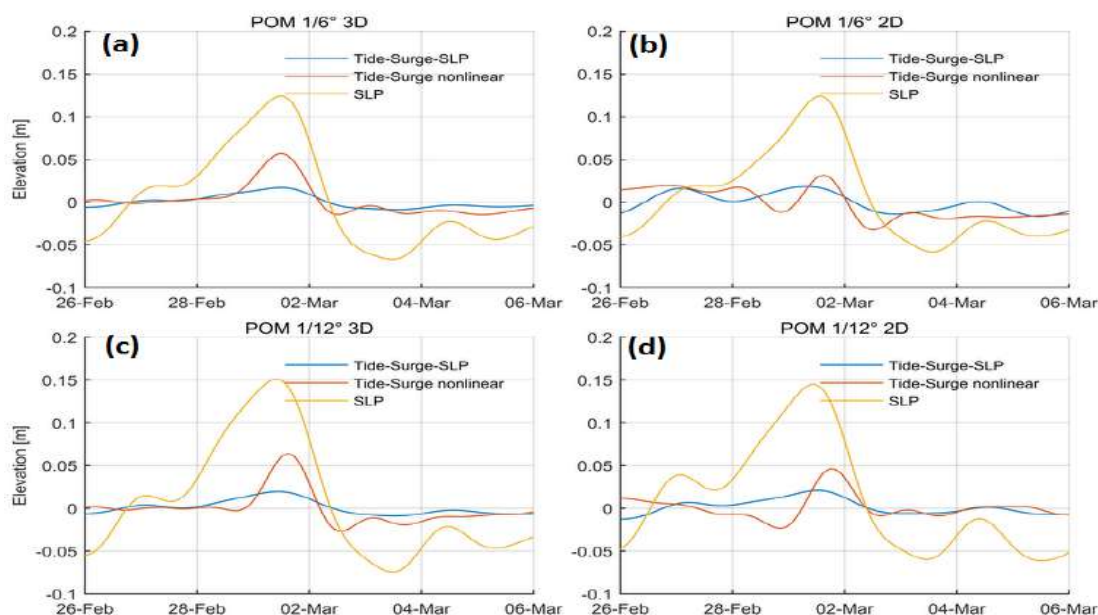


Figura 4. Séries residuais dos termos de contribuição da pressão (SLP), da interação não-linear maré meteorológica-maré astronômica (Tide-Surge nonlinear) e da interação maré meteorológica-maré astronômica-pressão (Tide-Surge-SLP).

CONCLUSÕES

Os resultados deste trabalho mostraram que o aumento da resolução horizontal ($1/12^\circ$) permitiu representar com maior acurácia as marés astronômicas e consequentemente prover melhores estimativas do nível do mar na costa central de Moçambique. Os resultados dos experimentos com as diferentes configurações mostraram que o modelo no modo 3D tende a representar alturas maiores de marés meteorológicas particularmente durante o pico devido as interações não lineares maré meteorológica-maré astronômica. O termo residual da pressão apresentou variação entre as configurações de maior e menor resolução, sugerindo existir interação entre este termo com as marés.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BIÉ, A. J., DE CAMARGO, R., MAVUME, A. F., & HARARI, J. (2017). Numerical modeling of storm surges in the coast of Mozambique: the cases of tropical cyclones Bonita (1996) and Lisette (1997). *Ocean Dynamics*, 67(11), 1443–1459.
- BLUMBERG, A. F., & MELLOR, G. L. (1987). A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model. In S. H. Heaps (Org.), *Three Dimensional Coastal Ocean Models* (p. 1–16).
- CARTON, J. A., & GIESE, B. S. (2008). A Reanalysis of Ocean Climate Using Simple Ocean Data Assimilation (SODA). *Monthly Weather Review*, 136, 2999–3017.
- EGBERT, G. D., BENNETT, A. F., & FOREMAN, M. G. (1994). Topex/Poseidon tides estimated using a global inverse model. *Journal of Geophysical Research*, 99, 821–852.
- SAHA, S., MOORTHY, S., PAN, H. L., WU, X., WANG, J., NADIGA, S., et al. (2010). The NCEP Climate Forecast System Reanalysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 91, 1015–1057.
- STEIN, U., & ALPERT, P. (1993). Factor Separation in Numerical Simulations. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 50(14), 2107–2115.

Variabilidade do Alcance da Água Intermediária Antártica no Atlântico

Amorim¹, J. P.; Sato¹, O. T.

¹Laboratório de Oceanografia por Satélites- Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo – IOUSP

*Praça do Oceanográfico, 191 – SP CEP 05508-120
jpedroamorim@usp.br*

RESUMO

No presente momento, ainda existem muitas perguntas a respeito da variabilidade natural do alcance da AIA no Atlântico. Sendo assim, neste trabalho objetivamos verificar os períodos associados com a variação do alcance setentrional dessa massa d'água na bacia, tanto na borda oeste quanto na região central. Para isso, foram utilizados dados oriundos de medições in situ e flutuadores Argo e saídas de modelos oceânicos. Os resultados obtidos mostraram que o alcance da AIA ocorre de forma diferenciada na bacia, havendo uma maior penetração na borda oeste. Ainda, tal alcance oscila em ciclos predominantemente anuais e interanuais, sendo que há uma correlação negativa entre a variação encontrada no setor central e a variação na borda oeste. Tais resultados podem ser um indício de que os processos que controlam a extensão dessa massa d'água atuem de forma diferenciada na bacia.

Palavras chave: Água Intermediária Antártica, Massa d'Água, Interação Oceano-Atmosfera

INTRODUÇÃO

O termo “massa d'água” tem sua origem a partir da meteorologia, que classifica diferentes características atmosféricas como “massas de ar”, desse modo, uma massa d'água refere-se a porções de volume do oceano com propriedades características, a partir das quais a estratificação vertical oceânica é construída (Emery 2001). Dentre tais propriedades, a temperatura e salinidade são as mais comumente utilizadas para sua identificação, pois são definidas no momento de sua formação, quando a massa d'água encontra-se em contato com a atmosfera, e tendem a ser conservadas em subsuperfície (Emery 2001; Olbers et al. 2012; Sevellec et al. 2017). Diferentes massas d'água são encontradas nos oceanos globais, possuindo regiões de formação distintas e agrupadas em categorias de acordo com a profundidade em que se encontram e com o local em que se formam. Segundo Emery (2001), as massas d'água são tradicionalmente classificadas em: superficiais, intermediárias, profundas e de fundo.

As massas d'água são responsáveis pela transferência de calor, sal e outras propriedades, tanto em escalas locais quanto globais. Dessa forma, a compreensão de suas jornadas em subsuperfície é fundamental também para um melhor entendimento da circulação oceânica global. As águas intermediárias são aquelas encontradas em profundidades que variam de 500 m a 1500 m, responsáveis por separar as águas superficiais das águas profundas. Tais águas são caracterizadas por valores extremos de temperatura e salinidade, e podem ser subdivididas em águas com valores mínimos de salinidade e águas com valores máximos de salinidade (Mamayev 2010; Talley 2011).

Dentro da classe de águas intermediárias com mínimos de salinidade, temos a Água Intermediária Antártica (AIA), uma massa de água relativamente fria, rica em oxigênio e caracterizada por um valor mínimo de salinidade abaixo da termoclina (Schmid & Garzoli 2009). A AIA pode ser encontrada em todos os setores dos oceanos do hemisfério sul ao norte

XIII Simpósio sobre Ondas, Marés, Engenharia Oceânica e Oceanografia por Satélite da Frente Sub-Antártica (FSA), e é responsável por ocupar grande parte do volume das massas d'água intermediárias globais. A ocupação da AIA na bacia do Atlântico está relacionada com a dinâmica da circulação, sendo esta governada por dois giros zonalmente achatados: o subtropical anticiclônico, centrado em aproximadamente 34°S e o ciclônico tropical, centrado entre 10-15°S (Gordon & Bosley 1991; Suga & Talley 1995; Talley 1996).

A AIA é uma das componentes do ramo superior da *Atlantic Meridional Overturning Circulation* (AMOC). Recentemente, estudos envolvendo a AIA têm ganhado atenção pelo fato dela ser responsável por uma fração substancial do fluxo de retorno da AMOC, além de ser também uma importante fonte de água doce para a região de formação da Água Profunda do Atlântico Norte (APAN) (Graham 2011). Observações sugerem que as propriedades da AIA estão mudando, há trabalhos que reportam mudanças interanuais e interdecadais nas propriedades das águas intermediárias em todas as bacias (Schmidtke & Johnson 2012; Close et al. 2013; Goes et al. 2014; Yao et al. 2017). Sendo assim, visamos investigar como ocorre a variabilidade do alcance da AIA no Atlântico, uma vez que um maior entendimento desse processo pode fornecer informações importantes a respeito das mudanças de salinidade reportadas devido a alterações no clima e no ciclo hidrológico.

OBJETIVOS

O objetivo geral deste trabalho é quantificar a variação em diferentes escalas temporais da distribuição espacial da AIA sobre o Atlântico. A partir de campos tridimensionais interpolados de temperatura e salinidade obtidos por perfiladores e saídas de modelos numéricos, foi possível identificar a AIA em termos de seus índices termohalinos e extensão geográfica, em especial seu máximo alcance setentrional.

METODOLOGIA

No presente estudo foram utilizados tanto dados obtidos a partir de campos tridimensionais médios obtidos através de dados in situ, incluindo perfiladores Argo quanto saídas de modelos oceânicos. Em relação ao conjunto de dados interpolados, utilizamos o *In Situ Analysis System* (ISAS), desenvolvido pelo *Institut Français de Recherche Pour L'exploitation de la Mer* (IFREMER), em parceria com o sistema de observação Argo. Tal produto consiste em uma reanálise global dos campos de temperatura e salinidade obtidos através dos dados de perfiladores Argo e outras fontes, como por exemplo XBTs, CTDs de fundeios e sensores instalados em boias (Gaillard 2012). Ainda, foram utilizados também dados do *Grid Point Value of the Monthly Objective Analysis using the Argo data* (MOAA), produzido pela *Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology* (JAMSTEC), e que é um conjunto de dados com grade regular, dos campos globais de temperatura e salinidade (Hosoda & Nakamura 2008).

Com relação aos modelos empregados no trabalho, foram usadas saídas da quarta versão do modelo *Estimating the Circulation and Climate of the Ocean* (ECCO V4r3), que possuem uma cobertura global e abrangem o período de 1992 a 2015. Tal modelo é baseado no *General Circulation Model* (GCM) do *Massachusetts Institute of Technology* (MIT) (Marshall et al. 1997) e consiste das equações de conservação de momentum, volume, calor e sal, assim como a equação de estado da água do mar. Por fim, dados do *Simple Ocean Data Assimilation* (SODA) também foram utilizados. O SODA foi desenvolvido na University of Maryland e mais informações a respeito de sua arquitetura pode ser encontrada em Carton & Giese (2008).

Para realizar a determinação da posição dessa massa d'água, a bacia foi dividida em duas seções meridionais médias com 5 graus de largura (Figura 1A). Para definir o ponto de máximo alcance setentrional da AIA nas seções, foi utilizado a isohalina de 34.9, valor no

qual a “língua” de salinidade mínima que identifica a AIA encontra-se mais bem definida (Talley 1996; Tomczak & Godfrey 2013). A profundidade escolhida para determinação da máxima extensão da AIA foi referente à posição climatológica da isoneutra de 27.5 kg/m^3 , que representa o núcleo de máximo espalhamento da AIA, na Figura 1B e C, temos um esquema da posição de tal ponto em ambas as seções. Para identificar os diferentes períodos e frequências associados a variação do alcance da AIA, foi aplicada a transformada contínua de ondaletas (Torrence & Compo 1998).

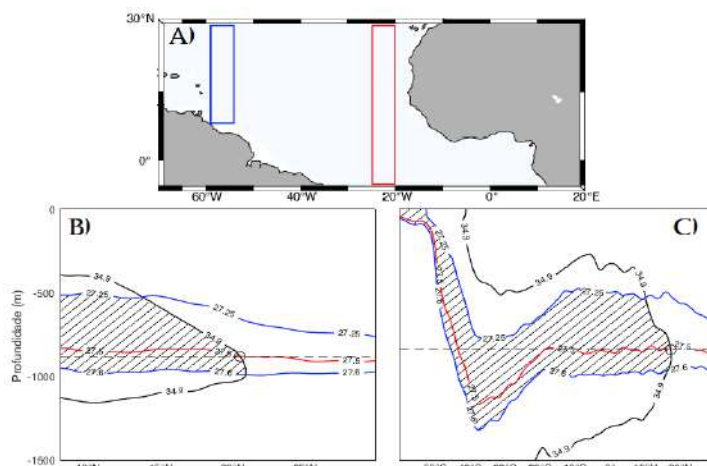


Figura 1. A) Localização das seções de observação da AIA; B) Localização da seção oeste e a delimitação da AIA (entre as isoneutras de 27.25 e 27.6 kg/m^3); C) Semelhante a C mas na seção leste.

RESULTADOS

Na Tabela 1, é possível comparar a posição média da AIA nos diferentes conjuntos de dados. Há um alcance maior da AIA na borda oeste, por onde a massa d'água se estende até 5° de latitude a norte comparada com a região central. A Figura 2 mostra as séries temporais do alcance da AIA. Com base na figura, verificamos que os dados oriundos de medições in situ (ISAS e MOAA) apresentam uma variação de aproximadamente 1 grau de latitude (111 km) em torno da posição média, já os dados do SODA apresentam uma variação maior, podendo chegar até 3 graus. Com relação aos resultados do modelo ECCO, estes apontam uma variabilidade menor do alcance quando comparado com os outros dados.

Tabela 1. Posição média do alcance da AIA nas duas seções.

	Posição Média AIA	
	Oeste ($^\circ\text{N}$)	Central ($^\circ\text{N}$)
ISAS	20.31 ± 0.41	15.83 ± 0.56
MOAA GPV	19.73 ± 0.56	15.54 ± 0.68
SODA	20.00 ± 0.89	15.08 ± 1.12
ECCO	19.97 ± 0.09	14.20 ± 0.22

Através da análise de ondaletas, verificaram-se diferentes períodos de variação do alcance da AIA em cada setor da bacia (tabela 2). Na borda oeste, os resultados dos dados ISAS e MOAA mostram uma predominância do período anual no alcance da AIA. Os dados do SODA mostram que tal variabilidade está associada a períodos próximos de 1,5, 2,25 e 3,5 anos. Com relação aos resultados do modelo ECCO, mesmo não sendo observada uma variabilidade significativa na posição da AIA, foram encontrados períodos de 1 e 2 anos.

Para a extensão da AIA no setor central do Atlântico, os resultados mostram um período comum de variação do alcance presente em todos os conjuntos de dados utilizados: entre 1,6 e 1,7 anos, além de períodos superiores a 3 anos e próximos a 1 ano. Machin &

XIII Simpósio sobre Ondas, Marés, Engenharia Oceânica e Oceanografia por Satélite Pelegrí (2009) verificaram uma sazonalidade na extensão da AIA no Noroeste da África, onde durante o outono de 1991, 1992, 1995, e 1997 houve uma maior penetração dessa massa d'água próximo ao continente. A variação anual observada neste estudo, pode ser a mesma constatada pelos autores, que a relacionaram com mudanças no rotacional do vento no Atlântico Leste.

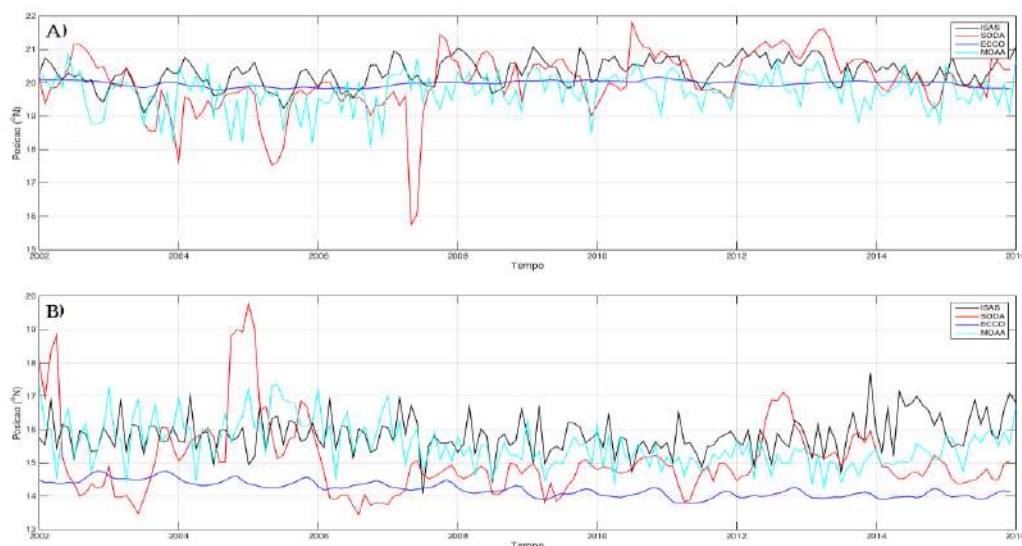


Figura 2. Séries temporais da posição do alcance da AIA em cada setor. A) Oeste; B) Central.

Tabela 2. Principais períodos (em anos) de variabilidade do alcance da AIA encontrados na análise de ondaletas.

	Oeste			Central		
	1º	2º	3º	1º	2º	3º
ISAS	1.03	1.59	2.9	1.59	0.86	5.35
MOAA GPV	1.03	1.59	2.9	4.89	1.73	0.94
SODA	1.59	2.25	3.47	3.47	1.73	1.03
ECCO	2.06	1.03		3.18	1.73	

Por fim, as séries temporais foram filtradas utilizando um filtro passa-baixa de 2 anos e feita uma correlação cruzada, buscando identificar alguma relação entre a variação observada nos dois setores da bacia. A análise de correlação mostrou que em períodos próximos a um ano há uma correlação negativa significativa (95% de significância), indicando que possivelmente a oscilação interanual do alcance da AIA seja governada por processos semelhantes, mas em fases diferentes nos dois setores da bacia.

CONCLUSÕES

Com os resultados obtidos neste trabalho, podemos concluir que o alcance da AIA no Atlântico ocorre de forma diferenciada em cada setor, havendo uma maior penetração dessa massa d'água pela borda oeste. Ainda, os resultados mostram que o alcance dessa massa d'água oscila predominantemente em ciclos anuais e interanuais (1,5 a 3 anos), onde pela análise de correlação cruzada pôde ser observado uma correlação negativa significativa, indicando que o avanço da massa d'água em um setor ocorre quando há um recuo na outra borda. Tais resultados podem ser um indício de que os processos que governam a extensão dessa massa d'água atuem de forma diferenciada na bacia, causando a diferença de fase observada. Como continuação deste trabalho, pretende-se investigar as possíveis forçantes relacionadas com a extensão da AIA no Atlântico.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Carton, J. A., & Giese, B. S. (2008). A reanalysis of ocean climate using Simple Ocean Data Assimilation (SODA). *Monthly Weather Review*, 136(8), 2999-3017.
- Close, S. E., A. C. Naveira Garabato, E. L. McDonagh, B. A. King, M. Biuw, and L. Boehme (2013). Control of mode and intermediate water mass properties in drake passage by the amundsen sea low. *Journal of Climate* 26(14), 5102–5123.
- Emery, W. J. (2001). Water types and water masses. *Encyclopedia of ocean sciences* 6, 3179–3187.
- Gaillard, F. (2012). ISAS-tool version 6: Method and configuration. *Ifremer, Ref: LPO-12-02, doi, 10*, 22583.
- Goes, M., I. Wainer, and N. Signorelli (2014). Investigation of the causes of historical changes in the subsurface salinity minimum of the south atlantic. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 119(9), 5654–5675.
- Gordon, A. L., & Bosley, K. T. (1991). Cyclonic gyre in the tropical South Atlantic. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 38, S323-S343.
- Graham, J. A., D. P. Stevens, K. J. Heywood, and Z. Wang (2011). North atlantic climate responses to perturbations in antarctic intermediate water. *Climate dynamics* 37(1-2), 297–311.
- Hosoda, S., Ohira, T., & Nakamura, T. (2008). A monthly mean dataset of global oceanic temperature and salinity derived from Argo float observations. *JAMSTEC Report of Research and Development*, 8, 47-59.
- Machín, F., & Pelegrí, J. L. (2009). Northward penetration of Antarctic intermediate water off Northwest Africa. *Journal of Physical Oceanography*, 39(3), 512-535.
- Mamayev, O. I. (2010). Temperature-salinity analysis of world ocean waters, Volume 11. Elsevier.
- Marshall, J., A. Adcroft, C. Hill, L. Perelman, and C. Heisey (1997). A finite-volume, incompressible navier stokes model for studies of the ocean on parallel computers. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 102(C3), 5753–5766.
- Olbers, D., J. Willebrand, and C. Eden (2012). *Ocean dynamics*. Springer Science & Business Media.
- Schmid, C. and S. L. Garzoli (2009). New observations of the spreading and variability of the antarctic intermediate water in the atlantic. *Journal of Marine Research* 67(6), 815–843.
- Schmidtko, S. and G. C. Johnson (2012). Multidecadal warming and shoaling of antarctic intermediate water. *Journal of Climate* 25(1), 207–221.
- Sevellec, F., A. Colin de Verdière, and M. Ollitrault (2017). Evolution of intermediate water masses based on argo float displacements. *Journal of Physical Oceanography* 47(7), 1569–

Suga, T., & Talley, L. D. (1995). Antarctic Intermediate Water circulation in the tropical and subtropical South Atlantic. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 100(C7), 13441-13453.

Talley, L. (1996). Antarctic intermediate water in the south atlantic. In *The South Atlantic*, pp. 219–238. Springer.

Talley, L. D. (2011). *Descriptive physical oceanography: an introduction*. Academic press.

Tomczak, M. and J. S. Godfrey (2013). *Regional oceanography: an introduction*. Elsevier.

Torrence, C. and G. P. Compo (1998). A practical guide to wavelet analysis. *Bulletin of the American Meteorological society* 79(1), 61–78.

Yao, W., J. Shi, and X. Zhao (2017). Freshening of antarctic intermediate water in the south atlantic ocean in 2005–2014. *Ocean Science* 13(4), 521–530.

Dinâmica de inundação na zona costeira do Pará e Maranhão - Projeto Costa Norte

^{1,2}Soares, A.E.; ¹Toste, R.; ¹Sancho, L.; ¹Böck, C.S.; ¹Assad, L.P.F.; ¹Landau, L.

¹*Universidade Federal do Rio de Janeiro - LAMCE*

Rua Paulo Emídio Barbosa, 485 - Cidade Universitária, RJ CEP 21941-907

²*andersonsoares@poli.ufrj.br*

RESUMO

O presente trabalho teve como objetivo avaliar a representação da dinâmica do alagamento e secamento na região costeira entre a foz do rio Pará (Pará) e a baía de São Marcos (Maranhão) através da modelagem hidrodinâmica. A partir dos resultados, observou-se que a extensão da inundação varia ao longo do tempo, o que leva as áreas sujeitas à inundação a permanecerem diferentes tempos submersas, principalmente devido à topografia/batimetria local, à distância em que estão da linha de costa, à altura da elevação da superfície livre e à influência fluvial.

INTRODUÇÃO

A margem equatorial brasileira se destaca no contexto ambiental brasileiro e mundial por abranger as maiores extensões de manguezais do planeta, que, por sua vez, fornecem serviços ambientais importantes para a manutenção da resiliência da costa. Somado a isso, a região possui uma hidrodinâmica complexa visto que há a influência de vazões fluviais significativas, como a do rio Amazonas, e de grandes variações de maré, além de apresentar uma linha de costa complexa, com diversas baías e reentrâncias, e bancos arenosos dinâmicos.

Dada a complexidade e importância da região, foi desenvolvido o Projeto Costa Norte, no qual o presente trabalho está inserido, cujo principal objetivo é o desenvolvimento de métodos para a compreensão dos processos costeiros e avaliação da vulnerabilidade dos manguezais da região (Pessoa et al., 2018). Os manguezais, além de aumentarem a resiliência da costa contra extremos climáticos, atuam como uma física e química no controle da poluição em áreas costeiras (Lacerda, 1997). Neste contexto, o conhecimento da dinâmica da inundação costeira é estratégico para estudos de vulnerabilidade ambiental, tendo em vista as crescentes atividades de exploração e produção da indústria petrolífera na região.

OBJETIVOS

O presente trabalho teve como objetivo avaliar a representação da dinâmica do alagamento e secamento na região costeira dos estados do Pará e Maranhão através da modelagem hidrodinâmica, para dar suporte a posteriores análises de vulnerabilidade costeira.

METODOLOGIA

A área de estudo compreende a região costeira entre São Caetano de Odivelas, na foz do rio Pará, e a baía de São Marcos (Grade numérica G3, Figura 1[a]). A fim de compreender a dinâmica da inundação costeira, foi realizada a modelagem computacional hidrodinâmica com o uso do ROMS (*Regional Ocean Modelling System*), que permite avaliar a inundação costeira através do ativamento do seu módulo de alagamento e secamento, em uma grade numérica com resolução horizontal de aproximadamente 1 km e com 10 níveis verticais.

A batimetria da grade numérica é de extrema importância para a representação adequada do alagamento e secamento e para isso foi elaborado um modelo digital topo-batimétrico (MPT) de alta resolução. O MPT (Figura 1[b]) foi obtido considerando os dados batimétricos contidos nas cartas náuticas da DHN (Diretoria de Hidrografia e Navegação) e dados de geoprocessamento de imagens de satélite, confeccionados pelo LabSAR (Laboratório de Sensoriamento Remoto por Radar Aplicado à Indústria do Petróleo) no âmbito do Projeto Costa Norte, de onde foram extraídas as representações de bancos de areia, áreas de manguezais e áreas urbanas. A essas regiões foram atribuídas cotas, no caso das áreas de manguezais foram atribuídos gradientes de inundação conforme altura médias das marés reportadas nas cartas náuticas e as áreas urbanas foram consideradas como não sujeitas à inundação (máscara de terra).

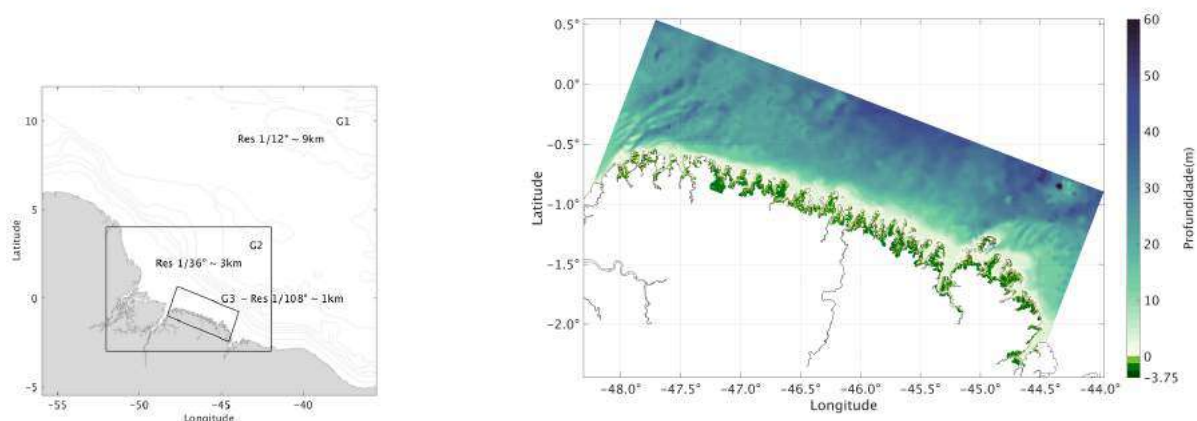


Figura 1: [a] Estrutura de aninhamento das grades numéricas, sendo as grades G1 e G2 de menor resolução, na qual a grade G3 está inserida. [b] Modelo digital topo-batimétrico para a grade numérica G3.

A simulação foi realizada para o período de julho de 2016 a junho de 2017. As condições iniciais e de contorno correspondem a resultados horários, provenientes de um sistema de grades aninhadas, como mostra a Fig. 1, utilizando o processo de *downscaling*, ou seja, a grade de menor resolução fornece as condições de contorno para as grades mais resolutas. Neste caso, todas as grades utilizaram os mesmos forçantes atmosféricos provenientes da Reanálise 2 do NCEP (Kanamitsu et al., 2002). O forçante de maré, que tem papel fundamental na dinâmica costeira da região, está representado nas condições de contorno, já que para a simulação da grade G2 foram utilizadas as constantes harmônicas do TPXO7.2 (Egbert et al., 1994).

RESULTADOS

Na Figura 2 é observada a variação da área inundada de acordo com a variação da maré, englobando os períodos de enchente (Fig. 2[a,b,c]) e vazante (Fig. 2[d,e,f]). Consta-se que, ao início da enchente, há uma ampla área seca, estas são gradativamente alagadas com o aumento da maré. Posteriormente, com o início da vazante, ocorre o recuo das águas e o surgimento paulatino de áreas secas, sendo mais perceptível a exposição de bancos de areia.

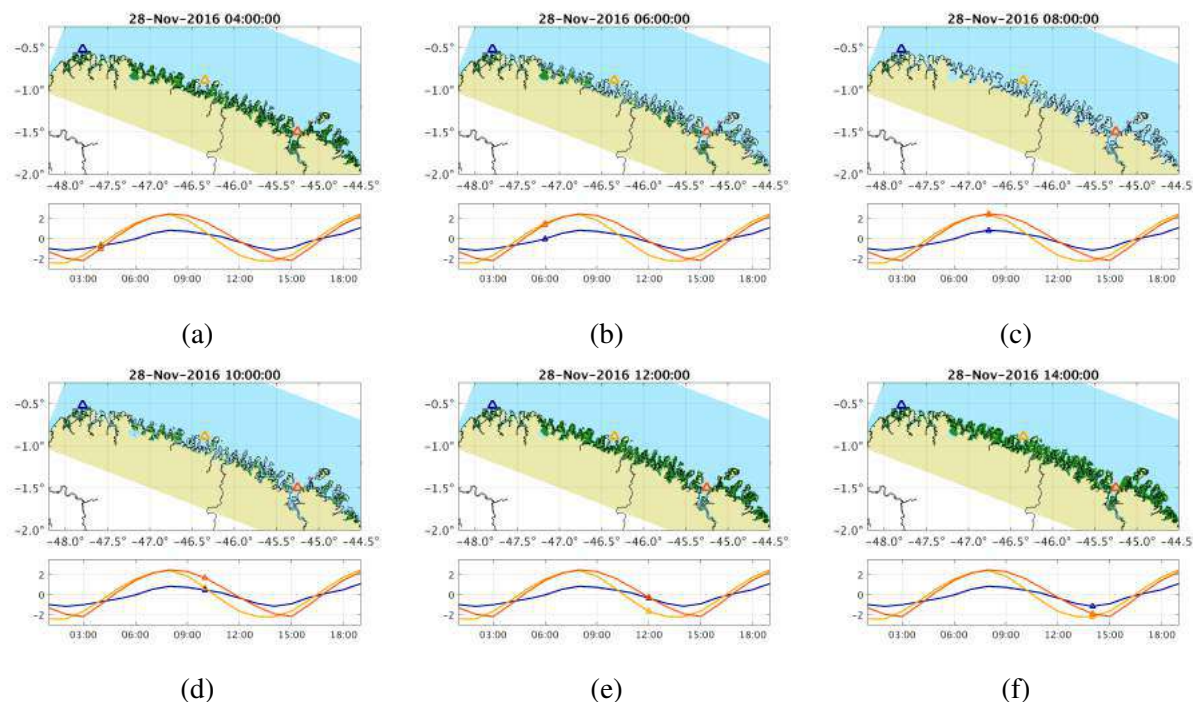


Figura 2: Variação da inundação e da elevação da superfície livre em um ciclo de maré. No painel superior, as áreas em azul correspondem às regiões alagadas, em verde às áreas secas e em amarelo à máscara de terra. No painel inferior é representada a elevação da superfície livre para os pontos destacados (marcadores triangulares) no painel superior.

Para melhor avaliar a extensão da inundação costeira é apresentada a Fig. 3[a]. A máxima área alagada corresponde a 8778,2 km² e observa-se que há uma grande variação em resposta à variação do nível d'água (Fig. 3[b]), que, considerando toda a grade numérica, variou de -5,01 à 4,96 metros. No entanto, considerando a relação da área susceptível à inundação com o tempo em que permanece submetida ao alagamento (Fig. 4), avalia-se que às porções mais próximas à foz do rio Pará permanecem menos tempo submersas em comparação às áreas situadas mais a leste, o que pode ser resultado do papel fluvial no controle do nível d'água no local. Adicionalmente, observa-se que, em geral, as regiões mais afastadas da linha de costa tendem a permanecer menos tempo inundadas já que somente são inundadas quando o nível d'água excede 3m.

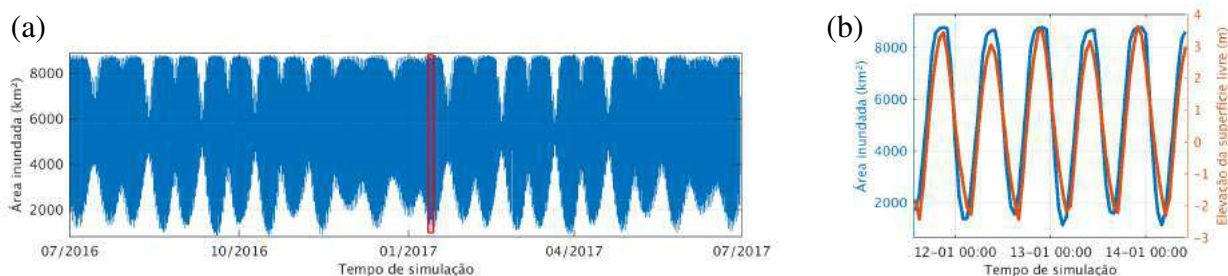


Figura 3: Variação da área inundada ao longo do tempo de simulação na grade G3 (a). Em (b) é apresentada variação da área inundada e a elevação da superfície livre observada no ponto destacado em laranja na Fig. 2

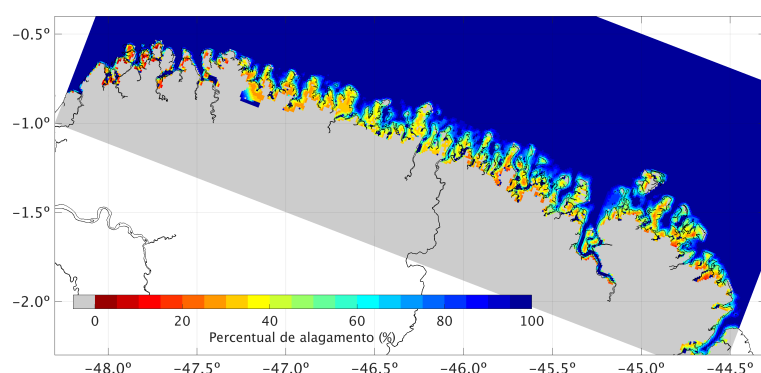


Figura 4: Percentual do tempo em que as células da grade G3 permaneceram alagadas no período de simulação, de julho de 2016 a junho de 2017.

CONCLUSÕES

A partir dos resultados, observou-se a variabilidade da área inundada e sua relação com a topografia/batimetria local, altura da elevação da superfície livre e influência fluvial. Caracterizando áreas menos suscetíveis ao alagamento, assim como a associação entre alagamento e distância da linha de costa.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- EGBERT, G.D.; BENNETT A.F. FOREMAN, M.G.G., 1994. TOPEX/POSEIDON tides estimated using a global inverse model. **J Geophys Res Oceans** 99(C12):24,821–24,852
- LACERDA, L.D., 1997. Trace metals in mangrove plants: why such low concentrations? In: Kjerfve, B.; Lacerda, L.; Diop, E. (Eds.), *Mangrove ecosystem studies in Latin America and Africa*, UNESCO, pp. 171–178, Paris, France.
- KANAMITSU, M.; EBISUZAKI, W.; WOOLLEN, J.; YANG, S-K; et al., 2002. NCEP-DOE AMIP-II Reanalysis (R-2). **Bulletin of the American Meteorological Society**
- PESSOA, M.C.; GUEDES, A.; QUEIROZ, D.S.; PELLEGRINI, J.D.; et al., 2018. Costa Norte Project: Enhancing Environmental Protection Against Oil Spills in the Northern Brazilian Coast Through the Combination of Data Collection, Numerical Forecasts and Impact Assessment. **Society of Petroleum Engineers**. doi:10.2118/190641-MS

CARACTERIZAÇÃO DO CLIMA DE ONDAS NO LITORAL NORTE DO RIO GRANDE DO SUL - MUNICÍPIO DE TRAMANDAÍ (RIO GRANDE DO SUL, BRASIL)

Velho¹, A.A.C; Janssen¹, O.J.C.; Andrade¹, M.M.; Junior², E.E.T.;

¹Universidade do Vale do Itajaí-UNIVALI. Itajaí, Rua Uruguai, 458, Laboratório de Oceanografia Física – SC

² Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica. Av. Bento Gonçalves, 9500, Prédio 43125 - Porto Alegre – RS

Email: arthuracvelho@gmail.com; olga@edu.univali.br; michelena@univali.br;

RESUMO

A caracterização do clima de ondas permite não só aos pesquisadores mas também a engenheiros, gestores e usuários dos ambientes costeiros uma melhor compreensão de suas variações e peculiaridades. Este trabalho tem o objetivo de caracterizar o clima de ondas, nas estações de verão e inverno durante anos distintos, na porção norte da plataforma continental do RS, no município de Tramandaí. O principal banco de dados utilizado no desenvolvimento desta análise foi coletado por um Perfilador Acústico de Ondas e Correntes. Os resultados de altura significativa e período de pico no inverno foram superiores aos registrados no verão. A direção de pico predominante foi de Leste-Sudeste, com períodos médios de, no máximo 9.5s e altura significativa máxima não superior aos dois metros de altura.

Palavras-chave: verão, inverno, clima de ondas, altura máxima, período de pico, direção de pico.

INTRODUÇÃO

A constatação de que as zonas costeiras ao redor do globo concentram crescentes populações humanas e atividades econômicas não é nova. Grandes concentrações urbanas estão localizadas próximas ao litoral devido a presença de praias atrativas para turistas, portos e importantes plantas industriais. Esses espaços urbanos são marcados por uma ocupação intensa e por mudanças ambientais decorrentes das atividades humanas, que implicam em uma série de riscos às populações e às atividades que ali são realizadas. Essa produção particular do espaço, condicionada pela atração da localidade e por processos ambientais de transição entre o oceano e o continente, dão ao ambiente costeiro um status de lugar privilegiado e frágil, foco de uma ocupação que concentra desigualdades, oportunidades e riscos em várias partes do planeta (KRON, 2008).

Portanto, nos estudos sobre a dinâmica costeira são imprescindíveis os diagnósticos das condições da agitação marítima em séries sistemáticas e contínuas. Sobretudo, na caracterização do clima de ondas que alcança a linha de costa, que interagem com as feições naturais ou antrópicas instaladas nos diversos setores da faixa costeira. A relevância desses estudos em regiões específicas do litoral reside no estabelecimento de parâmetros físicos precisos, que são subsídios fundamentais aos estudos de engenharia costeira e oceânica (Liu & Losada, 2002).

Os ventos, as ondas e as correntes longitudinais atuam ininterruptamente sobre os materiais que se encontram nas praias oceânicas. A esses processos somam-se as marés e as sobre elevações do nível do mar produzidas pelas tempestades (VILLWOCK e TOMAZELLI, op. cit.).

As ondas exercem um importante papel na formação das feições costeiras (CALLIARI et al., 2006). Ao se aproximarem de regiões de águas rasas sofrem transformações por reflexão, refração e difração. Estes fenômenos resultam no estabelecimento de padrões de circulação costeira, os quais são fundamentais para o transporte de sedimentos na costa. A refração ocorre quando a propagação das cristas das ondas em direção às águas rasas possuem um ângulo em relação à linha de praia, o que forçará a mudança do alinhamento da crista da onda (WRIGHT et al., 1999).

Outro processo relacionado à aproximação das ondas com um ângulo oblíquo em relação à linha de costa ocorre no momento da quebra da onda. Esse processo produz um vetor de energia, o qual gera uma corrente paralela à costa, dentro da zona de surfe (DAVIS JR. & FITZGERALD, 2004). Isso sempre ocorre quando a incidência das ondas em relação à linha de praia for oblíqua e será controlado principalmente pela altura e ângulo de incidência da onda. Esse vetor de energia é definido como um fluxo de tensão de radiação (em inglês: “radiation stress”), que pode ser transversal ao movimento de propagação da onda (LONGUET-HIGGINS, 1962, apud KOMAR, 1976). Esse mecanismo se constitui na força indutora da citada corrente longitudinal, a qual é característica para cada ambiente e que pode coexistir com correntes geradas pelas marés e pelo vento. Além das forças citadas, essa corrente pode depender da inclinação do fundo da praia, do atrito com o fundo e com o vento (NIELSEN, 2009).

Essa circulação por correntes na zona de surfe é um processo extremamente dinâmico responsável por transportar os sedimentos remobilizados pela quebra das ondas e que se encontram em suspensão e no fundo (U. S. ARMY, 1984). O transporte gerado a partir dessas correntes é a chamada deriva litorânea. A grande turbulência associada à quebra das ondas possibilita que enormes quantidades de sedimentos sejam transportadas por arraste ou suspensão por longas distâncias paralelamente à costa (ARAÚJO e ALFREDINI, 2001). O conhecimento dessa variável é muito importante para a gestão dos ambientes costeiros, principalmente aqueles urbanizados.

Ao longo de toda a costa brasileira, bem como no litoral do Rio Grande do Sul, há um déficit de séries temporais longas de dados observacionais de ondas, correntes e nível do mar, e também há falhas na distribuição geográfica desse tipo de amostragem (COSTA e MÖLLER, 2011). Este cenário começou a mudar com os trabalhos recentes de Costa & Möller (2011), Andrade et al. 2016 (a, b), Andrade et al. (2017), Marques et al. (2017) e Toledo (2017).

Entretanto, nenhum deles abordou o tema da climatologia das ondas no litoral do RS o que faz-se extremamente necessário para além do entendimento do comportamento energético e do sentido e magnitude das correntes longitudinais do litoral, assim como da tendência do sedimento nas praias, o que afeta empreendimentos no litoral, a segurança da navegação, turismo e todas as atividades essenciais para a área de estudo.

A localização precisa da área de estudo abrange a porção norte da plataforma continental do RS, mais precisamente as regiões da plataforma interna, ao largo do município de Tramandaí. Essa parte do litoral forma um ângulo regional de 37° de inclinação em relação ao Norte Verdadeiro.

METODOLOGIA

O principal banco de dados utilizado no desenvolvimento desta análise foi coletado em 05 fundeios oceanográficos distribuídos ao longo do tempo entre 17 de dezembro de 2013 e 08 de setembro de 2017. Em cada um deles, foi utilizado o mesmo equipamento, um Perfilador Acústico de Ondas e Correntes, modelo AWAC, da marca Nortek, com frequência de 1 MHz. Foram amostrados todos os parâmetros de ondas e velocidade e direção das correntes em toda a coluna d'água.

Nos dois primeiros fundeios o equipamento foi instalado a 12 m de profundidade; nos três últimos, a 14 m. A distância entre os dois pontos não foi maior que 400 m. As configurações amostrais variaram entre os fundeios, mas sempre respeitaram os padrões de qualidade estabelecidos para aquisição de dados confiáveis.

O clima de ondas, ou seja, os padrões estatísticos dos principais parâmetros de ondas (altura, período, direção de propagação e energia do espectro) foram estabelecidos a fim de determinar as condições de mar predominantes no litoral norte do RS, os quais foram gerados no programa matemático Matlab. Para isso, foram selecionadas as séries temporais de: altura significativa (Hm), período de pico (Tp) e direção do pico (Tpdir) e geradas distribuições de frequência.

RESULTADOS

Observou-se que, de forma comparativa, nos períodos de verão de 2013-2014 (Figuras 1 e 2) e inverno de 2014 (Figuras 3 e 4), a direção predominante de incidência de ondas foi semelhante, com variação entre os quadrantes nordeste e sudeste em ambas as estações, com a média de direção de pico de 113.3°(ESE). No entanto, no inverno foram obtidos as maiores médias de altura significativa e período de pico entre esses períodos: Hm = 1.4m; Tp = 9.5s.

	Altura Significativa (Hm)	Período de Pico (Tp)	Direção do Pico (Tpdir)
Verão 2013-2014	1.14m	7.8s	103.2°
Inverno 2014	1.4m	9.5s	113.3°

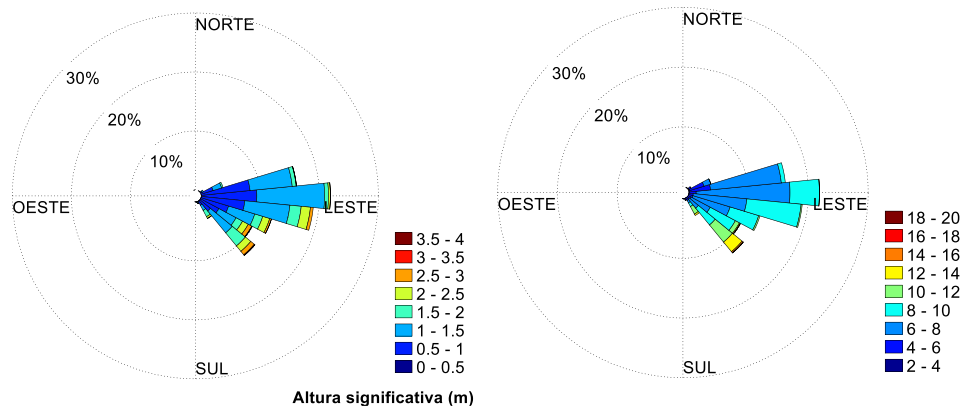


Figura 1 - Diagramas polares de frequência da altura significativa e direção de propagação das ondas. Verão 2013-2014

Figura 2 - Diagramas polares de período de pico e direção de propagação das ondas. Verão 2013-2014

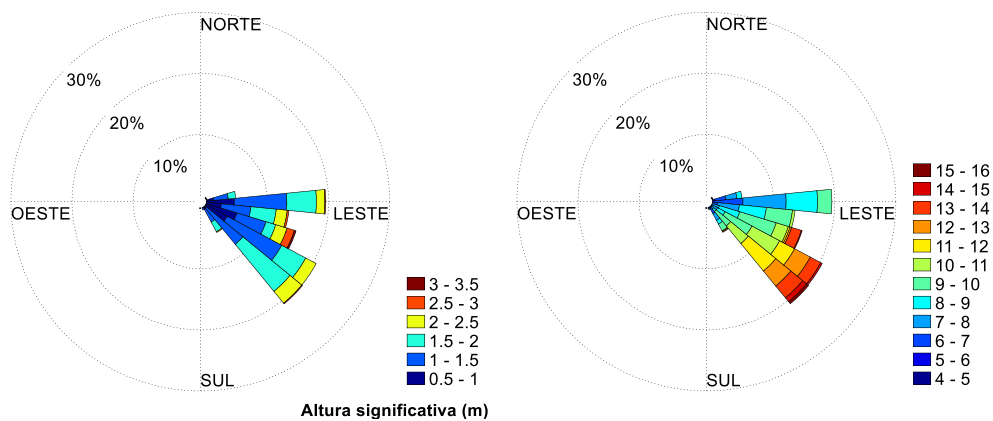


Figura 3 - Diagramas polares de frequência da altura significativa e direção de propagação das ondas. Inverno 2014

Figura 4 - Diagramas polares de período de pico e direção de propagação das ondas. Inverno 2014

Realizando comparações agora entre a mesma estação, porém em anos diferentes, foi observado que no verão de 2014-2015 as médias de altura significativa e período de pico foram superiores ao mesmo período em 2013-2014: $H_m = 1.2\text{m}$; $T_p = 8.16\text{s}$. Além disso, houve uma mudança de direção de pico para $108.3^\circ(\text{ENE})$ (Tabela 1).

Tabela 1

	Altura Significativa (Hm)	Período de Pico (Tp)	Direção do Pico (Tpdir)
Verão 2013-2014	1.14m	7.8s	103.2°
Verão 2014-2015	1.2m	8.16s	108.3°

O inverno de 2015 que teve direção de pico predominante de 103.9°(ESE) teve, quando comparado ao verão de 2014-2015, valores médios de Hm e Tp superiores, seguindo assim a mesma tendência dos anos passados, com números de 1.21m de altura média e 9s de período de pico.

Tabela 2

	Altura Significativa (Hm)	Período de Pico (Tp)	Direção do Pico (Tpdir)
Verão 2014-2015	1.20m	8.16s	108.3°
Inverno 2015	1.21m	9s	103.9°

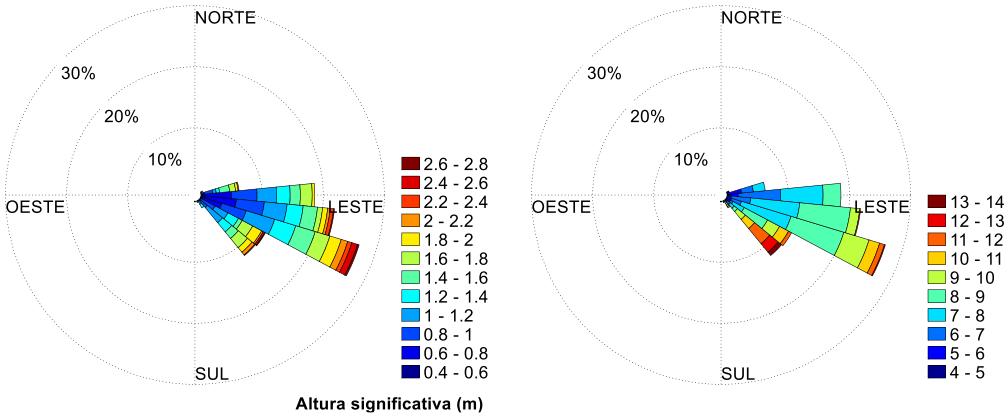


Figura 5 - Diagramas polares de frequência da altura significativa e direção de propagação das ondas. Verão 2014-2015

Figura 6 - Diagramas polares de período de pico e direção de propagação das ondas. Verão 2014-2015

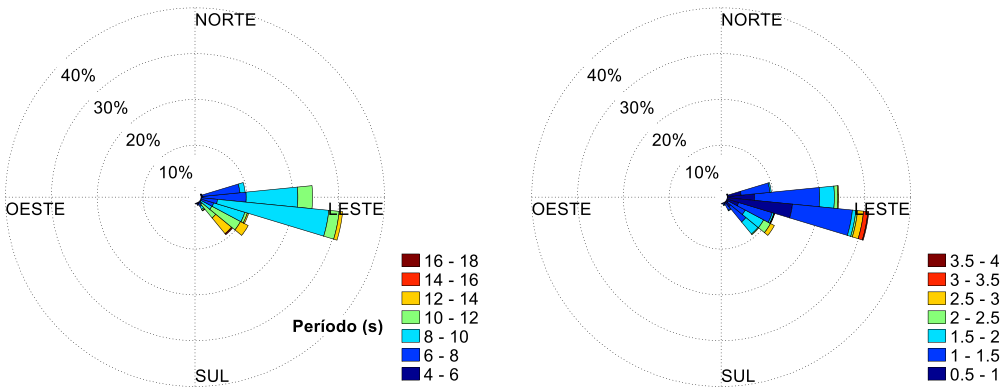


Figura 7 - Diagramas polares de período de pico e direção de propagação das ondas. Inverno 2015

Figura 8 - Diagramas polares de frequência da altura significativa e direção de propagação das ondas. Inverno 2015

Partindo do mesmo padrão comparativo mas agora entre os três anos em que há dados do inverno. É possível notar que no ano de 2017, dentre os três anos, foi quando ocorreu a maior média de altura significativa (Hm) igual a 1.4m. No entanto, foi em 2014 que ocorreu a maior média de período de pico (Tp) igual a 9.5s. As direções de pico permaneceram ao longo desses anos preferencialmente no mesmo quadrante Leste-Sudeste, variando poucos graus não alterando a direção principal.

Tabela 3

	Altura Significativa (Hm)	Período de Pico (Tp)	Direção do Pico (Tpdir)
Inverno 2014	1.4m	9.5s	113.3°
Inverno 2015	1.21m	9s	103.9°
Inverno 2017	1.41m	9s	106.4°

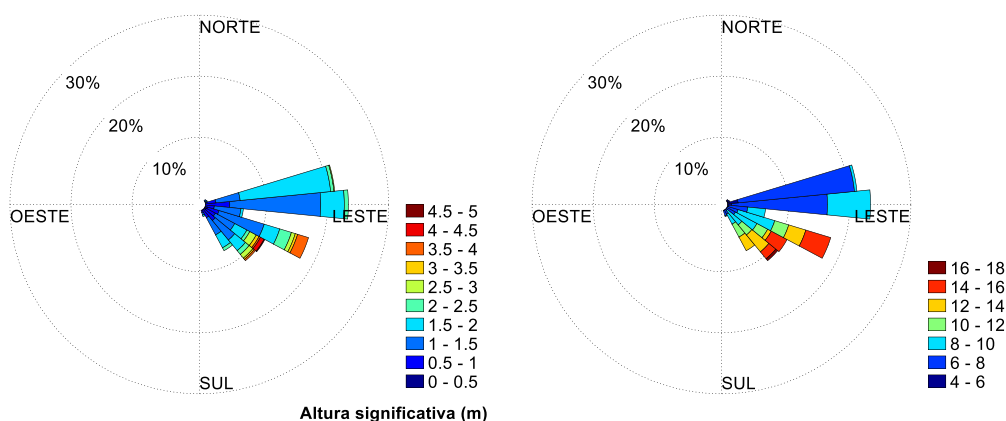


Figura 9 - Diagramas polares de frequência da altura significativa e direção de propagação das ondas. Inverno 2017

Figura 10 - Diagramas polares de período de pico e direção de propagação das ondas. Inverno 2017

CONCLUSÃO

De maneira geral os resultados de altura significativa (Hm) e período de pico (Tp) no Inverno foram superiores aos registrados no verão independentemente dos anos aqui registrados. Torna-se possível, então, inferir que a direção de pico predominante nas temporadas de Verão e Inverno, dos anos estudados, foi de Leste-Sudeste, com períodos médios de, no máximo 9.5s e altura significativa máxima não superior aos dois metros de altura.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ANDRADE, Mauro Michelena. **PADRÕES DE CIRCULAÇÃO COSTEIRA DO LITORAL NORTE DO RS**. 2019. 107 f. Tese (Doutorado) - Curso de Programa de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2019.

KRON, W. Coasts – The riskiest places on Earth. In: International Conference on Coastal Engineering (ICCE), September 2008, Hamburg, Germany.

REGUERO, B.G.; MÉNDEZ, F.J. & LOSADA, I.J. 2013. Variability of multivariate wave climate in Latin America and the Caribbean. *Global and Planetary Change*. 100: 70-84.

LIU, Philip L.-F.; LOSADA, Inigo J. Wave propagation modeling in coastal engineering. **Journal of Hydraulic Research**, v. 40, n. 3, p. 229-240, 2002.

IMPACTOS DE DRAGAGEM NA HIDROMORFODINÂMICA DA LAGOA MIRIM, RIO GRANDE DO SUL, BRASIL

Bendô, A. R. R¹.; Foster¹, A.; Costi¹, J.; Kirinus², E. P.; Marques, W. C¹.

¹ *Laboratório de Análise Numérica e Sistemas Dinâmicos (LANSD), Universidade Federal do Rio Grande (FURG), Avenida Itália, Km 8, Rio Grande - RS, Brasil.*

rayltonbendo@gmail.com

² *Universidade Federal do Paraná (UFPR), Avenida Beira Mar, s/n, Pontal do Paraná - PR, Brasil.*

RESUMO

O aumento da demanda por transporte de bens causado pelo contante crescimento da população mundial obrigou ambientes naturais como lagoas, rios e estuários a serem modificados por atividades humanas, como a dragagem, com o objetivo de manter ou criar um sistema de navegação seguro. O desenvolvimento de modelos hidrodinâmicos e morfológicos abriram uma nova perspectiva de assessoramento às operações de dragagem em diferentes ambientes. Assim, o objetivo deste estudo é aplicar um modelo hidromorfodinâmico para simular atividades de dragagem/despejo, bem como os impactos relacionados com essas atividades na Lagoa Mirim no sul do Brasil. Os resultados apresentam variações significativas nos parâmetros físicos lagunar, como velocidade, tensão de cisalhamento e evolução do leito, indicando que há um crescimento no assoreamento dos canais após as execuções das operações de dragagem/despejo.

Palavras chave: Dragagem, Hidromorfodinâmica, Modelagem numérica, Lagoa Mirim.

1. INTRODUÇÃO

Localizada entre o extremo sul do Rio Grande do Sul e o Uruguai, a Lagoa Mirim (LM) é uma lagoa costeira binacional que faz parte da Hidrovia do Mercosul (HM). Essa via navegável tem o objetivo de interligar a Hidrovia da Lagoa Mirim (HLM) com a Laguna dos Patos (LP) e o Superporto de Rio Grande, por onde poderiam ser exportados significativos volumes da produção uruguaia, transformando-se em um corredor natural de exportação do MERCOSUL (Azambuja, 2005).

Segundo o DNIT (2014) a capacidade de transporte da HM encontra-se subutilizada, devido à expansão da malha rodoviária que vem ocorrendo desde a década de 1960. Em virtude de obter uma maior economia e ampliar a capacidade de transporte da região, atualmente vem se discutindo a reabertura da HLM. De acordo com o mesmo autor, a reativação do transporte através da HLM poderá causar a redução de até 60% no custo com a movimentação de mercadorias nessa região. Entretanto, para atingir esse objetivo há a necessidade da implantação de obras de dragagem e de melhorias na infraestrutura portuária.

Apesar das operações de dragagem impulsionarem o transporte hidroviário global, elas também enfrentam sérios desafios ambientais. Nesse sentido, faz-se necessária a realização de estudos de previsão que demonstrem a influência das obras na dinâmica da região considerada em termos de impactos ambientais (Paarlberg et al., 2015).

2. OBJETIVOS

Sendo assim, o presente estudo pretende modelar os processos hidromorfodinâmicos, bem como operações de dragagem nos canais de navegação da LM. Este objetivo é alcançado através da realização de duas simulações para comparar os resultados do ambiente com e sem dragagem compreendendo os efeitos na LM.

3. METODOLOGIA

3.1 Modelagem numérica

O estudo foi desenvolvido através do uso dos módulos hidrodinâmico bidimensional (TELEMAC-2D), de transporte de sedimentos (SISYPHE) e de operações de dragagem (NESTOR) de forma acoplada internamente da suíte de modelagem Open TELEMAC-MASCARET (www.opentelemac.org) (Hervouet, 2000).

O TELEMAC-2D resolve um sistema de equações de Saint-Venant para elevação da superfície livre e conservação da quantidade de movimento (Hervouet, 2000). A parametrização dos coeficientes de fricção com o fundo e do fator de influência do vento desse modelo foi configurado seguindo a abordagem proposta por Costi et al (2018). O módulo SISYPHE interage diretamente com o módulo hidrodinâmico (TELEMAC-2D), onde recebe dados de velocidade, nível e fricção com fundo. Desse modo, este módulo foi configurado para calcular o transporte de sedimentos em suspensão de cinco frações sedimentares com igual proporção ($D_{50} = 0.3 \mu\text{m}$; $2 \mu\text{m}$; $20 \mu\text{m}$; $40 \mu\text{m}$ e $80 \mu\text{m}$) desconsiderado o efeito coesivo entre as partículas.

O módulo NESTOR foi desenvolvido para estimar as ações de uma draga e foi utilizado a partir da necessidade de analisar, otimizar e gerenciar as operações de dragagem/despejo na HLM. O modelo foi configurado para executar dragagem até alcançar uma profundidade de -3 m em despejo em um sítio paralelo e distante 300 m dos canais de Santa Izabel (SI) e de Santa Vitória do Palmar (SVP) dentro da LM, conforme o esquema proposto pelo DNIT (2014).

A malha computacional foi discretizada com 109.677 nós em elementos finitos, com uma resolução espacial que variam de 1000 m a 20 m. As informações batimétricas foram obtidas de cartas náuticas (DHN) (carta nº B2200). O modelo hidrodinâmico foi forçado utilizando informações atmosféricas (ventos) do ERA Interim ECMWF (<https://www.ecmwf.int>) e dados hidrológicos (vazão e nível) disponibilizadas pela a Agência Nacional de Águas dos principais tributários da LM.

Duas simulações foram realizadas por um período de 2 anos (2000-2001). A SIM1 é a simulação base contendo os modelos TELEMAC-2D acoplado com o SISYPHE, já a SIM2 foi utilizado o módulo NESTOR acoplado com os módulos hidrodinâmico e morfodinâmico, para computar respectivamente o cenário de dragagem e despejo proposto pelo DNIT (2014).

3.2 Validação do modelo hidrodinâmico

A validação dos resultados consistiu em comparar os dados obtidos com dados coletados *in situ* em duas estações de monitoramento instaladas nos portos de SI e SVP. Para medir o desempenho da simulação foram calculados parâmetros estatísticos (Tabela 1).

Tabela 1: Comparação estatística entre os níveis simulados e observados nas estações de SI e SVP.

Estações de Medição	Viés (m)	RMSE (m)	MSE (m)	MAE (m)	IC	R
SI	-0,14	0,41	0,17	0,32	0,95	0,93
SVP	-0,15	0,44	0,19	0,35	0,94	0,91

Esses resultados demonstram que o modelo hidrodinâmico foi bem sucedido em representar a variabilidade temporal do nível da água da LM, uma vez que, apresentou erros de baixo valor e um alto grau de correlação ($R > 0,90$) entre o dado modelado e o observado, além de apresentar o Índice de Concordância de Willmot (IC) próximo a 1, indicando alta correlação entre modelo de observação. Dessa maneira, a análise estatística indicou que o modelo pode reproduzir adequadamente as tendências registradas em diversos pontos do corpo Lagunar.

4. RESULTADOS

4.1 Operações de dragagem e despejo

Os quadros da Fig. 1A e C mostram a batimetria antes de ser realizada as operações, e os mapas B e D da mesma figura, exibem o pós-dragagem executado durante 30 dias pelo modelo NESTOR. Diante disso, ao fim da operação o modelo havia removido aproximadamente $6 \times 10^6 \text{ m}^3$ e $1 \times 10^6 \text{ m}^3$ de sedimentos do CS e do CSVP, até atingir a profundidade de -3 m de profundidade. Na

seção seguinte, o comportamento das variáveis ambientais como velocidade, tensão de cisalhamento com o fundo e evolução são analisadas.

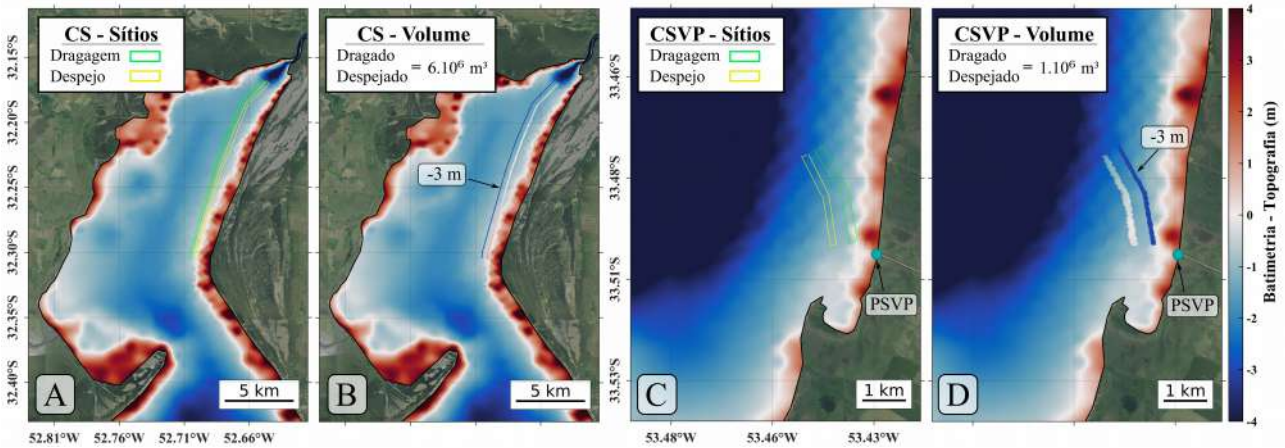


Figura 1: Os quadros (A) e (C) mostram o cenário pré-dragagem, enquanto que (B) e (D) mostram o resultado pós-dragagem do modelo NESTOR.

4.2 Impactos hidromorfodinâmicos

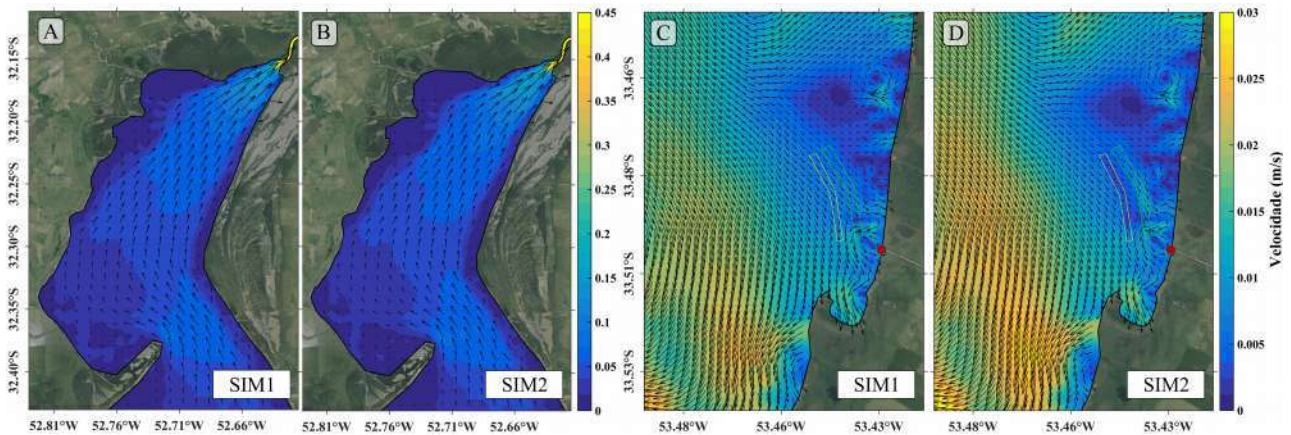


Figura 2: Campos de velocidade (residual) para os cenários pré (A e C) e pós-dragagem (B e D).

A Fig. 2 mostra a velocidade residual (2000-2001) das regiões distintas da LM. Como é observado na Fig. 2A e 2B, as intensidades de corrente são mais elevadas na parte norte da LM (CS), isso ocorre em virtude de fatores como o estreitamento do corpo lagunar, consonância entre a direção de vazão dos principais tributários, forças gravitacional e de gradiente barotrópico. Por outro lado, o setor sul da LM (Fig 1C e 1D) é pouco influenciado pelas forças descritas anteriormente, isso pode ser associado a sua localização (no extremo norte da LM) e sua maior profundidade. Nessa área, a circulação é caracterizada por giros e pequenas oscilações de correntes longitudinais, que ocorre em resposta à transferência de momento do vento para a superfície da água.

Quando comparamos as simulações com (SIM2) e sem dragagem (SIM1), verificamos que houve um aumento na intensidade da velocidade do escoamento em ambos os canais, isso pode ser visto na Fig. 3A e 3B, através da diferença entre SIM1 e SIM2. Isso ocorre, sobretudo na região do CS, aonde as diferenças chegaram a 2×10^{-2} m/s no canal dragado devido ao aumento da sua seção transversal (Figs. 3A e 3B), a escavação do leito causou uma redução da tensão de cisalhamento. Corroborando com isso, as Figs. 3C e 3D mostram séries temporais que constatarem que essas operações provocam um decréscimo do stress com o fundo. Isso abre a possibilidade de redução da erosão e acréscimo da sedimentação, dessa maneira contribuindo para amplificar o assoreamento observado durante os dois anos de simulação (Figs. 3E e 3F).

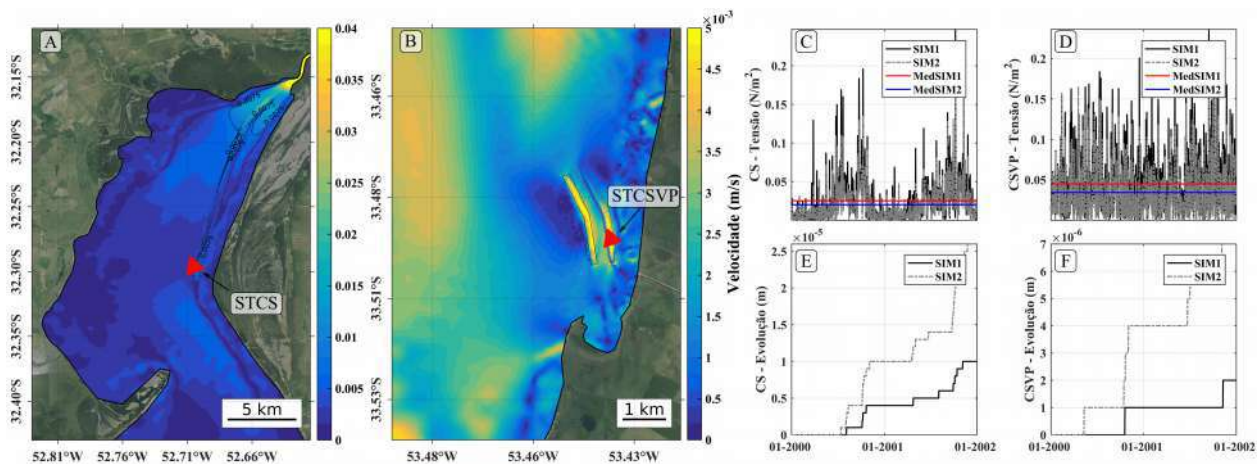


Figura 3: Impactos hidromofodinâmicos na LM. STCS e STCSVP são as séries temporais nos canais do CS e CSVP.

5. CONCLUSÕES

Os dois anos de resultados hidromofodinâmicos geraram as seguintes conclusões:

- O processo de validação do nível de água apresentou resultados consistentes ao comparar os dados modelados e coletados;
- O processo de assoreamento dos canais são mais intensos no cenário dragado do que o não dragado, indicando um acréscimo nas taxas de assoreamento em médio/longo prazo. Desse modo, esses efeitos devem ser analisado cuidadosamente ao planejar as operações de dragagem nos canais da Lagoa Mirim, uma vez que esse assoreamento poderia inviabilizar economicamente o uso da hidrovia, então, é necessário a realização de estudos mais aprofundados para a escolha de melhores estratégias operacionais;
- O CS assoreou mais rapidamente do que CVSP quando a dragagem ocorre. Isso pode estar associado à sua posição geográfica, pois o transporte de água/sedimentos da LM em direção ao canal de São Gonçalo ocorre por esse setor;
- O acréscimo na velocidade de corrente devido às operações de dragagem é notável. A intensidade média da velocidade do escoamento no CS aumentou 10,96% após a operação de dragagem, enquanto que no CSVP o incremento foi menor, com um valor de 6,19%;
- A abordagem de modelagem numérica é uma ferramenta útil e bem desenvolvida para auxiliar as operações de dragagem, particularmente onde os dados são difíceis de coletar devido às condições ambientais ou falta de financiamento.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AZAMBUJA, J. L. F. D., 2005. Hidrovia Da Lagoa Mirim : Um Marco De Desenvolvimento Nos Caminhos Do Mercosul. Dissertação de mestrado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

COSTI, J., MARQUES, W. C., KIRINUS, E. P., DUARTE, R. F., E ARIGONY-NETO, J. Water level variability of the Mirim - São Gonçalo system, a large, subtropical, semi-enclosed coastal complex. *Advances in Water Resources*, v. 117, p. 75–86, 2018.

DNIT. TOMO I - Estudo Ambiental (EI): Dragagens do Canal do Sangradouro e so Canal de Santa Vitória do Palmar, visando a reativação da Hidrovia d Lagoa Mirim. Technical report, Departamento Nacional de Infraestrutura de Transportes - DNIT, Brasília/DF, 2014.

HERVOUET, J.-M. TELEMAC modelling system: an overview. *Hydrological Processes*, v. 14, n. 13, p. 2209–2210, 2000.

PAARLBERG, A. J., GUERRERO, M., HUTHOFF, F., E RE, M. Optimizing dredge-and-dump activities for river navigability using a hydro-morphodynamic model. *Water (Switzerland)*, v. 7, n. 7, p. 3943–3962, 2015.

VARIABILIDADE SUBINERCIAL DE CORRENTES E A RESSURGÊNCIA COSTEIRA NA COSTA DO ESPÍRITO SANTO

**Nathália M. Betzel¹; Fernanda A. Lima¹; Júlia T. Salviato¹; Guilherme N. Mill¹;
Mahatma F. Soares¹; Fernanda Perassoli¹; Tayná R. M. Paiva¹; Eduarda S. Rangel¹;
Renato D. Ghisolfi¹**

*¹Universidade Federal do Espírito Santo – Departamento de Oceanografia e Ecologia
Laboratório Poseidon – Pesquisa e Simulação sobre a Dinâmica do Oceano
Av. Fernando Ferrari, 514 – Goiabeiras, Vitória – ES – 29.075-910
nathaliabetzel@hotmail.com*

RESUMO

Para avaliar a ressurgência costeira que ocorre na região próxima ao Rio Doce, foram utilizados dados de sete meses de corrente e temperatura de quatro fundeios dispostos paralelamente a costa (F, F2, F3 e F4). Os resultados mostraram que a ressurgência ocorre principalmente no período de primavera-verão sob a ação de ventos nordeste, o qual estratifica a coluna d'água. No outono, a maior frequência de ventos sudeste e a diminuição da intensidade dos ventos nordeste bem como a perda líquida de calor do oceano para a atmosfera fazem com que a coluna d'água fique mais homogênea. Os fundeios localizados mais a sul (F1, F2 e F3) apresentam dinâmica diferente daquele mais ao norte (F4), o que faz com que a temperatura no fundo apresente comportamento oposto aos demais fundeios.

Palavras chave: Fundeio, Plataforma continental capixaba, Rio Doce.

INTRODUÇÃO

Na região costeira que se estende desde o Rio Doce até o Rio de Janeiro foi reportado o desenvolvimento do processo de ressurgência completa com afloramento da ACAS nas porções mais rasas da plataforma continental (e.g., Castelão & Barth, 2006). Nessa área os ventos nordeste são os mais frequentes e a tensão de cisalhamento correspondente favorece a advecção do transporte superficial em direção *offshore* e a entrada de água subsuperficial em direção à costa em um padrão típico da circulação de Ekman associado à ressurgência costeira. Inversões nos ventos ocorrem principalmente no período de outono-inverno, durante a passagem de frentes frias na região.

Embora a entrada e eventual afloramento de ACAS sobre a plataforma possa ser associado, principalmente, a tensão de cisalhamento do vento, processos como o meandramento da Corrente do Brasil na quebra da plataforma, gradientes de pressão ao longo da costa gerados pelo vento, rotacional da tensão de cisalhamento do vento (e.g., Mazzini & Barth, 2013; Palocz et al., 2016) também podem contribuir nesta dinâmica. Além disso, Palocz et al., (2016) apontou a região costeira em frente à foz do Rio Doce como uma das duas regiões preferenciais de entrada da ACAS sobre a plataforma continental capixaba.

Neste contexto, foram lançados 4 fundeios oceanográficos na plataforma continental do Espírito Santo, próximo à foz do Rio Doce desde a latitude de 20 °S até 19,3 °S. A partir de medições de correntes e temperatura, foram analisadas as diferenças espaciais e temporais do processo de ressurgência costeira, investigando a variabilidade das correntes perpendiculares à costa, variabilidade espacial e temporal da temperatura e eventuais afloramentos de águas características da ressurgência costeira.

METODOLOGIA

Os dados analisados neste estudo foram coletados durante os meses de novembro/2018 a julho/2019 em 4 fundeios (Tabela 1) equipados com ADCP's de fundo e CTD's em superfície e fundo. Os dados de corrente foram rotacionados conforme a inclinação da costa nos locais dos fundeios de forma a se obter as componentes paralela e perpendicular à costa.

Tabela 1: Localização e profundidade de instalação dos Fundeios F1, F2, F3 e F4 com as respectivas frequências de trabalho dos perfilhadores acústicos.

	F1 (500 kHz)	F2 (500 kHz)	F3 (1000 kHz)	F4 (1000 kHz)
Latitude	19.98 °S	19.71 °S	19.60 °S	19.30°S
Longitude	39.95 °W	39.84 °W	39.73 °W	39.84 °W
Profundidade	44 m	16m	18m	18m

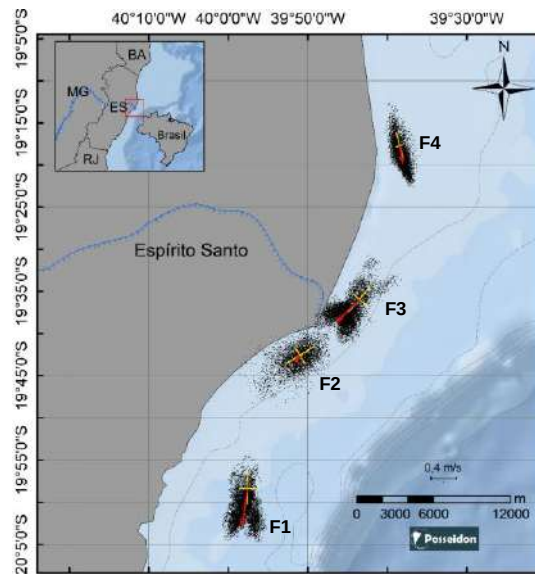


Figura 1: Posicionamento dos Fundeios F1, F2, F3 e F4, de sul para norte mostrando o espalhamento direcional das correntes medidas ao longo do período amostral. As setas vermelhas correspondem aos valores médios de velocidades das correntes medidas próximas à superfície e, as cruzes amarelas representam o eixo preferencial das correntes.

As informações de vento para o mesmo período são oriundas da reanálise e *forecast* do *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF) válidas para o ponto 39,75 °W e 19,75 °S. Valores de intensidade e direção de vento disponibilizadas de 6 em 6 horas foram interpoladas em intervalos horários.

RESULTADOS

A análise dos principais períodos de variabilidade das correntes costeiras na região mostrou uma mudança espacial significativa entre os fundeios. Enquanto em F4 a escala suprainercial mostrou as maiores energias associadas à maré, os fundeios F1, F2, F3 evidenciaram uma dominância de processos na banda subinercial dos espectros de energia. Removendo-se as componentes suprainerciais para o período inercial local de até 35h, a componente paralela apresentou as maiores densidades de energia na região ao sul da foz do Rio Doce (fundeios F1 e F2), estando essa energia espalhada em uma faixa de 3 a 10 dias, correspondendo às flutuações de vento local (Figura 2a). Já a componente perpendicular mostrou maior energia na escala subinercial nos fundeios F2 e F3 (Figura 2b). Essa faixa de variação também pode estar associada à propagação de ondas confinadas costeiras, que são formadas por ventos remotos e se propagam para o norte ao longo da costa brasileira, desaparecendo ao chegarem no Banco de Abrolhos.

Os ventos da região apresentam frequências de variabilidade semelhantes às das correntes nos fundeios na escala subinercial (Figura 2c). A coerência espectral (não mostrada) entre a componente paralela do vento e as correntes paralelas apresentou uma coerência espectral ($>70\%$) alta com as flutuações de vento locais, com exceção de F2 que apresentou variabilidade de correntes fortemente influenciada pela vazão fluvial do Rio Doce. A maior coerência com a componente do vento (escala subinercial) foi observada na região de Degredo (F4), seguida de F1 e F3 (Figura 2a e b).

A correlação cruzada entre o vento paralelo e a corrente perpendicular à costa para o fundeio F1 (Figura 2c) demonstrou um processo de ressurgência costeira local sob influência do vento. A superfície exibiu uma correlação negativa com o vento, isto é, ventos paralelos negativos (nordeste) associados com a componente perpendicular da corrente positiva, ou seja, retirada de águas superficiais à *offshore*. De forma oposta, o fundo apresentou uma correlação positiva com o vento, com uma componente perpendicular negativa levando águas oceânicas em direção à costa (Figura 2c).

Atrasos de -6h e +10h foram observados na superfície e no fundo, respectivamente. O atraso negativo observado na superfície sugere que os movimentos da camada de subsuperfície não dependem apenas do vento local, mas de um efeito regional do vento (Figura 2c).

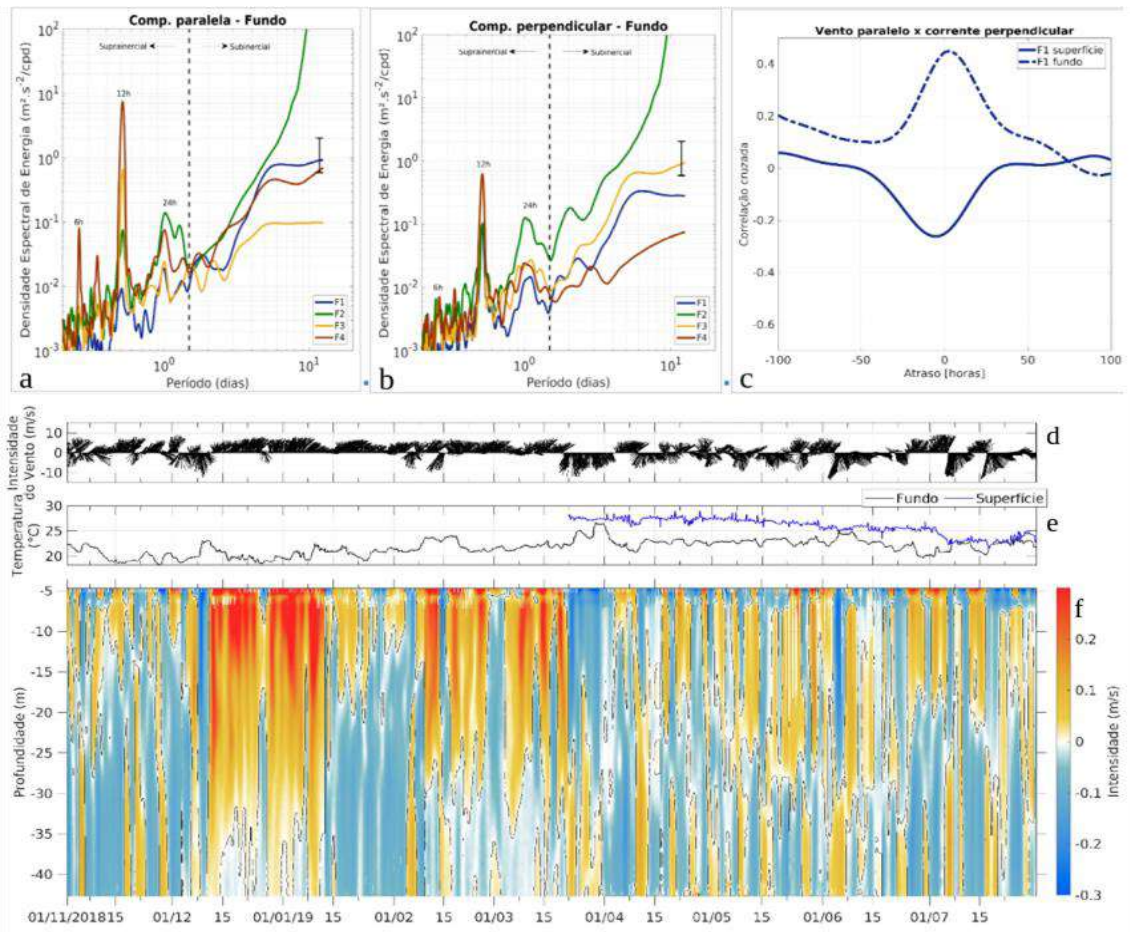


Figura 2: Espectro das componentes paralelas (a) e perpendiculares (b) das correntes no fundo nos fundeios F1 (azul), F2 (verde), F3 (amarelo) e F4 (vermelho). Correlação entre o vento paralelo e a corrente perpendicular à costa na superfície (linha contínua) e no fundo (linha tracejada) na região da Costa das Algas (F1 - c). Vento de reanálise e *forecast* do ECMWF. Temperatura superficial (azul) e de fundo (preto) em F1 (e) e, variação temporal da corrente perpendicular à costa da superfície ao fundo no F1 (f).

O período de maior frequência de vento nordeste (dezembro a março – Figura 2d) foi também o de maior estratificação da coluna d'água (Figura 2f). Quando a componente perpendicular da corrente de fundo foi negativa também foram medidas temperaturas mais baixas ($<24^\circ C$ - Figura 2e), demonstrando a entrada de água fria na plataforma. Embora haja

uma clara variabilidade temporal, as correntes superficiais ocorrem em média no sentido oposto (em direção *offshore*), indicando a influência da ação do vento no desenvolvimento da ressurgência costeira. Ainda nesse período, dados de perfilagem revelaram o afloramento da ACAS nas estações localizadas próximas ao fundeio F1 e F2 até a isóbata de 30 m. Ao norte da foz do Rio Doce (F3) foi registrada a presença dessa massa d'água na porção inferior da coluna d'água (sem afloramento), não sendo registrada sua ocorrência na região do fundeio F4.

Eventos de mistura da coluna d'água foram observados mais frequentemente a partir do mês de abril, com a maior incidência de frentes frias. Esses eventos de homogeneização da coluna d'água estiveram intercalados a eventos de reestratificação quando da atuação do vento nordeste. No mês de julho foi possível observar uma homogeneidade térmica no fundeio F1, com temperaturas próximas a 22°C tanto na superfície quanto no fundo. Esse resfriamento na superfície está relacionado não só a atuação do vento sul, mas também a perda de calor do oceano para a atmosfera com o ciclo sazonal de aquecimento e resfriamento.

Ao comparar as temperaturas de fundo das quatro regiões, notou-se que os fundeios F1, F2 e F3 apresentaram um comportamento semelhante de aquecimento e resfriamento enquanto F4 se comportou de forma oposta, apresentando um aumento de temperatura junto fundo enquanto nos demais fundeios as temperaturas decaíam e uma diminuição de temperatura quando nos demais aumentava. As menores temperaturas foram registradas no verão para os fundeios F1, F2 e F3, e no inverno para o fundeio F4.

Uma possível explicação para o comportamento distinto entre os fundeios é que os ventos do quadrante sul, favoráveis ao *downwelling* costeiro, afundam a água superficial, elevando as temperaturas junto ao fundo em F1, F2 e F3 ao mesmo tempo em que ocorre advecção de águas relativamente mais frias para norte diminuindo a temperatura em F4.

CONCLUSÃO

A variabilidade de correntes e temperatura na coluna d'água na região de estudo é regida por flutuações de vento local, desde F1 até F3. Em F4, há um aumento da importância da maré na circulação local. Em escalas subinerciais, a região entre F3 e F4 limita o domínio de alcance norte da ressurgência costeira. A sul de F3 ocorrem processos de entrada de água proveniente da ACAS com momentos de ressurgência completa no período de primavera-verão, enquanto ao norte (F4) o resfriamento das águas de fundo ocorre apenas no inverno, devido ao balanço térmico que induz perda de calor do oceano para a atmosfera, bem como possivelmente da advecção de águas frias de regiões ao sul. Enquanto os resultados apontam para a dominância do vento sobre o processo de ressurgência costeira, a influência de outros processos, como a variação da linha de costa, batimetria local e meandramentos da CB na região estão sendo investigados.

REFERÊNCIAS

CASTELÃO, R.; BARTH, J. 2006. Upwelling Around Cabo Frio, Brazil: The Importance of Wind Stress Curl. **Geophysical Research Letters**, 33:L03602.

MAZZINI, P. L. F.; BARTH, J. A. 2013. A comparison of mechanisms generating vertical transport in the Brazilian coastal upwelling regions. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 118, p. 5977–5993.

PALÓCZY, A. *et al.* 2016. Pathways and mechanisms of offshore water intrusions on the Espírito Santo Basin shelf (18° S–22° S, Brazil). **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 121, n. 7, p. 5134-5163.

Caracterização Observacional da Ocorrência da Brisa marítima-terrestre e sua forçante na cidade do Rio de Janeiro

Carneiro¹, T. F.; Dragaud¹, I. C. D. V.; Bock¹, C. S.; Assad¹, L. P. F.¹; Landau, L.¹

*¹Núcleo de Modelagem Ambiental – LAMCE/COPPE/UFRJ, Cidade Universitária, Centro de Tecnologia, Bloco I, sala 214.
talassia.f@gmail.com*

RESUMO

A brisa marítima-terrestre ocorre em função do gradiente de pressão atmosférica entre a superfície terrestre e a oceânica. A força do gradiente de pressão faz com que os ventos sejam conduzidos da região de alta para a região de baixa pressão atmosférica, o que determina o sentido mar-continente no período diurno (brisa marítima) e o sentido inverso no período noturno (brisa terrestre). Dentro deste contexto, o objetivo do presente estudo é identificar e caracterizar a ocorrência da brisa marítima-terrestre na cidade do Rio de Janeiro (RJ) e analisar, descritivamente, as variações na temperatura da superfície do mar (TSM) durante a ocorrência desse fenômeno. Neste estudo foram analisados dados meteorológicos (intensidade e direção do vento, temperatura do ar e pressão atmosférica), provenientes de medições realizadas, no período entre 16/10/2016 e 07/06/2017, em uma boia meteo-oceanográfica do projeto Sistema de Monitoramento da Costa Brasileira (SIMCOSTA), localizada na praia de Copacabana, e em uma estação meteorológica de superfície da Rede de Meteorologia do Comando da Aeronáutica (REDEMET) localizada na Base Aérea dos Afonsos. A partir destes dados, foram determinadas as diferenças de temperatura do ar e pressão atmosférica entre o oceano e o continente, a fim de caracterizar e identificar a ocorrência do fenômeno. Para analisar os dados no domínio da frequência foi utilizada a ondaleta com a função de Morlet.

Palavras chave: brisa marítima-terrestre, interação oceano-atmosfera, temperatura da superfície do mar

INTRODUÇÃO

A brisa marítima-terrestre é um fenômeno de mesoescala típico de regiões costeiras em todo o mundo (Miller, 2003). Os ventos gerados pelas brisas ocorrem em função do gradiente de pressão atmosférico entre a superfície terrestre e a oceânica. Este gradiente de pressão é consequência do gradiente térmico formado entre estas superfícies, resultante do aquecimento diferenciado terra-mar ao longo do dia devido às diferentes capacidades térmicas da água e do solo (Schmidt, 1946). A força do gradiente de pressão faz com que os ventos fluam da região de alta para a região de baixa pressão atmosférica, o que determina o sentido mar-continente no período diurno (brisa marítima) e o sentido inverso no período noturno (brisa terrestre).

De modo geral, a predominância deste fenômeno na cidade do Rio de Janeiro está associada à períodos com a presença da Alta Subtropical do Atlântico Sul, enquanto a passagem de sistemas frontais inibe a brisa (Franchito *et al.*, 2007).

Considerando a interação oceano-atmosfera, estudos demonstram que variações na temperatura da superfície do mar (TSM) podem ter impactos em processos atmosféricos

locais como a brisa marítima-terrestre, uma vez que quanto mais intenso for o gradiente térmico horizontal entre o ar sobre o oceano e o ar sobre o continente, como por exemplo na ocorrência de TSMs menores durante períodos de ressurgência costeira, mais intensa deve ser a brisa marítima. Entretanto, essa relação pode se tornar complexa, e nem sempre ocorre de forma direta, visto que diversos processos atuam ao mesmo tempo.

OBJETIVOS

O objetivo deste trabalho é caracterizar o padrão associado à ocorrência de brisa marítima-terrestre no Rio de Janeiro e identificar a possível influência da distribuição e variabilidade da TSM sobre a circulação associada.

METODOLOGIA

Neste estudo, foram analisados dados meteorológicos inerentes à caracterização da ocorrência e formação da brisa marítima-terrestre: intensidade e direção do vento, temperatura do ar e pressão atmosférica. Estes dados são provenientes de medições realizadas, no período entre 16/10/2016 e 07/06/2017, na boia meteo-oceanográficas RJ-3 do projeto Sistema de Monitoramento da Costa Brasileira (SIMCOSTA), localizada na praia de Copacabana, e na estação meteorológica de superfície localizada no Campo dos Afonsos da Rede de Meteorologia do Comando da Aeronáutica (REDEMET).

Para o estudo de circulações termicamente induzidas, como a brisa, é importante a decomposição do vento nas suas componentes, para que os ventos perpendiculares à costa, que estão relacionados a brisa, possam ser identificados. Considerando que a componente meridional do vento é perpendicular à costa da cidade do Rio de Janeiro, é esperado que ela represente melhor o padrão de ventos associado à brisa. Valores positivos da componente meridional indicam que os ventos fluem em direção ao norte e os negativos, em direção ao sul.

A partir dos dados observacionais, foram calculadas as diferenças de temperatura do ar e pressão atmosférica entre o oceano e o continente. Essas variáveis, assim como a TSM e as componentes do vento, passaram por um processo de anomalia padronizada. A anomalia foi baseada na média das variáveis no período estudado e a padronização foi feita dividindo este valor pelo desvio padrão. Este tipo de tratamento de dado serve para facilitar na avaliação dos resultados tendo em vista que variáveis como temperatura e pressão possuem ordens de grandeza diferentes. Foi feita a análise da série temporal das variáveis e, posteriormente, considerando a função de Morlet com as correções de Liu *et al.* em 2007, foi feita a análise de Ondaleta.

RESULTADOS

A TSM (Figura 1a) possui uma variação distinta das outras variáveis (Figura 1b, 1c, 1d). As diferenças de temperatura do ar (Figura 1b), de pressão (Figura 1c) e a componente meridional do vento no aeródromo (Figura 1d) possuem um ciclo diário bem marcado com alternância dos horários entre 0 e 12 UTC com valores negativos de diferença de temperatura do ar e componente meridional do vento e positivos de diferença de pressão atmosférica. De 12 UTC até o fim do dia os ciclos diários são marcados por valores de diferença de temperatura e componente meridional do vento do ar positivos, e diferença de pressão do ar

negativos.

A relação entre temperatura do ar e pressão atmosférica é fundamental para o ciclo diário da brisa, o que é confirmado pela alternância da componente meridional do vento entre os horários da madrugada/manhã e tarde/noite. Quando as temperaturas estão mais elevadas na superfície terrestre, a componente meridional do vento está do quadrante norte, correspondendo a brisa marítima. O contrário ocorre quando as temperaturas estão mais elevadas na superfície do mar, onde o vento no aeródromo flui para sul. Ou seja, de onde a pressão está maior para onde está menor.

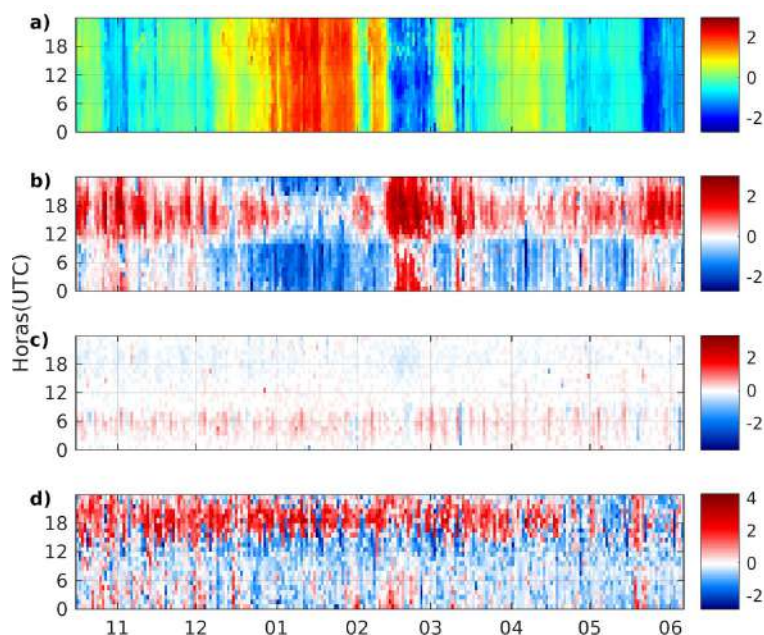


Figura 1: Variação temporal das variáveis a) Temperatura da superfície do mar (TSM), b) diferença de temperatura do ar (continente - mar), c) diferença de pressão do ar (continente - mar) e d) componente meridional do vento no continente. Os valores na barra de cores são adimensionais. No eixo das abscissas estão representados os meses do ano.

No intuito de identificar a variabilidade temporal das séries consideradas foi feita a análise das ondaletas considerando a função de Morlet. O gráfico do lado direito, que corresponde ao espectro de potência, possui no eixo das abscissas, os meses em estudo e no eixo das ordenadas, o período em dias. As cores indicam a energia associada a um determinado período ao longo da série temporal e o cone de influência delimita os 95% de confiança dos dados. Já no gráfico a esquerda tem-se o espectro global onde no eixo das abscissas tem-se a energia média associada a todo o período em estudo e no eixo das ordenadas o período em dias.

Na Figura 2 a análise no domínio da frequência é referente às variáveis TSM (Figura 2a) e diferença de temperatura do ar (Figura 2b). Pode-se notar que a diferença de temperatura do ar apresenta uma maior potência associada ao período de um dia. Além disto, destaca-se o ciclo semi-diurno, porém com uma potência menor comparada ao ciclo diurno. Na Figura 2b a componente meridional do vento no aeródromo apresenta uma potência maior associada ao ciclo diurno e semidiurno.

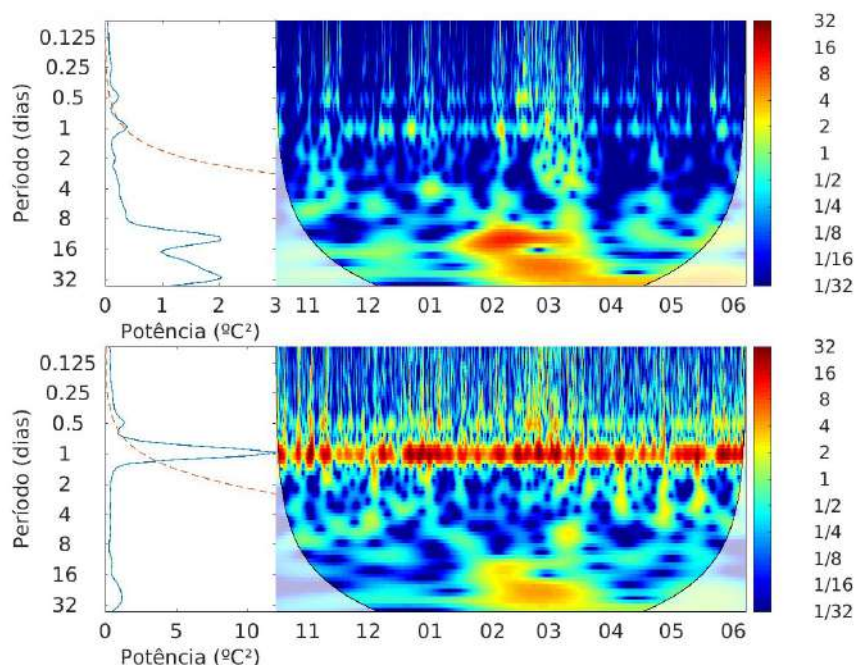


Figura 2: Análise no domínio da frequência das variáveis a) temperatura da superfície do mar (TSM) e b) diferença de temperatura do ar (continente - mar).

CONCLUSÕES

Através da análise dos resultados foi possível notar uma relação entre a diferença de temperatura do ar com a componente meridional do vento no aeródromo. A análise de ondaleta ratifica este ciclo diurno presente na cidade através da energia associada a esta período em dias, mas evidencia também alguns outros ciclos como o semi-diurnos que ocorreram nas análises das variáveis diferença de pressão e componente meridional do vento e em ciclos maiores de 16 e 32 dias, como foi demonstrado na análise da TSM.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BOYER, T.; LEVITUS, S.; GARCIA, H.; LOCARNINI, R. A. & STEPHENS, C. 2005. Objective Analyses of Annual, Seasonal and Monthly Temperature and Salinity for the World Ocean on a 0.25° grid. *International Journal of Climatology*. 25:931–945.
- FRANCHITO, S.H.; ODA, T.O.; RAO, V.B.; KAYANO, M.T.; Interaction between Coastal Upwelling and Local Winds in cabo Frio, Brazil: An Observational Study. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, Vol. 47, pp. 1590-1598, 2007. DOI: 10.1175/2007JAMC1660.1
- MILLER, S.T.K.; KEIM, B.D.; TALBOT, R.W.; MAO, H. Sea Breeze: Structure, Forecast, and Impacts. *American Geophysical Union*, Vol. 41, Issue 3, pp. 1-30, 2003. DOI:10.1029/2003RG000124
- SCHMIDT, F.H. An Elementary Theory of the Land and Sea Breeze Circulation. *Journal of Atmospheric Sciences*, Vol. 4, Issue 1, pp. 9-20, 1947.

AVALIAÇÃO DO CENÁRIO SINÓTICO DA TEMPESTADE SUBTROPICAL JAGUAR

Melo¹, A. C. C.; Costa¹, A. C. F.; Caiafa², M. V.; Gonçalves¹, A. T. Palmeira¹, A. C. P. A.

¹ Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências. Av. Athos da Silveira Ramos, 274 - Depto. de Meteorologia - Bl. H, Cidade Universitária - Ilha do Fundão, , Rio de Janeiro - RJ, 21941-916.

accastromelo@gmail.com; carolina.ferreira1992@gmail.com;
amanda.t.goncalves93@gmail.com; anactn@gmail.com

² Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Matemática. Av. Athos da Silveira Ramos, 274 - Depto. de Ciências da Computação, Cidade Universitária - Ilha do Fundão, Rio de Janeiro - RJ, 21941-916.

michel.caiafa@gmail.com;

RESUMO

No dia 19MAI2019, uma baixa pressão atmosférica organizou-se sobre o oceano Atlântico, ao longo da costa dos estados do Rio de Janeiro (RJ) e Espírito Santo (ES), evoluindo para Depressão Subtropical (DS) na manhã do dia 20. No mesmo dia, o sistema intensificou-se, sendo classificado como Tempestade Subtropical (TS), nomeado pela Marinha do Brasil (MB) como Jaguar. Segundo a MB, em boletim meteorológico emitido às 15hs de 20MAI2019, a pressão atmosférica mínima no centro do Jaguar era de 1010hPa. A TS movia-se para S/SE, afastando-se da costa, com velocidade de translado estimada de 15 nós. Os ventos sustentados entre 33 e 47 nós, deixaram o mar agitado, causando destruição da orla marítima, e de navios e plataformas de petróleo em alto mar, o que acarretou grandes impactos financeiros.

Desta forma, esse trabalho teve como objetivo avaliar o cenário sinótico da TS Jaguar, enfatizando a sua trajetória sobre o Atlântico SW, através do algoritmo *TRACK* e das reanálises ERA Interim e ERA-5 do *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF), da Carta Sinótica da MB das imagens de satélite do GOES16.

Os resultados indicaram que os ventos alcançaram 35 nós e geraram ondas de até 4,4 m em alto mar. Apesar do seu curto tempo de vida enquanto TS, o enfraquecimento dos ventos para a classe de ciclone propriamente dito, não deixou de gerar ondulações na área marítima, devido a sua persistência.

Palavras chave: Ciclone Subtropical, Jaguar, Reanálises, *TRACK*

1.INTRODUÇÃO

Ciclones são centros fechados de baixa pressão atmosférica, caracterizados por isóbaras com pressões internas inferiores à vizinhança, onde o movimento do ar em superfície é de convergência, gerando concentração de umidade e calor na região, facilitando o desenvolvimento de nuvens e significativos acumulados de precipitação. A queda contínua da pressão em superfície gera ventos fortes que promovem agitação da superfície do mar.

Jarvinen *et al.* (1984), definiram o ciclone subtropical, como sistema de baixa pressão não-frontal desenvolvendo-se em uma circulação baroclínica sobre águas subtropicais. Knaff *et al.* (2000) diagnosticaram-os como núcleos quentes em baixos níveis mantido pela atividade convectiva e mantendo na troposfera média e alta, uma estrutura vertical fria. Simpson e Pelissier (1971) e Roth (2002), afirmaram que adquirem sua energia tanto do calor

latente liberado pela condensação quanto da energia potencial relacionada ao fraco gradiente de temperatura do ar.

Sobre o Atlântico Sul, alguns ciclones especiais aconteceram, dentre eles o Jaguar.

2.OBJETIVO

Avaliar o cenário sinótico da TS Jaguar, ocorrido no Atlântico Sudoeste, no dia 20MAI2019, através das reanálises ERA Interim e ERA-5 do ECMWF, das Cartas Sinóticas da MB e das imagens de satélite do GOES16. Também utilizou-se o algoritmo *TRACK*, para caracterizar o seu deslocamento.

3.METODOLOGIA

Utilizou-se uma série temporal de 15MAI a 30MAI2019. Gerou-se imagens de Vorticidade Relativa em 1000hPa (VR) a partir do ERA Interim (DEE DP *et al.*, 2011) e Pressão ao Nível Médio do Mar (PNMM), Temperatura da Superfície do Mar (TSM), Temperatura do Ar em 1000 hPa (TA), Vento a 10 m e Altura Significativa da Onda a partir do ERA5 (HERSBACH *et al.*, 2018), para a região 15S60S e 070W000W. No *TRACK*, utilizou-se VR como variável de entrada.

3.1 Reanálises

As reanálises apresentaram as seguintes características.

Tabela 1: Informações sobre as reanálises utilizadas.

	ERA Interim	ERA5
Cobertura Espacial	global	
Cobertura Temporal	6 em 6 hs	1 em 1 h
Resolução	0,75 x 0,75°	0,25 x 0,25°
Período de dados	JAN1979 a AGO2019	JAN1979 até o presente

3.2 Algoritmo *TRACK*

A fim de se estudar a trajetória da TS Jaguar, utilizou-se o *TRACK* (HODGES, 1994, 1995), um programa automatizado de ciclones. Onde o rastreamento realizado identifica um conjunto de ciclones e determina suas trajetórias percorridas.

RESULTADOS

O desenvolvimento da TS Jaguar esteve associada à convergência dos ventos em uma região cuja TSM encontrava-se acima da média climatológica para maio. Foram encontrados valores de TSM > 29 °C próximo à costa, confinados em latitude superiores à 15S no dia 17MAI2019. No dia seguinte, ocorreu um aumento de 1°C próximo à costa do ES (Figura 1), suficiente para iniciar o processo de giro do ar sobre a região. Vale ressaltar a presença de ondas aumentando significativamente, pela intensidade do vento e persistência do ciclone.

A Carta Sinótica em 00Z19MAI2019, caracterizou a presença de um núcleo de baixa pressão próximo à 26S047W, representada como uma banda de nebulosidade nas imagens de satélite. Um cavado em superfície, com um grande gradiente térmico entre o ar (22°C) e o mar (28°C), possibilitando fluxos verticais de calor. Como consequência do centro de baixa pressão, foram registrados mar grosso com valores de até 4,4 m próximo à 22S037W e

ressaca na costa do RJ.

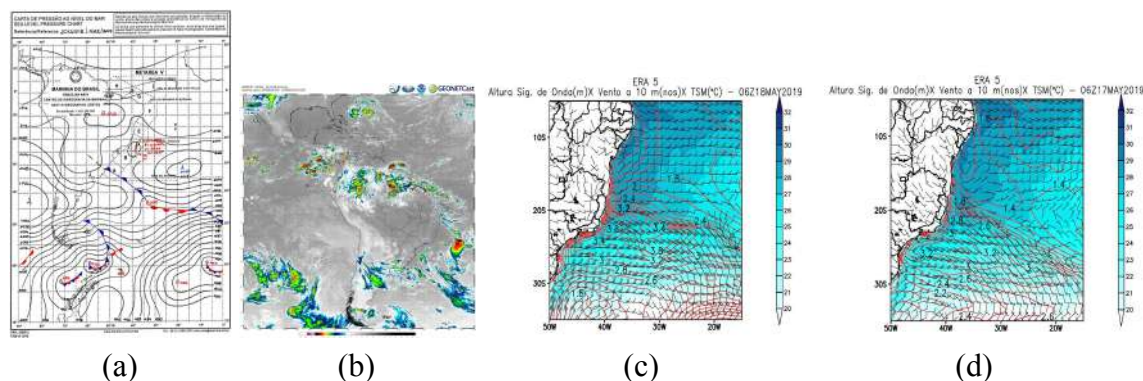


Figura 1: a) Carta Sinótica da MB (12Z20MAI2019); b) Imagem do GOES16 (12Z20MAI2019); Temperatura da Superfície do Mar (°C) em colorido, Altura Significativa da Onda (m) em linha e Vento a 10 m (nós) em barbela para c) 06Z17MAI2019 e d) 06Z18MAI2019.

Com a TSM elevada, garantindo a manutenção do contraste térmico ar-mar, a TS se manteve durante todo o dia 21 e passou a se deslocar para SE. Posteriormente ao atingir águas mais frias, perdeu sua principal fonte de energia, enfraquecendo-se novamente para DS em 00Z22MAI2019 e a apenas um centro fechado de baixa pressão às 12Z do mesmo dia. No dia 23MAI2019, o sistema foi absorvido pela frente fria que avançava para NE em alto mar, encerrando seu ciclo de vida. A ressaca se manteve até o dia 21MAI2019, ainda que o ciclone tenha se afastado do continente. Além disso, a “trilha” de ondas altas acompanhou o deslocamento do sistema durante todo o seu ciclo de vida. A Figura 2, apresenta o deslocamento do centro da TS Jaguar sobre o Atlântico SW.



Figura 2: Trajetória da TS Jaguar, onde a linha preta indica o passo de tempo inicial (12Z17MAI2019), a vermelha indica sua trajetória e a preta seu passo de tempo final (12Z20MAI2019), respectivamente.

CONCLUSÃO

Na interação do vento com a superfície do mar, parte da energia é primeiramente, transferida para a geração de ondas e correntes superficiais (transferência vertical de momento horizontal). Isto mostra o impacto que forçantes meteorológicas podem ter sobre a dinâmica dos oceanos. O gradiente térmico ar-mar na região analisada, associado à convergência dos ventos na região permitiram que a TS Jaguar se desenvolvesse e provocasse condições de ressaca e mar grosso em sua redondeza, dificultando as atividades marítimas e costeiras. No entanto, as ondas do mar são um efeito não só das condições atmosféricas reinantes na região mas também de sistemas longínquos, ainda que a maior influência seja do sistema

suprajacente.

O *TRACK* registrou a trajetória da TS com início em 12Z17MAI2019 e decaimento em 12Z20MAI2019, o que não condiz com o que foi analisado no presente estudo. Contudo é possível registrar parte de sua existência assim como a evolução de suas posições no tempo. Valendo ser avaliado em outros eventos sinóticos severos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- DEE, D., UPPALA, S., SIMMONS, A., BERRISFORD, P., POLI, P., KOBAYASHI, S., ANDRAE, U., BALMASEDA, M., BALSAMO, G., BAUER, P., et al. (2011). **The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system.** Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 137(656), 553–597.
- HERSBACH, H, DE ROSNAY, P, BELL, B, SCHEPERS, D, SIMMONS, A, SOCI, C, ABDALLA, S, ALONSO-BALMASEDA, M, BALSAMO, G, BECHTOLD, P, BERRISFORD, P, BIDLOT, J-R, DE BOISSÉSON, E, BONAVIDA, M, BROWNE, P, BUIZZA, R, DAHLGREN, P, DEE, D, DRAGANI, R, DIAMANTAKIS, M, FLEMMING, J, FORBES, R, GEER, AJ, HAIDEN, T, HÓLM, E, HAIMBERGER, L, HOGAN, R, HORÁNYI, A, JANISKOVA, M, LALOYAUX, P, LOPEZ, P, MUNOZ-SABATER, J, PEUBEY, C, RADU, R, RICHARDSON, D, THÉPAUT, J-N, VITART, F, YANG, X, ZSÓTÉR, E, ZUO, H. **Operational global reanalysis: progress, future directions and synergies with NWP.** Disponível em: <<https://www.ecmwf.int/en/elibrary/18765-operational-global-reanalysis-progress-future-directions-and-synergies-nwp>>
- HODGES, K. I., 1994: **A general-method for tracking analysis and its application to meteorological data.** Mon. Wea. Rev., 122 (11), 2573–2586, doi:10.1175/1520-0493(1994)122h2573:AGMFTAi2.0.CO;2.
- HODGES, K. I., 1995: **Feature tracking on the unit sphere.** Mon. Wea. Rev., 123 (12), 3458–3465, doi:10.1175/1520-0493(1995)123h3458:FTOTUSi2.0.CO;2.
- JARVINEN, B. R.; C. J. NEUMANN; M. A. S. DAVIS,: **A Tropical Cyclone Data Type for the North Atlantic Basin, 1886-1983: Contents, Limitations, and Users.** NOAA Tech. Memo. NWS NHC 22, 21 pp, 1984.
- KNAFF, J. A., ZEHR, R. M., GOLDBERG, M. D. E KIDDER, S. Q., 2000: **An Example of Temperature Structure Differences in Two Cyclone Systems Derived from the Advanced Microwave Sounder Unit.** Weather and Forecasting, 15, 476-483
- ROTH, DAVID M., 2002: **A Fifty Year History of Subtropical Cyclones.** 25th Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology, P1.43
- SIMPSON, R. H. E PELISSIER, J. M., 1971: **Atlantic Hurricane Season of 1970.** Mon. Wea. Rev., 99, 269-277.

XIII Simpósio sobre Ondas, Marés, Engenharia Oceânica e Oceanografia por Satélite

ANÁLISE DE ONDA NO LITORAL CEARENSE DE ATRAVÉS DE DADOS DE UM ONDÓGRAFO

Costa¹, C. E. B; Silveira¹, M. S; Sampaio¹, L. E. S; Andrade¹, G. C. L; Leitão¹, F. G. V

¹Universidade Federal do Ceará, UFC
erick@alu.ufc.br

RESUMO

As ondas superficiais de gravidade formadas pela ação do vento, que tem como força restauradora a gravidade, são as mais comuns e são classificadas de *sea* e *swell*. De acordo com o deslocamento da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), as ondas denominadas *swell* que chegam a costa são em sua maioria formadas por ciclones extratropicais, no Atlântico Norte. O presente trabalho pretende analisar e descrever ondas *sea* e *swell* ao largo da costa do estado do Ceará, utilizando dados de um ondógrafo do PNBOIA para o ano 2017. Os resultados mostram que a ocorrência de onda do tipo *swell*, se dá com maior frequência no primeiro semestre do ano, enquanto isso, no segundo semestre, a ocorrência de ondas com período entre 5 e 7,5 segundos constituem quase 80% das ocorrências, correspondendo às ondas *sea*, formadas principalmente pelo vento local.

Palavras chave: Análise de ondas, Ceará, PNBOIA

INTRODUÇÃO

A causa mais comum da formação de ondas oceânicas é pela ação dos ventos soprando sobre a superfície do mar, cuja força restauradora é a gravidade, sendo assim denominadas ondas superficiais de gravidade (Massel, 1996). Os ventos alísios são responsáveis pela formação de ondas no litoral nordestino (Silva, et al., 2011), sofrendo deslocamento de acordo com a localização da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT).

Essas ondas podem ser classificadas em *sea* e *swell*, onde as *sea* são geradas próximo a costa, com período de duração menores que 10 segundo, enquanto as ondas formadas a longas distâncias até atingir a costa são chamadas de *swell*. Compreender os processos que influenciam na dinâmica e nos processos costeiros são de suma importância para conhecer as variações ao longo do ano de ondas atuantes em uma dada região costeira, afetando atividades como navegação, exploração de recursos naturais, turismo, atividades esportivas, e outros. Contudo, pouco ainda se sabe a respeito dessas variações quando se trata do município de Fortaleza, devido a escassez de dados coletados *in situ*. O presente trabalho faz uma análise do padrão de ondas em um ano, bem como sua variabilidade sazonal e incidência sobre o litoral do Ceará.

OBJETIVOS

O presente trabalho tem como principal objetivo analisar e descrever a ocorrência de ondas *sea* e *swell* ao largo da costa do estado do Ceará, correspondente ao período de janeiro a dezembro de 2017 de uma bóia meteoceanográfica do PNBOIA.

METODOLOGIA

Os dados analisados neste estudo foram obtidos através de um ondógrafo do Projeto Nacional de Bóias (PNBOIA). O respectivo ondógrafo se encontra fundeado em $-3^{\circ} 12' 48''$ de latitude e $-38^{\circ} 25' 57''$ de longitude, na quebra da plataforma continental do Ceará, próximo à cidade de Fortaleza, há aproximadamente 55 km de distância da capital. A série foi obtida através do *site* do CHM (Centro de Hidrografia da Marinha) e corresponde a um período de um ano, entre os dias 1 de janeiro e 4 de dezembro de 2017.

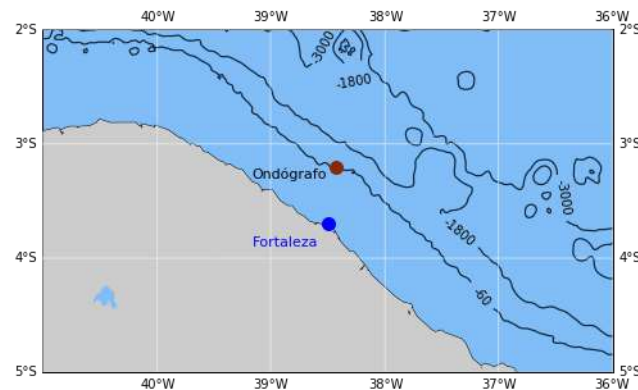


Figura 1: Localização do ondógrafo

RESULTADOS

A ocorrência de onda do tipo *swell*, com período de pico maior que 10 segundos, se dá com maior frequência no primeiro semestre do ano, com quase 50% dos registros correspondentes entre 10 e 20 segundos. Enquanto isso, no segundo semestre, a ocorrência de ondas com período entre 5 e 7,5 segundos constituem quase 80% das ocorrências, correspondendo às ondas *sea*, formadas principalmente pelo vento local.

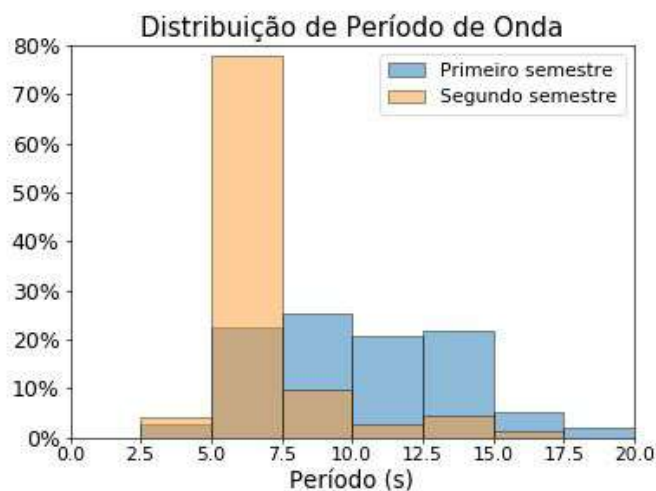


Figura 2: Distribuição de período de onda (Pc)

Os menores valores foram encontrados no mês de maio, com H_s com média de 1,5 m e H_{max} com média de 2,4 m. Os maiores valores de H_s e H_{max} para essa época do ano, foram encontrados entre os meses de setembro e outubro, com valores de H_s entre 2,5 a 3,5 m, e para H_{max} entre 4,0 e 5,0 m. O aumento dessas amplitudes pode estar relacionado com a intensificação dos ventos alísios de sudeste, predominantes durante o período de agosto a outubro, com o deslocamento da ZCIT mais ao norte.

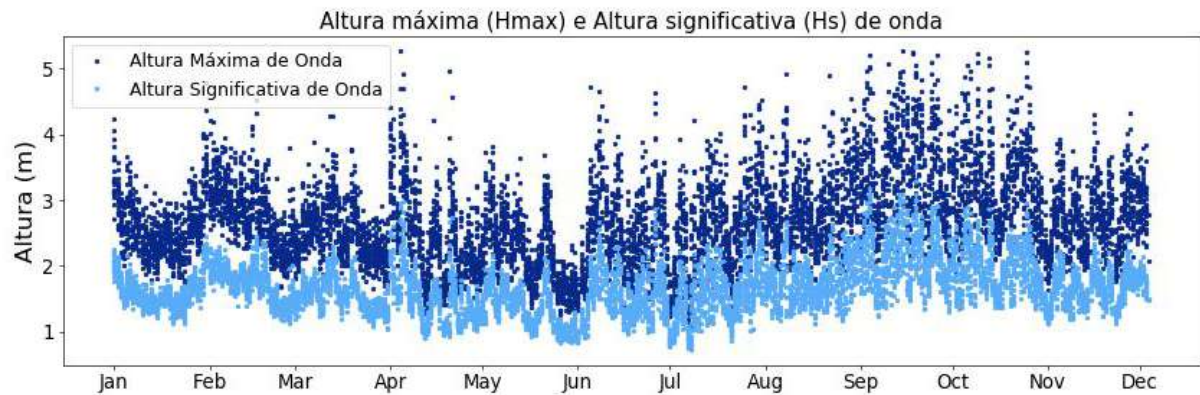


Figura 3: Série temporal de Altura Máxima (H_{max}) e Altura Significativa (H_s)

Durante o primeiro semestre, aproximadamente 42% dos registros de onda se deram no intervalo de direção de 30 a 60 graus, com a ocorrência de 24% entre 0 e 30 graus, enquanto a direção de vento predominante foi entre 90 e 100 graus. No segundo semestre, a direção de onda se deu, principalmente, entre 80 e 100 graus, totalizando 67% dos registros, apresentando maior equivalência com a direção dos ventos alísios de sudeste.

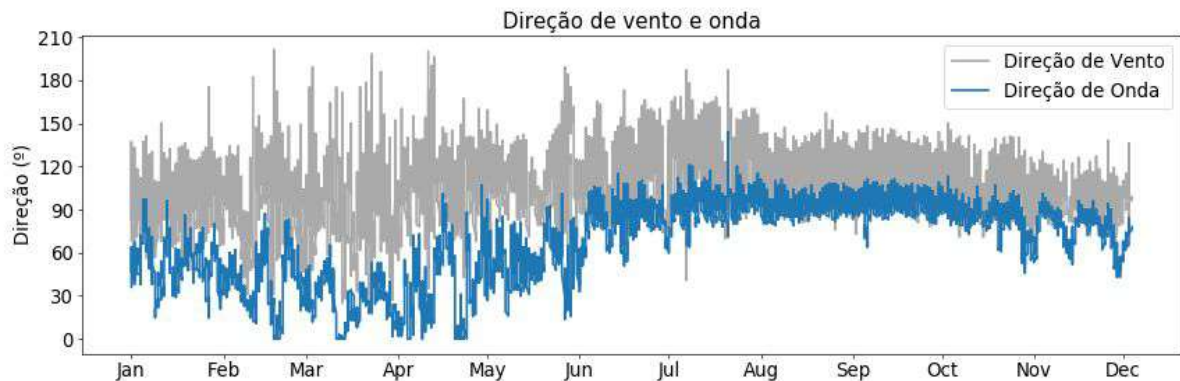


Figura 4: Série temporal da direção de vento e de onda

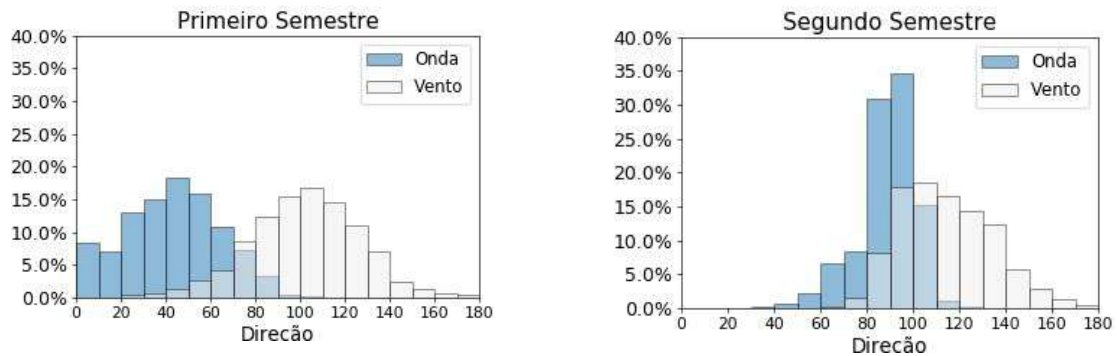


Figura 5: Distribuição de direção de onda e de vento para o primeiro e segundo

CONCLUSÃO

Apesar de ainda introdutório, as análises podem ser consideradas de suma importância para o estudo e compreensão dos fenômenos oceanográficos atuantes na zona costeira, tendo em vista a escassez de dados e informações de ondas coletados *in-situ* na região. Pretende-se ainda realizar um estudo de forma mais qualitativa, através de comparações com dados pretéritos e quantificar de melhor forma os principais padrões atuantes na região.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

PNBOIA. CHM (Centro de Hidrografia da Marinha). Marinha do Brasil. Disponível em: <<https://www.marinha.mil.br/chm/dados-do-goos-brasil/pnboia>>. Acesso em 03 de setembro de 2019.

SILVA, A. C; FAÇANHA, P; BEZERRA, C; ARAUJO, A; PITOMBEIRAS, E. Características Das Ondas “Sea” And “Swell” Observadas No Litoral Do Ceará-brasil: Variabilidade Anual E Inter-anual. Disponível em: <<https://periodicos.ufpe.br/revistas/TROPICALOCEANOGRAPHY/article/view/5182/4442>>. Acesso em 03 de setembro de 2019.

HASTENRATH, S. Climate and circulation of the tropics. Dynamics of Atmospheres and Oceans, Dordrecht, Vol. 12, n.1, p.312, 1985.

SILVA, A.C. An analysis of water properties in the western tropical Atlantic using observed data and numerical model results. Recife, 2006. 156f. Tese (Doutorado em Oceanografia) - Departamento de Oceanografia. Universidade Federal de Pernambuco.

RESSACAS AO LONGO DO LITORAL SUL DO ESPÍRITO SANTO

Eguchi¹, B.M.E.; Albino¹, J.

*¹Universidade Federal do Espírito Santo – Departamento de Oceanografia
Av. Fernando Ferrari, 514 - Goiabeiras, Vitória - ES CEP 29075-910
bmeguchi@hotmail.com*

RESUMO

Ressacas são capazes de alterar fortemente a região costeira por meio da ação direta das ondas. Na costa brasileira, estes eventos são originados pela ação de ciclones, caracterizados por sistemas de baixa pressão e ventos fortes que produzem ondas com grandes alturas. Os ciclones que atuam na costa sudeste do Brasil podem ser classificados entre extratropicais e tropicais. Além dos ciclones, o clima de ondas no litoral brasileiro é controlado pela Alta Subtropical do Atlântico Sul ou Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS). Deste modo, as características das ressacas e sua sazonalidade está intrinsicamente ligada ao comportamento dos sistemas meteorológicos geradores. Portanto, através da análise do banco de dados de ondas GOW entre os anos de 1948 e 2008, este estudo visou identificar, quantificar e classificar as ressacas no litoral sul do estado do Espírito Santo. Posteriormente, analisou-se o padrão sazonal das ressacas e o comportamento dos sistemas de ciclones extra e subtropicais e o ASAS. Ressacas foram definidas como ondas acima do limite $H_{5\%}$, representando a média das 5% maiores ondas do banco de dados. Além disso, este limite deve se manter por 24 horas, compreendendo um ciclo completo de maré. Os resultados apontam duração média de dois dias, sendo que os eventos mais duradouros ocorreram por 7 dias seguidos. O período de pico médio das ondas de tempestade é de 7,2 s, com máximo chegando a 10 s. As ondas de tempestades são oriundas desde o quadrante Nordeste ($65,8^\circ$) até o quadrante Sul (178°). A análise mensal mostra que a época de ressacas, se inicia em de julho e vai até setembro. Sendo que os meses de julho e agosto possuem menor número de ressacas e maior energia acumulada em comparação a setembro. Conclui-se que as ressacas podem estar ligadas a ciclogêneses subtropicais de origem local. Além disso, ao longo do inverno as ressacas se tornam mais frequentes e menos duradouras. Por fim, o comportamento das ressacas se mostra em concordância com a migração do ASAS.

Palavras chave: ASAS, Ciclone Extratropical, Ciclone Subtropical, Sudeste brasileiro.

INTRODUÇÃO

Ressacas são forçantes de mudanças rápidas e acentuadas em zonas costeiras, especialmente em litorais de dunas e praias arenosas (Brenner *et al.*, 2018). Segundo Innocentini *et al* (2003), a agitação marítima de maior intensidade no Atlântico Sul está associada a passagem de ciclones. Ciclones extratropicais se formam entre 20°S e 35°S , associados a frentes frias (Cardozo *et al* 2015; Pianca *et al*, 2010). Ciclones subtropicais são menos intensos, caracterizados como sistemas híbridos, representam a transição entre ciclones tropicais e extratropicais (Gozzo *et al.*, 2014). Além dos ciclones, o clima de ondas no litoral brasileiro é controlado pelo Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul ou Alta Subtropical do

Atlântico Sul (ASAS), que atua inibindo a formação/propagação de ciclones (Lubbecke *et al* 2014, Sun *et al.*, 2017).

Durante o verão, aproximadamente 1/3 das ciclogêneses identificadas na costa SE brasileira é caracterizada como subtropical (Gozzo *et al.*, 2014). Por outro lado, as estações de maior recorrência de ciclones extratropicais são identificadas nos meses de inverno (Pianca *et al*, 2010; Godoi *et al.*, 2014) e primavera (Andrade, 2007; Cavalcanti e Kousky, 2009). O ASAS durante o inverno tem seu centro próximo ao equador. Já durante o verão, se desloca para sul do equador, centrado na bacia oceânica. De modo geral, sua intensidade diminui ao deslocar-se para norte (Sun *et al.*, 2017).

Tendo em vista que a costa se adapta às condições meteoceanográficas e que estas variam de acordo com as forças geradoras (Ciclones e ASAS), compreender a variabilidade destes sistemas é fundamental para avaliar o potencial de impactos na zona costeira. A possibilidade de identificar os períodos críticos, onde se tem maiores efeitos das ressacas marinhas, é de suma importância para auxiliar o manejo e a tomada de decisões por parte de gestores costeiros.

OBJETIVOS

O presente trabalho visa gerar uma climatologia dos eventos de ressacas marinhas para o litoral sul do estado do Espírito Santo e relaciona-la com as forças meteorológicas. A fim de atingir este objetivo principal, as ressacas marinhas serão quantificadas e classificadas de acordo com sua duração e intensidade. Além disso, será feita uma análise da variabilidade mensal entre as ressacas e os sistemas meteorológicos.

METODOLOGIA

O banco de dados de ondas utilizados é oriundo do modelo Global Ocean Wave (GOW), disponibilizado pelo SMC-Brasil (IH-Cantabria). O modelo consiste em uma reanálise global de dados de ondas (Reguero *et al.* 2012) e fornece dados horários de alturas significativas, direções e períodos de picos para ondas desde 1948 a 2008. Resultados deste modelo para o litoral sul do estado do Espírito Santo foram validados através da comparação com dados medidos *in situ* em Albino *et al.* (2016). Para o litoral de Marataízes serão utilizados dados modelados com resolução espacial de 1,5° de longitude e 1° de latitude cuja posição central é 21°S, 40° 30'O.

Neste trabalho propõe-se uma adaptação da metodologia baseada em estudos como You e Lord (2008); Castelle *et al.* (2017). A altura limite para uma onda de ressaca será determinada pela média dos 5% das ondas mais altas do banco de dados GOW, representando o *quantil* de 0,95 ($H_{5\%}$). A duração mínima para caracterização é de 24 horas, desta forma considera um ciclo completo de maré para área de estudo. Para calcular a intensidade do evento de tempestade será aplicado o cálculo da energia de onda através da teoria linear de ondas (Eq.1).

$$E = \frac{1}{2} \rho g H^2 \quad (1)$$

Onde E representa a energia por unidade de área, ρ a densidade da água do mar e H a altura da onda.

RESULTADOS

Após a análise do banco de dados GOW, determinou-se que a altura de onda significativa limite para ondas de ressaca é de 1,72 m. Com base neste limite, foram

identificados um total de 208 eventos desde 1948 até 2008. A tabela 1 resume os parâmetros estatísticos dos resultados encontrados.

Tabela 1 - Resumo das informações estatísticas dos eventos de ressaca.

Total	Média	Desvio Padrão	Máximo	Mínimo
Duração (dias)	2,0	1,3	7,0	1,0
Energia Acumulada (J/m^2)	4,6	4,0	29,8	1,9
Período (segundos)	7,2	1,0	10,6	0,0
Direção (graus)	113,7	23,1	178,8	65,8

Em uma análise mensal de frequência de ressacas, observa-se um aumento em sua ocorrência a partir de Fevereiro até o mês de Setembro. Em Novembro existe um ligeiro aumento do número de ressacas. Por fim, de Novembro à Fevereiro as ressacas se tornam mais escassas (Figura 1). Ao considerar a média energia de onda acumulada em cada mês, nota-se uma discrepância em relação a quantidade de eventos. Enquanto o pico de frequência de ressacas ocorre em Setembro, o máximo de energia de onda acumulada encontra-se no mês de Agosto.

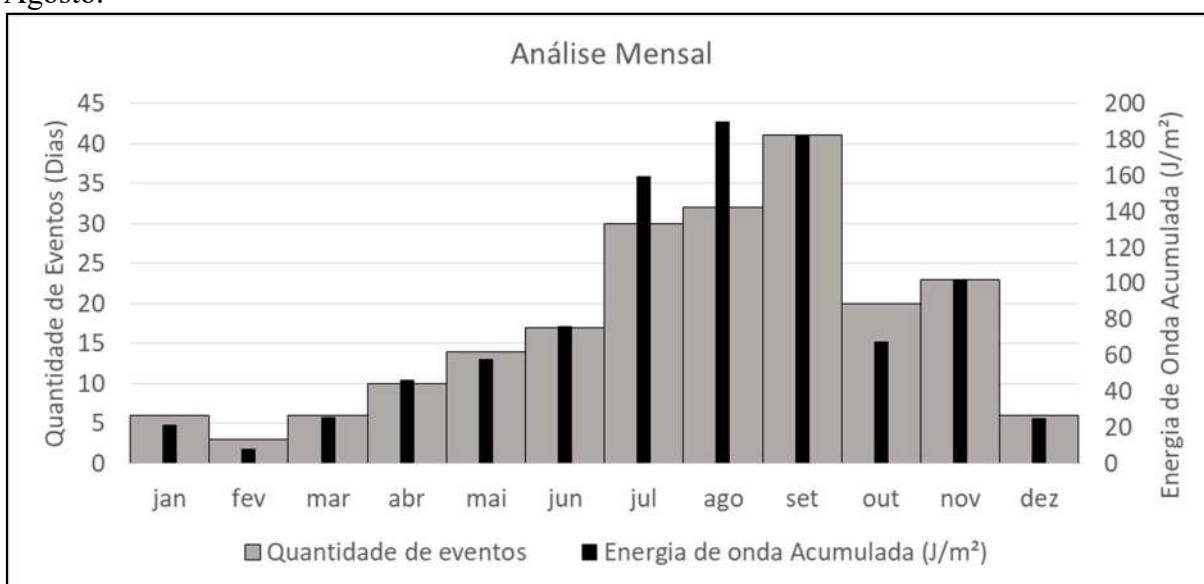


Figura 1 - Gráfico mensal de ressacas classificadas por quantidade de eventos e energia de onda acumulada.

CONCLUSÕES

O fato das ressacas possuírem ondas com direção preferencialmente dos quadrantes S/SE reflete a atuação de sistemas ciclônicos extratropicais (Godoi *et al* 2014; Cardozo *et al* 2015; Pianca *et al*, 2010). Porém, a variabilidade da direção, altura e período de ondas indica que além dos sistemas extratropicais, associados a frentes frias, as ressacas podem estar ligadas a ciclogêneses subtropicais (Gozzo *et al.*, 2014).

Os resultados apontam que as ondas de ressacas possuem períodos de vagas (Holthuijsen, 2007), isto corrobora para a hipótese de geração de ressacas a partir de ciclones subtropicais, visto que as ondas se formam próximas à fonte de energia e portanto não

conseguem se dispersar de maneira eficiente em grupo com períodos longos (>10 segundos).

A baixa quantidade de ressacas nos meses de dezembro a março é reflexo do fortalecimento do ASAS, inibindo a formação de ciclones (ressacas) (Lubbecke *et al* 2014). Por outro lado, nos meses de inverno o ASAS se desloca para norte permitindo processos de ciclogênese (Sun *et al.*, 2017), favorecendo a formação de ressacas marinhas, constatadas nos meses de Julho a Setembro. Sun *et al.* (2017), destacam que no mês de agosto ocorre a maior variação do ASAS quando sua intensidade diminui e seu centro se desloca para norte, em acordo com a alta energia de onda acumulada apresentada neste mês.

A análise mensal mostra que a época de ressacas, que vai de julho a setembro, se inicia com menor recorrência e maior duração/energia. Posteriormente a quantidade de ressacas aumenta e a energia acumulada se mantém, indicando eventos mais curtos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALBINO, J., JIMÉNEZ, J. A., & OLIVEIRA, T. C. (2016). Planform and mobility in the Meaípe-Maimbá embayed beach on the South East coast of Brazil. *Geomorphology*, 253, 110-122.
- ANDRADE, K. (2007). Climatologia e comportamento dos sistemas frontais sobre a América do Sul. 2007. 187 f. *Dissertação (Mestrado em Meteorologia)* – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos.
- BRENNER, O. T., LENTZ, E. E., HAPKE, C. J., HENDERSON, R. E., WILSON, K. E., & NELSON, T. R. (2018). Characterizing storm response and recovery using the beach change envelope: Fire Island, New York. *Geomorphology*, 300, 189-202.
- BULHÕES, E. M. R., FERNANDEZ, G. B., DE OLIVEIRA FILHO, S. R., PEREIRA, T. G., & DA ROCHA, T. B. (2014). Impactos costeiros induzidos por ondas de tempestade entre o Cabo Frio e o Cabo Búzios, Rio de Janeiro, Brasil. *Quaternary and Environmental Geosciences*, 5(2).
- CARDOZO, A. B., CUSTÓDIO, I. S., REBOITA, M. S., & GARCIA, S. R. (2015). Climatologia de frentes frias na América do Sul e sua relação com o modo anular sul (climatology of cold fronts over south America and its relation with the southern annular mode). *Revista Brasileira de Climatologia*, 17.
- CASTELLE, B., BUJAN, S., FERREIRA, S., & DODET, G. Foredune morphological changes and beach recovery from the extreme 2013/2014 winter at a high-energy sandy coast. *Marine Geology*, 385, 41-55. 2017.
- CAVALCANTI, I. F.; KOUSKY, V. E. (1996). *Configuração de Anomalias Associadas à Propagação de Sistemas Sinóticos sobre a América do Sul. Anais do IX Congresso Brasileiro de Meteorologia*, Campos do Jordão, SP, p.1331-1332.
- GODOI, V. A.; RIBEIRO, C. E. P.; TORRES JR., A. R. (2014). An overview of events of high sea waves at the mouth of Guanabara Bay. *Pan-American Journal of Aquatic Sciences*, 9(2):70-87.
- GOZZO, L. F., DA ROCHA, R. P., REBOITA, M. S., & SUGAHARA, S. (2014). Subtropical cyclones over the southwestern South Atlantic: Climatological aspects and case study. *Journal of Climate*, 27(22), 8543-8562.
- HOLTHUIJSEN, L.H. (2007). *Waves in oceanic and coastal waters*. 387p., Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom. ISBN: 9780511618536
- INNOCENTINI, V., ARANTES, F. O., & PRADO, S. C. C. (2003). Modelo de ondas aplicado ao caso 5-8 de maio de 2001. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 18(01), 97-104.
- JACOB J., GAMA C., SALGADO R., LIU J.T., SILVA A. 2009. Shadowing effects on beach morphodynamics during storm events on Tróia-Sines embayed coast, southwest Portugal. *Journal of Coastal Research*, SI 56: 73-77.
- LÜBBECKE, J. F., BURLS, N. J., REASON, C. J., & MCPHADEN, M. J. (2014). Variability in the South Atlantic anticyclone and the Atlantic Niño mode. *Journal of Climate*, 27(21), 8135-8150.
- PIANCA, C., MAZZINI, P. L. F., & SIEGLE, E. (2010). Brazilian offshore wave climate based on NWW3 reanalysis. *Brazilian Journal of Oceanography*, 58(1), 53-70.
- REGUERO, B. G., MENÉNDEZ, M., MÉNDEZ, F. J., MÍNGUEZ, R., & LOSADA, I. J. (2012). A Global Ocean Wave (GOW) calibrated reanalysis from 1948 onwards. *Coastal Engineering*, 65, 38-55.
- SUN, X., COOK, K. H., & VIZY, E. K. (2017). The South Atlantic subtropical high: climatology and interannual variability. *Journal of Climate*, 30(9), 3279-3296.
- You, Z. J., & Lord, D. (2008). Influence of the El Niño–Southern Oscillation on NSW Coastal Storm Severity. *Journal of Coastal Research*, 24(sp2), 203-207.

SETORIZAÇÃO DAS ALTURAS DE ONDAS AO LONGO DA COSTA DO ESTADO DO ESPÍRITO SANTO

Eguchi^{1*}, B.M.M.; Fukai², D. T.; Bomfim¹, L.N.; Klumb-Oliveira³, L.A.

¹Universidade Federal do Espírito Santo – Departamento de Oceanografia
Av. Fernando Ferrari, 514 - Goiabeiras, Vitória - ES CEP 29075-910

*bmeguchi@hotmail.com

²Universidade Federal do Rio de Janeiro - PPGM/IGEO – UFRJ
Av. Athos da Silveira Ramos, 274 - Cidade Universitária, Rio de Janeiro - RJ CEP 21941-972 denise.fukai@gmail.com

³Universidade Federal do Recôncavo da Bahia. Centro de Ciências Agrárias, Ambientais e Biológicas (CCAAB). Rua Rui Barbosa, 710, Centro, Cruz das Almas-BA, CEP 44380-000
leoklumb@gmail.com

RESUMO

Ondas de gravidade são umas das principais forçantes associadas às mudanças na geomorfologia costeira tendo importantes implicações, por exemplo, em mudanças na linha de costa e em atividades econômicas em toda a região litorânea. Sendo assim, o conhecimento das características da energia incidente em cada setor da costa é importante mecanismo que auxilia o gerenciamento costeiro, se atentando às peculiaridades oceanográficas locais. Uma setorização energética foi estruturada com base nos dados de reanálise de ondas NOAA WAVEWATCH III CFSR Reanalysis Hindcast (NWW3) para 6 pontos na costa do Espírito Santo. Os pontos foram agrupados em 4 diferentes setores, não contínuos espacialmente, de acordo com as características descritivas das alturas de ondas: média, assimetria, curtose e probabilidade de ondas acima de 2 metros. A setorização apresenta os pontos P2 e P4 como mais energéticos, seguido dos pontos P3, P5, P1 e P6.

Palavras chave: NWW3, Erosão, Energia de ondas, Plataforma Continental.

INTRODUÇÃO

Ondas que atingem a costa são em sua maioria, ondas de gravidades superficiais (Pereira *et al.*, 2000) geradas pela transferência de momento do vento para a superfície do mar, e suas características variam de acordo com a velocidade, duração e pista do vento (Garrison, 2010).

Além das variáveis meteorológicas, as ondas de gravidade superficiais estão sujeitas às modificações devido a interação com o leito oceânico gerando processos de refração e atenuação energética resultantes da fricção com o leito oceânico na plataforma continental (Masselink e Hughes, 2003).

O estado do Espírito Santo apresenta uma grande variabilidade da fisiografia da plataforma continental, bem como nos processos erosivos em pontos de todo seu litoral (Modolo *et al.*, 2003; Albino *et al.*, 2006a; Albino *et al.*, 2016;). No entanto, não há uma caracterização do clima de ondas em escala suficiente para fomentar o estudo detalhado de tais processos erosivos. Desta forma, setorizar a energia de onda, com base em sua altura, é de grande importância para identificar zonas de maior vulnerabilidade e posteriormente auxiliar a gestão costeira.

OBJETIVOS

O trabalho tem como objetivo caracterizar e setorizar a costa do estado do Espírito

Santo com base na altura de ondas entre os anos de 1979 e 2013 utilizando dados de reanálises globais.

METODOLOGIA

Foram usados dados do NWW3, oriundos de simulações (*hindcast*) feitas pelo modelo numérico de terceira geração WW3 (v3.14 e v2.22), de Janeiro 1979 a Dezembro de 2013, que utilizaram os dados de reanálise de ventos do *Climate Forecast System Reanalysis Reforecast*, desenvolvido pelo *National Oceanographic Atmospheric Administration* (CFSRR/NOAA-NCEP) (Chawla *et al.*, 2012). Os resultados do modelo foram comparados com dados medidos *in situ* (ADCP 600 khz) para validação por meio do cálculo das raízes do erro médio quadrático (REMQ) cujo valor médio foi de 0,84 m, variando entre 1,31 m e 0,45m. A Figura 1 mostra a localização dos setores escolhidos para análise.

A setorização energética busca agrupar pontos com características semelhantes ao longo da costa com base nos valores de H_s . Para isto avaliaram-se os seguintes parâmetros referentes à altura significativa de ondas: média, curtose, variância, assimetria, probabilidade de ocorrência de ondas extremas e a função densidade de probabilidade cumulativa (*CDF*). A setorização leva em consideração o agrupamento de pontos a partir da distribuição de dispersão dos parâmetros analisados. Além disso, a classificação energética parte da comparação entre os próprios pontos com base nos agrupamentos encontrados. O presente estudo considera como onda extrema o limite de 2 metros, representando o dobro da altura significativa local (Albino *et al.*, 2016b). Esta abordagem é uma adaptação a estudos já existentes como apresentado por You e Lord (2008).

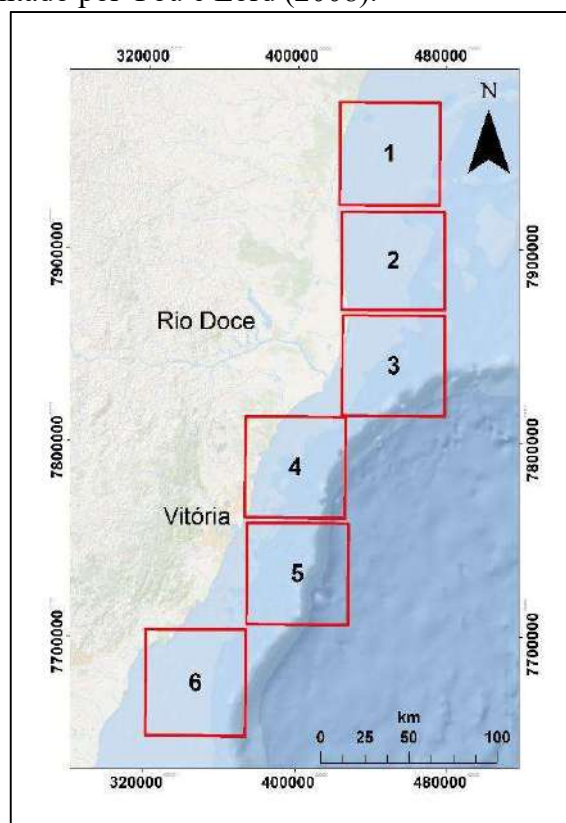


Figura 1. Localização dos setores analisados ao longo da costa do ES.

RESULTADOS

De forma geral variância, curtose, assimetria e a probabilidade de ondas extremas tendem a aumentar à medida que os valores de alturas significativas média aumentam. Além

disso, foi notado a possibilidade de um agrupamento de P2 e P4, e P3 e P5, enquanto P1 e P6 apresentam comportamentos distintos dos demais (Figura 2). Este agrupamento se torna ainda mais evidente ao analisar a *CDF*.

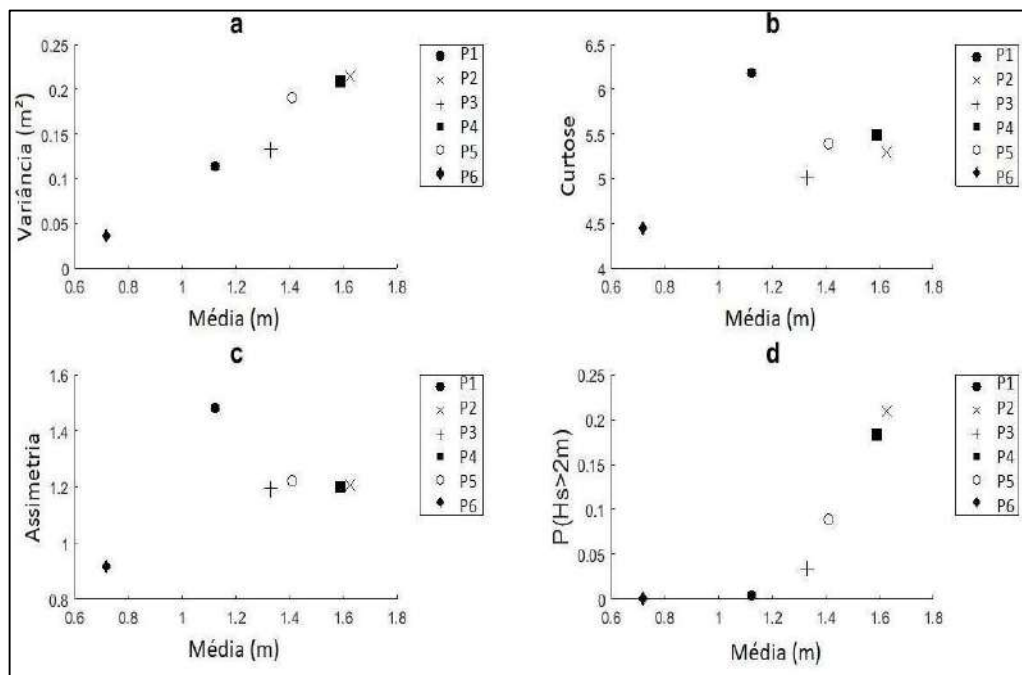


Figura 2. Parâmetros estatísticos de H_s para os pontos analisados ao longo da costa do ES.

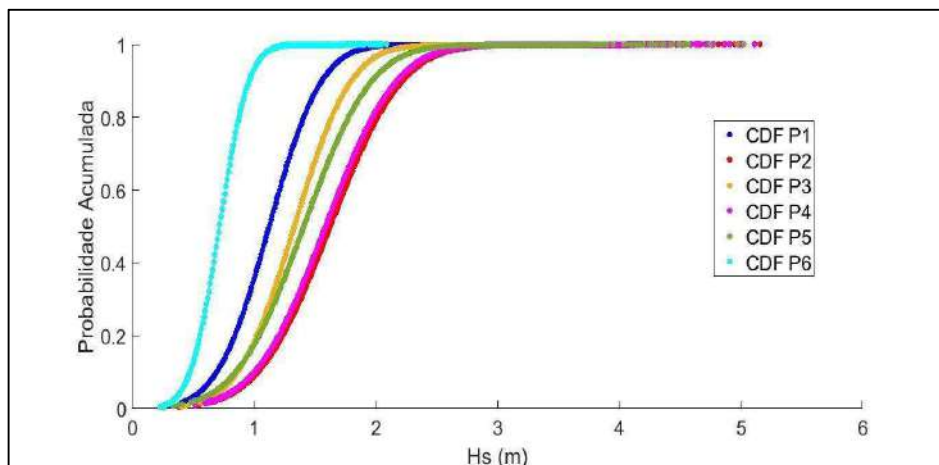


Figura 3. Curvas de função densidade de probabilidade cumulativa de H_s em cada setor analisado.

Os pontos P2 e P4 apresentam valores relativamente altos de variância, assimetria e curtose associados às elevadas médias de H_s . Ocorrência de ondas com maiores alturas significativas. Alta probabilidade de ocorrência de ondas de maior energia eleva o potencial energético nestes pontos. Possui distribuição conjunta entre seus parâmetros muito similar. As *CDFs* destes pontos mostram comportamento muito similar, chegando a se sobrepor. Apresentam também uma tendência altamente energética, visto que suas curvas são deslocadas no eixo x em direção às maiores alturas significativas.

Nos pontos P3 e P5, o comportamento energético é similar aos anteriores (P2 e P4), mas possuem menores valores médios de H_s e menores probabilidades de ocorrência de ondas com maiores energias. As *CDFs* nestes pontos se diferem a partir de alturas significativas de aproximadamente 1,5m. Neste limite P5 apresenta uma ligeira tendência a maiores alturas significativas, no entanto o comportamento de ambas é bastante similar.

O ponto P1 apresenta baixos valores de média de H_s e ocorrência de eventos de maior

energia quase nula; altos valores de variância, assimetria e curtose conferem a este ponto uma ampla distribuição de ondas que tendem a valores acima da média. Diferentemente das CDFs já analisadas, este ponto apresenta uma tendência energética menor, com grande concentração de probabilidade de ocorrência ondas com alturas significativas inferiores a 2m.

Em P6, baixos valores de assimetria, curtose e variância; distribuição de Hs é restrita a valores próximos da média, que é pequena. Neste ponto a CDF indica baixa energia de ondas, visto que atinge ao seu valor máximo antes de alturas significativas de 1,5m e possui 50% de probabilidade de ocorrência de ondas com menos de 1m de altura significativa.

CONCLUSÕES

A energia de onda (alturas de ondas) na costa do estado do Espírito Santo é setORIZADA da seguinte forma: P2 e P4 altamente energético), P3 e P5 (energético), P1 (moderadamente energético) e P6 (pouco energético), com informações resumidas na Tabela 1.

Tabela 1. Descrição característica de cada setor da costa do ES.

Sector	Característica	Descrição
P2 e P4	Altamente energéticos	Valores relativamente altos de variância, assimetria e curtose associados às elevadas médias de Hs. Altos valores de Hs. Possui distribuição conjunta entre seus parâmetros muito similar. As CDFs com comportamento muito similar, com sobreposição.
P3 e P5	Energéticos	O comportamento energético é similar aos anteriores (P3 e P5), com menores valores médios de Hs e menores probabilidades de ocorrência de ondas com maiores energias. As CDFs nestes pontos se diferem a partir de alturas significativas de aproximadamente 1,5m. Neste limite P5 apresenta uma ligeira tendência as maiores alturas significativas, no entanto o comportamento de ambas é bastante similar.
P1	Moderadamente energético	Baixos valores médios de Hs. Ocorrência de eventos de maior energia quase nula; altos valores de variância, assimetria e curtose conferem a este ponto uma ampla distribuição de ondas que tendem a valores acima da média. Diferentemente das CDFs já analisadas este ponto apresenta uma tendência menor energética, com grande concentração de probabilidade de ocorrência ondas com alturas significativas inferiores a 2m.
P6	Pouco energético	Baixos valores de assimetria, curtose e variância; distribuição de Hs é restrita a valores próximos da média, que é pequena. Neste ponto a CDF indica baixa energia de ondas, visto que atinge ao seu valor máximo antes de alturas significativas de 1,5m e possui 50% de probabilidade de ocorrência de ondas com menos de 1m de altura significativa.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALBINO, J., GIRARDI, G., DO NASCIMENTO, K.A. Espírito Santo IN MUEHE, D. Org. Erosão e progradação do litoral brasileiro. *Ministério do Meio Ambiente*, p. 227-264, 2006.
- ALBINO, J., JIMÉNEZ, J. A., & OLIVEIRA, T. C. (2016). Planform and mobility in the Meaípe-Maimbá embayed beach on the South East coast of Brazil. *Geomorphology*, 253, 110-122.
- CHAWLA, A., SPINDLER, D., TOLMAN, H. 30 Year Wave Hindcasts using WAVEWATCH III with CFSR winds Phase. *NOAA/NWS/NCEP/MMAB*, Maryland USA. 2012.
- GARRISON, T. Fundamentos de oceanografia. Cengage Learning. 2010.
- MODOLO, G. V. M, SANTOS, M. M. S., ALBINO, J. 2003. Ocupação sobre zonas vulneráveis à erosão do litoral sul do estado do Espírito Santo: Caso das praias de Meaípe-Maimbá, Guarapari e Itaoca, Itapemirim. *IX Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário*.
- MASSELINK, G., HUGHES, M.G. 2014. Wave-dominated coastal environment - Barriers. In Introduction to coastal processes and geomorphology. *Routledge*. Cap.8, p.195-228.
- PEREIRA, J., Candella, R. N., CARVALHO, J. 2010. O clima de ondas na costa sul de Arraial do Cabo, RJ: distribuição de parâmetros de onda. *Brazilian Journal of Aquatic Science and Technology*, 4(1), p 1-9.
- YOU, Z. J., & LORD, D. 2008. Influence of the El Niño–Southern Oscillation on NSW Coastal Storm Severity. *Journal of Coastal Research*, 24(sp2), 203-207.

Mapeamento objetivo de múltiplas fontes de dados para correntes de contorno oeste na costa nordeste do Brasil

Vilela-Silva¹, F.; da Silveira², I.C.A.; Gangopadhyay³, A.

^{1,2}*Universidade de São Paulo - Instituto Oceanográfico - IO*

^{1,2}*Praça do Oceanográfico, 191 - Butantã, São Paulo, SP - 05508-120*

^{1,3}*University of Massachusetts Dartmouth – School for Marine Science and Technology – SMAST*

^{1,3}*706 South Rodney French Blvd - New Bedford, MA - 02744-1221*

¹*felipe.vilela.silva@usp.br;* ²*ilson.silveira@usp.br;* ³*avijit.gangopadhyay@umassd.edu*

RESUMO

O clima no planeta Terra é fortemente influenciado pela MOC (Meridional Overturning Circulation ou, em português, Circulação de Revolvimento Meridional). Na costa nordeste brasileira, a Corrente de Contorno Profunda (CCP) é responsável por transportar a Água Profunda do Atlântico Norte (APAN) inter-hemisfericamente para o Oceano Austral e representa o ramo inferior da MOC no Atlântico. No ramo superior, a Subcorrente Norte do Brasil (SNB) é fortalecida pela MOC no seu caminho em direção ao equador. A CCP flui adjacente à margem continental americana e tem sido consideravelmente estudada entre o sul do Mar do Labrador (48°N) e cerca de 35°S, ao largo da costa leste brasileira. Ao atingir a faixa latitudinal entre 5°S e 11°S, a corrente se quebra em vórtices anticiclônicos que migram para o sul. A SNB também forma um anticiclone, Vórtice de Potiguar, estacionário por sua vez, ao cruzar o paralelo de 5°S e entrar na Bacia de Potiguar.

Neste trabalho, combinamos medições de velocidade diretas e indiretas (i.e., geostrófica) por mapeamento objetivo. O intuito é usar os dados disponíveis pelo Banco Nacional de Dados Oceanográficos (BNDO) para providenciar mais informações sobre o sistema de correntes adjacentes à costa nordeste brasileira.

Palavras chave: mapeamento objetivo, anticiclones CCP, Vórtice Potiguar

INTRODUÇÃO

A Corrente de Contorno Profunda (CCP) se forma partir do afundamento de água fria no Talude Continental ao leste da Groenlândia e Mar do Labrador. Esta transporta a Água Profunda do Atlântico Norte (APAN) para o Atlântico Sul em direção à Corrente Circumpolar Antártica (CCA). Depois de adentrar no Hemisfério Sul e cruzar o arquipélagos de montes submarinos associados ao Atol das Rocas, a CCP se apresenta como um jato organizado em 5°S, ao largo de Recife, entre 1200 e 4000 metros de profundidade, fluindo adjacente ao talude continental e Platô de Pernambuco. Seu núcleo atinge velocidades de $0,3 \text{ m s}^{-1}$ em torno de 2000 m. Seu transporte, baseado em estimativa a partir de 5 seções sinóticas de LADCP, é de $22,1 \pm 5,3 \text{ Sv}$, de acordo com Schott et al. (2005).

Dengler et al. (2004) apontaram, baseado em seções de velocidade perfiladas por LADCP, a persistência de dois lobos antissimétricos de velocidade abaixo de 1000 m em 11°S em março de 2000 e maio de 2003. Este padrão é consistente com aquele de um anticiclone

no hemisfério austral. Os autores identificaram que os anéis de rotação anti-horária possuem um núcleo de velocidades em 2000 m e ocupavam a mesma porção da coluna de água da CCP tanto em profundidade como em limitação isopical. A conclusão era óbvia: entre 5°S e 11°S, a CCP se quebra e forma vórtices anticiclônicos robustos, de cerca de 200 km de diâmetro.

No ramo superior da coluna de água, temos a Subcorrente Norte do Brasil (SNB) formada à partir da bifurcação do ramo sul da Corrente Sul Equatorial em 14°S (Rodrigues et al., 2007). A SNB se estende da superfície até 1100 m provendo um transporte médio de 25,4 Sv da Água Tropical, Água Central do Atlântico Sul, Água Intermediária Antártica e Água Intermediária Antártica (Schott et al., 2005). No seu caminho em direção ao norte, a subcorrente contorna a plataforma continental brasileira e encontra a Bacia de Potiguar (BP) em 5°S. Krelling et al. (submetido) investigam a interação da SNB com a formação topográfica da BP e a instabilidade baroclínica gerada pela CCP na formação do Vórtice de Potiguar.

OBJETIVOS

O acervo do Banco Nacional de Dados Oceanográficos possui informações intrínsecas na costa nordeste brasileira que ainda é cientificamente subexplorada. Os dados históricos coletados pela Marinha do Brasil auxiliam na compreensão do Atlântico Sudoeste e merecem atenção na compreensão dos fenômenos oceanográficos recorrentes no território brasileiro. Com isso, o objetivo proposto é de aplicar um método de interpolação e combinação para uma melhor visualização dos dados científicos nacionais. Almejamos atingir tal objetivo com:

- Comparação de observações diretas de perfilador Doppler de velocidades de bordo (VMADCP) com estimativas geostróficas;
- Combinação das múltiplas fontes de dados usando métodos estatísticos;
- Aplicação do método proposto em demais sistemas de correntes da costa nordeste brasileira.

METODOLOGIA

Dados hidrográficos coletados durante duas comissões oceanográficas realizadas pela Marinha do Brasil (Comissões Oceano Nordeste I e II – ONEI e ONEII) são utilizados para mapear a estrutura vertical e padrão de circulação da SNB-CCP nos entornos norte e sul do Platô de Pernambuco. Estações oceanográficas foram amostradas da superfície ao fundo do oceano por perfilador de condutividade-temperatura-pressão (CTD). Dado ao alcance limitado do perfilador Doppler de velocidades de bordo (VMADCP) do navio oceanográfico, os dados hidrográficos são usados para estimar velocidades geostróficas via Método Dinâmico Clássico (MDC).

As velocidades das correntes estimadas pelo MDC são referenciadas na isopical de $\sigma_1 = 32.15$ (Eq. 1) (Fig. 1b). A combinação com as velocidades *in situ* do VMADCP é possível pela função de correlação Gaussiana anisotrópica na Análise Objetiva (AO) (Eq. 2) (Silveira et al., 2004) (Fig. 1c). Condições de contorno de *no-slip* (imposição de velocidades nulas na batimetria) são aplicadas sobre o fundo do oceano para fazer estimativas de velocidade geostrófica invíscida compatíveis com obtidas pelo VMADCP (Fig. 1a). Para escolha do melhor método de cálculo das velocidades, a Eq. 1 também foi referenciada com os dados de VMADCP para comparação com o MDC seguindo Biló et al. (2014). Contudo, o melhor método trabalhado é aquele referenciado com a isopical.

$$v(p) = \frac{-1}{f_0} \frac{\partial \Delta \Phi}{\partial x} [1]$$

$$C(\Delta x, \Delta z) = (1 - \varepsilon^2) e^{-\left(\frac{\Delta x^2}{L_x^2} + \frac{\Delta z^2}{L_z^2}\right)} [2]$$

RESULTADOS

As medições diretas de velocidade (Fig. 1a) apresentam a porção superior da SNB (superfície até 400m) com seu núcleo de $1,1 \text{ m s}^{-1}$ em 250 m. O prolongamento, em superfície, característico da SNB também é detectado pelo aparelho. Os dados *in situ* podem ser usados a título de comparação com as correntes de superfície na estimativa pelo cálculo geostrófico (Fig. 1b). Na Figura 1b, a apresentação da SNB está limitada (não foi possível referenciar as velocidades próximas da costa) e o núcleo indica velocidades inferiores ao esperado. O mesmo não acontece com o anticiclone de fundo em que as velocidades e extensão vertical dos dois lobos se aproximam de resultados pretéritos de cinco cruzeiros com LADCP apresentados na literatura (Schott et al., 2005).

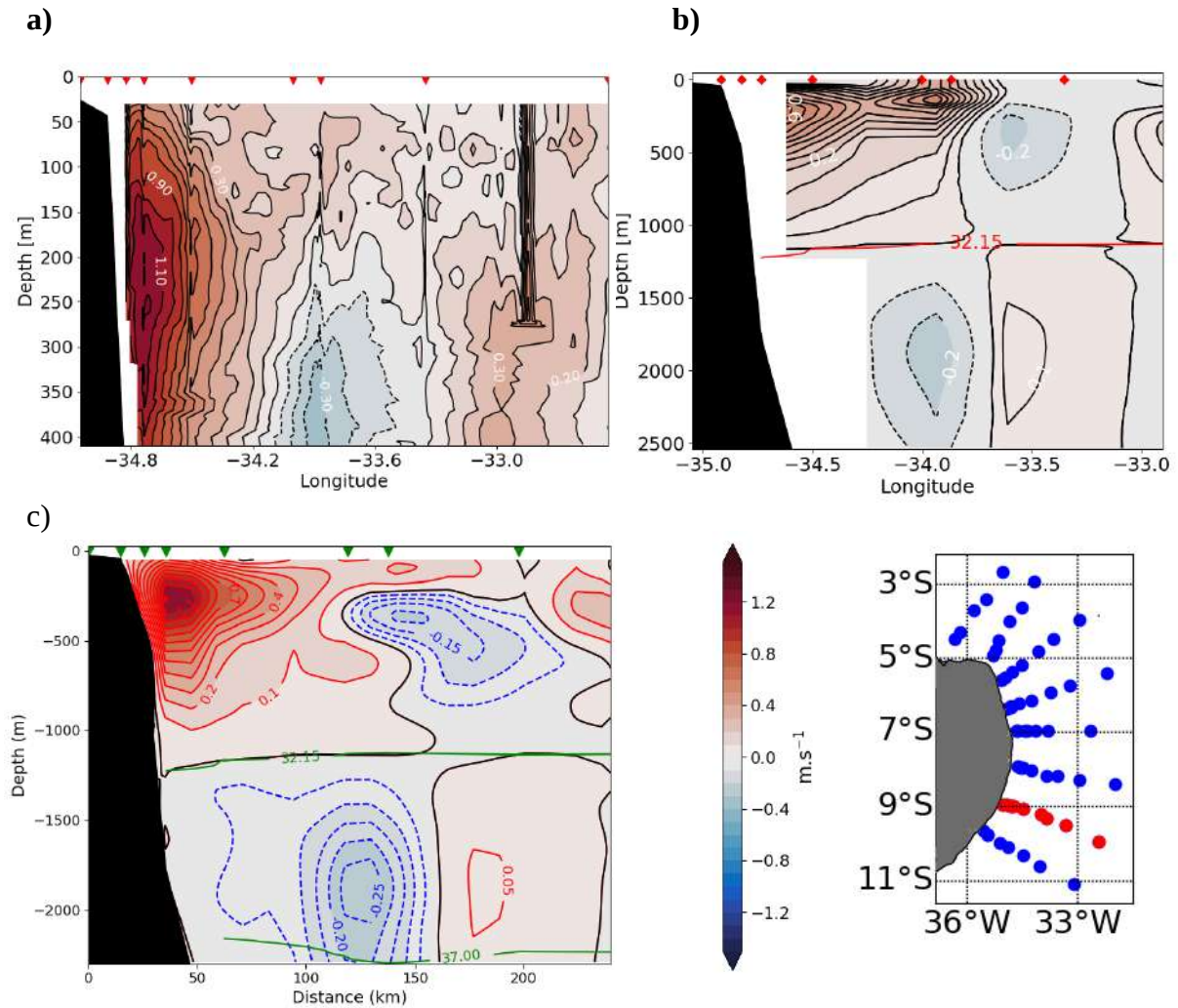


Figura 1: Distribuições verticais de velocidade da radial 2 (9,5°S) do Cruzeiro ONEI. a) Seção dos dados de superfície disponíveis pelo VMADCP. b) Realização do MDR em $\sigma_1 =$

32,15 (linha vermelha). c) Combinação, por AO, dos campos de velocidade de ADCP e geostrófica referenciado na isopical com condição de contorno de *no-slip*.

CONCLUSÕES

A combinação das duas fontes de dados e imposição da condição de contorno permitiram a reprodução do sistema de correntes da região o que nos levou a testar o método em outras radiais. As radiais escolhidas, também das Comissões da Marinha, são aquelas a montante da formação dos anticiclones (6°S) e outra na qual intersecta o Vórtice de Potiguar (37°W) (Krelling et al., submetido) que atingiram o mesmo efeito (consistência na velocidade de núcleo, transporte e formato das feições).

As seções trabalhadas com o método proposto reproduziram tanto as correntes de superfície quanto o anticiclone de fundo como indicado pela literatura (Dengler et al., 2004). Sendo assim, compartilhamos este procedimento que enriquece as informações sobre correntes de contorno oeste relacionadas à MOC no nordeste do Brasil usando dados coletados pela Marinha do Brasil.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BILÓ, T. C.; DA SILVEIRA, I.C.; BELO, W.C.; DE CASTRO, B.M. & PIOLA, A.R. 2014. Methods for estimating the velocities of the brazil current in the pre-salt reservoir area off southeast brazil (23°S – 26°S). **Ocean Dynamics**. 64 (10), 1431-1446.

DA SILVEIRA, I.C.; CALADO, L.; DE CASTRO, B.M.; CIRANO, M.; LIMA, J. & MASCARENHAS, A.D.S. 2004. On the baroclinic structure of the brazil current–intermediate western boundary current system at 22°–23°S. **Geophysical Research Letter**. 31 (14).

DENGLER, M.; SCHOTT, F.; EDEN, C.; BRANDT, P.; FISCHER, J. & ZANTOPP, R.J. 2004. Break-up of the Atlantic Deep Western Boundary Current into eddies at 8°S. **Nature**. 432 (7020), 1018-1020.

SCHOTT, F.A.; DENGLER, M.; ZANTOPP, R.; STRAMMA, L.; FISCHER, J. & BRANDT, P. 2005. The shallow and deep western boundary circulation of the South Atlantic at 5–11°S. **Journal of Physical Oceanography**. 35 (11), 2031-2053.

KRELLING, A.P.M.; GANGOPADHYAY, A.; DA SILVEIRA, I.C.A.; VILELA-SILVA, F. SUBMETIDO. Development of a Feature Oriented Regional Modeling System for the North Brazil Undercurrent region (1°-11°S) and its application to a Process Study on the Genesis of the Potiguar Eddy. **Journal of Operational Oceanography**. TJOO-2019-0011.

RODRIGUES, R.R.; ROTHSTEIN, L.M. & WIMBUSH, M. 2007. Seasonal variability of the South Equatorial Current bifurcation in the Atlantic Ocean: A numerical study. **Journal of Physical Oceanography**. 37, 16–30.

LIOc Forecast: desenvolvimento de plataforma móvel para visualização de informações meteoceanográficas

Ferreira¹, L. S.; Kaiser, J.²; Nogueira³, I. C. M.; Parente⁴, C. E.; Delpupo⁵, D. F.

^{1,2,3,4}*Laboratório de Instrumentação Oceanográfica – LIOc/COPPE*

Avenida Athos da Silveira Ramos, Centro de Tecnologia, bloco I, sala 104e – Cidade Universitária da Universidade Federal do Rio de Janeiro – RJ CEP 21941-611

¹*leovsferreira@gmail.com*, ²*js.kaiser@hotmail.com*, ³*izabelcm.nogueira@gmail.com*,
⁴*parente@penno.coppe.ufrj.br*

⁵*Vale S/A – Porto de Tubarão – Avenida Dante Micheline, 5500, Ponta de Tubarão – Vitória – ES CEP 29090-900*
danielly.delpupo@vale.com

RESUMO

O presente trabalho buscou estruturar uma plataforma de visualização de informações meteoceanográficas em tempo real via *web* e aplicação *mobile*, funcionando em qualquer sistema operacional. O aplicativo desenvolvido permite clara visualização dessas informações em larga escala, dispondo de cinco dias de previsão global para ventos e ondas. Além disso, a aplicação também permite observar informações em pequena escala, através de gráficos, para pontos de interesse, de modo que as informações meteoceanográficas são exibidas com extrema acurácia, abrangendo um horizonte de até dez dias de previsão. O aplicativo aqui apresentado foi desenvolvido pelo Laboratório de Instrumentação Oceanográfica (LIOc – COPPE/UFRJ) em conjunto com a empresa Vale S/A, viabilizando o adequado planejamento das atividades desenvolvidas no porto através da entrega de informações ambientais acuradas e de fácil interpretação no cotidiano do operador portuário.

Palavras chave: Previsão de ondas, modelagem numérica, Porto de Tubarão

INTRODUÇÃO

Os modelos numéricos possibilitam a previsão das condições de ondas de forma relativamente precisa, levando em consideração um futuro próximo. Estes modelos são capazes de prever a propagação da energia da onda em termos dos principais parâmetros: altura significativa (H_s), período de pico (T_p) e direção de pico (D_p). Esses resultados são de suma importância para o desenvolvimento de qualquer atividade realizada no mar, tanto no que diz respeito as operações *offshore*, quanto em operações portuárias e costeiras.

Seguindo a grande demanda mundial por plataformas de visualização de dados interativas e de fácil interpretação, o aplicativo LIOc Forecast, criado no Laboratório de Instrumentação Oceanográfica (LIOc – COPPE/UFRJ) em parceria com a empresa Vale S/A, busca fornecer resultados de previsão de ondas e ventos em tempo real para pontos de interesse. Atualmente, o aplicativo dá acesso aos operadores portuários à previsão das condições meteoceanográficas para o Porto de Tubarão (Vitória – ES) e se encontra em expansão para aplicação no Porto da Ilha Guaíba (Rio de Janeiro – RJ), também com o intuito de prover subsídios capazes de guiar as operações da Vale S/A. Cabe destacar, entretanto, que a flexibilidade da plataforma permite que a mesma seja expandida para outros pontos de

interesse.

O aplicativo permite a visualização dos campos de ondas (H_s , T_p e D_p) e ventos (velocidade e direção dos ventos – W_v e W_d) para todo o globo, com resolução de 1° e com disponibilidade temporal de três horas. Além disso, em escala regional, a aplicação permite a visualização dos campos dos parâmetros meteoceanográficos para um horizonte de até dez dias de previsão, com resolução horária e resolução espacial de poucos quilômetros. Para além das informações espaciais, o aplicativo LIOc Forecast também fornece informações dos parâmetros de interesse para pontos específicos, bem como permite ao usuário a inserção de dados particulares acerca das operações desenvolvidas, permitindo a criação de um banco de dados valioso.

OBJETIVOS

O objetivo do trabalho é apresentar a plataforma de visualização de dados meteoceanográficos desenvolvida pelo LIOc em parceria com a Vale S/A que permite ao operador portuário o acesso a informações ambientais de forma simples, rápida e a qualquer momento, contribuindo para a otimização das operações portuárias desenvolvidas no Porto de Tubarão e demais regiões.

METODOLOGIA

Para o desenvolvimento da plataforma *web* e *mobile* foi utilizado o *framework* Rails. Tal *framework* utiliza de Ruby como linguagem para *backend*. Este foi escolhido pela possibilidade da criação de uma *Progressive Web App*, ou seja, a criação de uma única plataforma que serve tanto para *web* quanto para *mobile app*.

O armazenamento dos resultados da previsão e a consulta de informações são feitos pela interação do *backend* da aplicação com banco PostgreSQL. Este banco foi escolhido devido à boa documentação e bom funcionamento com plataformas desenvolvidas através do *framework* utilizado.

Quanto às informações meteoceanográficas, o sistema de previsão de ondas desenvolvido utiliza o modelo numérico WAVEWATCH III® (WW3) (TOLMAN et al., 2014) para geração de propagação de ondas em águas profundas. Este modelo é acoplado ao Simulating Waves Nearshore® (SWAN; BOOIJ et al., 1999) para propagação de ondas em águas rasas. Para forçar os modelos de ondas, são utilizados os dados de ventos disponibilizados pelo Global Forecast System® (GFS), desenvolvido pelo NCEP/NOAA com resolução espacial de 0.25° . Os resultados da previsão de ventos disponíveis atualmente no aplicativo são obtidos do GFS, que é disponibilizado de forma operacional pelo NCEP (National Centers for Environmental Prediction). Todavia, é importante destacar que a plataforma possibilita a disponibilização de resultados de modelo atmosférico regional, se adequando conforme a demanda do usuário.

Na parte de interação do usuário, denominada de *frontend*, utilizou-se de linguagens como JavaScript, HyperText Markup Language (HTML) e Cascading Style Sheets (CSS). Com isto, tornou-se possível a criação de animações, navegações de forma intuitiva e visualização de dados de forma simples. Em adição, os gráficos utilizam da API do Highchart, possibilitando interatividade com as informações meteoceanográficas. Por último, para a criação dos mapas utilizados no aplicativo, foram usadas duas APIs diferentes, sendo estas a do Leaflet, a qual possibilita toda a interação das animações com o mapa, e a do Mapbox, a qual possibilita toda formatação do mapa.

RESULTADOS

Como principais resultados obtidos ao final do desenvolvimento da plataforma, são destacados três deles: um mapa global (Figura 1), no qual podem ser utilizadas as funções de *zoom in* e *zoom out*, com animações que demonstram os resultados das previsões de H_s , T_p , D_p , W_v e W_d , para cinco dias, com resolução espacial de 1° e intervalos temporais de três horas. Tal mapa permite que os resultados sejam escolhidos através de selecionadores (canto esquerdo) onde existem as opções dos parâmetros meteoceanográficos de ondas e ventos, os dias e as horas. Além disso, há a possibilidade de visualizar todo o período de previsão ao clicar no botão “play”, no canto superior esquerdo. Por fim, sua última funcionalidade é dada pelo clique em qualquer ponto do mapa, obtendo tais informações no canto superior esquerdo, como visto na Figura 1 (b).

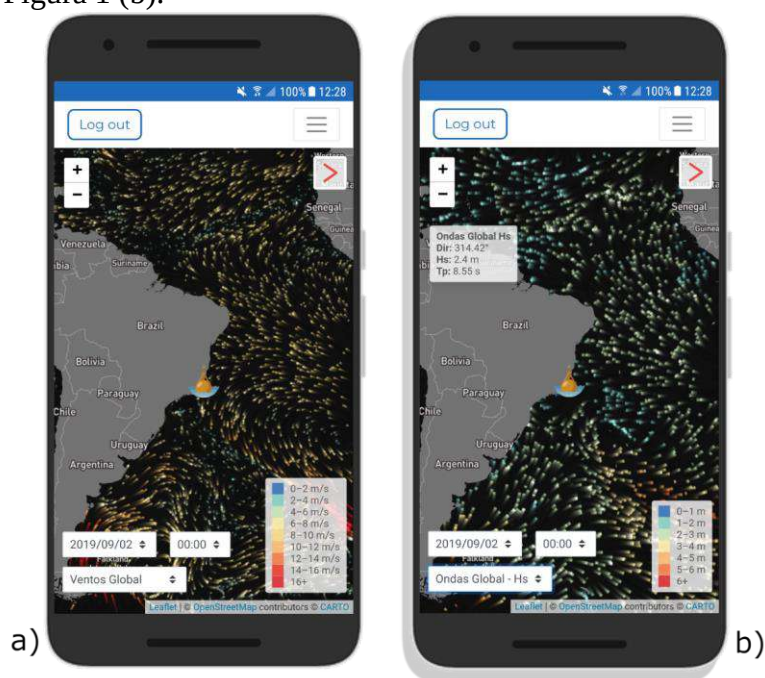


Figura 1 - Visualização global dos resultados do sistema de previsão meteoceanográfica desenvolvido pelo LIOc em parceria com a Vale S/A na versão mobile para os dados de vento (a) e onda (b).

O segundo resultado foi a geração de gráficos interativos para a apresentação da previsão dos parâmetros meteoceanográficos para pontos de interesse, possibilitando a visualização da previsão para um horizonte de até dez dias (Figura 2). Outro adicional obtido através da visualização por gráfico foi a possibilidade de apresentar ao usuário as informações do particionamento espectral das ondas (separação dos parâmetros de ondas por sistemas de mares), podendo ser observada a influência do *swell* e do mar local no estado de mar (Figura 2 - b). Ressalta-se a importância de tal funcionalidade para o planejamento e segurança das operações portuárias, tendo em vista as diferentes respostas dos navios e estruturas à diferentes sistemas de ondas (*swell*/mar local).

Grças a API do Highchart torna-se possível a visualização da informação a cada hora, apenas com o deslizar do *mouse* ou dedo (Figura 1 - a). Outras funcionalidades do gráfico podem ser acessadas no canto superior esquerdo dos mesmos, possibilitando observar o gráfico em tela cheia, exportar para PDF, PNG, JPEG, SVG e até mesmo imprimi-lo diretamente.



Figura 2 - Página de visualização das informações de onda de alta resolução para os pontos de interesse no Porto de Tubarão, Vitória - ES.

Por fim, desenvolveu-se um sistema de monitoramento de ocorrências, tornando-se possível registrar ocorrências operacionais, como por exemplo a quebra dos cabos de amarração, e, ao mesmo tempo, correlacioná-las com as informações ambientais do mesmo horário, o que possibilita a criação de um banco de dados para o desenvolvimento de estudos futuros sobre os parâmetros meteoceanográficos mais críticos para a segurança e operação do Porto de Tubarão.

CONCLUSÕES

Tendo em vista os resultados positivos e a versatilidade em adaptação da aplicação com relação à demanda exigida, conclui-se que, atualmente, o desenvolvimento *web/app* possui grande aplicabilidade para o monitoramento ambiental. Além disso, a visualização em tempo real da previsão meteoceanográfica, feita de forma simples, subsidia a tomada de decisão bem como auxilia diretamente no planejamento das atividades desenvolvidas em regiões portuárias, como é o caso do planejamento mais assertivo da fila de navios, por exemplo, além, é claro, de garantir maior segurança à navegação e à vida no mar.

Como objetivo futuro, pretende-se adicionar a visualização de resultados espaciais produzidos com o uso dos modelos regionais, que são executados com grades locais de maior resolução, dando uma ideia mais clara das condições meteoceanográficas no local, já que, atualmente, apenas são disponibilizados os resultados obtidos com as grades globais, com menor resolução. Além disso, futuramente, com os dados de ocorrência registrados e relacionados às variáveis ambientais, estudos poderão ser feitos para otimização das atividades portuárias, indicando quais os pontos mais críticos para funcionamento do porto.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BOOJI, N.; RIS, R.C.; HOLTHUIJSEN, L.H. A third generation wave modal for coastal regions. 1. Model description and validation. *J. Geophys. Res.*, 104(C4), 7649-7666, 1999.

NCEP, 2016. The Global Forecast System (GFS) - Global Spectral Model (GSM). Disponível em: <<https://www.emc.ncep.noaa.gov/GFS/doc>>.

TOLMAN, H. L. the WAVEWATCH III® Development Group (2014), User Manual and System Documentation of WAVEWATCH III® version 4.18. Tech. Note 316, NOAA/NWS/NCEP/MMAB.

VARIAÇÕES DE PROPRIEDADES FÍSICAS DO ESTUÁRIO DO RIO BURANHÉM, PORTO SEGURO - BA, DURANTE EVENTOS CLIMÁTICOS ENSO

Leal¹², G. N. R.; Costa¹, V. F.; Gama¹, M. A. C.; Lemos¹, A. T.; Bernardes¹, M. E. C.

¹Universidade Federal do Sul da Bahia - Centro de Formação em Ciências Ambientais -

CFCAm, campus Sosígenes Costa

Rodovia BR-367 Km 10, Porto Seguro - BA, 45810-000

gabrielanunesleal@hotmail.com²

RESUMO

Estuários são classificados como ambientes de transição entre o continente e o oceano. O objetivo deste trabalho foi avaliar os padrões de temperatura e salinidade do estuário, que são influenciados pela variação mareal, como subsídio para se compreender a dinâmica estuarina. Nesse cenário, buscou-se comparar o comportamento do estuário do Rio Buranhém frente aos eventos de El Niño, La Niña e condições normais, sempre em períodos de verão. O estuário está localizado no município de Porto Seguro, extremo sul da Bahia, região classificada como regimes de micro e mesomaré astronômica. Os dados foram obtidos por meio de sensores do equipamento DST Centi CT/CTD instalados no estuário, em superfície e fundo, respectivamente. Essas propriedades físicas foram intensificadas sob influência de El Niño, ocorrendo o aumento da temperatura, períodos de estiagem, os quais podem provocar maior entrada da cunha salina no estuário. Os resultados mostraram que as médias de salinidade e temperatura foram maiores no verão sob El Niño. Com esse estudo, foi possível observar as variações físicas em três verões com características climáticas distintas. Monitoramentos como esses são importantes para se avaliar o comportamento dos ambientes, pois esses parâmetros influenciam na hidrodinâmica, que, por sua vez, interfere em toda a biota e atividades socioeconômicas associadas.

Palavras chave: características físicas, costa do descobrimento, ENSO

INTRODUÇÃO

Estuários são classificados como ambientes de transição entre o continente e o oceano, onde a água do mar é diluída pela água doce da drenagem terrestre (MIRANDA *et al.*, 2002). Por ter uma alta concentração de nutrientes, eles são considerados um local importante para reprodução de espécies diversas de peixes, muitos utilizados para comércio regional, além de ser o habitat natural de aves e mamíferos (PEREIRA *et al.*, 2010).

As propriedades físicas mais relevantes para se compreender a dinâmica dos estuários são a temperatura e a salinidade da água, pois elas afetam diretamente nos processos fisiológicos vitais nos organismos vivos, sendo fatores condicionantes na biogeografia estuarina (LINS, 2002). A variação desses parâmetros depende de fenômenos externos, como as marés, a precipitação na bacia hidrográfica onde o estuário se encontra, além da fase lunar (D'AQUINO *et al.*, 2011). Dessa forma, em períodos de El Niño, que é um fenômeno caracterizado pelo aumento da temperatura da água superficial do Oceano Pacífico (MARENGO *et al.*, 2011), essas características podem ser afetadas, ocorrendo o aumento da temperatura, períodos de estiagem, no qual, pode provocar maior entrada da cunha salina no estuário.

Os aspectos físico-químicos do rio Buranhém vêm sendo analisados e discutidos apenas na última década, com contribuições na abordagem dos parâmetros físico-químicos na avaliação da qualidade hídrica (SILVA *et al.*, 2015; COSTA *et al.*, 2016; NASCIMENTO, 2017) e nas condições hidrodinâmicas do estuário (SILVA, 2016). O presente estudo buscou comparar o comportamento da temperatura e salinidade do estuário do Rio Buranhém durante os verões de evento de El Niño (2015-2016), La Niña (2016-2017), e em condições sem presença destes eventos (2017-2018), períodos escolhidos com base no índice ONI, o qual é fornecido pela National Oceanic and Atmospheric Administration - NOAA, com base em dados históricos de ENSO, coletados desde 1950. A partir desse índice, pode-se perceber que o período escolhido para El Niño obteve uma classificação como um evento forte.

METODOLOGIA

Área de estudo

O estuário do Rio Buranhém é localizado no município de Porto Seguro, no extremo sul do estado da Bahia (Fig. 1). É comumente utilizado para o abastecimento dos municípios de Eunápolis e Guaratinga, na Bahia (COSTA *et al.*, 2017), além de desempenhar diversos serviços ecossistêmicos, ressaltando a proteção costeira, manancial de recursos hídricos e ainda é um depurador de compostos químicos provenientes do esgoto doméstico de Porto Seguro e da agropecuária (SILVA, 2016). O estuário do Rio Buranhém é, ainda, utilizado para a pesca artesanal pela população pesqueira de Porto Seguro e região, tornando-se um potencial provedor de recursos vivos, a partir do extrativismo, e da biodiversidade aquática.

A partir de dados históricos da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), Silva (2016) estimou a vazão média anual histórica do Rio Buranhém em $23,4 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, enquanto, para Oliveira *et al.* (2018), esse valor foi de $28,3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. A região pode ser classificada, segundo Pereira *et al.* (2010), como regime de micro e mesomaré astronômica, podendo, em condições de marés de sizígia, alcançar variações pouco acima de 2 m.

Coleta e análise de dados

Os dados foram obtidos por meio de sensores do equipamento DST Centi CTD – Marca Star Oddi e um CT. O CTD foi posicionado no fundo da coluna d'água, enquanto o CT ficou na superfície, preso a uma estrutura flutuante. Ambos foram instalados nas coordenadas $16^\circ 26' 41.21'' \text{S}$ e $39^\circ 05' 02.98'' \text{O}$ (ponto amarelo Fig. 1), sendo configurados para uma taxa amostral de coletas a cada 10 minutos.

Foram analisados dados de salinidade e temperatura. Após a verificação de consistência dos dados, eles foram organizados e tratados. Foram selecionados os meses de dezembro a março, referente aos verões dos anos 2015-2016, 2016-2017, 2017-2018. Nestes meses foram registrados períodos fortes de El Niño, condições consideradas normais e La Niña, respectivamente, de acordo com o índice ONI. Devido a um problema ocorrido na leitura do sensor, possivelmente ocasionado por conta de incrustação biológica, foram descartados os dados referentes à salinidade de superfície do verão 2015-2016, sendo considerada, apenas, a temperatura da água. Além disso, obteve-se a vazão média sazonal do rio no período estudado, por meio do trabalho de Silva (2019), para melhor análise dos dados.

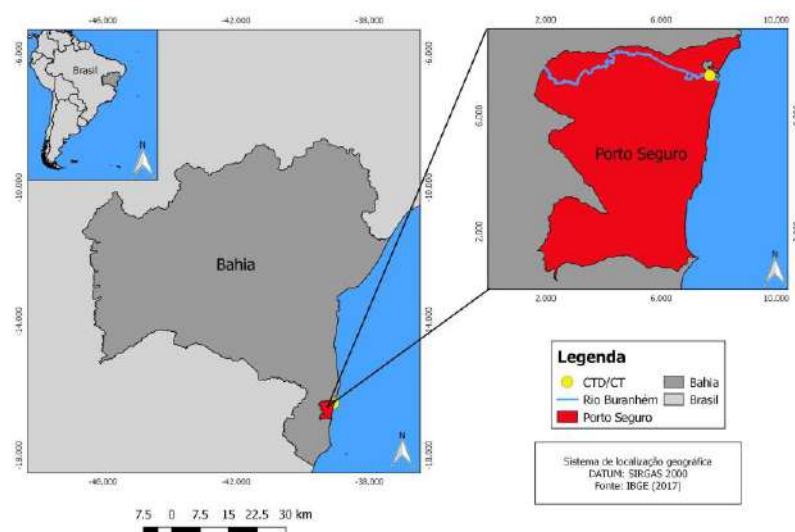


Figura 1: Mapa da área de estudo.

RESULTADOS

De acordo com os dados históricos ONI da NOAA, o verão austral 2015/2016, período de El Niño, foi o mais quente desde 1998 com a temperatura 2,3°C acima da média a nível global. Os resultados encontrados para o estuário do Rio Buranhém mostraram que as médias sazonais de temperatura, tanto de superfície quanto de fundo, foram um pouco maiores no verão de El Niño 2015-2016 (29,33 °C +/- 1,28 °C - fundo; 29,38 °C +/- 1,33 °C - superfície), comparadas aos verões seguintes, correspondentes a condições normais (28,99 +/- 1,03 °C - fundo; 28,67 +/- 1,18 °C - superfície) e La Niña (28,45 +/- 1,16 °C - fundo; 28,58 +/- 1,12 °C - superfície).

Tabela 1: Características físicas das médias sazonais do estuário do Rio Buranhém para os verões 2015-2016, 2016-2017 e 2017-2018.

	VERÃO: 2015 - 2016 El Niño	VERÃO: 2016 - 2017 Condições normais	VERÃO: 2017-2018 La Niña
Temperatura de fundo	29,33 °C +/- 1,28 °C	28,99 +/- 1,03 °C	28,45 +/- 1,16 °C
Temperatura superfície	29,38 °C +/- 1,33 °C	28,67 +/- 1,18 °C	28,58 +/- 1,12 °C
Salinidade superfície	sem registro	5,79 +/- 6,48	4,16 +/- 5,81
Salinidade fundo	13,82 +/- 8,60	7,84 +/- 6,94	3,59 +/- 4,50
Vazão (m³.s⁻¹)	7,2	6,3	13,3

A salinidade média sazonal também foi maior no verão de El Niño, com variações de 13,82 +/- 8,60 (fundo), sendo em condições normais com 5,79 +/- 6,48 (fundo); em La Niña, com a menor média 4,16 +/- 5,81 (fundo). Esses resultados indicam a maior intrusão salina no ambiente estuarino no verão 2015-2016, fator que pode estar relacionado com a redução da precipitação e, consequentemente, nas vazões do rio Buranhém. Ainda que a vazão média sazonal do verão 2015-

2016 tenha sido em torno de $7,2 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$, quando se leva em conta as médias mensais isoladamente, observa-se que em fevereiro e março de 2016, essas vazões foram de 3,5 e $1,3 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$, respectivamente (SILVA, 2019). Tais valores representam as menores vazões mensais do período analisado neste trabalho, o que reforça que eventos de El Niño podem contribuir para a redução das vazões na bacia do rio Buranhém e consequente avanço da cunha salina a montante.

É importante ressaltar que em três ocasiões, nas salinidades superfície dos verões de 2016-2017 (5,79 +/- 6,48) e 2017-2018 (4,16 +/- 5,81), e salinidade de fundo do verão 2017-2018 (3,59 +/- 4,50), a variação ficou maior que a média, e ainda que uma salinidade negativa seja possível do ponto de vista estatístico/matemático, não o é fisicamente.

CONCLUSÕES

Com esse estudo foi possível observar as variações físicas em três verões com características climáticas distintas, em que se evidenciou a influência de períodos de El Niño no aquecimento das águas e redução da vazão fluvial, com consequente aumento nas salinidades. Monitoramentos como esses são importantes para avaliar o comportamento dos ambientes, pois esses parâmetros influenciam na hidrodinâmica, que, por sua vez, interfere em toda a biota e atividades socioeconômicas associadas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- COSTA, V. F. *et al.* Composição e abundância de peixes em zonas rasas do litoral de Porto Seguro, Bahia, Brasil. Anais EBI - XXII Encontro Brasileiro de Ictiologia, Porto Seguro - BA, 2017.
- D'AQUINO, C. A. *et al.* Transporte de Sal e Hidrodinâmica do Estuário do Rio Tubarão—SC, Brasil. Revista Brasileira de Recursos Hídricos - RBRH, p. 113, 2011.
- LINS, P. A. M. Hidrologia e hidrodinâmica do baixo estuário do rio Ipojuca, PE. 2002. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal de Pernambuco.
- MARENGO, J. A. *et al.* Variabilidade e mudanças climáticas no semiárido brasileiro. Recursos hídricos em regiões áridas e semiáridas, v. 1, 2011.
- MIRANDA, L. B. *et al.* Princípios de Oceanografia Física de Estuários. Vol. 42. Edusp, 2002.
- NOAA. National Weather Service. Climate Prediction Center. El Niño Southern Oscillation. Historical El Niño/La Niña episodes (1950 - present). Disponível em <https://origin.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ONI_v5.php> Acesso em: agosto de 2019.
- OLIVEIRA, J. C. *et al.* A climatology of the annual cycle of river discharges into the Brazilian continental shelves from seasonal to interannual variability. Environmental Earth Sciences 77(5):192. 2018.
- PEREIRA, M. D. *et al.* Hidrodinâmica e transporte de material particulado em suspensão sazonal em um estuário dominado por maré: Estuário de Caravelas (BA). Revista Brasileira de Geofísica, p. 28, n. 3, p. 427-444, 2010.
- SILVA, A. C. R. S. *et al.* Qualidade da água do Rio Buranhém, Porto Seguro—Bahia, de 2008 A 2014. Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos. Resumos...Brasília, DF: 2015.
- SILVA, A. C. R. Hidrodinâmica Do Estuário Do Rio Buranhém, Porto Seguro – Bahia. Dissertação (mestrado) em Ciências em Meio Ambiente e Recursos Hídricos. 108p. Universidade Federal de Itajubá, Itajubá, 2016.
- SILVA, G. M. F. Influência do uso e ocupação do solo na disponibilidade hídrica da bacia do rio Buranhém. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Ciências e Tecnologias Ambientais, UFSB e IFBA, Porto Seguro, 86 p., 2019.

SISTEMA OPERACIONAL DE MODELAGEM HIDRODINÂMICA PARA A PLATAFORMA SUDESTE DO BRASIL

Franz¹, G.; Luersen¹, D.; Thomas¹, B.; Paloschi¹, N.; Italiani¹, D.; Rodrigo¹, P.; Noernberg¹, M.

*¹Universidade Federal do Paraná – Centro de Estudos do Mar – CEM
Laboratório de Oceanografia Costeira e Geoprocessamento
Av. Beira-mar, s/n - Pontal do Sul - Pontal do Paraná – PR CEP 83255-976
guilherme.franz@ufpr.br*

RESUMO

Um observatório on-line para a costa brasileira (Observatório do Mar) está em desenvolvimento com o objetivo de integrar dados in-situ e de sensoriamento remoto, posições de navios e resultados de modelos numéricos, de forma a contribuir para a gestão costeira. Sistemas globais de modelagem operacional disponibilizam resultados de previsão oceânica, porém não possuem resolução espacial suficiente para representar adequadamente a zona costeira e sistemas estuarinos. Assim, sistemas de modelagem operacionais costeiros com maior resolução são imprescindíveis, podendo ser aninhados a modelos globais para obtenção de condições realistas de fronteira com o oceano. Um sistema operacional de modelagem hidrodinâmica para a plataforma sudeste brasileira, focando inicialmente nas costas dos estados do Paraná e de Santa Catarina, está sendo implementado para fornecer resultados de previsão com alta resolução espacial ao Observatório do Mar. Os resultados dos modelos hidrodinâmicos globais e costeiros poderão ser utilizados para a simulação sob demanda da trajetória de partículas lagrangeanas através de uma ferramenta que estará disponível no Observatório do Mar, permitindo, por exemplo, prever a dispersão de óleo em casos de derrame e auxiliar em ações emergenciais.

Palavras chave: modelagem operacional, hidrodinâmica costeira, observatório do mar

INTRODUÇÃO

A previsão da dinâmica oceânica e costeira é um grande desafio devido à alta variabilidade de processos ambientais e grandes dimensões envolvidas. Dados de observação são fundamentais neste contexto, porém possuem limitações temporais e espaciais. Modelos numéricos nos permitem superar estas limitações e realizar interpolações e extrapolações com base em processos físicos. Com o intuito de contribuir para uma gestão costeira eficaz, um observatório on-line (<https://observatoriodomar.org/>) para a costa brasileira está sendo desenvolvido para integrar em uma mesma plataforma informações de diferentes fontes (dados in-situ e de sensoriamento remoto, posições de navios e resultados de modelos numéricos) e permitir, por exemplo, a previsão da dispersão de óleo em caso de derrames acidentais. Atualmente, previsões oceânicas podem ser obtidas através de modelos globais (e.g., <http://marine.copernicus.eu>). No entanto, modelos globais não possuem resolução espacial adequada para simular sistemas costeiros e estuarinos.

OBJETIVOS

O objetivo deste trabalho é o desenvolvimento de um sistema operacional de modelagem hidrodinâmica para fornecer resultados de previsão de alta resolução ao Observatório do Mar para a região da plataforma sudeste brasileira, particularmente para as costas dos estados do Paraná e de Santa Catarina, incluindo importantes sistemas estuarinos locais com intensa atividade portuária (Complexo Estuarino de Paranaguá e Baía de Babitonga).

METODOLOGIA

Condições realistas de fronteira com o oceano podem ser fornecidas a modelos costeiros através de uma abordagem de *downscaling* de modelos globais, que permite considerar processos de diferentes escalas espaciais e temporais (e.g., maré astronômica, maré meteorológica, e correntes oceânicas), sendo também apropriada do ponto de vista de um sistema de previsão operacional (Mateus et al., 2012, Franz, et al., 2016). O conjunto de modelos numéricos implementado neste trabalho é composto por um primeiro modelo (Plataforma_SE) cobrindo as costas dos estados de Santa Catarina, Paraná, São Paulo e Rio de Janeiro com 3 km x 3 km de resolução horizontal, um segundo modelo (PR_SC) cobrindo as costas dos estados do Paraná e Santa Catarina com 600 m x 600 m de resolução horizontal, um modelo cobrindo a área do Complexo Estuarino de Paranaguá (CEP) com 200 m x 200 m de resolução horizontal e outro modelo para área da Baía de Babitonga com 120 m x 120 m de resolução horizontal. A batimetria do modelo Plataforma_SE foi obtida da base de dados do GEBCO (<https://www.gebco.net/>), enquanto a batimetria dos modelos costeiros e estuarinos foi obtida de variados bancos de dados (cartas náuticas da Marinha do Brasil, dados de projetos do Centro de Estudos do Mar – UFPR, dados fornecidos pela empresa EnvEx - Engenharia e Consultoria Ambiental), além de incluir as áreas de mangue através da análise de imagens de satélite.

As condições de fronteira com o oceano (salinidade, temperatura, nível do mar e velocidades) para o modelo Plataforma_SE são obtidas do sistema global de análise e previsão do oceano do *Copernicus Marine Environment Monitoring Service* (CMEMS). Os resultados com 1/12° de resolução espacial (aproximadamente 9 km x 9 km) e 50 camadas verticais são disponibilizados diariamente, fornecendo previsões para 10 dias (GLOBAL_ANALYSIS_FORECAST_PHY_001_024). Para garantir a qualidade dos resultados, são assimilados dados de temperatura da superfície do mar e nível do mar de sensoriamento remoto, além de perfis in-situ de temperatura e salinidade (Lellouche et al., 2019).

O modelo PR_SC recebe condições de fronteira oceânicas do modelo Plataforma_SE, sendo incluída a maré astronômica através das amplitudes e fases das 34 constituintes harmônicas obtidas dos resultados do modelo FES2014 (<https://www.aviso.altimetry.fr>). Os modelos do CEP e da Baía de Babitonga foram aninhados ao modelo PR_SC. O forçamento atmosférico de todos os modelos é dado atualmente através dos resultados de previsão do *Global Forecast System* (<https://www ftp.ncep.noaa.gov/data/nccf/com/gfs/prod/>), com resolução de 0,25° e frequência horária. A entrada de água doce das bacias afluentes foi considerada por meio de médias mensais de vazões e demais parâmetros (e.g., temperatura) através de um levantamento dos dados de 28 rios afluentes do banco de dados do Sistema Nacional de Informações sobre Recursos Hídricos (<https://www.snirh.gov.br>) e da literatura.

A implementação dos modelos foi realizada através de um sistema de modelagem numérica de código aberto chamado MOHID, desenvolvido pelo grupo de pesquisa MARETEC do Instituto Superior Técnico (IST) da Universidade de Lisboa (Portugal), em colaboração com outros grupos de pesquisa e empresas, tendo sido aplicado em inúmeros projetos em diferentes países (Leitão et al., 2008). A discretização vertical genérica do sistema de modelagem MOHID permite adotar diferentes tipos de coordenadas verticais em conjunto para uma melhor representação dos mecanismos que forçam a hidrodinâmica. Os modelos implementados neste trabalho possuem a mesma discretização vertical, com coordenadas cartesianas para as camadas mais profundas sobrepostas por camadas em coordenadas sigma em profundidades inferiores a 8 metros, para melhor representação da geometria de fundo nas zonas mais rasas. A resolução vertical é inferior a 1 m na superfície.

Os resultados do sistema de modelagem estão sendo validados a partir de dados de sensoriamento remoto (e.g., temperatura da superfície do mar), dados de perfis in-situ de temperatura e salinidade (e.g., boias Argo), dados in-situ obtidos pelo Centro de Estudos do Mar – UFPR, dados disponíveis na literatura, dados da boia PR1 do SiMCosta, e dados de marégrafos da Marinha do Brasil. Ferramentas em linguagem de programação Python foram desenvolvidas para operacionalização do sistema de modelagem.

RESULTADOS

Os resultados do sistema de modelagem serão enviados diariamente ao Observatório do Mar, permitindo a visualização da previsão com alta resolução para a costa dos estados do Paraná e Santa Catarina (Figura 1). Ferramentas para visualização dos resultados em formato de gráfico e para comparação com dados também estarão disponíveis. Os resultados dos modelos hidrodinâmicos implementados poderão ser utilizados para a simulação sob demanda da trajetória de partículas lagrangeanas.

CONCLUSÕES

O sistema de modelagem operacional implementado neste trabalho irá fornecer resultados de previsão de alta resolução ao Observatório do Mar para as costas dos estados do Paraná e Santa Catarina, incluindo o Complexo Estuarino de Paranaguá e a Baía de Babitonga. No futuro, este sistema poderá incluir também outros importantes sistemas estuarinos na região, como a Baía de Santos em São Paulo e a Baía de Guanabara no Rio de Janeiro. Sistemas operacionais poderão ser implementados também para outras regiões do Brasil com base na mesma metodologia adotada. O Observatório do Mar irá contribuir para a gestão da costa brasileira, podendo ser utilizado para auxiliar às atividades portuárias e ações emergenciais em caso de acidentes.

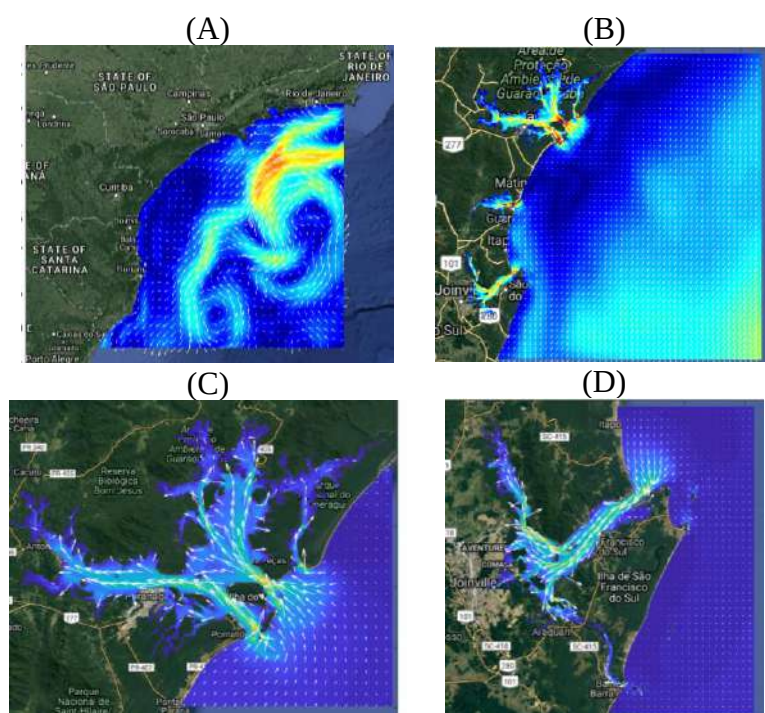


Figura 1 – Exemplo de resultados de velocidade de corrente para os modelos Plataforma_SE (A), PR_SC (B), CEP (C), e baía de Babitonga (D).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

FRANZ G.; LEITÃO P.; SANTOS A.; JULIANO M. & NEVES R.; 2016. From regional to local scale modelling on the south-eastern Brazilian shelf: case study of Paranaguá estuarine system. **Brazilian Journal of Oceanography**. 64(3): 277-294.

LEITÃO, P. C.; MATEUS, M.; BRAUNSCHWEIG, F.; FERNANDES L. & NEVES, R.; 2008. Modelling coastal systems: the MOHID Water numerical lab. In: R. Neves, J. Baretta & M. Mateus (Eds.). **Perspectives on Integrated Coastal Zone Management in South America**. IST Press, Lisbon, pp 77-88.

LELLOUCHE, J.; LEGALLOUDEC, O.; REGNIER, C.; LEVIER, B.; GREINER, E. & DREVILLON, M.; 2019. QUALITY INFORMATION DOCUMENT. Disponível em: <http://resources.marine.copernicus.eu/documents/QUID/CMEMS-GLO-QUID-001-024.pdf>.

MATEUS, M.; RIFLET, G.; CHAMBEL, P.; FERNANDES, L.; FERNANDES, R.; JULIANO, M.; CAMPUZANO, F.; DE PABLO, H., & NEVES, R.; 2012. An operational model for the West Iberian coast: products and services. **Ocean Science**. 8, 713-732.

AVALIAÇÃO DO USO DE BANCO DE DADOS DE REANÁLISES GLOBAIS PARA ANÁLISE DO CLIMA DE ONDAS NO LITORAL DO ESPÍRITO SANTO

Fukai¹, D. T.; Klumb-Oliveira², L. A.

¹Universidade Federal do Rio de Janeiro - PPGM/IGEO – UFRJ
Av. Athos da Silveira Ramos, 274 - Cidade Universitária, Rio de Janeiro - RJ CEP 21941-972
denise.fukai@gmail.com

²Universidade Federal do Recôncavo da Bahia - CCAAB - UFRB
Rua Rui Barbosa, 710, Centro, Cruz das Almas - BA, CEP 44380-000
leoklumb@gmail.com

RESUMO

Informações sobre o clima de ondas são frequentemente necessárias para fins de engenharia costeira e avaliação de estudos geomorfológicos. Porém, a carência de uma climatologia baseada em dados *in situ* faz dos bancos de dados de ondas oriundos de reanálises uma das grandes alternativas em questão. Entretanto, diferentes reanálises de ondas, como o *NOAA Wavewatch III* (NWW3) e *Global Ocean Waves* (GOW), apresentam diferentes configurações. Dentre elas, diferentes resoluções espaço-temporal, dos bancos de dados de entrada de vento e batimetria associados, que podem induzir resultados e interpretações consideravelmente divergentes. Além disso, ambos os bancos de dados de onda avaliados no estudo são gerados a partir de modelo de ondas com limitações hidrodinâmicas, desenvolvidos para uma representação de ondas *offshore*, baseados essencialmente na teoria de Airy com poucas adaptações para águas rasas. A extrapolação para climatologia da zona costeira então, requer cautela. O objetivo deste trabalho é comparar e validar os bancos de dados NWW3 e GOW, construindo cenários climatológicos de ondas para a costa do Espírito Santo, salientando regiões de maior diferença e discorrendo sobre variações teóricas na formulação de ambos os bancos de dados.

Palavras chave: Global Ocean Waves; NOAA Wavewatch III; modelagem.

INTRODUÇÃO

Inicialmente preconizada pela reanálise de vento, a técnica de reanálise também foi estendida a ondas, resultando no desenvolvimento de alguns produtos dentre os quais se destacam o *NOAA WAVEWATCH III CFSR Reanalysis Hindcasts* (aqui referido como NWW3), lançado pelo NCEP (*National Centers for Environmental Prediction*), e *Global Ocean Waves* (GOW), pelo *IH Cantabria* (Tabela 1).

O uso dos respectivos bancos de dados de reanálises para construção de climatologia de ondas incluem por exemplo estudos feitos por Pianca (2010) através do NWW3; além de Gomes & Silva (2014) que apresentam estudos de erosão costeira para a região Nordeste do Brasil, com base no banco de dados GOW. Ambos os bancos de dados foram criados a partir do modelo de ondas de terceira geração - o *Wavewatch III* - um dos modelos de ondas mais reconhecidos e utilizados atualmente (Reguero *et al.*, 2012), capaz de representar o crescimento e decaimento (por processos como ‘*whitecapping*’ e fricção de fundo) de ondas geradas pelo vento, contemplando suas variações temporais e espaciais.

Tabela 1: Configurações do NWW3 e GOW.

BANCO DE DADOS	NWW3	GOW
	<i>NOAA Wavewatch III CFSR Reanalysis Hindcast</i>	<i>Global Ocean Waves*</i>
BATIMETRIA	ETOPO1	GEBCO
VENTO	CFSR 1h 1/2°	Reanalysis 1 6h ~1.9°
MODELO	WW3 v3.14	WW3 v2.22
RESOLUÇÃO ESPACIAL	0.5° x 0.5°	0.25° x 0.25°
RESOLUÇÃO TEMPORAL	3h	1h
INTERVALO TEMPORAL	1979 - 2009	1948 - 2008

* configurações de acordo com o Segundo Documento Temático de Ondas (SMC-Brasil, 2017).

Deste modo, o trabalho tem como objetivo apresentar e verificar diferenças entre os cenários de climatologia de ondas advindo das reanálises associadas ao GOW e NWW3, indicando áreas de maior discrepância e discutindo diferenças conceituais nas configurações, dados de entrada e modelos utilizados causas de variações entre as representações dos modelos.

OBJETIVOS

Comparar os bancos de dados de reanálise GOW e NWW3 com dados *in situ* da costa do Espírito Santo, identificando também os aspectos positivos e negativos de cada reanálise e discorrendo sobre variações conceituais entre ambos, investigando possíveis causas do aumento e diminuição da diferença regional entre os resultados;

METODOLOGIA

A área de estudo compreende a região da plataforma do Espírito Santo, entre 18°S e 21°S (Figura 1). Dados foram medidos por um ondógrafo na região de Ubu fornecidos pela Samarco, e utilizados para validação do modelo, para intervalo dos anos de 2006 (25/07 a 09/12), 2007 (29/09 a 18/02) e 2008 (23/01 a 06/03), com resolução temporal de 3 horas. Os dados modelados referentes ao GOW foram fornecidos pelo *IH Cantabria*, e os relativos ao NWW3 são de acesso livre e amplo uso, disponíveis no site http://polar.ncep.noaa.gov/waves/CFSR_hindcast.shtml para download.

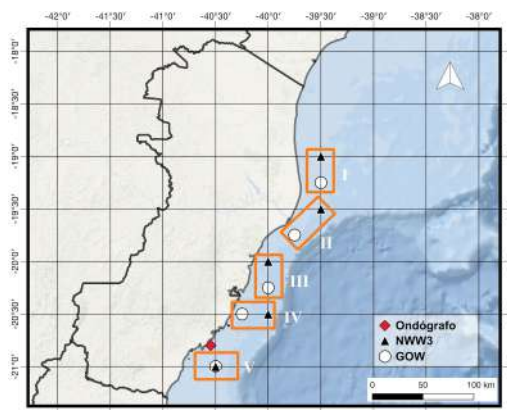


Figura 1. Localização das boias virtuais e ondógrafo de Ubu utilizada para validação regional dos dados de saída na região (ver legenda).

Para a avaliação de desempenho de ambos os bancos de dados de onda, dados *in situ* foram

comparados com dados de saída do modelo, já calibrados (Reguero *et al.*, 2012). O ponto escolhido (de coordenada 21°S 40°30'W) se localiza próximo à região de Ubu (Região V; Figura 1), onde existe uma coincidência entre as coordenadas da boia virtual de ambos os modelos. Os dados foram então comparados com dados observacionais da boia utilizando-se de estatística descritiva e coeficientes de correlação de Pearson (Equação 1), BIAS (Equação 2) e RMSE (Equação 3) e análise de rosas de ondas e distribuição conjunta, para os diferentes parâmetros de onda (Hs, Tp, Dp).

$$\rho = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{[\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2][\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2]}} \quad (1)$$

$$BIAS = \bar{x} - \bar{y} \quad (2)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n_d} \sum_{i=1}^{n_d} (x_i - y_i)^2} \quad (3)$$

RESULTADOS

A comparação dos bancos de dados com o ondógrafo de Ubu, na Região V, demonstra uma melhor correlação do GOW em relação ao NWW3, associado um BIAS de 0.41m. No entanto, o processo de retirada de *outliers* no GOW é, dentre outros aspectos, um grande contribuinte para a má representação de eventos de alta energia como um evento pontual de 14 de Novembro analisado por Nogueira (2014), não bem representados pela resolução do vento utilizado para elaboração do GOW. Além do efeito na altura significativa, outro possível efeito associado ao processo de retirada de *outliers* é um corte na distribuição de frequências do período de pico no período entre 8 e 9 segundos, onde o histograma apresenta uma “quebra” incaracterística. Em análise geral, o NWW3 apresenta uma bimodalidade direcional que é ausente no GOW, com maior ocorrência de ondulações de SE e S, potencialmente devido a uma melhor representação de ondas de *swell* associadas a frentes frias, associados a períodos de pico e maiores alturas significativas.

Em todas as regiões, a climatologia aponta alturas significativas entre 1 a 2 m em ambas as reanálises de ondas (NWW3 e GOW), exceto para o NWW3 na Região V. O NWW3 apresenta em todas as regiões uma tendência à chegada de ondulações de E, mas também de ondulações de S, muito similar ao comportamento encontrado por Nogueira (2014) e Pianca *et al.* (2010), que apresenta a entrada de ondulações de S. Ambos os bancos de dados de ondas vêm sendo utilizados em diversos estudos, não só para caracterização climatológica de ondas, como também para fins de avaliação de processos costeiros como, por exemplo, relacionados à erosão costeira. Trabalho como o de Gomes & Silva (2014), por exemplo, faz uso do banco de dados de ondas do GOW através do SMC para estudar a dinâmica de transporte de sedimentos e erosão de praia em Recife. A reconstrução do clima de ondas na região passa, além do banco de dados GOW, por um processo de propagação para águas rasas e tratamento estatístico denominado *downscaling*. No entanto, as condições de contorno e cenários de energias de ondas são ainda definidos com base no GOW, e alguns estudos mantêm os ventos de reanálises globais, comprometendo a representatividade de ventos locais.

A maior ressalva quanto ao GOW é a representação de *swell* de grandes períodos, prejudicando principalmente a distribuição de direção. Mesmo assim, os valores de correlação, incluindo de Hs, se mantiveram satisfatórios para utilização principalmente frente à necessidade do uso de bancos de dados de longo termo. Por outro lado, uma melhor versão de modelo e reanálise de ventos utilizadas no NWW3 não garantem uma melhoria absoluta na performance dos dados, evidenciado pelo

desvio na Região V. Mas, existe a tendência de que a climatologia apresentada seja mais capaz de representar ondulações geradas pelo desenvolvimento de sistemas frontais, geralmente associadas a eventos mais energéticos, que se tornam importantes na geração final da climatologia de ondas.

CONCLUSÕES

O banco de dados de ondas GOW tende a apresentar maior ocorrência de ondas de E, com distribuição das frequências de direção de pico unimodal, enquanto o NWW3 apresenta uma bimodalidade associada à chegada de ondulações de E e S. Ambos as médias de alturas significativas e períodos de pico apresentam valores similares, com uma tendência do NWW3 de apresentar maiores alturas de ondas e períodos de pico em relação ao GOW, exceto para a região V, que apresentou com comportamento anômalo em relação ao padrão de superestimação do NWW3 ao GOW. As razões para tal desempenho são de difícil interpretação direta, e podem ser oriundas tanto de erros numéricos, como de representação batimétrica, entre outros.

O processo de retirada de *outliers*, a maior atenuação do *swell* pela v2.22 do WW3 e algumas diferenças entre as considerações para balanço energético pela versão do WW3 podem ter efeito significativo na supressão da bimodalidade (pela inexistência ou pouca incidência de ondulações de sul) das direções de pico das ondas apresentadas pelo GOW, afetando consequentemente as alturas significativas correlacionadas e podendo ter impacto significativo na representação da climatologia de ondas em regiões de maior energia, como a região III. O processo de dissipação no GOW também pode ter sido favorecido pela batimetria de maior resolução (GEBCO com assimilação de cartas náuticas), porém, tal ganho poderia ser compensado pela maior capacidade de representação de interações não-lineares e outros processos de refração-dissipação associados à dispersão da onda pelo NWW3, que utiliza batimetria de menor resolução. É importante ressaltar que não existe coincidência das configurações de base de cada modelo, o que dificulta o processo de análise comparativa sendo a inferência dos resultados por região apenas uma aproximação especulativa sendo difícil quantificar a contribuição de cada alteração no ajuste final na representação do campo de ondas sem uma sequência criteriosa de testes de sensibilidade.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- GOMES, G. & SILVA, A. C. 2014. Coastal erosion case at Candeias Beach (NE- Brazil). In: Silva, R., and StrusińskaCorreia, A. (eds.), Coastal Erosion and Management along Developing Coasts: Selected Cases. *Journal of Coastal Research*, Special Issue, No. 71, p. 30-40. Coconut Creek (Florida), ISSN 0749- 0208.
- NOGUEIRA, I. C. M. 2014. Caracterização do Clima de Ondas na Bacia do Espírito Santo através de Modelagem Numérica. Dissertação (Dissertação em Engenharia Oceânica). – Rio de Janeiro: UFRJ/COPPE. p. 122-128.
- PIANCA, C.; MAZZINI, P. L. F.; & SIEGLE, E.. 2010. Brazilian offshore wave climate based on NWW3 reanalysis. *Brazilian J Oceanogr.* 58:53–70.
- REGUERO, B. G.; MENÉNDEZ, M.; MENDEZ, F. J.; MINGUEZ, R.; LOSADA, I. J. 2012. A Global Ocean Wave (GOW) calibrated reanalysis from 1948 onwards. *Coast. Eng.* 65: 38-55.
- SMC-Brasil, 2017. Documento Temático – Ondas / Ministério do Meio Ambiente - MMA / Instituto de Hidráulica Ambiental da Cantabria - IHC / Universidade Federal de Santa Catarina - UFSC, Brasília-DF, Brasil.

DRIFT TRAJECTORY OF A WHALE CARCASS USING DIFFERENT IMMERSION RATES IN A LAGRANGIAN MODEL

Kalas¹, F.A.; Rodrigues¹, P.P.G.W., Silva Neto², A.J., Lugon Jr., J.^{3,*}

¹ *Centro de Tecnologia e Meio Ambiente – Instituto Politécnico do Rio de Janeiro / IPRJ*

² *Laboratório Patrícia Oliva Soares de Experimentação Numérica e Simulação em Transferência de Calor e Massa – Instituto Politécnico do Rio de Janeiro / IPRJ
Rua Bonfim, 25 – Vila Amélia. Nova Friburgo – RJ CEP 28605-570*

³ *Núcleo de Pesquisas em Petróleo, Energia e Recursos Naturais – Instituto Federal Fluminense, IFF-Macaé*

Rod. Amaral Peixoto, s/n – Imboassica. Macaé – RJ CEP 27925-400

**jljunior@iff.edu.br*

ABSTRACT

In this work a computational model is present in order to simulate the trajectory of whale carcasses, at different immersion rates, near the Ilhabela region, in São Paulo coastline, Brazil. The Mohid Water platform was used with the integration of hydrodynamic and lagrangian modules and a downscaling technique to obtain local hydrodynamic currents at local scale. The results show the trajectory of cetacean's skeletons in Paulista coastline and the influence of wind and superficial currents at the trajectory of these organisms.

Keywords: Lagrangian trajectory, Whale carcass, Mohid

INTRODUCTION

In recent years, the coastal region of the state of São Paulo has presented a significant increase in sightings of cetaceans, mainly Jubarte and Bryde whales (Fig.1). The migratory behavior of these individuals, that seeks the warmer waters of the Brazilian coast to reproduce, together with the decrease in the supply of food in Antarctica, has contributed to the increase in the number of stranding in the southeast coastal region, where believe that whales are attracted by the supply of food (Escobar, 2018; Lara, 2018).

Although of great tourist attraction, the occurrence of these organisms in crowded beaches should be monitored by competent agencies. Eventual occurrences of whale carcasses drifting near the coastal region bring navigation risks and attract predators. In addition, the possibility of these carcasses landing on tourist beaches tends to generate economic losses, mainly due to the odor exhaled by the decomposing animal.

The drift was modeled on the MOHID (Hydrodynamic Model) Water platform, using the Hydrodynamic and Lagrangian modules. The simulation of the whale carcass trajectory was based on calculations of the effect of currents and winds under the emergent part of the animal, informing the model the specific immersion rate (here, ranging from 10 to 90%). The currents profile was calculate and validate on hydrodynamic module, at Brazil domain, for the period from August 22th to 25th, 2017.

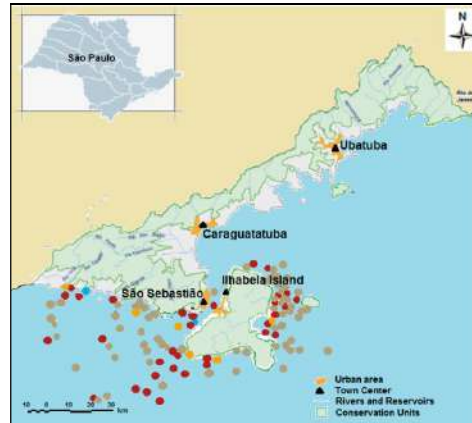


Figure 1 – Sighting on the north coast of São Paulo from 2004 to 2018 (Source: Baleia Jubarte / Projeto Baleia à vista). Map adapted from <http://www.sigrh.sp.gov.br>

OBJECTIVES

This work was motivated by the need to know the trajectory of a whale carcass drifting in coastal waters of the north coast of São Paulo, due to the possibility of stranding on beaches with great tourist movement in this region.

METHODOLOGY

The Mohid Water platform is a three-dimensional model responsible for the simulation of environmental dynamics in air, water and sediment compartments, using the philosophy of object-oriented language. Its modular hierarchical structure is subdivided into modules, each of which is responsible for manipulating the information of a particular process.

The hydrodynamic formulation implemented in this work was performed using the downscaling technique, considering 4 nested domains: South America (barotropic model), Brazilian coastline, Santos and Ilhabela Island (baroclinic models). More details of the downscaling method applied in hydrodynamic model implementation can be obtained in Lugon Jr *et al.* (2019).

Lagrangian model is implemented in order to receive by others Mohid modules the necessary information for the definition of tracer trajectory. For Brazil domain, the following input data was necessary: bathymetry (GEBCO database); surface meteorological parameters (GFS model), hydrodynamic velocity (calculated in hydrodynamic module) and tracer initial position. The numerical solution implemented in Lagrangian module of Mohid platform considers the drag forces of the wind and the water (Fernandes *et al.*, 2011). The calculated drift using the analytical solution developed by Daniel (2002) where the red dots represent the immersion rates considered for this study case and give an insight about their effects (Fig. 2).

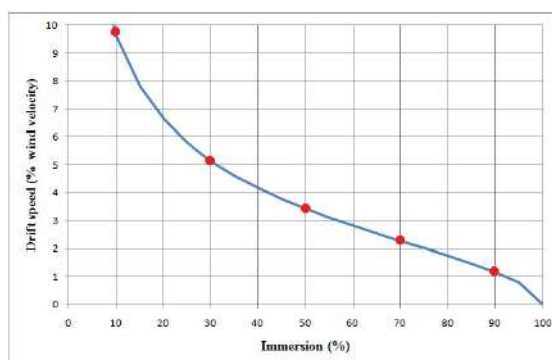


Figure 2 – Calculated drift using the analytical solution (Daniel, 2002).

RESULTS

The study case in this work considers the application of the Lagrangian model in the simulation of the drift of a carcass of whale stranded on the north coast of Sao Paulo, precisely in the vicinity of the Ilhabela region. Downscaling methodology implemented in hydrodynamic model was applied to different domains on the Brazilian coast. A comparative statistical study for temperature and salinity data was taken to validate the hydrodynamic model, showing an excellent agreement, characterizing satisfactorily the region and validating the model (Lugon Jr *et al*, 2019).

The simulation of the trajectory of a whale carcass was implemented with the introduction of different immersion rates (10, 30, 50, 70 and 90%) in order to verify the influence of the winds and superficial currents on the behavior of the animal drift. The stranding site near the region of Ilhabela (SP) was indicated by technicians from the Argonauta Institute and used as a starting point for modeling drift trajectory (Fig. 3A). The velocity field used in the transport model was calculated in the hydrodynamic model at each point. The results obtained, considering three days (August 22 to 24th, 2017) of modeling, for each proposed scenario (10 to 90% whale immersion), is shown in Fig. 3B-F.

Usually when a carcass is stranded near a coastal region, the specialists are informed to have removed it. The carcasses are directed to appropriate places, where deterioration does not present risks to the population living in coastal areas, both regarding navigation and attracting predators (such as sharks). Simulation of the carcass trajectory was performed in order to validate the management of these individuals to uninhabited sites. The results obtained from the model, regardless of whale immersion rate, show that, if there is no management technique for these beached animals, their final destination is populated and tourist beaches located in the regions of Ubatuba and Caraguatatuba.

CONCLUSIONS

The trajectory of a whale' carcass is analyzed computationally by a Lagrangian model in Mohid platform. The results emphasize the importance of the management strategies in the final destination of these individuals in places uninhabited, given that the trajectory modeled for north coastal region of São Paulo shows that these organisms would contribute in beaches of great touristic potential.

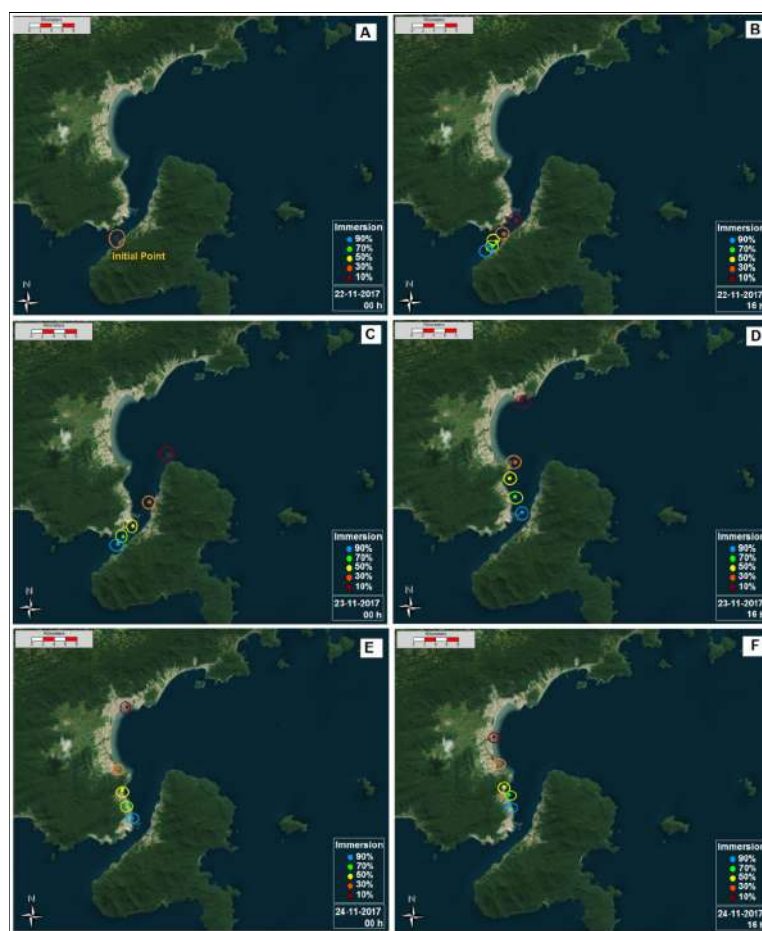


Figure 3 – Simulated trajectory behavior of a carcass in vicinity of Ilhabela (SP).

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors acknowledge the financial support provided by INOVUERJ, FAPERJ, CNPq and CAPES (Finance code 001).

REFERENCES

- DANIEL, P.; JAN, G.; CABIOC'H, F. LANDAU, Y; LOISEAU, E. 2002. *Drift modeling of cargo containers*. Spill Science & Technology Bulletin, v. 7 (5-6), pp. 279-288.
- FERNANDES, R.; GALVÃO, P.; LOURENÇO, F.; VIEGAS, C.; NEVES, R. 2011. *Modelação de derrames de poluentes: Desenvolvimento e integração na nova geração de ferramentas de apoio à decisão*. In: 11º Congresso da Água.
- LUGON JR, J.; KALAS, F. A.; RODRIGUES, P. P. G. W. ; JEVEAUX, J.L.; GALLO NETO, JULIANO, M.; H.; SILVA NETO, A.J. 2019. *Lagrangian trajectory simulation of floating objects in the State of Sao Paulo Coastal Region*. Defect and Difusion Forum, v. 396. pp; 42-49.
- LARA, G. *Raio-x da baleia jubarte*. 2018. <https://www.estadao.com.br/infograficos/cidades,raio-x-da-baleia-jubarte,810629>. Acess in March, 2018.
- ESCOBAR, H. *Litoral norte de São Paulo entra no mapa das baleias jubarte*. 2018. Available in <https://sustentabilidade.estadao.com.br/noticias/geral,sp-entra-no-mapa-das-baleias-jubarte,70002414116>. Accessed in August, 2018.

Desenvolvimento de uma Plataforma Autônoma para Navegação e Ecobatimetria de Águas Rasas em Ambientes Protegidos

Vitor Irigon Gervini; Glauber Acunha Gonçalves; Filipe Rita Gomes¹

*¹FURG – Universidade Federal do Rio Grande – Centro de Ciências Computacionais
Av. Itália, km 8, s/n – Campus Carreiros – Rio Grande - RS CEP 96203-900
gervini@gmail.com glaugeracunha@furg.br filiperitagomes@gmail.com*

RESUMO

Dispositivos navegadores autônomos rapidamente tornaram-se alternativas qualificadas e eficientes para aquisição de dados primários fundamentais de corpos d'água, mesmo em escalas oceânicas. A tecnologia de controle, instrumentação e comunicação passível de ser embarcada em estruturas flutuantes são diversas, miniaturizadas, leves, de baixo consumo energético e de menor custo a cada versão comercial disponível.

A proposta aqui apresentada resulta da exploração de uma solução para um problema bem definido, com limites operacionais bastante claros, e que se enquadra no escopo desse tipo de tecnologia. Considere-se as seguintes condicionantes iniciais: o sistema deve ser projetado para navegar águas interiores, em ambientes protegidos. Deve ser leve o suficiente para que, em operação, não represente risco às embarcações existentes no ambiente, deve navegar autonomamente a partir de uma rota pré-estabelecida, com tolerância máxima de 3 metros das bases lineares que a definem, deve possuir propulsão elétrica e autonomia de no mínimo 4 horas, além de estar habilitado a carregar uma instrumentação diversa com peso menor que 5 kg.

O protótipo construído resolve esse problema, com muito baixo custo de construção e colocado em prova demonstrou capacidade de ser integrado a prática de métricas importantes sobre ambientes de navegação, tanto na perspectiva operacional, quanto no monitoramento ambiental. De forma adjunta, porém, não menos importante, foi desenvolvido um sensor ecobatimétrico monofeixe de pequeno porte, com aquisição de dados brutos em formato de arquivos de áudio digital e um software de processamento com reamostragem para pontos 3D à taxa de 1 hz.

Palavras chave: navegação autônoma, telemetria, ecobatimetria

INTRODUÇÃO

O monitoramento de processos hidrodinâmicos complexos e seus efeitos sobre os corpos d'água de interesse estratégico para navegação, tais como enseadas, baías, estuários e rios em zonas costeiras com descarga nos oceanos, exigem aquisição de dados de alta frequência espaço-temporal, especialmente em relação a conformação da superfície de fundo, a característica básica dessas massas sedimentares e a morfologia da interface terra-água. As metodologias de métrica desses sistemas, comumente utilizadas, exigem a disponibilidade de equipamento especialista (ecobatímetros calibrados), plataformas de navegação e recursos humanos especializados de caráter multidisciplinar.

Os sistemas de navegação autônoma vêm ocupando valioso espaço no atendimento a essa demanda, em função da flexibilidade dos sistemas computacionais embarcados hoje disponíveis, da redução dos custos de produção desse tipo de solução e da predisposição ao uso desse tipo de recurso por parte de uma nova geração de gestores de sistemas que exploram esse recurso natural. É evidente que tais sistemas atingiram, face a sua miniaturização, pequena massa, e alta

capacidade de processamento, um potencial promissor para soluções operacionais nesse tipo de problema.

Um elemento crítico para o avanço dessa tecnologia são os microcontroladores, dispositivos desenvolvidos para atuar na interfaceamento do mundo físico com o sistema digital e que possuem amplo espectro de aplicações, estando hoje presentes no controle de uma ampla gama de equipamentos automatizados como drones e robôs, mas também em sistemas de uso convencional, tal como geladeiras e automóveis.

No projeto aqui registrado foi utilizado um microprocessador AVR ATMEGA 328P um dos mais populares no mercado, e uma placa controladora arduino, onde ele é o elemento principal. É com base nesse componente que o navegador autônomo aqui apresentado tem seu funcionamento robusto demonstrado.

OBJETIVOS

Desenvolver um navegador de pequeno porte, com propulsão elétrica e sistema de controle preciso, capaz de transportar instrumentos geodésicos e oceanográficos e de armazenar dados de sua operação em trajetória planejada. O sistema deve estar apto a navegar em águas protegidas, onde a ação de ondas de maior altura significativa não é possível.

METODOLOGIA

O desenvolvimento do equipamento foi executado num período de 6 meses, e com a sequência lógica integrada das seguintes atividades: desenho do projeto náutico, desenho do sistema de controle em malha fechada, desenho do sistema de propulsão, desenho do sistema de monitoramento de posição e atitude, construção do protótipo, elaboração do sistema eletroeletrônico de força e controle, implantação e testes de propulsão com os motores, teste geral e comissionamento. Na sequência foi implantada uma sonda termocodutivímetro e um protótipo de ecobatímetro com registro de dados brutos em arquivos de áudio digital.

A figura 1 é uma fotografia do protótipo na fase de teste iniciais, em ambiente fechado. A figura 2 é um frame do vídeo de um dos testes já em ambiente natural, ainda com status de rotas curtas e próximas.



Figura 1 – O protótipo



Figura 2 – O experimento

Alguns detalhes do sistema atualmente em uso nas atividades do LTGEO/C3/FURG podem ser, nos limites desse artigo, apresentados.

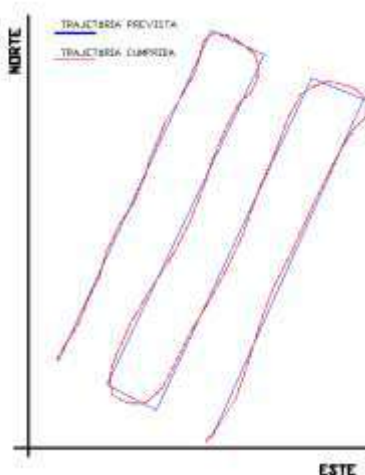
O monitoramento da navegação é resultado da operação de um receptor GNSS em frequência simples (L1), trabalhando na taxa de 1 Hz, enviando mensagens NMEA básicas para o sistema de aquisição serial de uma placa arduino mega. O software de controle resolve a posição atual GNSS e calcula uma posição alvo, necessariamente sobre a rota prevista, “x” metros a frente de um ponto medido ortogonalmente a essa rota.

O sistema de propulsão utilizado está dotado de dois motores “*brushless*”, implantados lateralmente nas estruturas de flutuação. A resposta dos motores é idêntica e o controle de atitude do navegador é resolvido unicamente pela função variação de velocidade de rotação desses motores. Ou seja, o sistema não possui um leme, o que retira do projeto a necessidade de servo-motores. Em experimentos no ambiente controlado foram levantadas as curvas estímulo-resposta do sistema, e esse resultado é levado ao software do navegador. Novamente, as funções residentes do Arduino, associadas a um controlador eletrônico de velocidade, são suficientes para promover a variação da corrente nos motores, e com isso a propulsão e a atitude são resolvidas.

RESULTADOS

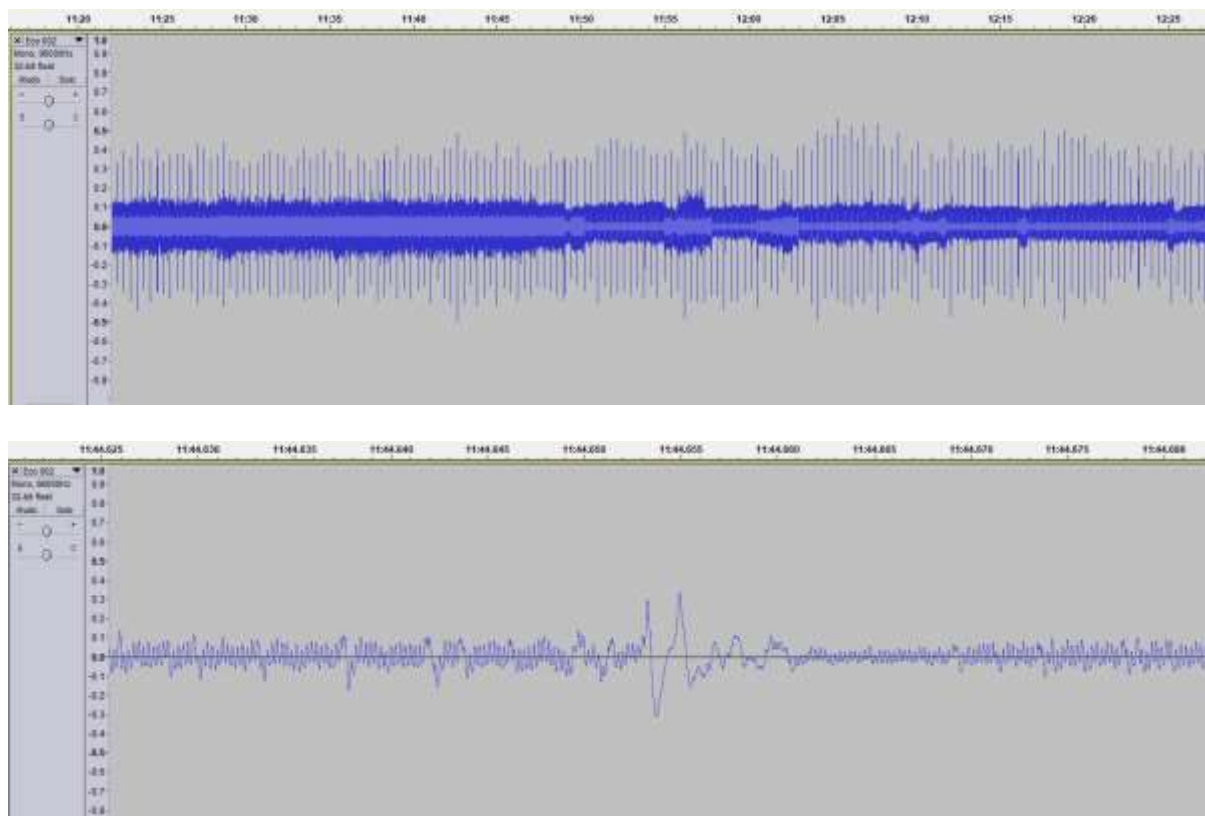
Dentre vários testes operacionais, descreve-se aqui os resultados obtidos numa breve missão, cumprida no Canal Norte do Estuário da Lagoa dos Patos, junto ao Porto Velho, na cidade de Rio Grande. O ambiente auscultado é adjunto ao Museu Oceanográfica da Universidade Federal do Rio Grande, onde a batimetria varia de 1,2 m a 5,6 m. No dia do experimento, 22 de junho de 2019, o nível de agitação da água era mínimo, o vento atingia 12 nós nas rajadas, e a corrente estava em vazante, do oeste para leste, da ordem de 0,8 m/s na faixa central do canal.

No ambiente gráfico do software Google Earth foi traçado um plano de sondagem, com quatro linhas de 230 m de extensão, afastadas 35 m entre si, como mostra a figura 3-a. A extensão total da poligonal de sondagem atinge aproximados 1000 m e foi executada num período de 12,5 minutos, com uma velocidade média calculada em 1,33 m/s.



Na figura 3-b está graficada a trajetória prevista sobreposta pelos resultados do registro das coordenadas GNSS, à taxa de um ponto por segundo. A estatística das diferenças entre a posição planejada entregue ao algoritmo de controle e os pontos efetivamente ocupados (considerados aqui com verdade de campo) apontam para um afastamento médio de 1,25 m e um afastamento máximo de 8,45 m (especialmente nos pontos de mudança de direção). Considerados somente os trechos lineares, e a precisão média é calculada em 1,02 m e em nenhum ponto o afastamento máximo supera os 2,80 m.

O instrumento embarcado para o teste operacional foi um ecobatímetro experimental também manufaturado no laboratório, operando a uma taxa de 1 khz na faixa de frequência de 75 Khz. Como já informado, o registro primário foi efetuado em arquivos de áudio digital e posteriormente tratado em software implementado em linguagem Python para filtragem espectral e determinação precisa do tempo de eco do pulso sonoro. A título de ilustração, a figura 4 apresenta o aspecto do pulso original em uma janela de 1 minuto e em um lapso de 50 milissegundos.



No processamento preliminar percebe-se a coerência dos registros com a expectativa batimétrica, aferida por um ecobatímetro de frequência simples 200 khz da marca South SDE28.

CONCLUSÕES

Os experimento demonstra objetivamente a viabilidade de utilização de pequenas embarcações autônomas na atividade técnico científica de métricas de corpos d'água de baixa agitação. O equipamento projetado e construído é leve, de boa autonomia e segue com alta precisão trajetórias pré-definidas traçadas em ambientes gráficos usuais.

Em extensão ao projeto, atualmente, estuda-se a integração de um sistema GNSS de dupla frequência e com correções em tempo real. Espera-se dessa forma obter precisões ainda maiores nas trajetórias finais.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

REDES NEURAIS ARTIFICIAIS PARA PREVISÕES ESPAÇO-TEMPORAIS METEOCEANOGRÁFICAS

Goulart¹, A. J. H.; Camargo¹, R.

*¹Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas – IAG/USP
Rua do Matão, 1226 - Cidade Universitária – SP CEP 05508-090
antonio.goulart@usp.br, ricamarg@usp.br*

RESUMO

Neste trabalho são discutidas arquiteturas de redes neurais artificiais desenvolvidas para uma abordagem espaço-temporal em problemas de previsão. Além das conexões convencionais entre neurônios exploradas nas arquiteturas padrão (*multilayer perceptron*), topologias mistas entre redes convolucionais e redes recorrentes podem apresentar uma capacidade aumentada de realizar inferências considerando informações no tempo e evoluções no espaço dos sistemas sob análise. As técnicas serão apresentadas juntamente com uma visão geral dos avanços e resultados recentes na área, além da indicação do estado atual e passos futuros da presente pesquisa.

Palavras chave: redes neurais artificiais, análise espaço-temporal, previsões numéricas

INTRODUÇÃO

Desde o início do desenvolvimento da área de previsão numérica do tempo diversas técnicas matemáticas se mostraram tão importantes quanto os aspectos físicos/mecânicos considerados nos modelos. Além dos obviamente necessários métodos numéricos (em suas diferentes vertentes) para resolução das equações diferenciais consideradas, técnicas como a *model output statistics* (GLAHN & LOWRY, 1972) possibilitaram a correção de vieses sistemáticos considerando estatísticas de resultados de modelos numéricos, enquanto algoritmos de assimilação de dados (GHIL & MALANOTTE-RIZZOLI, 1991) refinaram a fundamental etapa de inicialização das simulações e tornaram possível a combinação de resultados gerados pelos modelos com observações reais, melhorando assim a qualidade das previsões. Posteriormente, metodologias como a consideração de conjuntos (*ensembles*) de trajetórias (KALNAY, 2002) trouxeram ainda mais melhorias tanto em termos de acurácia quanto de diminuição da dispersão, e portanto da incerteza na previsão.

A simplicidade e o bom funcionamento destas técnicas as tornou rapidamente aceitas pela comunidade científica em meteorologia (MCGOVERN *et al.*, 2017), que agora vêm crescentemente adotando técnicas de inteligência artificial (HAUPT *et al.*, 2008). As metodologias de aprendizado de máquina (HSIEH, 2009), especialmente redes neurais artificiais (KRASNOPOLSKY, 2013) levantam novas abordagens para processamento dos dados gerados por modelos atmosféricos e oceânicos, e juntamente com a vasta disponibilidade de dados (*big data*) de observações e reanálises possibilitam generalizações espaciais e temporais, consideração de um grande número de variáveis de predição, reconhecimento de padrões, correção de viés pós-modelagem, entre tantas outras aplicações (MCGOVERN *et al.*, 2017).

Neste artigo apresentamos uma revisão acerca de topologias recentemente propostas para abordar problemas em previsão espaço-temporal, juntamente com uma visão geral dos avanços e resultados recentes da aplicação destes sistemas em problemas de interesse em meteorologia e oceanografia. Indicaremos também a metodologia utilizada na nossa atual pesquisa e os resultados esperados.

REDES NEURAIS ARTIFICIAIS

As técnicas de processamento por redes neurais artificiais, embora propostas inicialmente ainda na década de 1960, vêm recentemente passando por uma revolução que resultou na elaboração de novas topologias de conexões entre neurônios e otimizações para a etapa de treinamento.

A unidade essencial das redes, o neurônio ou perceptron, realiza primeiramente uma operação linear $z = \sum W^T X + b$, sendo X um vetor com entradas x_i , W um vetor com os pesos w_i referentes a cada entrada, e b um valor de viés. A saída $y = g(z)$ do neurônio é produzida por meio da aplicação de uma determinada função de ativação $g(\cdot)$ que pode introduzir não-linearidades no sistema. Exemplos típicos de funções de ativação são a sigmoide (ou função logística), a tangente hiperbólica e a unidade linear retificada $ReLU(x) = \max(0, x)$.

Dependendo da aplicação e do tipo de dado a ser analisado, diferentes topologias de rede podem ser mais apropriadas. A arquitetura convencional considera camadas de neurônios sendo que todos os neurônios de uma camada são conectados a todos da camada seguinte, e cada uma das variáveis de entrada se comunica com todos os neurônios da primeira camada (KRASNOPOLSKY, 2013). Nesta configuração a informação flui apenas num sentido, propagando-se pelas camadas (*forward pass*). O treinamento da rede é realizado por meio do ajuste gradual dos parâmetros (pesos e viés de cada neurônio) de acordo com a derivada parcial da(s) variável(is) de saída da rede em relação a cada um destes parâmetros (*backpropagation*).

Embora esta topologia tenha apresentado considerável sucesso em aplicações estáticas, a natureza dinâmica e espacial dos problemas em meteorologia e oceanografia requer abordagens alternativas. Redes neurais convolucionais (SHI *et al.*, 2015), desenvolvidas inicialmente para problemas em visão computacional, podem ser aproveitadas para aprendizado de informações relativas à distribuição espacial de variáveis meteoceanográficas. Redes neurais recorrentes (SUTSKEVER *et al.*, 2014), desenvolvidas inicialmente para problemas em processamento de linguagem natural, nos quais a sequência cronológica das informações precisa ser considerada, podem ser aproveitadas para aprendizagem de evoluções temporais/dinâmicas das variáveis meteoceanográficas de interesse.

Redes neurais que operam em imagens e vídeos recebem em sua entrada versões das imagens (ou sequências de imagens, no caso dos vídeos) redimensionadas para um vetor. As redes convolucionais consideram filtros que operam sobre pedaços da imagem; a operação denominada convolução consiste no deslizamento destes filtros ao longo de toda a imagem, sendo que toda a região abarcada pelo filtro é reduzida para uma variável, gerando assim uma imagem resultante que pode apresentar dimensões diferentes da original. A evolução das convoluções ao longo das diferentes camadas é responsável pela detecção da informação espacial do fenômeno sob análise (por meio do aprendizado dos parâmetros nos filtros).

As redes recorrentes levam em conta a questão temporal do sinal sob análise, introduzindo uma variável de estado h encarregada de quantificar aspectos de memória, de acordo com $h_t = g(W_{hx}x_t + W_{hh}h_{t-1})$, com saídas dadas por $y_t = W_{yh}h_t$. Cada instante de tempo é considerado com um sistema, e a informação é carregada de um instante $t-1$ a outro t pela célula de memória h_t . As matrizes W são compartilhadas entre todos os instantes de tempo (é

importante notar, no entanto, a distinção entre as matrizes, W_{hx} de transição de entrada para estado, W_{hh} de transição de estado para estado, e W_{yh} de transição de estado para saída).

Enquanto as arquiteturas convolucionais e recorrentes possibilitam, respectivamente, aprendizado de dinâmica espacial e temporal, para uma efetiva integração do aprendizado é necessária uma memória unificada espaço-temporal. WANG *et al.* (2017) propuseram uma adaptação para a rede de SHI *et al.*, (2015), que passou a considerar fluxos de informação tanto entre diferentes camadas da rede ($l-1 \rightarrow l$) dentro de um mesmo instante de tempo quanto entre sistemas em diferentes instantes de tempo ($t-1 \rightarrow t$), de acordo com as equações

$$\begin{aligned}
 g_t &= \tanh(W_{gx} * X_t + W_{gh} * H_{t-1}^l + b_g) && \text{input-modulation gate, seção temporal} \\
 i_t &= \text{sigm}(W_{ix} * X_t + W_{ih} * H_{t-1}^l + b_i) && \text{input gate, seção temporal} \\
 f_t &= \text{sigm}(W_{fx} * X_t + W_{fh} * H_{t-1}^l + b_f) && \text{forget gate, seção temporal} \\
 C_t^l &= f_t \cdot C_{t-1}^l + i_t \cdot g_t && \text{célula de memória temporal} \\
 g'_t &= \tanh(W'_{gx} * X_t + W'_{gm} * H_{t-1}^l + b'_g) && \text{input-modulation gate, seção espaço-temporal} \\
 i'_t &= \text{sigm}(W'_{ix} * X_t + W'_{im} * H_{t-1}^l + b'_i) && \text{input gate, seção espaço-temporal} \\
 f'_t &= \text{sigm}(W'_{fx} * X_t + W'_{fm} * H_{t-1}^l + b'_f) && \text{forget gate, seção espaço-temporal} \\
 M_t^l &= f'_t \cdot M_{t-1}^l + i'_t \cdot g'_t && \text{célula de memória espaço-temporal} \\
 o_t &= \text{sigm}(W_{ox} * X_t + W_{oh} * H_{t-1}^l + W_{oc} * C_t^l + W_{om} * M_t^l + b_o) && \text{output gate} \\
 H_t^l &= o_t \cdot \tanh(W_{lx1} * [C_t^l, M_t^l]) && \text{estado oculto}
 \end{aligned}$$

sendo (*) o operador de convolução, (.) o produto ponto a ponto das matrizes, *sigm* a função sigmoide, *tanh* a função tangente hiperbólica, e W_{lx1} um filtro de convolução 1x1 para redução de dimensão após a concatenação das diferentes células de memória. É importante notar que o sistema utiliza uma memória temporal C e outra espaço-temporal M , e que a variável de estado leva em conta a fusão das mesmas.

EXEMPLOS DE APLICAÇÃO EM METEOROLOGIA

As redes de SHI *et al.* (2015) e WANG *et al.* (2017) foram testadas em problemas de previsão de precipitação a partir de imagens de radar. Assim, o desafio é formulado matematicamente como um problema de previsão em que tanto a informação de entrada quanto a previsão de interesse são sequências espaço-temporais.

O sistema de SHI *et al.* (2015) mostrou resultados de previsão de precipitação superiores em relação ao sistema utilizado pelo Observatório de Hong Kong para seu sistema de alertas de tempestades de chuva. Considerando a mesma base de dados de imagens de radar, o sistema de WANG *et al.* (2017), que apresenta a adaptação de memória espaço-temporal unificada, mostrou resultados superiores aos do sistema de SHI *et al.* (2015), embora apresente um consumo maior de memória e de recursos computacionais. Para mais detalhes sobre os resultados, tanto para o problema de previsão de precipitação quanto para previsão de evolução de imagens sintetizadas, consultar (SHI *et al.*, 2015) e (WANG *et al.*, 2017).

METODOLOGIA

Nossa atual pesquisa é baseada na utilização de redes neurais com arquiteturas similares às de SHI *et al.* (2015) e WANG *et al.* (2017) em problemas de previsão de ondas geradas por vento. Um tipo de experimento consiste em alimentar a entrada da rede com dados observados de vento, enquanto na saída serão utilizados dados observados de onda. Desta maneira, o aprendizado da rede neural fica responsável por codificar nos parâmetros da rede um mapeamento entre causa e efeito no caso da geração de ondas.

Outro tipo de experimento consiste da utilização de resultados de simulações como entradas na rede e observações por satélite e *in-situ* como saídas, e nesse caso a rede é treinada para generalizar correções para os resultados gerados por modelos de ondas.

CONCLUSÕES

A adaptação das arquiteturas de redes neurais levando em consideração uma formulação de problemas de previsão por uma abordagem espaço-temporal se mostra como uma promissora ferramenta para processamento de resultados de interesse em aplicações meteoceanográficas, a julgar pelo sucesso já apresentado em previsões de precipitação a partir de imagens de satélite. O ferramental pode ser utilizado tanto numa abordagem *end-to-end*, em que toda a modelagem do fenômeno fica por conta do treinamento da rede, quanto numa abordagem de caracterização de padrões de erro e viés para posterior correção dos resultados de simulações em etapa de pós-processamento.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- GHIL, M. & MALANOTTE-RIZZOLI, P. 1991. Data Assimilation in Meteorology and Oceanography. *Advances in Geophysics*. 33:141–266.
- GLAHN, H. & LOWRY, D. A. 1972. The Use of Model Output Statistics (MOS) in Objective Weather Forecasting. *Journal of Applied Meteorology*. 11:1203–1211.
- HAUPT, S. E.; PASINI, A.; MARZBAN, C. 2008. Artificial Intelligence Methods in the Environmental Sciences. *Springer*.
- HSIEH, W. 2009. Machine Learning Methods in the Environmental Sciences. *Cambridge University Press*.
- KALNAY, E. 2002. Atmospheric Modeling, Data Assimilation and Predictability. *Cambridge University Press*.
- KRASNOPOLSKY, V. M. 2013. The Application of Neural Networks in the Earth System Sciences. *Springer*.
- MCGOVERN, A.; ELMORE, K. L.; GAGNE, D. J.; HAUPT, S. E.; KARSTENS, C. D.; LAGERQUIST, R.; SMITH, T. & WILLIAMS, J. K. 2017. Using Artificial Intelligence to Improve Real-Time Decision-Making for High-Impact Weather. *Bulletin of the American Meteorological Society*. 98:2073–2090.
- SHI, X.; CHEN, Z.; WANG, H.; YEUNG, D.; WONG, W. & WOO, W. 2015. Convolutional LSTM Network: A Machine Learning Approach for Precipitation Nowcasting . *Advances in Neural Information Processing Systems 28 (NIPS 2015)*.
- SUTSKEVER, I.; VINYALS, O. & LE, Q. V. 2014. Sequence to Sequence Learning with Neural Networks. *Advances in Neural Information Processing Systems 27 (NIPS 2014)*.
- WANG, Y.; LONG, M.; WANG, J.; GAO, Z. & YU, P. S. 2017. PredRNN: Recurrent Neural Networks for Predictive Learning using Spatiotemporal LSTMs. *Adv NIPS 30 (NIPS 2017)*.

Avaliação do Comportamento de Ressacas Marinhas com base em Reanálise de Ondas e Observações *in loco* na Costa Sudeste do Brasil

Klumb-Oliveira, L.A.¹; Fukai, D.T.²; Souza, C.R de G.³; Albino, J.⁴; Eguchi, B.⁵

¹*Universidade Federal do Recôncavo da Bahia. Centro de Ciências Agrárias, Ambientais e Biológicas. (CCAAB). Rua Rui Barbosa, 710, Centro, Cruz das Almas-BA, CEP 44380-000.
leoklumb@gmail.com*

²*Universidade Federal do Rio de Janeiro - PPGM/IGEO – UFRJ
Av. Athos da Silveira Ramos, 274 - Cidade Universitária, Rio de Janeiro /RJ CEP 21941-972
denise.fukai@gmail.com*

³*Instituto Geológico - Secretaria de Infraestrutura e Meio Ambiente do Estado de São Paulo
R. Joaquim Távora, 822 – Vila Mariana – São Paulo (SP) – CEP: 04015-011.
celia@sp.gov.br ; celiagouveia@gmail.com*

⁴*Universidade Federal do Espírito Santo. Departamento de Oceanografia e ecologia. Av.
Fernando Ferrari, 514 Campus de Goiabeiras 29075-910 - Vitória – ES.
Albino.jacqueline@gmail.com*

⁵*Universidade Federal do Espírito Santo. Programa de pós-Graduação em Oceanografia. Av.
Fernando Ferrari, 514 Campus de Goiabeiras 29075-910 - Vitória – ES.
bmeguchi@hotmail.com*

RESUMO

Uma comparação entre o clima de ondas de tempestades entre o litoral do Espírito Santo (ES) e de São Paulo (SP) foi realizada a partir da avaliação de 34 anos (1979-2013) de série histórica de dados de Reanálise de ondas. Foi também feita uma comparação entre os eventos identificados como de maior energia na costa de SP com banco de dados observacionais. O trabalho compõe um dos produtos do Projeto CAPES “Resposta Morfodinâmica de praias do sudeste brasileiro aos Efeitos de Elevação do Nível do Mar e Eventos Meteorológicos-Oceanográficos Extremos até 2100”. Os resultados demonstraram maior frequência de eventos de tempestades na costa de SP (1058), enquanto para o Espírito Santo foram identificados 600 eventos. Valores médios semelhantes de altura significativa de ondas de tempestades foram identificados para os dois estados (~2,4m), mas uma suave inclinação para E em relação às direções de incidência de ondas na costa do ES. Foi percebida uma limitação da costa do ES aos eventos de SW, enquanto a costa de SP apresentou limitação de eventos de E, sendo identificados apenas 33 eventos com direção de pico (Dp) entre 90 e 95°. A comparação entre os eventos de tempestades identificados na Reanálise e o registro observacional para SP demonstrou 80% de correlação de datas.

Palavras chave: ressacas marinhas, clima de ondas, Reanálise, impactos costeiros

INTRODUÇÃO

Na costa sudeste do Brasil os eventos de tempestades marinhas (ressacas) mais intensos ocorrem entre outono e inverno (abril e setembro) (Parente, 2014), e são predominantemente gerados por Ciclones Extratropicais (CE) associados a frentes frias no Atlântico Sul. Estes ciclones se formam principalmente entre a costa sudeste/sul do Brasil, Uruguai e Argentina (-25°S e -50°S; 45°W e 65°W) (Reboita *et al.* 2009) e, de maneira geral, tendem a migrar no

oceano para NE, E e SE (Parise *et al.*, 2009), quando perdem força e se dissipam.

Durante o tempo de permanência dos ciclones ocorre alta transferência de momento da atmosfera para a superfície do mar, gerando ondas de maior altura e período, que ao se propagarem pelo oceano, comumente atingem as regiões litorâneas do sudeste brasileiro, causando erosão de praia e danos às estruturas costeiras. No litoral leste do Rio de Janeiro, Lins-de-Barros (2005) estimou em R\$ 1,5 milhão de reais os danos causados por um evento de ressaca marinha no litoral leste do estado. Klumb-Oliveira e Albino (2014) demonstraram a destruição do calçadão em Guarapari (ES) após um evento de ressaca em 2010. Já no litoral sul, Rudolf *et al.* (2006) estimaram prejuízo econômico de mais de R\$ 11 milhões de reais em evento de ressaca de maio de 2001 na costa norte de Santa Catarina.

O entendimento do comportamento dos eventos de ressacas em médio e longo prazo é central para o planejamento costeiro, sobretudo frente ao potencial aumento de eventos extremos ao longo do século XXI. Séries históricas de dados de ondas, espacial e temporalmente homogêneos, passaram a ser disponibilizados nos produtos das reanálises com razoável correlação com medições e observações *in loco*. Bulhões *et al.* (2010), Klumb-Oliveira *et al.* (2015) e Lins-de-Barros *et al.* (2018) analisaram o clima de tempestades para o litoral do Rio de Janeiro utilizando banco de dados de reanálise. No entanto, tais estudos ainda são necessários para a costa do Espírito Santo e São Paulo, de maneira a complementar o impacto para todo o litoral sudeste do Brasil.

OBJETIVOS

1. Descrever e comparar o comportamento climatológico dos eventos de ressacas entre os litorais de São Paulo (SP) e Espírito Santo (ES), com observações *in loco*;
2. Estimar dissipação de energia entre os eventos em SP e ES;

METODOLOGIA

A determinação do clima de ondas da região SE do Brasil foi feita com base em dois pontos da grade do NOAA WAVEWATCH III CFSR Reanalysis Hindcasts (NWW3), do MMAB (Marine Modeling & Analysis Branch, unidade do NCEP), de coordenadas 24.5°S 46.5°W e 20.5°S 40°W, defronte à São Paulo e ao Espírito Santo, respectivamente, através de análises das séries temporais e distribuição conjunta, estatísticas descritivas, e pela identificação e caracterização dos eventos extremos ocorridos durante o intervalo de 1979 a 2013. A definição e identificação de "extremos" seguiu a metodologia que utiliza altura significativa mínima e tempo de permanência mínimo do evento.

Os eventos extremos observados *in loco* em São Paulo foram obtidos a partir do Banco de Dados de Eventos Extremos para a Baixada Santista entre 1928-2016, publicado em Souza *et al.* (2019).

Tendo como base as condições de ocorrência de 238 eventos cadastrados nesse banco de dados, para o presente estudo foi adotado um limiar inferior de Hs correspondente a 2 metros, e com intervalo de duração mínima de 12 horas.

RESULTADOS

Os resultados mostraram 1058 eventos de tempestade para SP, e 600 para ES, o que sugere uma maior exposição do litoral mais a sul à eventos de ressacas. O Hs médio dos eventos apresentou valores semelhantes para SP e ES, respectivamente de $2,4 \pm 0,35\text{m}$ e $2,2 \pm 0,25\text{m}$. A direção média de pico da onda (Dp) prevaleceu SSE nos dois casos, no entanto, apresentou uma suave tendência para leste no ES, $140 \pm 22^\circ$, enquanto SP apresentou $160 \pm 24^\circ$ (Figura 1). De fato, foi percebida uma limitação da costa do ES aos eventos de SW, com nenhum evento

cuja Dp média tenha sido maior que 190° (SSW). Por outro lado, a costa de SP apresentou limitação de eventos de E, sendo identificados apenas 33 eventos com Dp entre 90 e 95° .

A inflexão da linha de costa no Cabo Frio, litoral sudeste do Rio de Janeiro, que acompanha a morfologia da plataforma adjacente, provavelmente está relacionada às diferenças de ângulo de aproximação das ortogonais entre os dois pontos analisados, tendo em vista a refração das ondas de tempestade em plataforma. No entanto, as alturas médias de ondas de tempestade foram semelhantes entre SP e ES, o que não sugere uma significativa dissipação de energia de sul para norte. A intensidade dos eventos de E na costa capixaba e de SW em SP está de acordo com a classificação do litoral sudeste do Brasil quanto ao regime de ondas (Inocentinni et al., 2000), o qual é caracterizado como a transição entre o predomínio de ondas de NE, do flanco esquerdo do Anticiclone Subtropical, e ondas dos quadrantes S, resultantes da ação dos ciclones extratropicais. A trajetória dos ciclones influencia na variação da posição das pistas de vento sob o oceano, o que repercute na direção de proveniência das ondas. Conforme Parise et al., (2009), os ciclones tendem a migrar para os quadrantes E a partir de sua formação, até se dissiparem. Esta trajetória sugere uma variação de aproximação de trens de ondas de SSE para E, esperando-se menos energia quanto mais a E. De fato, neste trabalho foram detectadas maiores alturas de onda provenientes de SSE e menores de ESE, embora outros fatores podem ter influenciado tal resultado, como intensificação pré-frontal de ventos de quadrante E, e influência das altas pressões migratórias.

No que se refere ao banco de dados de eventos extremos de SP, no período de 1979 e 2013 ocorreram 81 eventos. Destes, observa-se que mais de 80% apresentaram correlação positiva com os eventos identificados na Reanálise. Isto credita razoável confiabilidade ao método aplicado aqui para a identificação de ressacas por meio de séries históricas de ondas.

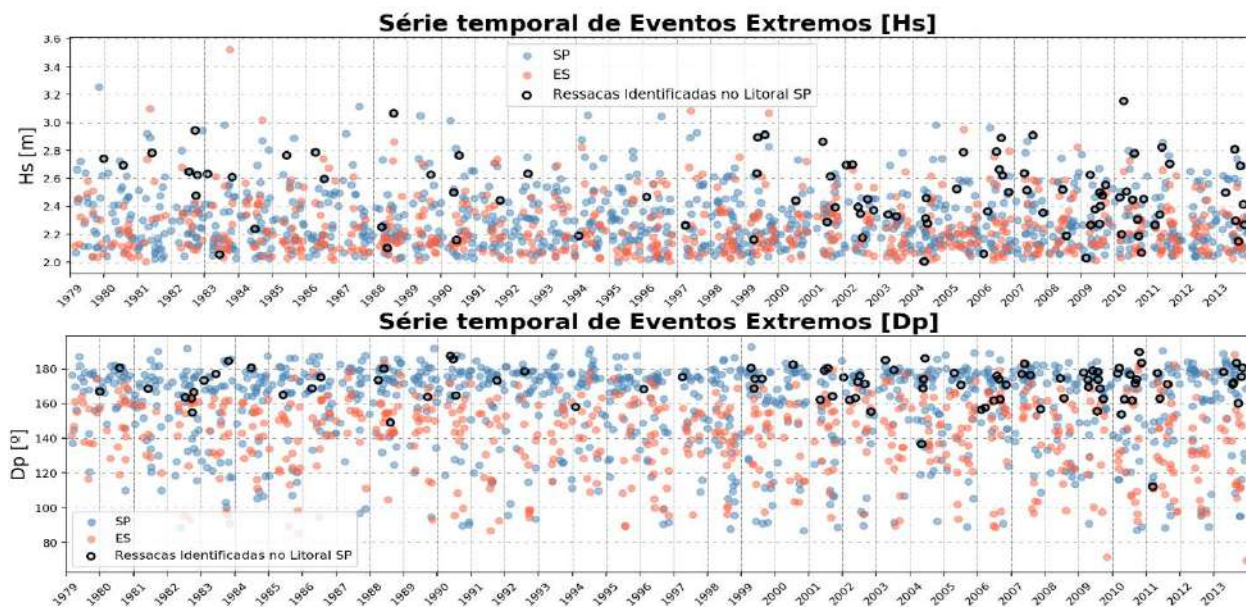


Figura 1: Hs e Dp dos eventos de tempestades identificados entre ES e SP. O círculo em preto indica a correlação entre eventos observados e identificados na Reanálise.

CONCLUSÕES

O clima de ondas entre ES e SP não apresentou diferenças significativas, embora SP

tenha apresentado frequência de eventos de tempestades muito superior ao ES, 1058 e 600, respectivamente. No entanto, as características geográficas da linha de costa e plataforma continental possivelmente influenciaram as diferenças entre os ângulos de incidência das ondas de tempestade, assim como a alta variabilidade dos fenômenos meteoceanográficos do Atlântico Sul.

A excelente correlação de 80% entre os eventos extremos cadastrados no banco de dados elaborado para SP e os eventos identificados aqui, mostram a eficiência atingida na reanálise efetuada.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BULHÕES, E.M., FERNANDEZ, G.B., ROCHA, T.B. 2010. Efeitos morfológicos nas barreiras costeiras do litoral centro-norte do estado do Rio de Janeiro: resultados do evento de tempestade de abril de 2010. *Revista de Geografia Recife*, v. 2, p. 15-29.
- INNOCENTINI, V; PRADO, C.S; PEREIRA, C. S; ARANTES, F.O; NEVES, I. 2000. Marulhos no litoral norte do Brasil gerados por furacões: caso de 24 de outubro de 1999. *Revista Brasileira de Meteorologia*. Vol 16 (2).
- LINS-DE-BARROS, F. M. Risco, Vulnerabilidade Física à Erosão Costeira e Impactos Sócioeconômicos na Orla Urbanizada do Município de Maricá, Rio de Janeiro. *Revista Brasileira de Geomorfologia*. Ano 6, nº 2, pp. 83-90. 2005.
- LINS-DE-BARROS, F.M; KLUMB-OLIVEIRA, L.A; LIMA, R. F. 2018. Avaliação histórica da ocorrência de ressacas marinhas e danos associados entre os anos de 1979 e 2013 no litoral do estado do Rio de Janeiro (Brasil). *Revista de Gestão Costeira Integrada* 18(2):85-102.
- KLUMB-OLIVEIRA, L.A; ALBINO, J. Mobilidade e erosão na enseada da Praia do Morro, Guarapari-ES, em diferentes escalas de tempo. 2014. *Revista Brasileira de Geomorfologia*. V15 (1).
- KLUMB-OLIVEIRA, L.A. (2015) - Variabilidade Interanual no Clima de Ondas e Tempestades e seus impactos na costa sudeste do estado do Rio de Janeiro. Tese de Doutorado em Geografia, Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.
- PARENTE, C.E., NOGUEIRA, I.C.M., MARTINS, R.P. e RIBEIRO, E.O. 2014. Climatologia de Ondas. In: Martins, R.P. & Matheson, G.S.G (editores). *Caracterização Ambiental Regional da Bacia de Campos, Atlântico Sudoeste: Meteorologia e Oceanografia*. Rio de Janeiro: Elsevier, in press (Série Habitats).
- PARISE, C.K., CALLIARI, L.J., KRUSHE, N. Extreme storm surges in the South of Brazil: Atmospheric conditions and shore erosion. *Brazilian Journal of Oceanography*, 57(3):175-188. 2009.
- REBOITA, M. S.; DA ROCHA, R. P.; AMBRIZZI, T.; SUGAHARA S.. South Atlantic Ocean Cyclogenesis Climatology Simulated by Regional Climate Model (RegCM3). *Climate Dynamics*, doi:10.1007/s00382-009-0668-7, 2009b.
- SOUZA, C.R. de G.; SOUZA, A.P. & HARARI, J. 2019. Long Term Analysis of Meteorological-Oceanographic Extreme Events for the Baixada Santista Region. In: Nunes LH, Greco R, Marengo JA (eds). *Climate Change in Santos Brazil: Projections, Impacts and Adaptation Options*, p. 97-134, Springer Nature Switzerland. ISBN 9783319965352 (https://link.springer.com/chapter/10.1007/978-3-319-96535-2_6).

REDE GEODÉSICA DE REFERÊNCIA COSTEIRA: AÇÕES PRELIMINARES PARA INTEGRAÇÃO DE ALTITUDES E PROFUNDIDADES

Soares, S.; Santos, E.G; Siqueira, J.C.S; Lima, M.K; Luz, R.T

*Gerência de Geodésia– Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE
Av. República do Chile, 500 Centro- Rio de Janeiro – RJ CEP 20031-170
salomao.soares@ibge.gov.br*

RESUMO

Uma das ações essenciais ao enfrentamento da vulnerabilidade da zona costeira frente a fenômenos naturais extremos é a quantificação rigorosa dos riscos de inundações costeiras. Para tanto, é necessário compatibilizar os níveis de referência utilizados na mensuração das altitudes e profundidades que constituem os insumos básicos para a modelagem da propagação das ondas, maré meteorológica, etc. Este trabalho visa apresentar, discutir e mostrar os mais recentes esforços coordenados pelo IBGE no sentido de contribuir para os estudos de integração das referências altimétricas e batimétricas, por meio da Rede Geodésica de Referência Costeira - RGRC. As análises preliminares mostram que suas especificações mais rigorosas resultam, por exemplo, em incertezas significativamente menores na vinculação entre estações maregráficas, contribuindo para uma melhor calibração de modelos de circulação costeira.

Palavras chave: zona costeira, rede geodésica, altimétrica

INTRODUÇÃO

O Brasil possui uma área costeira muito extensa, cerca de 9 mil km, que necessita de cuidados adicionais na sua gestão frente às mudanças climáticas globais. Quantificar rigorosamente os riscos e vulnerabilidades nesse cenário é imperativo, pois os estudos recentes mostram uma taxa de elevação do nível médio do mar de cerca de $3,4 \pm 0,4$ mm/ano, com projeção de 65 ± 12 cm para 2100 (NEREM et al., 2018).

Diante da necessidade de enfrentar corretamente tal questão, o MMA lançou em 2018 o Procosta - Programa Nacional de Conservação da Linha de Costa, com o objetivo de compreender a situação atual da Zona Costeira a fim de tratar os cenários futuros frente aos riscos e vulnerabilidades em decorrência das mudanças climáticas (MMA, 2018). No escopo do Procosta, o subprojeto ALT-BAT trata de questões voltadas para a componente altimétrica, que já vinha sendo discutida pelo CICVTM - Comitê de Integração das Componentes Verticais Terrestre e Marítima no âmbito da CONCAR - Comissão Nacional de Cartografia que é composto por diversas instituições que têm a finalidade de contribuir com suas expertises na realização do Projeto.

O IBGE vem desenvolvendo a RGRC, Rede Geodésica de Referência Costeira, como núcleo de um dos projetos piloto estabelecidos pelo CICVTM. A RGRC visa subsidiar os estudos sobre a vinculação de referenciais verticais aplicados à zona costeira por meio da avaliação, definição e consolidação de arcabouço técnico direcionado ao estabelecimento de uma rede ao longo do litoral brasileiro de forma que os níveis de referência marítimos sejam vinculados aos sistemas de altitudes terrestres e possuam precisão adequada à descrição dos

fenômenos que se deseja estudar.

A primeira parte do projeto RGRC está sendo desenvolvida no estado do Rio de Janeiro, compreendendo a faixa litorânea entre os municípios de Macaé e Niterói. Algumas inovações importantes foram implementadas na rede, tais como: a construção de marcos mais robustos, o levantamento dos dados altimétricos com maior rigor, a cobertura gravimétrica densa em grade de 2,5' (5km), e a instalação de marégrafos e estações GNSS (*Global Navigation Satellite Systems*). Todos esses cuidados e inovações vislumbram fomentar uma rede geodésica de alta qualidade, que contribua para os diversos estudos direcionados à integração das componentes marítimas e terrestres.

OBJETIVOS

Este trabalho tem como objetivo relatar os resultados preliminares do ajustamento dos desníveis oriundos das etapas 1 e 2 da RGRC (Macaé - Arraial do Cabo - Niterói) e mostrar as inovações implementadas para subsidiar a futura integração de altitudes e profundidades na zona costeira.

METODOLOGIA

Basicamente, a concepção de uma rede geodésica é composta por: materialização, medição e cálculo. A construção dos marcos seguiu os parâmetros estabelecidos no Manual de Padronização de Marcos Geodésicos (IBGE, 2008), com algumas adaptações, devido à necessidade de cuidados adicionais em função da proximidade com a linha de costa. O método de nivelamento empregado foi o de leituras ré-vante-vante-ré, com dupla medição (nivelamento/contranivelamento). Todos os cuidados e valores de referência adotados como tolerância no processo de medição foram os que constam nas novas normas do IBGE para Levantamento Altimétrico Científico (IBGE, 2017, p.36-37).

Ao todo, foram construídas cerca de 500 referências de nível (RRNN) distribuídas entre as cidades de Macaé e Niterói no estado do Rio de Janeiro. A construção e medição de todo o trecho foi dividido em duas etapas. A etapa 1 com 15 circuitos e 250 km e a etapa 2 com 7 circuitos e 300 km. Essas atividades foram realizadas entre março de 2017 e junho de 2019.

Visando a concepção de uma rede geodésica moderna, o nivelamento científico foi complementado com campanhas de conexão gravimétrica sobre RRNN e densificação gravimétrica em malha densa (5km). Campanhas de observações GNSS sobre algumas RRNN também foram realizadas entre os pontos nodais de conexão entre circuitos.

Neste projeto, o IBGE fez algumas adaptações na construção e levantamento da rede conforme já explicitado, tendo como principal inovação a instalação de um conjunto de três marcos fiduciais espaçados a cada 40 km, com um padrão construtivo inovador, a fim de ancorar a rede em locais de comprovada estabilidade como afloramento rochosos, ou substratos rochosos que seriam alcançados através de hastes de aço profundas (c.f. FNCGG, 2011; HAILEGEBEREL et al., 2018). Em todos os marcos fiduciais serão realizadas medições geodésicas, i.e., nivelamento, gravimetria e GNSS. Espera-se que estes sejam os pontos prioritários para manutenção e acompanhamento temporal da rede e para futuras densificações.

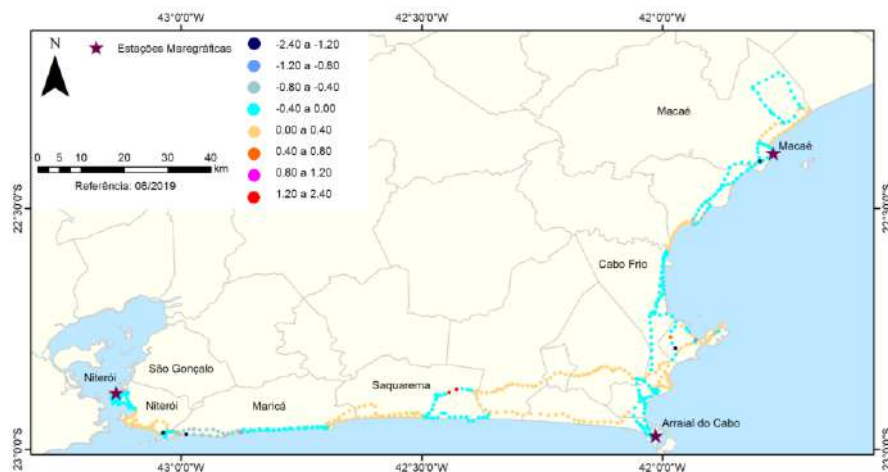
O controle de qualidade inicial da rede altimétrica foi realizado com as análises dos erros de fechamento das seções e dos circuitos. Foi realizado o ajustamento preliminar da rede pelo método dos mínimos quadrados (MMQ) com o programa GHOST (*Geodetic adjustment using Helmert blocking Of Space and Terrestrial data*), conforme adotado comumente pelo

IBGE. Este cálculo foi apoiado em duas RRNN que apresentavam boa estabilidade temporal, anteriormente calculadas com toda a RAAP - Rede Altimétrica de Alta Precisão - e divulgadas no Banco de Dados Geodésicos do IBGE (BDG) em 2018. O ajustamento seguiu a mesma metodologia adotada no REALT2018 (c.f., IBGE, 2018), que consiste em ajustar diretamente as diferenças de número geopotencial de cada seção nivelada, obtidas a partir dos desníveis brutos e do valor de gravidade observado ou interpolado de cada RRNN. Esta nova metodologia possibilita o cálculo de altitudes com significado físico para todas as estações. Os erros relativos dos desníveis após o ajustamento, bem como os desvios padrão das altitudes das estações foram os parâmetros analisados no controle final do processamento.

RESULTADOS

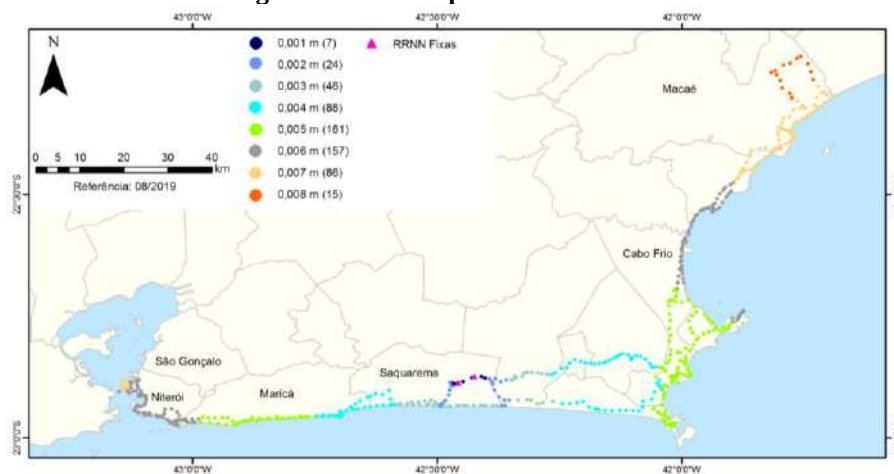
A análise dos erros de fechamento entre nivelamento e contranivelamento de todas as 663 seções mensuradas ao longo do projeto mostra que, na etapa 1, 81,38% ficaram abaixo de $1\text{mm}\sqrt{\text{km}}$, e as demais em até $2\text{mm}\sqrt{\text{km}}$. Para a etapa 2, os valores correspondentes foram 75,76% para $1\text{mm}\sqrt{\text{km}}$ e 24,24% para $2\text{mm}\sqrt{\text{km}}$.

Figura 1 – Erros relativos dos desníveis.



Fonte: Os autores

Figura 2 – Desvios padrão das altitudes



Fonte: Os autores

Todos os circuitos apresentaram fechamento abaixo da tolerância de 2 mm por raiz da distância nivelada expressa em quilômetros ($\text{mm}/\sqrt{\text{km}}$), demonstrando uma alta consistência nos dados. Após o ajustamento, os erros relativos foram calculados e são apresentados na Figura 1. Na análise da distribuição espacial do erro relativo, identificou-se que 1,20% das seções apresentaram discrepâncias incompatíveis com a variação local, e estão sendo analisadas.

O desvio padrão das altitudes das RRNN após o ajustamento, em relação às altitudes fixas, apresentou uma variação entre 1mm e 8mm ao longo de todo o trecho, conforme ilustra a Figura 2 o comportamento está dentro do esperado refletindo de forma homogênea a propagação das incertezas da rede.

CONCLUSÕES

Os erros de fechamento das seções e circuitos se mostraram abaixo da tolerância estabelecida, o que revela a ótima qualidade do levantamento. No tocante a propagação interna do desvio padrão, ao longo da rede, pôde-se confirmar a homogeneidade esperada para uma rede de nivelamento de altíssima precisão.

Os próximos passos do estudo seguem a diretriz de integrar os dados provenientes dos marégrafos de Macaé, Arraial do Cabo e Niterói, bem como calcular as séries do nível médio do mar para estes três sítios e executar a vinculação destes ao Sistema Geodésico Brasileiro e aos Níveis de Redução da Marinha. Tal atividade visa fomentar estudos avançados sobre a integração de informações das componentes marítimas e terrestres.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

FNCGG, French National Committee of Geodesy and Geophysics . Rapport Quadriennal Du Cnfgg A L'uggi Quadrennial Report Of Cnfgg To Iugg, 2011. Disponível em: <https://hydrologie.org/ACT/UGGI2011.pdf>. Acesso:06 de junho de 2019.

HAILEGEBEREL et al. User's Guide to Vertical Control and Geodetic Leveling for CO-OPS Observing Systems. NOAA. 2018. Disponível em 02/04/2019: https://tidesandcurrents.noaa.gov/publications/Users_Guide_to_Vertical_Control_and_Geodetic_Leveling_for_CO-OPS_Observing_Systems-May_2018.pdf

IBGE. Padronização de Marcos Geodésicos, 2008.

IBGE. Especificações e Normas para Levantamentos Geodésicos associados ao Sistema Geodésico Brasileiro, Manual, Rio de Janeiro, 2017. 56p.

IBGE. Reajustamento da Rede Altimétrica com Números Geopotenciais. 2018.Relatorio. Rio de Janeiro, 2018. 47p.

MMA. Procosta – Programa Nacional para Conservação da Linha de Costa. 2018.

NEREM R. S.; BECKLEY B. D.; FASULLO, J. T.; HAMLINGTON, B. D.; MASTERS, D &. MITCHUM, G. T. 2018.Climate-change-driven accelerated sea-level rise detected in the altimeter era. <https://doi.org/10.1073/pnas.1717312115>.

UMA BASE HIDRODINÂMICA PARA O OCEANO ATLÂNTICO

**Afonso de Moraes Paiva¹, Mariela Gabioux¹, Bruno Primo de Siqueira¹,
Luana Ferraz Bueno¹, Vladimir Santos da Costa¹, Guilherme Nogueira Mill¹,
Mauro Cirano², Pedro Paulo Freitas¹, Fernando Dix Terra Barberini¹**

*¹Laboratório de Oceanografia Física – LOF, COPPE/UFRJ
Centro de Tecnologia, Bloco C, Sala 209 – Cidade Universitária, Ilha do Fundão
Rio de Janeiro – RJ CEP 21945-970, afonso@oceanica.ufrj.br*

² Departamento de Meteorologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro

RESUMO

Este trabalho documenta as principais características de uma base hidrodinâmica do oceano Atlântico, disponível à comunidade científica para fins acadêmicos, resultante de uma reanálise realizada pelo Laboratório de Oceanografia Física da COPPE/UFRJ, no escopo do Projeto REMO – Rede de Modelagem e Observação Oceanográfica. A base foi produzida a partir de uma simulação numérica em alta resolução espacial, utilizando o modelo hidrodinâmico HYCOM – Hybrid Coordinate Ocean Model combinado ao sistema T-SIS de assimilação de dados, e corresponde a 10 anos de campos tri-dimensionais de velocidade de corrente, temperatura e salinidade da água. Detalhes da configuração, validação, efeito da assimilação de dados e limitações são apresentados e discutidos.

Palavras chave: Rede REMO, modelagem oceânica, reanálise.

INTRODUÇÃO

As últimas décadas tem presenciado um avanço crescente da chamada oceanografia operacional, entendida aqui como a combinação de monitoramento sistemático e modelagem computacional dos oceanos, aliados à pronta disseminação de informações para a sociedade sobre condições presentes, passadas e futuras (Schiller e Brassington, 2011). Neste sentido, e em consonância com o que se observou na meteorologia com pelo menos duas décadas de antecedência, diversos grupos internacionais tem produzido e disponibilizado resultados de simulações numéricas dos oceanos, realizadas com configurações realistas e incorporando técnicas de assimilação de dados (www.godae-oceanview.org). Estes resultados, que correspondem geralmente a campos tridimensionais das principais variáveis que descrevem o estado e a circulação dos oceanos, fornecem informações valiosas, tanto para estudos acadêmicos como ambientais, e em alguns casos mesmo para projetos de engenharia.

No Brasil, o Projeto REMO – Rede de Modelagem e Observação Oceanográfica vem participando ativamente deste processo. Financiada inicialmente e prioritariamente pela indústria de óleo e gás, seus principais objetivos porém extrapolam os interesses específicos desta atividade econômica e incluem o apoio ao desenvolvimento científico da oceanografia no país e ao uso sustentável dos recursos marinhos. O Laboratório de Oceanografia Física – LOF, da COPPE/UFRJ, participa da REMO desde o seu início e tem se especializado no desenvolvimento de configurações robustas de modelagem (Gabioux *et al.*, 2013), que formam a base do sistema predictor atualmente em uso pela Marinha do Brasil (www.marinha.mil.br/chm/) e que já foram empregadas em diversos

estudos ambientais e em processos de licenciamento (Paiva *et al.*, 2012). Recentemente, com a colaboração do Dr. Ashwanth Srinivasan, o LOF incorporou novas técnicas do conjunto T-SIS de assimilação de dados ao seu sistema de modelagem e produziu, entre outros resultados, uma simulação de longo período – uma reanálise, de todo o oceano Atlântico. Esta simulação, que se pretende tornar pública para fins acadêmicos, é documentada neste trabalho, no qual são detalhadas sua configuração, validação e limitações.

METODOLOGIA

As simulações realizadas pelo LOF incluem diversas configurações, com domínios globais e regionais, com distintas resoluções e forçantes, com e sem maré e incluindo ou não assimilação de dados. A base hidrodinâmica descrita no presente trabalho, e desenvolvida no escopo da Rede REMO, foi construída utilizando-se o modelo HYCOM (Bleck, 2002), com resolução horizontal nominal de $1/12^\circ$ e 32 camadas híbridas (isopícnais σ_2 , no interior do oceano, geopotenciais na camada de mistura e normalizadas pela profundidade - sigma ou “*terrain following*”, nas regiões mais rasas, como a plataforma continental). O domínio se estende de 50°N a 80°S e de 98°W a 45°E , com foco no Atlântico Sul e Equatorial mas incluindo efeitos externos associados ao Atlântico Norte, à região austral e à conexão com o Índico via Corrente das Agulhas. A batimetria é derivada da base ETOPO-1, corrigida com dados da Marinha do Brasil, e as forçantes atmosféricas de campos sinóticos do MERRA2 (*Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications*, v2). A simulação foi integrada por 10 anos, entre 2006 e 2015. A assimilação de dados foi realizada com o sistema T-SIS (Halliwell *et al.*, 2014), considerando dados diários de anomalia de altura da superfície do mar (AASM) “*alongtrack*” da AVISO (*Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic data* - www.aviso.altimetry.fr), perfis ARGO (ARGO, 2000; argo.ucsd.edu) com uma janela de assimilação de 3 dias em torno do dia assimilado e campos de temperatura da superfície do mar - TSM do OSTIA (JPL MUR MEaSUREs Project, 2015, podaac.jpl.nasa.gov/).

RESULTADOS

Os resultados da simulação foram validados considerando-se informações da literatura, climatologias e dados *in situ* de domínio público (“High density XBT sections”, Pirata, PNBoia, “GDP drifters”, seções do WOCE, etc), além de comparações com simulações globais disponibilizadas por outros grupos de modelagem (por exemplo, Hycom Consortium - www.hycom.org e Copernicus - www.mercator-ocean.fr/en). Erros e correlações foram avaliados quando pertinente. A abordagem desenvolvida no LOF privilegia, contudo, a análise a partir da representação de fenômenos, feições e escalas espaciais e temporais de interesse (Paiva *et al.*, 2012).

O modelo simula de forma realista as principais feições de larga escala, como os grandes giros oceânicos, os sistemas de correntes de contorno superficiais e profundos e a célula de revolvimento meridional do Atlântico (AMOC). Níveis energéticos associados à mesoescala são compatíveis com a realidade e com as características da configuração numérica na Confluência Brasil-Malvinas e nas retroflexões da Corrente Norte do Brasil e das Agulhas. Nesta última, apesar do limitado domínio no Índico representado no modelo, vórtices de mesoescala são gerados e se propagam em direção à oeste, em concordância com o observado na literatura recente (Guerra, Paiva e Chassignet, 2018). Sobre a plataforma continental, a simulação representa a propagação de ondas confinadas costeiras que capturam com bastante precisão o fenômeno de marés meteorológicas, identificado nos dados disponíveis em estações maregráficas, e a intrusão de águas associada à ressurgência costeira.

No caso da assimilação, sua eficácia foi verificada ainda, de forma complementar, contrastando-se resultados de integrações com e sem assimilação de dados (ver, por exemplo, Figura 1). A diminuição do erro (em especial nas regiões associadas às fortes correntes de contorno) e o aumento da correlação na maior parte do domínio simulado, aliada a diminuição de alguns *bias* entre modelo e dados, atestam não somente o sucesso da assimilação em convergir o modelo na direção aos dados, mas repercutem em uma melhora da circulação média e, conseqüentemente, de sua variabilidade de meso escala.

O sistema também foi capaz de datar as principais feições de mesoescala, associadas ao meandramento e geração de vórtices pelas correntes de contorno (ver, por exemplo, comparações com derivadores de superfície na Figura 2). Além disso, o T-SIS se mostrou eficiente em transferir a informação assimilada de altimetria para camadas subsuperficiais, gerando estruturas de mesoescala com sinal significativo em alguns casos mesmo abaixo da termoclina (conforme ilustrado também na Figura 2).

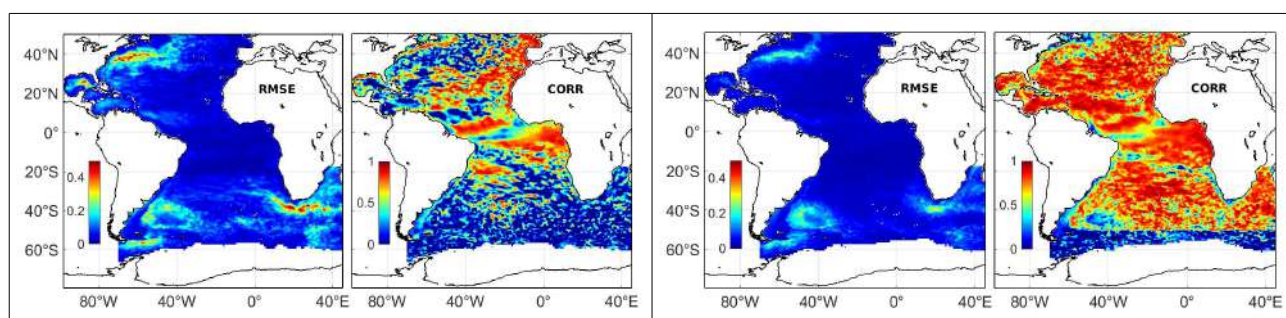


Figura 1: Raiz do erro quadrático médio (RMSE) e correlação (CORR) entre o modelo e os dados de AASM da AVISO, para a simulação livre (painel à esquerda) e assimilada (painel à direita).

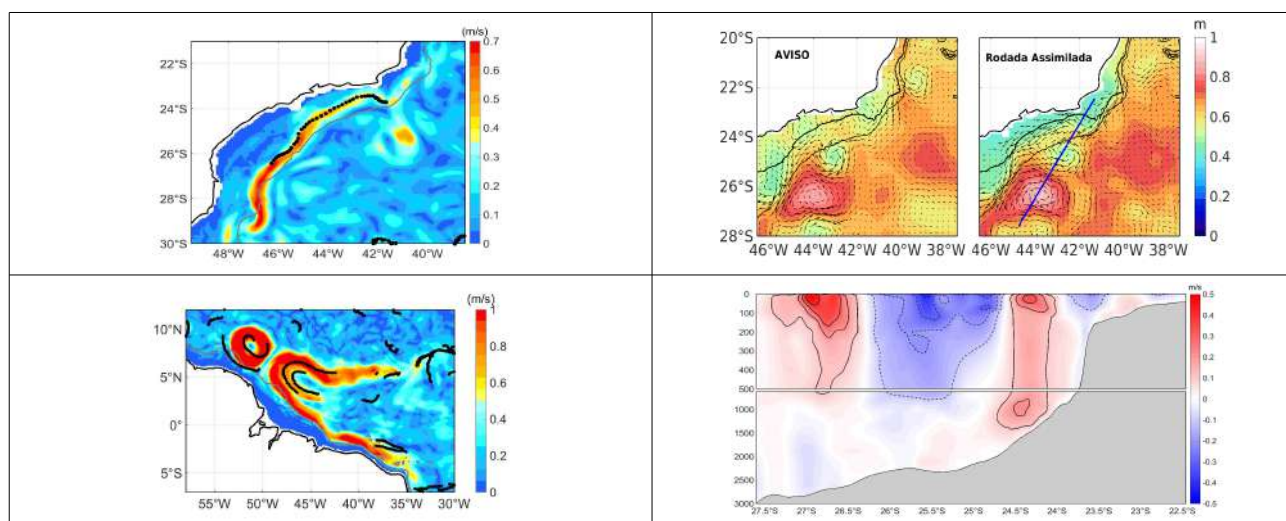


Figura 2: Exemplos de datação pelo modelo em campos instantâneos da base hidrodinâmica. À Esquerda, campos de intensidade de correntes superficiais e trajetórias de derivadores do Programa GDP (www.aoml.noaa.gov/phod/gdp/), para as regiões da Corrente do Brasil (17/03/2006) e da retroflexão da Corrente Norte do Brasil (21/11/2009). À direita, no alto, campos de altura da superfície do mar e velocidades em superfície para uma mesma data, do AVISO e do modelo. À direita, embaixo, seção de velocidade de correntes ao longo da seção indicada no painel superior direito, ilustrando a transferência em profundidade do sinal do dipolo ciclone - anticiclone associado à Corrente do Brasil.

CONCLUSÕES

A análise das simulações e comparação com dados independentes mostram que a configuração proposta de modelagem é robusta e produz resultados que representam de forma realista as principais feições de larga e meso escala no Atlântico, além das interações e trocas entre águas profundas do talude e águas rasas da plataforma continental. A assimilação de dados se mostrou eficaz em reduzir alguns *bias* do modelo e, em especial, em datar feições de meso escala, como meandros e vórtices da Corrente do Brasil. Os campos derivados desta simulação tem sido utilizados como condições de contorno para domínios regionais, em maior resolução e incluindo marés, visando estudos ambientais específicos. Os resultados indicam que o sistema apresentado neste trabalho está maduro para ser implementado com sucesso como base de um sistema de previsão oceânica. Finalizada a presente base hidrodinâmica, o LOF vem dando prosseguimento ao aprimoramento contínuo de seu sistema de modelagem, com foco no Atlântico Sul e no litoral brasileiro, de forma a prover a comunidade com resultados cada vez mais representativos da circulação oceânica.

REFERÊNCIAS

- ARGO (2000). Argo float data and metadata from Global Data Assembly Centre (Argo GDAC). SEANOE. <http://doi.org/10.17882/42182>.
- Bleck, R., 2002, “An Oceanic General Circulation Model Framed in Hybrid Isopycnic-Cartesian Coordinates, *Ocean Modeling*, 37, 55-88.
- Gabioux, M., V.S. Costa, J.M.A.C. Souza e A.M. Paiva (2013). Modeling the South Atlantic Ocean from medium to high resolution, *Brazilian Journal of Geophysics*, 31(2), 229-242.
- Guerra, L.A.A., Paiva, A.M., Chassignet, E.P. (2018). On the translation of Agulhas rings to the western South Atlantic Ocean. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 139, 104-113.
- Halliwell Jr, G.R., Srinivasan, A., Kourafalou, V., Yang, H., Willey, D., Le Henaff, M., Atlas, R. (2014). Rigorous Evaluation of a Fraternal Twin Ocean OSSE System for the Open Gulf of Mexico, *American Meteorological Society*, 105-130 (doi:10.1175/JTECH-D-13-00011. 1).
- JPL MUR MEaSURES Project. 2015. GHR SST Level 4 MUR Global Foundation Sea Surface Temperature Analysis (v4.1). Ver. 4.1. PO.DAAC, CA, USA.
- Paiva, A.M., Gabioux, M., Costa, V.S. e Oliveira, B.F. (2012). *Base Hidrodinâmica SSE*. Relatório Técnico, Rede de Modelagem e Observação Oceanográfica – REMO, COPPE/UFRJ.
- Paiva, A.M., Srinivasan, A., Gabioux, M., Siqueira, B.P., Costa, V.S., Mill, G.N., Cirano, M., Bueno, L.F., Freitas, P.P., Grijó, A. e Barberini, F. (2019). Multi-resolution modeling and assimilation applied to the South Atlantic Ocean, GODAE OceanView Symposium, Ocean Predict'19, Halifax, maio de 2019.
- Schiller, A. e Brassington, G.B. (2011). *Operational oceanography in the 21st century*. Springer Science & Business Media.

ESTIMATIVA DE RAJADAS PARA VENTOS *OFFSHORE*

**Antunes¹, L.C.R., Aloise¹, E.D.; Grossmann¹, K.S.; Nunes², L.M.P.; Palmeira¹, A.C.P.A.,
Andrioni², M.**

¹ LADSIN/UFRJ – Av. Athos da Silveira Ramos, 274 – Sala H2005 – Cidade Universitária
Rio de Janeiro – RJ - CEP 21941-909

² PETROBRAS/CENPES – Av. Horácio de Macedo, 950 – Cidade Universitária
Rio de Janeiro – RJ - CEP 21941-598

lcraluiz@gmail.com; edomenico813@gmail.com; karen.grossmann@gmail.com;
lmanoel@petrobras.com.br; anactn@gmail.com

RESUMO

Ventos extremos de curta duração podem afetar estruturas oceânicas e operações no oceano, colocando em risco vidas e unidades marítimas que operam nestas regiões. O presente trabalho tem o objetivo de avaliar rajadas e ventos para diferentes durações, que ocorrem em regiões oceânicas no litoral brasileiro comparando estes valores com as normas internacionais sobre o tema. Os resultados mostram que a grande maioria dos fatores de rajada da medição são menores que o obtido pela formulação da norma internacional *DNV*² o que implica em potencial ganho em projetos e operações *offshore*.

Palavras chave: vento, rajada de vento, tratamento de dados, plataforma, *offshore*, *wind gust*.

INTRODUÇÃO

Ocorrências de ventos com máximos de intensidade e de curta duração com características de variação brusca, são denominados como rajadas de vento em superfície. Ventos extremos geralmente estão associados com grandes impactos econômicos e sociais. No caso de regiões oceânicas, as rajadas de vento podem afetar estruturas e operações no mar, colocando em risco vidas e unidades marítimas que operam nestas regiões. Desta forma, foram realizadas análises do comportamento das rajadas de vento e de ventos com diferentes períodos de duração, buscando verificar se os valores de referência das normas internacionais (*DNV*² No. 30.5 no presente trabalho) se adequam às regiões oceânicas mais afastadas da costa Sudeste do Brasil, além de quantificar as possíveis relações e diferenças encontradas.

OBJETIVOS

O presente trabalho tem o objetivo de avaliar e quantificar os fatores de ventos desde 3 até 3000 segundos e o vento horário (3600 segundos), que ocorrem em regiões oceânicas do litoral brasileiro, comparando-se com os valores referenciais da *DNV*² que tratam de condições ambientais para projetos de embarcações e plataformas *offshore*, sendo a mesma uma das maiores certificadoras internacionais para este assunto.

METODOLOGIA

A velocidade da rajada de vento é definida como um máximo de curta duração da velocidade do vento horizontal durante um período de amostragem mais longo. É expresso como o máximo das médias móveis em uma janela igual à duração da rajada.

Tradicionalmente, em aplicações meteorológicas, as rajadas são medidas geralmente com 3 segundos em uma medição com duração de 10 minutos antes da hora cheia, de acordo com a WMO³. No presente trabalho, foram analisados não só as rajadas, mas também ventos com maiores períodos de direção e utilizando o intervalo de 60 minutos ao invés de 10 minutos, pois havia disponibilidade das séries contínuas de vento.

Em geral, ventos de menor duração são maiores ou iguais aos ventos de duração superior, pois são médias móveis sobre todo o conjunto de dados, do qual se extrai o maior valor⁴. Este conceito está ilustrado na Figura 1.

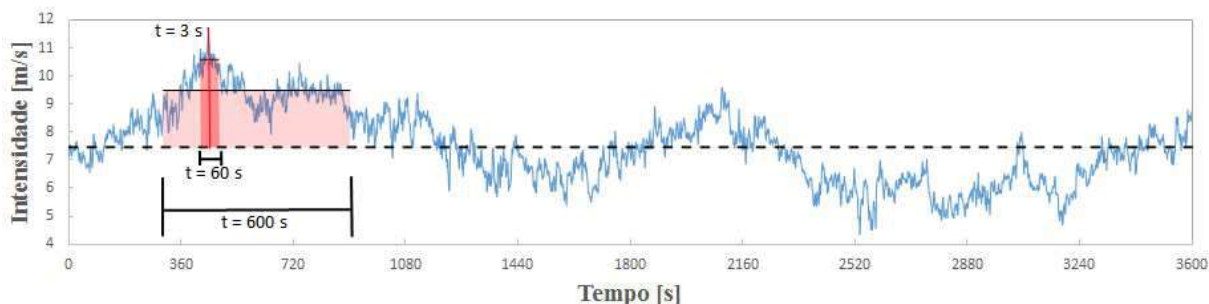


Figura 1: Exemplo de uma série temporal de velocidade do vento.

A relação entre a velocidade da rajada de vento e a velocidade horizontal média do vento médio é denominado Fator de Rajada, e é calculado como na Equação 1. Utilizou-se esta mesma relação para ventos com durações superiores às das rajadas.

$$^3\text{Fator de Rajada} = U_{\text{max}}/U_{\text{medio}}$$

Equação 1

Onde: U_{max} = Velocidade da rajada de vento e U_{medio} = Velocidade horizontal média do vento médio.

Para as análises foram utilizados os dados de vento medidos por um anemômetro instalado na costa sudeste do litoral brasileiro, com taxa de amostragem de 1 Hz, ou seja, a cada segundo, e estimativas das rajadas e ventos para 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 15, 20, 25, 30, 40, 50, 60, 120, 180, 240, 300, 360, 420, 480, 540, 600, 1200, 1800, 2400 e 3000 segundos. O conjunto de dados selecionado nesta coleta foram para a direção do vento predominante, que é de nordeste nesta região. Além disso, esta direção foi a que apresentou menor perturbação com relação a bloqueio por obstáculos estruturais na plataforma, como torres, queimadores de gás, guindastes, helideck, entre outros. Os dados foram coletados a uma altura de 78 metros e afastados mais de 120km da costa, ou seja, livre da influência de efeitos de brisa. O fator de rajada foi calculado com o vento medido na altura de coleta de 78 metros, e para fins de comparação, o fator de rajada da norma da DNV foi corrigido de 10 metros para a altura de coleta de 78 metros utilizando-se a equação 2 que é a fórmula da DNV utilizada para calcular a velocidade média do vento U num dado período de tempo T a uma altura z acima do nível do mar:

$$^2U(T,z) = U_{10} * (1 + 0.137 \ln z/H - 0.047 \ln T/T_{10}) \quad \text{Equação 2}$$

Onde: H = 10 metros, z = altura de coleta, T_{10} = 10 minutos, T = Período de tempo utilizado na altura z , U_{10} = Média de 10 minutos do vento na altura H e U = Vento medido na altura z .

Uma etapa muito importante deste trabalho foi a avaliação de problemas nas medições, tais como a presença de obstáculos ou problemas no sensor de vento. Testes de consistência nas séries temporais brutas e plotagem direcional da intensidade do vento, desvio padrão da

XIII Simpósio sobre Ondas, Marés, Engenharia Oceânica e Oceanografia por Satélite

intensidade e da direção, comparações entre as séries temporais de dados para validação dos parâmetros dentre outras análises, ajudaram na seleção do subconjunto final de dados para o presente trabalho. Na Figura 2, que representa o desvio padrão direcional do vento, nota-se interferências nas direções norte e sudeste, além de uma faixa aparentemente sem interferências na direção nordeste.

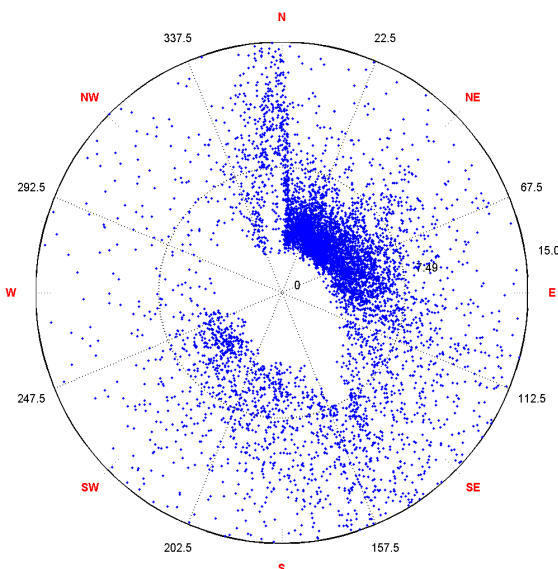


Figura 2: Desvio padrão direcional.

RESULTADOS

A figura 3 apresenta uma comparação entre os fatores de rajada médios obtidos para todo o período de dados e os valores da norma da *DNV*. Como pode ser observado, para a condição de vento nordeste, os fatores de rajada reais no local das medições são menores que aqueles preconizados pela norma até 10 minutos de duração. Para ventos com duração maior que 10 minutos, o fator de rajada é um pouco maior que o indicado na norma da *DNV*.

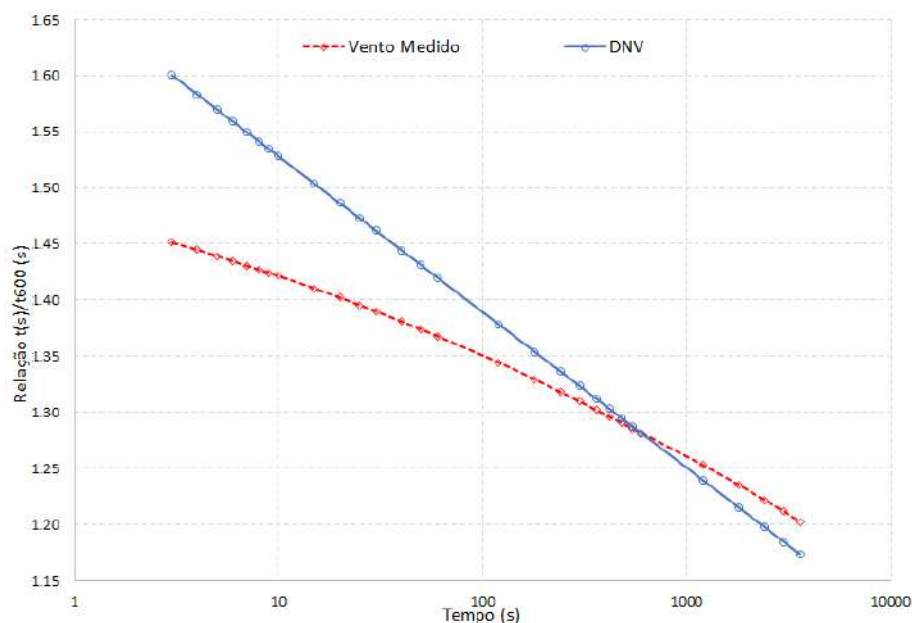


Figura 3: Fatores de rajada medidos na direção Nordeste e da norma *DNV* (em relação ao vento de 10 minutos) para diferentes durações do vento.

A figura 4 apresenta uma comparação entre o fator de rajada de 3 segundos para cada hora de

XIII Simpósio sobre Ondas, Marés, Engenharia Oceânica e Oceanografia por Satélite

aquisição e o valor da norma da *DNV*. A grande maioria dos fatores de rajada da medição são menores que o obtido pela formulação da *DNV* (95% dos casos). No caso de ventos de nordeste, todos os valores de rajada ficam abaixo do valor da norma.

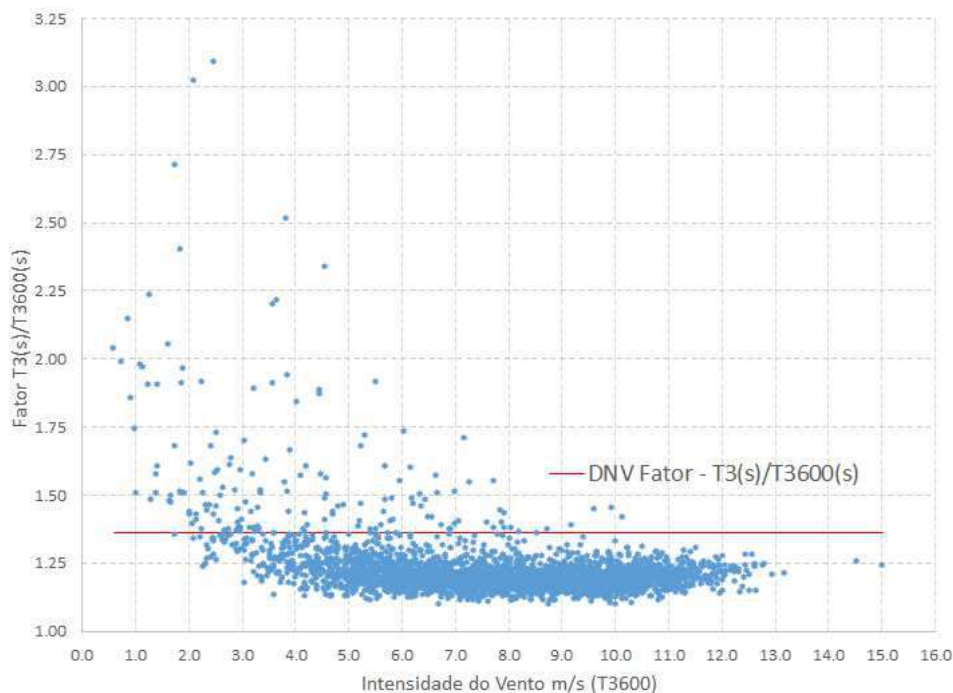


Figura 4: Relação entre a rajada de 3 segundos e o vento horário na direção Nordeste.

CONCLUSÕES

Apesar do conjunto de dados ser de apenas um ano, verificou-se que, para rajadas de 3 segundos, em 95% do tempo os valores são menores do que os estabelecidos por normas internacionais (*DNV*). Isto tem uma consequência imediata para projetos e operações *offshore*, pois as rajadas serão menores que os atualmente em uso, diminuindo os custos de construção e inspeção em estruturas oceânicas. Este resultado é ainda preliminar e obtido apenas para a direção de vento nordeste e região oceânica sudeste do Brasil.

Análises mais abrangentes, com um conjunto maior de dados e incluindo outros locais de medição, devem ser feitas para atestar estes primeiros resultados, visando aplicação em futuros projetos e operações no mar.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ¹BOYER, T.; LEVITUS, S.; GARCIA, H.; LOCARNINI, R. A. & STEPHENS, C. 2005. Objective Analyses of Annual, Seasonal and Monthly Temperature and Salinity for the World Ocean on a 0.25° grid. *International Journal of Climatology*. 25:931–945;
- ²DET NORSKE VERITAS, Classification Notes no. 30.5, April 2007;
- ³WMO, World Meteorological Organization, 2010. Guidelines for Converting Between Various Wind Averaging Periods in Tropical Cyclone Conditions;
- ⁴SUOMI, I. 2017. Wind Gusts in the Atmospheric Boundary Layer. Finnish Meteorological Institute, contributions No.134.

EXTREMOS DE MARÉS POSITIVAS E NEGATIVAS EM SANTA CATARINA, BRASIL: 2012 a 2019

Vanz, A¹.; Boll, M. G.².; Araújo. C.E.S.³; Garbossa, L.H.P.⁴

*Empresa de Pesquisa agropecuária e Extensão Rural de Santa Catarina
Rod. Admar Gonzaga, 1347, Itacurubi, Florianópolis, SC CEP 88034 901*

[1argeuvanz@epagri.sc.gov.br](mailto:argeuvanz@epagri.sc.gov.br), [2matias@epagri.sc.gov.br](mailto:matias@epagri.sc.gov.br), [3kadu_araujo@epagri.sc.gov.br](mailto:kadu_araujo@epagri.sc.gov.br),

[4luisgarbossa@epagri.sc.gov.br](mailto:luisgarbossa@epagri.sc.gov.br)

RESUMO

A maré é uma variável oceânica que afeta a maioria das atividades desenvolvidas nas regiões costeiras. A Epagri constituiu uma rede de 11 marégrafos ao longo da Costa Catarinense, registrando o nível do mar a cada 5 min e armazenando os dados num servidor dedicado. No período de janeiro/2012 a agosto/2019 foram identificadas sobre-elevações e sub-elevações de maré em relação a maré astronômica com valores de 55 cm e 40 cm, respectivamente. Estes valores foram observados na maioria dos pontos monitorados.

Palavras chaves: Nível do mar, extremos de maré, Santa Catarina, oceanografia.

INTRODUÇÃO

A maré é a soma de ondas senoidais cuja periodicidade é conhecida e depende principalmente de fatores astronômicos (atrações gravitacionais do Sol e da Lua). Variáveis meteorológicas e oceanográficas, por sua vez, atuam acentuando as preamares e baixa-mares provocadas pela maré astronômica. Identificar os valores extremos de maré é imprescindível para atividades desenvolvidas juntos a costa.

OBJETIVOS

O objetivo do presente trabalho foi apresentar os valores extremos da maré na costa catarinense registrados no período de 2011 a 2019. O trabalho tem o intuito informar os setores portuário, pesqueiro, aquícola, além de contribuir para futuros projetos de infraestrutura e auxiliar as atividades de lazer e navegação no estado de Santa Catarina.

METODOLOGIA

Os dados de maré foram obtidos em 11 locais diferentes distribuídos ao longo da costa de Santa Catarina.

Os dados foram coletados por dois tipos de instrumentos de precisão: sensores tipo radar (9 pontos) e sensores tipo piezelétricos (2 pontos). A amostragem é realizada em intervalos de 5 min. O local com menor série histórica de monitoramento é Joinville com 5 meses, e o maior, Florianópolis, com mais de 90 meses de dados ininterruptos. Para o cálculo foram usados somente dados de meses que apresentaram menos de 5% de falhas. Os dados coletados são enviados ao banco de dados da Epagri/Ciram e após passar pelo controle de qualidade são disponibilizados em plataforma online para a sociedade (Tabela 1).

Tabela 1 – Pontos de monitoramento da maré em Santa Catarina pela Epagri

LOCALIDADE	Ilha da Paz	Itapoá	SF do Sul	Joinville	Barra Velha	Bal. Camboriú	Florian. (Sul Ilha)	Imbituba	Laguna	Bal. Rincão	Passo Torres
Meses <5% falhas (#)	30	50	50	5	9	31	90	43	52	30	19
Taxa leituras c/ sucesso	98,9%	98,5%	97,8%	86,0%	99,7%	99,9%	99,7%	99,6%	99,4%	97,7%	77,1%
Início dos Dados	jul/16	jul/14	out/14	jan/19	nov/18	jan/16	jan/12	jan/16	set/14	jan/16	jul/17

RESULTADO

Os valores extremos de marés para cada ponto são mostrados na Tabela 2. Dentre os onze marégrafos, as diferenças entre os maiores valores previstos em uma série de 19 anos (2012 a 2030) e os maiores valores medidos, variaram entre 34,0 e 86,6 cm, sendo que em nove locais ficaram acima de 55,0 cm. No caso de valores menores, as diferenças registradas se encontram entre - 19,0 e -76,1 cm, com 10 locais com mais de 40 cm de diferença.

A explicação para a ocorrência destas diferenças, sejam elas positivas ou negativas, é a soma de efeitos meteorológicos sobre a maré astronômica. No hemisfério sul, para a costa leste dos continentes, a ação do vento do quadrante norte por dias seguidos propicia o afastamento da água da costa, acentuando as baixas mares resultando nas marés secas. Por sua vez, com a presença de ventos do quadrante sul ocorre o empilhamento da água na costa, resultando em marés positivas e alagamentos nas regiões mais baixas da costa. Ambos, mares secas e alagamentos, comumente acontecem sob a influência da maré de sizígia ou vivas, período conhecido como lua nova e lua cheia (Vanz et al. 2015).

Tabela 2 - Dados quantitativos dos pontos de monitoramento da maré em SC.

LOCALIDADE	Ilha da Paz	Itapoá	SF do Sul	Joinville	Barra Velha	Bal. Camboriú	Florian. (Sul Ilha)	Imbituba	Laguna	Bal. Rincão	Passo Torres
Máximo medido	242,37*	259,6	263,8	273,3	209,0	213,96*	175,8	157,0	83,0	188,6	151,3
Médio	85,5	90,5	91,4	108,3	76,2	66,8	55,3	48,3	17,8	58,2	43,0
Mínimo medido	-59,3	-61,4	-67,9	-48,7	-26,0	-73,1	-62,2	-66,5	-63,3	-72,1	-30,0
Amplitude	321,5	321,0	331,7	322,0	235,0	287,1	238,0	223,5	146,3	260,7	181,3
Desvio padrão	37,6	41,4	44,2	51,5	32,2	30,2	25,4	23,6	14,8	24,9	16,6
Maior preamar prevista	182,0	199,0	208,0	235,0	151,0	142,0	112,0	95,0	38,0	102,0	71,0
Menor baixa mar prevista	-6,0	-13,0	-27,0	0,0	-7,0	0,0	-13,0	-18,0	-12,0	4,0	13,0
Diferença maior medida/prevista	60,4	60,6	55,8	38,3	58,0	72,0	63,8	62,0	45,0	86,6	80,3
Diferença menor medida/prevista	-53,3	-48,4	-40,9	-48,7	-19,0	-73,1	-49,2	-48,5	-51,3	-76,1	-43,0

* valor estimado.

Vários estudos analisaram a influência das forçantes meteorológicas sobre a variação do nível do mar na costa no mundo (Peng et al., 2006; Pugh, 1987) e no Brasil destaque para o trabalho de Melo Fo, (2017) que abordou outros aspectos da maré.

Paiva (1993) verificou que o comportamento do nível médio do mar estava relacionado à presença de oscilações de baixa frequência no nível médio do mar geradas por sistemas atmosféricos que se deslocam sobre a plataforma continental sul-americana gerando ondas de plataforma que se propagam em direção ao Equador.

Truccolo (1998) estudou a relação entre a maré meteorológica e as forçantes atmosféricas locais em São Francisco do Sul, concluindo que a máxima resposta, em termos de variação do nível do mar devido a fatores meteorológicos está associada a ventos locais de orientação paralela à costa. Em suas análises, o tempo de resposta do nível do mar à tensão do vento foi em torno de 10 h.

Os tempos de resposta do nível do mar frente aos efeitos meteorológicos para Rio Grande é de 1,5 dias, Imbituba 1,97, Cananéia 2,07, Rio de Janeiro 1,78 e Macaé 1,83, que

são próximos ao tempo da rotação completa do vento, próximo de 1,5 dias após a entrada da Frente Fria (Stech & Lorenzetti, 1992; Lima & Cirano, 2012).

Parise et al. (2009), estudaram as ressacas no sul do Brasil e verificaram que a maior elevação do nível do mar resulta da ação dos ventos que sopram paralelo à costa com orientação principal SW, tendo como resultado o empilhamento de água na costa devido à Coriolis e ao transporte de Ekman.

Krueger et al. (2010), analisaram eventos de ressacas, maré e altura de onda em SC, confirmando que os maiores valores de altura de onda e de maré ocorreram nos casos de marés de tempestade (maré meteorológica).

Camargo e Campos (2006) identificaram que os ciclones e o avanço de frentes frias estão relacionados às maiores ocorrências positivas de oscilações do nível do mar. Intensos anticiclones extratropicais podem ser associados às flutuações negativas.

Oliveira (2004) observou que a maré meteorológica é responsável por sobre-elevações e abaixamentos do nível do mar costeiro na região de Paranaguá, identificando variações de até 70 cm entre a preamar observada e a prevista pela DHN.

Casarin (1983) encontrou mais eventos negativos na primavera e explica que isso se deve ao fato que nos meses de agosto e setembro é comum a ocorrência de sistemas de bloqueio sobre o Oceano Atlântico Sul que geram ventos de nordeste sobre o litoral, associados a cavados sobre o continente proporcionando queda do nível do mar.

Valores médios próximos a 28 cm foram encontrados por Lima & Cirano (2012) para Rio Grande caindo para 7,19 cm para Salvador.

Prudêncio (2003), obteve resultado para a “maré meteorológica” de 40 cm de aumento no nível médio do mar, sugerindo que a elevação é devido ao efeito do vento remoto, ou seja, de caráter sinótico, atuante na plataforma continental sul.

Estudo realizado por Lima & Cirano (2012) indica que a maré meteorológica positiva é causada pela rápida intensificação de Frente Fria no oceano associada aos ventos que podem causar o empilhamento de água na costa e os efeitos de centro de baixa pressão sobre o mar e um centro de alta pressão sobre o continente que geram uma pista de ventos de quadrante sul sobre o oceano que empilham água na costa devido ao transporte de Ekman.

Campos et al. (2010) estudando eventos extremos do nível do mar identificaram que os casos de elevações positivas ocorrem com a intensificação, o tamanho e o posicionamento dos cavados sobre o oceano.

Os estudos citados corroboram os resultados encontrados no presente trabalho. Fenômenos atmosféricos, principalmente o vento, provoca eventos de sobre-elevação e sub-elevação acentuadas na costa catarinense.

CONCLUSÕES

Para a costa catarinense valores acima de 55 cm de diferença entre as marés previstas e medidas são comuns nos eventos de sobre-elevação do mar e valores de – 40 cm nos casos de sub-elevação. Estes valores devem ser considerados nas

atividades e obras infraestrutura costeiras em SC.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- CAMARGO, R., CAMPOS, R. M. (2006). Composites of sea level pressure and surface winds in the Western South Atlantic related to storm surge activity in Santos, Brazil. In: ICSHMO, 8., Foz do Iguaçu. Foz do Iguaçu: INPE p. 3-5.
- CAMPOS, R. M, CAMARGO, R. & HARARI, J. 2010. Caracterização de eventos extremos do nível do mar em Santos e sua correspondência com as reanálises do modelo do ncep no sudoeste do atlântico sul. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 25(2): 175 - 184.
- CASARIN, D. P. 1983. Um estudo observacional sobre os sistemas de bloqueio no Hemisfério Sul. Dissertação de Mestrado. INPE. 82p.
- KRUEGER, J.; SIGNORIN, M.; BONANATA, R. & KLEIN, A. H. F. 2010. Análise de Registros de Eventos de Ressacas, Maré e Altura de Onda para Duas Regiões do Estado de Santa Catarina. In: IV Congresso Brasileiro de Oceanografia – CBO, Rio Grande, RS. Publicado em CD sem paginação.
- LIMA, M. O. & CIRANO, M. 2012. Comportamento da Maré Meteorológica com Foco no Papel das Frentes Frias no Litoral Brasileiro. V Congresso Brasileiro de Oceanografia, Rio de Janeiro. Publicado em CD sem paginação.
- MELO F^o., E. Maré Meteorológica na Costa Brasileira, Tese Professor Titular, Escola de Engenharia, Universidade Federal de Rio Grande, 328 p. , 2017
- OLIVEIRA, M. M. F. 2004. Redes Neurais Artificiais na Predição da Maré. Meteorológica em Paranaguá – PR. Tese Mestrado, UFRJ, 160p.
- PAIVA, A. M. 1993. Estudo das variações do nível médio do mar em Arraial do Cabo, RJ. Relatório de Pesquisa. FAPERJ-COPPE/UFRJ. E-11/150.766/92. Rio de Janeiro.
- 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.
- PENG, M.; XIE, L. & PIETRAFESA, L. J. 2006. A numerical study on hurricane-induced storm surge and inundation in Charleston Harbor, South Carolina. *Journal of Geophysical Research*, 111(8): C08017- C08039.
- PRUDÊNCIO, R. S. 2003. Estudo numérico da circulação induzida pela maré na Baía de Florianópolis. Dissertação de Mestrado, UFSC, 105p.
- PUGH, D T. 1987. Tides, surges and mean sea level: a handbook for Engineers and Scientists. John Wiley & Sons Ltd.: New York. 486p.
- STECH, J. L. & LORENZZETTI, J. A. 1992. The response of the south Brazil Bight to the passage of wintertime cold fronts. *Journal of Geophysical Research*. 97(6): 9507-9520.
- TRUCCOLO, E. C. 1998. Maré meteorológica e forçantes atmosféricas locais em São Francisco do Sul, SC. Dissertação de Mestrado, UFSC, 100p.
- VANZ, A., GARBOSSA, H.P. FERNANDES, L.G. BOLL, M., SOUZA, R.V., VIANNA, L.F., RUPP, G. (2015). Efeito de variáveis meteorológicas sobre o comportamento do nível do mar na costa catarinense, Brasil. VIII Congresso sobre Planejamento e Gestão das Zonas Costeiras dos Países de Expressão Portuguesa.

BAÍA DE GUANABARA/RJ: UM LABORATÓRIO VIVO PARA O DESENVOLVIMENTO SUSTENTÁVEL

Assad^{1,2}, L. P. F.; Böck¹, C. S.; Toste¹, R.; Dragaud¹, I. C. D. V.; Vieira¹, R. C.; Nehme¹, D. M.; Rodrigues¹, T. C.; Gomes¹, J. S.; Hochleitner¹, F. R.; Landau¹, L.

¹*Universidade Federal do Rio de Janeiro - Laboratório de Métodos Computacionais em Engenharia - LAMCE*

Rua Paulo Emídio Barbosa, 485, Quadra 8, Lote 1 - Cidade Universitária, RJ CEP 21941-907

²*Universidade Federal do Rio de Janeiro - Departamento de Meteorologia*

Av. Athos da Silveira Ramos, 274 - Cidade Universitária, RJ CEP 21941-916

luizpauloassad@gmail.com

RESUMO

O projeto *Plataforma integrada de monitoramento e observação meteo-oceanográfica para a Baía de Guanabara/RJ* (Baía Viva) tem como foco o desenvolvimento e a implementação de uma plataforma digital (www.baiaviva.livinglab-rio.parque.ufrj.br/v1/about-us) para a disponibilização de informações ambientais, sociais e econômicas na região da Baía de Guanabara (BG) e seu entorno. As informações diagnósticas e prognósticas geradas são oriundas de diferentes fontes, tais como: plataformas de coleta de dados *in situ* e remotas e modelos computacionais numéricos. Atualmente já são disponibilizados on-line, operacionalmente e diariamente atualizados, dados medidos em estação meteorológica e resultados de modelos hidrodinâmico, meteorológico, de ondas e de dispersão de óleo. Além da divulgação de tais informações, o projeto também envolve atividades de extensão e de capacitação técnica e acadêmica em diferentes áreas de pesquisa. A plataforma digital é aberta ao público e permite a visualização e aquisição de informações relevantes para diferentes segmentos da sociedade que utilizem a região da BG e seu entorno.

Palavras chave: monitoramento ambiental, modelagem numérica operacional, projeto Baía Viva

INTRODUÇÃO

Por ser influenciada de diversas formas pela atividade antrópica a região costeira requer intenso monitoramento ambiental, pois os ecossistemas que a compõem são sensíveis à ocupação humana e à ocorrência de fenômenos meteo-oceanográficos extremos. A região costeira da cidade do Rio de Janeiro possui uma das maiores densidades demográficas do país e tem grande relevância na economia nacional em atividades como lazer, esportes, turismo, pesca e transportes. Dentro deste contexto, a BG apresenta notável destaque, uma vez que nela estão localizadas, por exemplo, duas refinarias de petróleo, o segundo maior porto do país e duas bases navais.

A BG possui um histórico de mais de um século de degradação socioambiental e sua recuperação necessitará décadas de esforços conjuntos envolvendo os setores público e privado e a sociedade civil. Ações que tragam real melhora da qualidade ambiental deste ecossistema costeiro devem ser embasadas por um conhecimento vasto de suas características médias e variabilidade.

Neste sentido, o objetivo do projeto Baía Viva é promover o monitoramento das condições meteo-oceanográficas da BG e seu entorno através da implementação de uma plataforma de observação e previsão ambiental. Para isso, conta com equipamentos para a medição de dados meteo-oceanográficas e modelos numéricos computacionais. O projeto é desenvolvido pelo Laboratório de Métodos Computacionais em Engenharia (LAMCE), do Instituto Alberto Luiz Coimbra de Pós-Graduação e Pesquisa em Engenharia (COPPE/UFRJ), e conta com a parceria de outros laboratórios e instituições de ensino e pesquisa. Ressalta-se que o projeto representa esforço pioneiro associado às iniciativas regionais do *Atlantic International Research Centre* (AIR Centre).

OBJETIVOS

O objetivo do presente trabalho é apresentar o projeto Baía Viva, iniciativa que tem como propósito caracterizar e monitorar o ambiente marinho e atmosférico na região da Baía de Guanabara, bem como divulgar amplamente as informações obtidas através do site do projeto.

METODOLOGIA

Atualmente uma estação meteorológica posicionada no Parque Tecnológico da UFRJ, localizada às margens da BG, está em operação e transmitindo os dados medidos em tempo real. Ao longo do projeto está prevista também a instalação de equipamentos oceanográficos, como termômetro digital marinho e perfilador acústico de correntes. Tais dados são utilizados não apenas para a criação de um histórico de informações observacionais, mas também para a validação dos resultados das simulações numéricas realizadas no âmbito do projeto.

Modelos regionais numéricos hidrodinâmico (*Regional Ocean Modeling System* - ROMS; SHEPETERKIN e MCWILLIAMS, 2005), atmosférico (*Weather Research and Forecasting* - WRF; SKAMAROCK *et al.*, 2019) e de onda (*Simulating Waves Nearshore Model* - SWAN; BOOIJ *et al.*, 1999; RIS *et al.*, 1999) são aplicados operacionalmente para representar a dinâmica da BG e apresentam um horizonte de previsão de 48 horas. Seus resultados possuem alta resolução espacial (WRF: 1km; ROMS: 200m; SWAN: 100m) e temporal (1 hora).

Representando uma aplicação integrada destes resultados, também foi implementado um modelo tridimensional de transporte e dispersão de óleo (MEDSLIK-II; DE DOMINICIS *et al.*, 2013a,b). Nele, os resultados atmosféricos e hidrodinâmicos são aplicados operacionalmente como forçantes para simular um hipotético vazamento contínuo de óleo à uma taxa de 100 toneladas por hora.

Tanto os dados medidos *in situ* quanto os resultados dos modelos são apresentados no site do projeto Baía Viva. Por ser aberto ao público, permite a visualização e a aquisição de informações relevantes para diferentes segmentos da sociedade que utilizem a região da BG e seu entorno. Nele também é possível visualizar imagens geradas a partir de sensores a bordo de satélites e alguns mapeamentos de informações ambientais e sociais do entorno da região da BG.

RESULTADOS

O sistema numérico operacional de previsão é atualizado diariamente e são fornecidas informações horárias sobre todas as variáveis. Na área do site relativa à modelagem atmosférica são

disponibilizados os resultados de velocidade e direção do vento a 10 metros (Figura 1b), temperatura do ar a 2 metros (Figura 1a), cobertura de nuvens e precipitação (Figura 1c) para toda a região da BG. Campos de direção e intensidade das correntes marinhas em superfície (Figuras 1d e 1e) e de altura significativa e direção de ondas (Figura 1h) na região também são apresentados. Assim como mapas da trajetória da mancha de óleo na superfície da água (Figura 1g) e de retenção do óleo ao longo da costa (Figura 1f), produzidos a partir dos resultados do MEDSLIK II.

CONCLUSÕES

O presente trabalho apresentou o projeto Baía Viva, que consiste em uma plataforma de monitoramento e previsão meteo-oceanográfica da BG, na qual são integrados dados observacionais (remotos e locais) e resultados de simulações numéricas para a região, todos disponibilizados gratuitamente através de um site aberto ao público.

Com essa iniciativa, espera-se não somente ampliar a quantidade de dados meteorológicos e oceanográficos obtidos para a região, mas também permitir um acompanhamento de longo prazo das condições ambientais desse ecossistema costeiro, garantindo, além do monitoramento, o entendimento e a caracterização dos processos oceanográficos e meteorológicos atuantes na BG.

Referências

- BOOIJ, N., RIS, R. C., HOLTHUIJSEN, L. H., 1999, “A third-generation wave model for coastal regions: 1. Model description and validation”, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, v. 104, n. C4, pp. 7649–7666. doi: 10.1029/98JC02622.
- DE DOMINICIS, M., PINARDI, N., ZODIATIS, G., et al., 2013a, “MEDSLIK-II, a Lagrangian marine surface oil spill model for short-term forecasting – Part 2: Numerical simulations and validations”, *Geoscientific Model Development*, v. 6, n. 6, pp. 1871–1888. doi: 10.5194/gmd-6-1871-2013.
- DE DOMINICIS, M., PINARDI, N., ZODIATIS, G., et al., 2013b, “MEDSLIK-II, a Lagrangian marine surface oil spill model for short-term forecasting – Part 1: Theory”, *Geoscientific Model Development*, v. 6, n. 6, pp. 1851–1869. doi: 10.5194/gmd-6-1851-2013.
- RIS, R. C., HOLTHUIJSEN, L. H., BOOIJ, N., 1999, “A third-generation wave model for coastal regions: 2. Verification”, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, v. 104, n. C4, pp. 7667–7681. doi: 10.1029/1998JC900123.
- SHCHEPETKIN, A. F., MCWILLIAMS, J. C., 2005, “The regional oceanic modeling system (ROMS): a split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model”, *Ocean Modelling*, v. 9, pp. 347–404.
- SKAMAROCK, W. C., KLEMP, J. B., DUDHIA, J., et al., 2019, *A Description of the Advanced Research WRF Model Version 4*. Relatório Técnico NCAR/TN-556+STR, NCAR, Colorado.

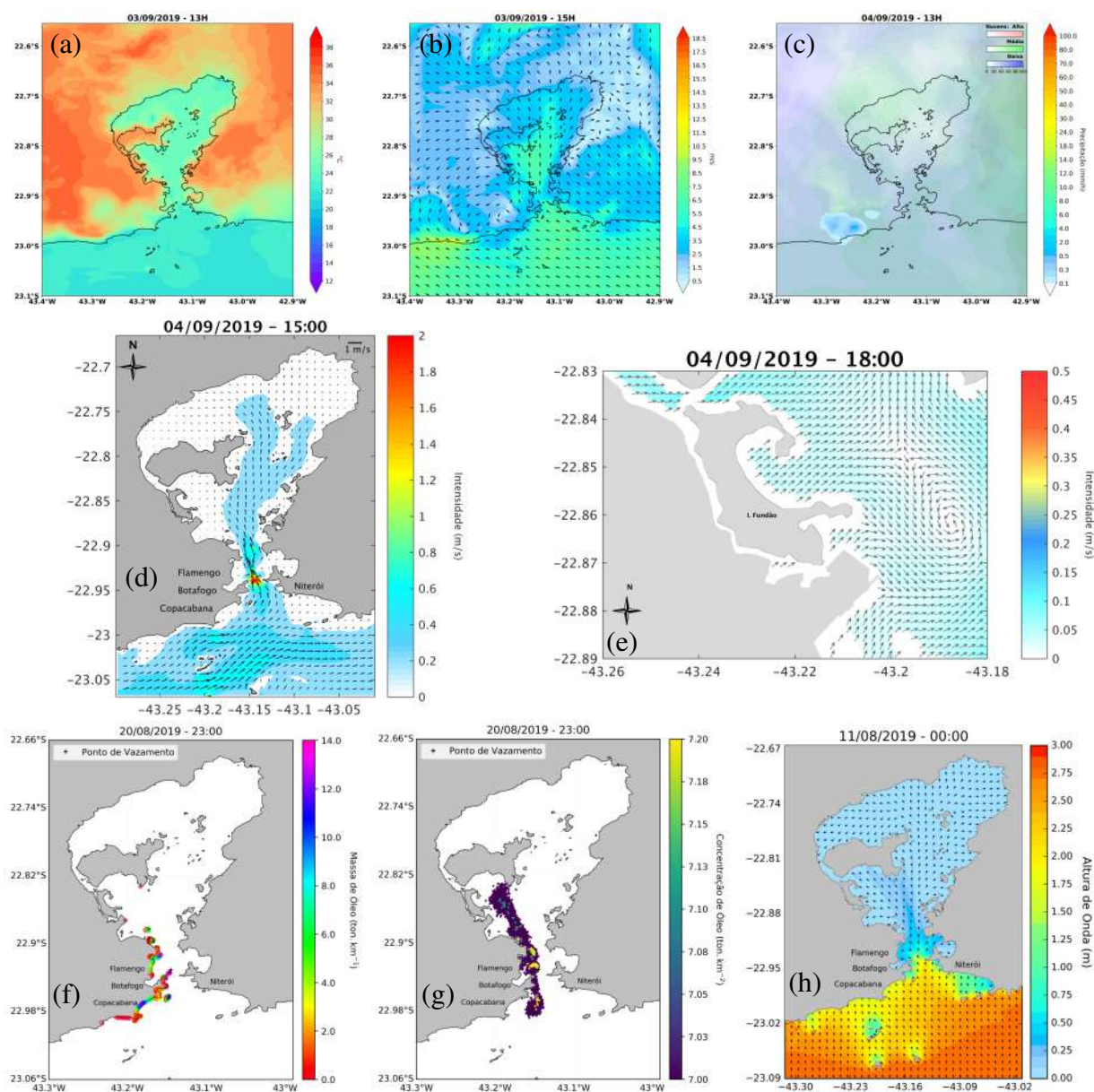


Figura 1: Mapas da distribuição espacial de (a) Temperatura do ar a 2 metros, (b) Direção e intensidade dos ventos a 10 metros, (c) Precipitação e cobertura de nuvens, (d) Correntes marinhas superficiais para toda a Baía de Guanabara, (e) Correntes marinhas superficiais para as proximidades da Ilha do Fundão, (f) Massa de óleo retida na costa, (g) Trajetória em superfície da mancha de óleo e (h) Altura significativa e direção de onda disponibilizados no site do projeto Baía Viva.

IMPACT OF CLOUD MASKING ON SST GRADIENTS IN THE SOUTHWESTERN ATLANTIC OCEAN

Marouan Bouali¹, Olga Sato¹, Paulo Polito¹, Piero Bernardo¹ and Jorge Vazquez-Cuervo²

¹*Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo – IOUSP
Praca do Oceanográfico, 191 - Butantã, São Paulo – SP CEP 05508-120*

²*NASA Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, California, USA
marouan.bouali@usp.br*

RESUMO

Accurate estimation of sea surface temperature (SST) from satellite observations plays a pivotal role in a variety of applications. High resolution SST fields derived from polar-orbiting and geostationary infrared sensors are sensitive to atmospheric effects and require robust cloud masking methodologies to detect cloud-contaminated pixels.

Accurate discrimination between clouds and strong thermal fronts is a challenging task yet to be overcome. In this study, we investigate the impact of a new cloud masking technique on the spatio-temporal characteristics of SST gradients in the Southwestern Atlantic Ocean using an extensive dataset of Aqua MODIS SST fields acquired from 2003 to 2018.

Palavras chave: Ocean fronts, SST gradients, Cloud detection, Spatio-temporal variability of frontal activity

INTRODUÇÃO

Sea Surface Temperature (SST) is an Essential Climate Variable (ECV) of the Earth system that regulates the interaction between the atmosphere and the ocean through the exchange of heat/gas and influences both weather and climate patterns.

SST fields at global and regional scales are used in a variety of fields with important societal benefits. These include weather forecast, climate variability and change prediction, maritime safety, environmental monitoring and the management of marine ecosystems and fisheries to cite a few.

In recent years, major efforts have been dedicated to the investigation of ocean processes occurring at small spatio-temporal scales, i.e., of the order of 1 day and 1-10 km (Ferrari et al., 2011, Capet et al., 2008, Lapeyre and Klein, 2006). Although these processes are known to contribute significantly to the ocean general circulation, primary production and ocean-atmosphere carbon fluxes (Levy et al., 2012, Woodson and Litvin, 2015), their study is highly dependent on the availability of high resolution SST data.

An important aspect in the retrieval of satellite SST from infrared instruments is the proper detection of cloud-contaminated pixels because they can lead to strong statistical biases with respect to *in situ* measurements (Barnes et al., 2013). A major challenge for cloud detection algorithms in SST fields is the false masking of valid pixels located over strong thermal fronts like meanders, vortices and eddies associated to submesoscale processes. Therefore, the misclassification of ocean thermal structures as clouds can affect the study of spatio-temporal properties of SST gradients and lead to erroneous interpretation of long term changes in ocean dynamics.

OBJETIVOS

The objective of this work is to:

1. Apply a new cloud detection algorithm able to differentiate valid SST fronts from clouds

2. Show that derived SST fields contain a significantly higher number of clear-sky observations, statistically consistent with *in situ* measurements from ships and drifting/moored buoys.
3. Demonstrate that the new cloud masking strategy leads to improved mapping of SST gradients and enables more reliable interpretation of the spatio-temporal characteristics of SST dynamics

METODOLOGIA

In this study, we used 16 years (2003-2018) of Level 2 nighttime Aqua MODIS short-wave infrared (SWIR) SST produced using the Multi-Channel SST (MCSST) retrieval algorithm.

The use of MCSST instead of NLSST is due to the artificial amplification of thermal gradients over warmer waters (Bouali, Polito, Sato, 2019, in press).

We selected only granules acquired over the Southwestern Atlantic Ocean (SAO) which extends from 10°S to 50°S and 45°W to 65°W and contains two regions with strong horizontal fronts, i.e., the Brazil-Malvinas confluence and the Cape Frio upwelling regions.

The cloud detection methodology described in (Bouali, Sato and Polito, 2017) was applied to full-resolution (1 km) synoptic Level 2 Aqua MODIS SST images that were reprojected into a 0.05° resolution lat/lon grid and further quality-controlled using the UK Met Office Level 4 OSTIA SST. All data were downloaded from the PODAAC (<https://podaac.jpl.nasa.gov/dataaccess>).

Validation of post-processed SST fields was conducted using data downloaded from NOAA's *in situ* quality monitor, iQuam (<https://www.star.nesdis.noaa.gov/sod/sst/iquam/index.html>) and a collocation space-time window of 25 km and 4 hours respectively.

SST gradient magnitudes computed at the synoptic level were averaged in time to generate monthly, seasonal, annual and decadal composite maps of thermal frontal activity to analyse the spatial distribution and temporal variability of ocean dynamics.

RESULTADOS

In Table 1, we show that application of the improved cloud masking significantly increases the number of matchups. Biases of the post-processed SST are slightly higher than those from the original SST but not enough to originate from unmasked clouds. This can be due attributed to:

1. Limitations in the SST retrieval algorithm which may not accurately capture the magnitude of SST fronts
2. The low amount of *in situ* data located over highly dynamic regions.
3. The collocation window used for matchups which may not be restrictive enough to capture small scale processes related to rapid temperature changes.

Figure 1 illustrates monthly and annual composite maps of SST gradient magnitudes for June 2010 and the year 2010. Analysis of the spatial distribution of SST gradients indicates that the operational products underestimates frontal activity over regions known to be highly dynamic. This issue appears to be mitigated when applying the improved cloud masking algorithm.

Using the time series of SST gradient magnitudes from 2003 to 2018, we extracted the annual cycle of frontal activity in the SAO. While only small differences can be seen in SST values (figure not shown), major discrepancies are observed when analysing SST gradients. We note that the annual cycle of frontal activity over the entire SAO derived from the operational and post-processed SST fields differ in magnitude by up to 75%.

More importantly, observed annual cycles are inverted indicating that maximum frontal activity occurs in summer when using the original cloud mask and in winter with the improved cloud detection algorithm.

	Number of Matchups			Bias			Stdv		
	Ships	Drifting buoys	Coastal moored buoys	Ships	Drifting buoys	Coastal moored buoys	Ships	Drifting buoys	Coastal moored buoys
L2 Quality flag	123	1906	105	-0.68°C	-0.19°C	-0.23°C	1.43°C	0.83°C	0.97°C
Proposed Cloud masking	205	3835	233	-0.68°C	-0.38°C	-0.25°C	1.67°C	1.11°C	0.97°C

Table 1: Number of Matchups and validation statistics (bias and standard deviation) of satellite SST with respect to in situ measurements from ships, drifting buoys and coastal moored buoys using the operational MODIS SST and post-processed with improved cloud masking

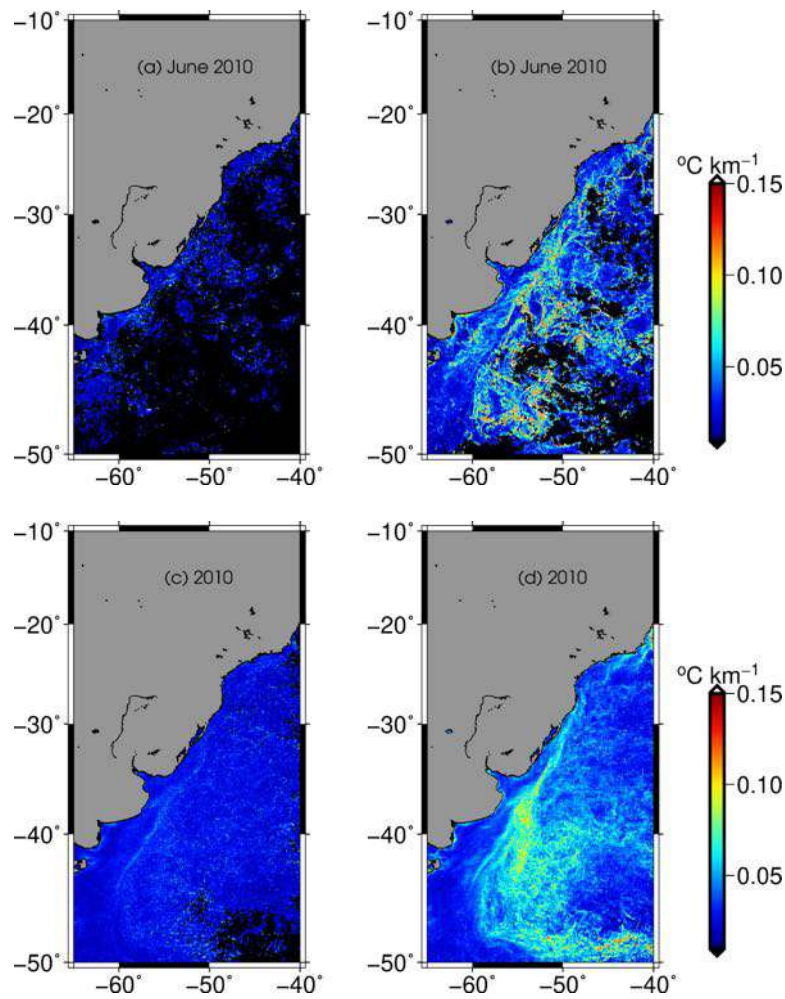


Figure 1: Monthly (June 2010) and annual (2010) composite maps of SST gradient magnitudes using the operational (a-c) and improved cloud masking (b-d).

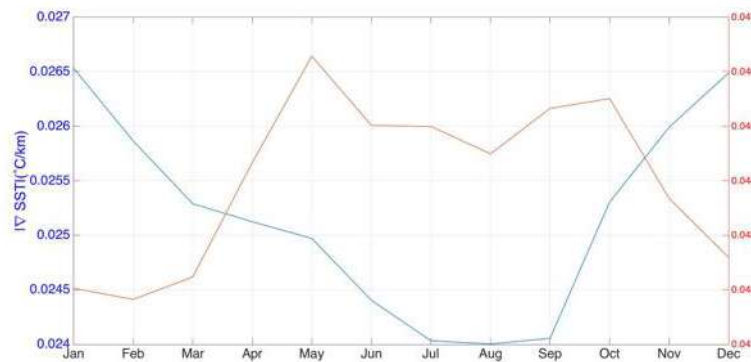


Figure 2: Annual cycle of SST gradient magnitudes over the entire SAO regions extracted from Aqua MODIS SST using the operational (blue) and improved cloud masking (red).

CONCLUSÕES

We used over 21,000 images of Level 2 Aqua MODIS SWIR nighttime SST to map the magnitude of SST gradients using the operational product and a dataset post-processed with a new cloud masking strategy able to discriminate sharp SST fronts from clouds. Our analysis shows that conservative cloud masking has little impact on the validation of SST but can seriously affect SST gradients and lead to an erroneous representation of the spatial distribution and temporal variability of frontal activity. With the increasing use of Level 4 SST products in physical oceanography, this work constitutes a major incentive for end-users to account for the limitations of cloud masking at lower levels (i.e., Level 2/3U/3C/3S) when studying ocean fronts from satellite datasets.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- B. B. Barnes and C. Hu, "A Hybrid Cloud Detection Algorithm to Improve MODIS Sea Surface Temperature Data Quality and Coverage Over the Eastern Gulf of Mexico," in *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 51, no. 6, pp. 3273-3285, June 2013.
- Ferrari, Raffaele. 2011. "A Frontal Challenge for Climate Models", *Science*, 332 (6027): 316–317.
- Levy, Marina, Raffaele Ferrari, Peter J. S. Franks, Adrian P. Martin, and Pascal Riviere. 2012. "Bringing physics to life at the submesoscale", *Geophysical Research Letters*, 39 (14).
- Woodson, C.B., Litvin, S.Y., 2015. Ocean fronts drive marine fishery production and biogeochemical cycling. *PNAS* 112, 1710-1
- Capet, X., J.C. McWilliams, M.J. Molemaker, and A.F. Shchepetkin, 2008: Mesoscale to Submesoscale Transition in the California Current System. Part II: Frontal Processes. *J. Phys. Oceanogr.*, 38, 44–64
- Lapeyre, G. and P. Klein, 2006: Dynamics of the Upper Oceanic Layers in Terms of Surface Quasigeostrophy Theory. *J. Phys. Oceanogr.*, 36, 165–176
- Bouali, M., Sato, O. and Polito, P., 2017, Temporal trends in sea surface temperature gradients in the South Atlantic Ocean, *Remote Sensing of Environment*, 194, 100-114,
- Bouali, M., Polito, P., Sato, O. 2019, On the use of NLSST and MCSST for the study of spatio-temporal trends in SST gradients, *Remote Sensing Letters*, (in press).

ANEXO B

Resumos expandidos dos pôsteres apresentados durante o dia
03 de outubro de 2019

PROPOSTA DE ESCALA DE VORTICIDADE RELATIVA PARA SISTEMAS CONVECTIVOS NA REGIÃO DAS BACIAS DE CAMPOS E SANTOS

Rodrigues¹, K. S.; Amaral¹, I. C. F.; Caiafa¹, M. V.; Palmeira¹, A. C. P. A.

*¹Universidade Federal do Rio de Janeiro – Laboratório de Meteorologia Dinâmica e Sinótica
–LADSIN*

*Rua Athos da Silveira Ramos, 274 – Cidade Universitária – RJ CEP 21941916
anactn@gmail.com*

RESUMO

No Hemisfério Sul, valores negativos de vorticidade relativa estão relacionados a regiões de baixa pressão que, por sua vez, estão associadas à instabilidades atmosféricas e a fenômenos meteorológicos severos. Vários estudos confirmam que houve um considerável aumento do número de atividades convectivas nos últimos anos na costa leste da América do Sul, entre as latitudes de 20° S e 30° S.

Desta forma, com o intuito de permitir ações que possam minimizar perdas de vidas e recursos, uma vez que a atuação direta ou a consequência da intensificação desses sistemas podem afetar de forma significativa as navegações marítimas e as instalações de petróleo e gás na região das Bacias de Campos e Santos, este trabalho tem por objetivo propor uma escala de avaliação de danos utilizando como parâmetro indicador a vorticidade relativa.

Para detecção dos sistemas convectivos, aplicou-se o algoritmo *TRACK* para rastrear os casos com vorticidade relativa negativa, tendo como informação a reanálise ERA-5 (ECMWF) para o período de 2018 com intervalos de 6 horas.

Para elaboração da escala de vorticidade foram usados como limiares: o ciclo de vida, a área de atuação, o vento mais intenso e a pressão mínima para cada caso em particular. Essas informações foram obtidas a partir de análises dos campos horários de pressão ao nível médio do mar, da vorticidade negativa em 100hPa e da intensidade do vento a 10 metros.

Foram identificados e validados 111 casos, permitindo assim a elaboração da escala de vorticidade relativa para sistemas convectivos que atuaram na região de interesse e conferindo a devida atenção aos fenômenos com ventos severos, suas possíveis causas e seus efeitos resultantes no mar.

Palavras chave: Vorticidade Relativa, Sistemas Convectivos, Bacias.

INTRODUÇÃO

Sistemas convectivos, por estarem associados a instabilidade atmosférica, recebem destaque em nosso cotidiano por ocasionarem impactos econômicos e sociais. Segundo Rocha *et al.* (2014), há um aumento da frequência de circulações de baixa pressão que causam chuvas intensas e ventos fortes na costa sul e sudeste do Brasil, sobretudo nos meses de verão.

A principal motivação deste trabalho surge da importância de se identificar e avaliar esses eventos sobre a Baía de Campos e Santos, uma vez que diversos setores operacionais situados na região, dentre eles de produção, exploração de petróleo e gás, transportes

marítimos, entre outros; necessitam de contínua informação a respeito destes sistemas meteorológicos para realização de suas atividades.

Embora existam vários parâmetros para identificação de sistemas de baixa pressão dentre eles a pressão ao nível médio do mar (PNMM) e o geopotencial. Guia (2011) e Amaral (2018) argumentam que a vorticidade relativa, grandeza física que permite calcular o giro do vento, por acompanhar melhor as trajetórias dos eventos, revela um número significativo maior de fenômenos de escalas menores se comparados com os outros indicadores, já que a PNMM e o geopotencial ressaltam os aspectos de grande escala.

Dessa forma, o objetivo principal deste trabalho é propor uma escala de avaliação de danos em concordância com a Escala Beaufort e a Escala de Orlanski, utilizando como parâmetro indicador a vorticidade relativa, considerando as particularidades da região de interesse.

OBJETIVOS

Elaborar e validar uma Escala de Vorticidade Relativa para casos de sistemas convectivos nas regiões das Bacias de Campos e Santos no ano de 2018.

METODOLOGIA

Neste estudo, foi considerada a área de estudo delimitada para o domínio de 20°S a 30°S e 050°W a 035°W, abrangendo as regiões das Bacias de Santos e Campos e parte do Oceano Atlântico Sul, no ano de 2018.

As informações utilizadas neste trabalho são oriundas da reanálise ERA-5, fornecendo dados horários em grades regulares de latitude-longitude a uma alta resolução de 0,25°x0,25° (31 km). Os parâmetros das análises do *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF) usados nesta pesquisa são a vorticidade relativa em 1000hPa, ventos zonal e meridional a 10 metros de altura e PNMM.

Para a identificação dos sistemas de baixa pressão que atuaram na região de estudo, aplicou-se o algoritmo *TRACK* desenvolvido por Hodges (1994, 1995), e foram utilizados como parâmetro os dados diários a cada 6 h de vorticidade relativa no nível de 1000hPa extraídos da reanálise para o período de 01 de Janeiro de 2018 a 31 de Dezembro de 2018. A escolha para o período se deve ao fato deste ser mais confiável, devido a melhora nas informações da reanálise.

O algoritmo *TRACK*, permitiu a identificação do núcleo de vorticidade relativa mínima, lendo e processando cada valor num ponto de grade no passo de tempo de 6 horas, armazenando informações sobre a localização e o valor de cada núcleo de mínima característico e por fim produzindo uma tabela de casos para o período determinado.

Após esta etapa, campos horários de PNMM, vorticidade relativa em 1000hPa e vento a 10m foram gerados, e posteriormente foram analisados e manipulados, tanto para validar os casos rastreados a partir do algoritmo, quanto para extrair informações sobre o raio de alcance, direção de deslocamento e duração para cada sistema em particular.

A seguir, foi avaliado os campos de vento a 10 metros, levando-se em conta que o seu maior valor de magnitude não encontra-se no núcleo do sistema convectivo. Buscou-se, então, o raio de atuação através de um valor estimado de acordo com a tabela utilizada por Orlanski, para delimitar a área de atuação dos sistemas e, por conseguinte, encontrar os seus respectivos ventos mais intensos.

Para os campos de vorticidade relativa foi adotado os critérios de restringir-se a verificar casos com vorticidade relativa a partir de $-2.10^{-4} \text{ s}^{-1}$ com duração mínima de 6 horas

com o intuito de evitar casos espúrios e não significativos. Foi também desconsiderado os núcleos em terra pois, em sua maioria eram oriundos de cisalhamento do vento advindo da variação de terra-mar.

Para a validação dos casos encontrados utilizou-se as cartas sinóticas da marinha e imagens de satélite GOES-16 do canal 7 (Infravermelho) e 4 (Infravermelho Próximo).

Por fim, estruturar a escala de vorticidade para os sistemas de baixa pressão encontrados, de acordo com a Escala Beaufort, conferindo a devida atenção aos fenômenos com ventos severos, suas possíveis causas e seus efeitos resultantes.

RESULTADOS

De acordo com as informações obtidas deste trabalho foi analisado o comportamento da vorticidade relativa associada as condições dos sistemas atuantes na região.

Utilizando-se do *TRACK* foi identificado 213 casos de núcleos de vorticidade mínima, e aplicando os critérios mencionados na metodologia desta pesquisa, o número de casos analisados foi refinado para 111, onde tivemos 29 casos que produziram ventos de intensidade superior a 28 nós que segundo a escala Beaufort seria de categoria forte a duro podendo produzir vagalhões e segundo a NORMAM-19 seria necessário emitir Aviso de Mau Tempo, com estes critérios também foi detectado 45 frentes frias e 17 ciclones para o ano de 2018, além de seus surgimentos e deslocamentos, os quais também produzem condições adversas.

Nos casos observou-se que onde havia um núcleo de vorticidade relativa ao seu redor com raio de aproximadamente 1° (111 km) apresentava os ventos mais intensos, e em casos sinóticos de muitos quilômetros a vorticidade relativa negativa fornecia a região que seria mais afetada. Nos casos selecionados notou-se relações entre a vorticidade mínima e a magnitude do vento, quanto menor o valor do núcleo de vorticidade maior o valor da intensidade do vento; ou seja, assim como quanto maior a persistência do núcleo de vorticidade maior o raio de atuação dos ventos mais intensos, conforme o gráfico 1.

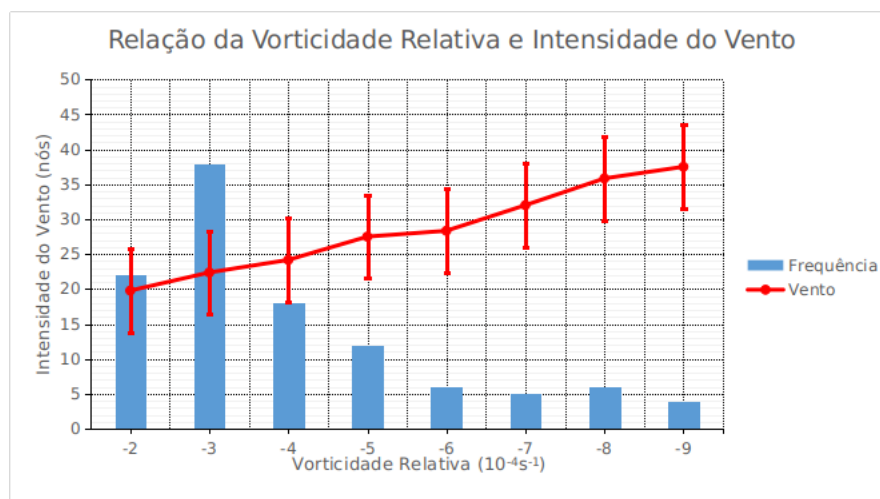


Gráfico 1 – Relação entre Vorticidade Relativa e Intensidade do Vento, de acordo com a frequência de casos.

Dessa forma foi possível elaborar uma escala de vorticidade relativa para sistemas convectivos, de acordo com as escalas de Orlanski e Beaufort, considerando a intensidade do vento médio e do vento máximo e o estado do mar.

Vorticidade Relativa (10^{-4}s^{-1})	Vento médio (Nós)	vento máximo (Nós)	Designação	Estado do Mar	Sistemas Convectivos
-2	19,77	25	Muito Fresco	Grandes vagas, borrifos	Cavado
-3	22,37	30	Forte	Vagalhões pequenos	Cavado
-4	24,17	30	Forte	Vagalhões pequenos	Frente Fria
-5	27,50	35	Forte	Vagalhões pequenos	Frente Fria
-6	28,33	35	Forte	Vagalhões pequenos	Ciclone; Frente Fria; ZCAS
-7	32,00	35	Forte	Vagalhões pequenos	Ciclone; Frente Fria; ZCAS
-8	35,83	40	Muito Forte	Vagalhões moderados	Ciclone; Frente Fria
-9	37,5	45	Duro	Vagalhões grandes a enorme	Ciclone

Tabela 1: Escala de Vorticidade Relativa para Sistemas Convectivos

CONCLUSÕES

Para a elaboração da escala de vorticidade relativa para sistemas convectivos na Baía de Santos e Campos, usou-se como critério o mínimo local de vorticidade relativa e limiares como o ciclo de vida, a área de atuação, o vento mais intenso e a pressão mínima para cada caso em particular.

O número total de casos analisados foi de 111, dentre eles 29 casos produziram ventos de intensidade superior a 28 nós, que segundo a designação adotada para a escala Beaufort seria de categoria forte a duro podendo produzir vagalhões de pequeno a grande porte, que produzem condições adversas de tempo.

Também observou-se uma variação anual relativamente pequena da frequência de sistemas convectivos, embora com número relativamente superior durante os meses de verão. Conclui-se então que a vorticidade relativa é um bom parâmetro indicador de sistemas convectivos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AMARAL, I. C. F. **O desempenho das reanálises NCEP e CFSR na identificação de ciclones não convencionais no Atlântico Sul**. 2018. Monografia (Graduação em Meteorologia) - UFRJ, Rio de Janeiro, 2018.
- GUIA, C. V. F. **Análises das características sinóticas das trajetórias dos ciclones extratropicais que atuam na América do Sul e vizinhanças**. 2011. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - INPE, São José dos Campos, 2011.
- HODGES, K. I. **A general method for tracking analysis and its application to meteorological data**. Monthly Weather Review, v. 122, n. 11, p. 2573–2586, 1994.
- HODGES, K. I. **Feature tracking on the unit sphere**. Monthly Weather Review, v. 123, n. 12, p. 3458–3465, 1995.
- ROCHA, F.R. **Estudo de ciclones e de padrões de circulação atmosférica no oceano Atlântico Sul próximo à costa das Regiões Sul e Sudeste do Brasil usando dados da reanálise do ERA-Interim**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - INPE, São José dos Campos, 2014.

VARIABILIDADE ESPACIAL E TEMPORAL DA CORRENTE DO BRASIL NA BACIA DE CAMPOS

Lima¹, A. P. Y.; Fetter Filho¹, A. F. H.; Lima²; J. A. M.; Klein¹, A. H. F.

¹*Universidade Federal de Santa Catarina – Centro de Ciências Físicas e Matemáticas – CFM*

²*Centro de Pesquisa e Desenvolvimento Leopoldo Américo Miguêz de Mello - CENPES*

Rua Eng. Agrônomo Andrei Cristian Ferreira, s/n - Trindade – SC CEP 88040-900

yhaohannah@gmail.com

RESUMO

Este trabalho apresenta padrões de variabilidade na velocidade da corrente e no transporte de volume (TV), no domínio da Corrente do Brasil (CB) na Bacia de Campos (BC), através de dois produtos de reanálise para 22°S e 23°S. As reanálises foram comparadas a 6 meses de dados obtidos *in situ*, para o ano de 1993. O volume de transporte foi calculado através de dois métodos distintos, métodos dos contornos e das caixas. Espacialmente, o TV aumenta em 23°S, consequência da existência de células de recirculação ao longo da CB e pela incorporação de anéis das Agulhas na altura de Cabo Frio. Sazonalmente, a intensidade das variáveis velocidade e transporte é maior durante a primavera e o verão, em decorrência de mudanças sazonais na circulação atmosférica e na posição da Bifurcação da Corrente Sul Equatorial (BCSE).

Palavras chave: transporte de volume, sazonalidade, Cabo de São Tomé e Cabo Frio.

INTRODUÇÃO

As Correntes de Contorno Oeste (CCO) desempenham papel fundamental no balanço de calor do planeta, caracterizadas por fluxos estreitos, quentes e intensos, constituem os ramos oeste dos giros subtropicais que transportam massas de água aquecidas na região equatorial em direção aos polos (BROWN et al., 2001). No hemisfério sul, a CCO associada ao Giro Subtropical do Atlântico Sul, é formada por um complexo sistema de correntes que flui ao largo da costa leste do Brasil, dominado em superfície pela Corrente do Brasil (CB).

Essa porção do território brasileiro incorpora a bacia sedimentar de Campos, área reconhecida por sua importância para a indústria petrolífera do país, sendo responsável por cerca de 60% da produção e 90% das reservas de óleo e gás nacional (ANP, 2016). Intrínseca a essa atividade, existe a preocupação com a segurança das plataformas e estruturas utilizadas na exploração deste recurso, que estão sujeitas à dinâmica da circulação oceânica. Portanto, o avanço no conhecimento sobre as características da CB contribui, não somente, para aprofundar as investigações climáticas globais, mas, regionalmente, para auxiliar na implantação de projetos adequados na exploração do petróleo ao largo do sudeste do Brasil.

OBJETIVOS

Investigar padrões nas variações espaciais e sazonais na velocidade da componente meridional e no transporte de volume (TV) da Corrente do Brasil, com foco nas radiais de 22°S e 23°S (Bacia de Campos), ao longo de duas décadas (1993-2012), a partir de dados de reanálise.

METODOLOGIA

Análises estatísticas foram feitas a partir de diagramas de Taylor (TAYLOR, 2001), entre os produtos de reanálise “HYCOM-NCODA” e “GLORYS12V1” e dados de correntógrafos distribuídos em 3 fundeios oceanográficos, localizados na Bacia de Campos (Figura 1). Uma vez que o TV, é função da velocidade da corrente, os diagramas foram calculados para as componentes U e V da velocidade, em 6 níveis de profundidade (P 100m, P 173m, P 240m, P 375m, P 880m e P 1980m), no período de 6 meses durante o ano de 1993. Das reanálises foram escolhidos pontos próximos as coordenadas geográficas e as profundidades dos correntógrafos.

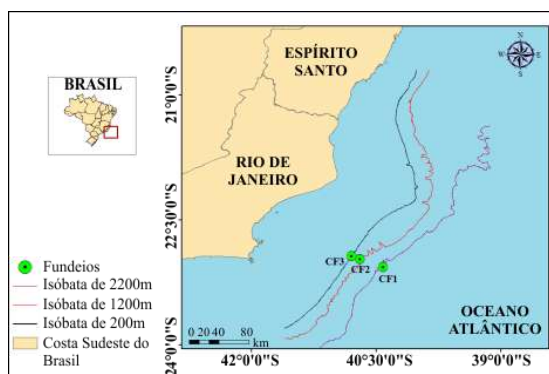


Figura 1 – Mapa da área de estudo localizada na Bacia de Campos, com demarcação da posição dos fundeios oceanográficos.

Posteriormente, foram geradas séries temporais de velocidade meridional de corrente, com cobertura temporal de 20 anos a partir dos dois produtos de reanálise. O transporte de volume foi então obtido através de dois métodos propostos por Lima (1997), denominados “método dos contornos” (M. Cont.) e “método das caixas” (M. Caixa). Ambos fundamentos na integração da velocidade onde a componente meridional é negativa.

RESULTADOS

Nos diagramas de Taylor (Figura 2a, 2b, 2c e 2d), as duas reanálises representaram melhor os dados observados nos níveis mais superficiais. Os dados mais profundos (P1980) do HYCOM resultaram em correlação negativa ($r=-0,05$ para a componente U e $r=-0,08$ para a componente V), no entanto, para a componente meridional a correlação em P100 foi equivalente a $r=0,55$ e o desvio padrão em P173 foi igual ao observado nos dados *in situ* ($0,08\text{m.s}^{-1}$). O GLORYS apresentou melhor coeficiente de correlação (r) para as duas componentes da velocidade, igual a $r=0,81$ (U) e $r=0,70$ (V), e o desvio padrão mais semelhante ao dado observado foi registrado em P173 ($0,07\text{m.s}^{-1}$). Os resultados das médias mensais (Figura 2e, 2f, 2g e 2h) de velocidade da corrente apresentaram ciclo anual definido, com aumento durante o verão e a primavera. Para o HYCOM os valores negativos máximos que caracterizam o centro do jato da CB, foram equivalentes à $-0,96\text{m.s}^{-1}$ (22°S) e $-0,75\text{m.s}^{-1}$ (23°S), para o GLORYS foram iguais à $0,93\text{m.s}^{-1}$ (22°S) e $0,69\text{m.s}^{-1}$ (23°S). Em 22°S o centro do jato esteve bem organizado sobre a quebra da plataforma e no talude continental na maioria das ocorrências, 148 vezes sobre a longitude de $40,25^{\circ}\text{W}$ para o HYCOM (Figura 2i) e 143 vezes na longitude de 40°W para o GLORYS (Figura 2j). Em 23°S , o cenário é de “espalhamento”, em consequência da brusca mudança na orientação da linha de costa em Cabo Frio, nessa radial o centro do jato esteve sobre a longitude 41°W em 61 das ocorrências nos

dados do HYCOM (Figura 2k) e sobre 40,75°W em 83 das ocorrências nos dados do GLORYS (Figura 2l).

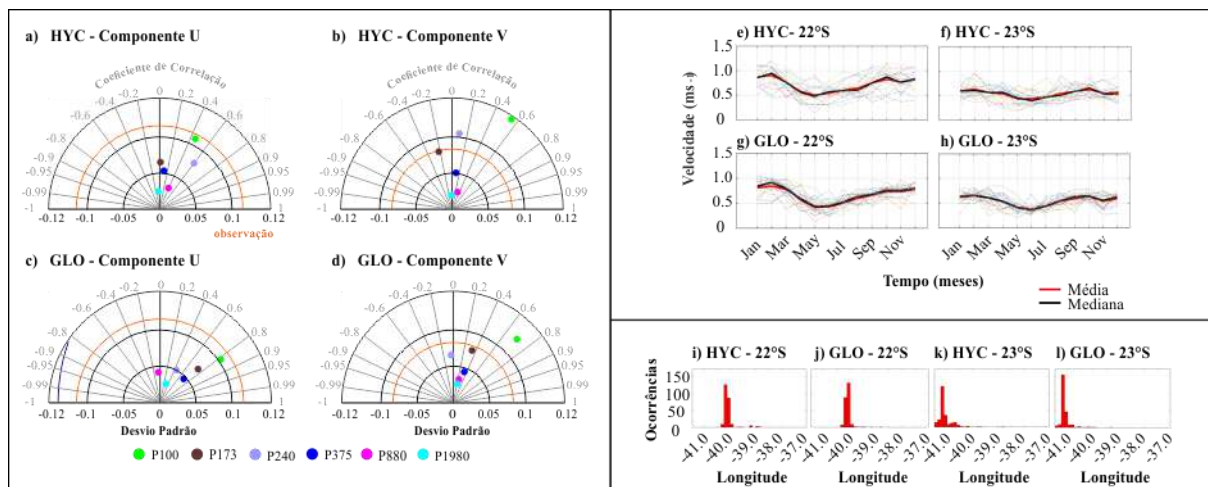


Figura 2 – Diagramas de Taylor das componentes U e V do HYCOM (a e b) e do GLORYS (c e d); média mensal da componente meridional para o HYCOM (e e f) e para o GLORYS (g e h), durante os 20 anos analisados e histogramas de ocorrências do centro do jato da Corrente do Brasil em cada longitude (i, j, k e l).

As estimativas de TV (Figura 3a, 3b, 3c e 3d) calculadas pelos dois métodos foram semelhantes. A maior discrepância entre os dados foi registrada em períodos de intensa atividade de mesoescala. Em 22°S esses sistemas foram bem representados pelos dados do HYCOM nos anos de 1995 e 2011, em 23°S o HYCOM registrou essa atividade no ano 2000 e os dados do GLORYS registraram picos em 2009 e 2010. Independente da radial ou do modelo, a utilização do método dos contornos favoreceu a observação da passagem desses sistemas, em vista da abordagem proposta pelo método, de localizar o centro do jato da CB a partir da posição da velocidade meridional negativa máxima.

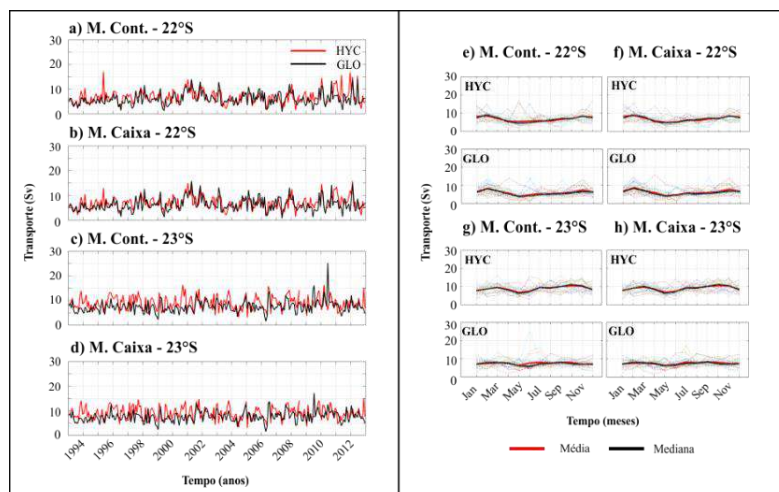


Figura 3 – Série temporal do transporte de volume da Corrente do Brasil, calculado pelo método “dos contornos” e “das caixas” nas latitudes 22°S e 23°S para dados do HYCOM e do GLORYS (a, b, c e d) e média mensal da série temporal calculada para os dois modelos (e, f, g e h).

Na comparação das médias mensais (Figura 3e, 3f, 3g e 3h), a magnitude do transporte para 23°S foi superior. O máximo registrado para a latitude de Cabo Frio foi igual a 12,13Sv (HYCOM) e na latitude do Cabo de São Tomé foi de 8,90Sv (HYCOM). Sazonalmente, os

maiores valores de TV foram observados durante o verão (GLORYS) e a primavera (HYCOM), e mínimos predominaram no outono e no inverno. Para os dois modelos o método das caixas verificou o máximo volume nas médias mensais, equivalentes à: 8,90Sv (HYCOM) e 8,78Sv (GLORYS) em 22°S, e 12,13Sv (HYCOM) e 10,42Sv (GLORYS) em 23°S.

O aumento do transporte de volume, conforme a CB flui em direção a sul, foi inferido em estudos anteriores como consequência de células de recirculação (STRAMMA et al., 1990). Em adição a esse processo Guerra et al. (2018) apontam que anéis provenientes do Vazamento das Agulhas alcançam a CB e alteram o volume transportado e destacam uma ocorrência na região de Cabo Frio. O ciclo anual definido com máximos na primavera e no verão, pode ser explicado pelo aumento da intensidade dos ventos de N-NE do Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul durante essas estações (DERECZYNSKI et al., 2009), associada a migração da BCSE ao nível da Água Central do Atlântico Sul, mais a norte no verão e mais a sul no inverno (RODRIGUES et al., 2007).

CONCLUSÕES

O volume transportado aumenta em 23°S, devido a existência de células de recirculação ao longo da CB e pela incorporação de anéis das Agulhas na altura de Cabo Frio. E a intensidade das variáveis velocidade e transporte é maior durante a primavera e o verão, em decorrência de mudanças sazonais na circulação atmosférica e na posição da BCSE.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANP - Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis. **Anuário Estatístico do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis**. Rio de Janeiro: ANP, 2016. 264 p.
- BROWN, E., COLLING, A., PARK, D., PHILLIPS, J., ROTHERY, D., WRIGHT, J. **Ocean Circulation**. Oxford: Butterworth-Heinemann, 2001. p. 79-142.
- DERECZYNSKY, C. P., OLIVEIRA, J. S., MACHADO, C. O. Climatologia da precipitação no município do Rio de Janeiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 24, n. 1, p. 24-38, 2009.
- GUERRA, L. A. A; PAIVA, A. M., CHASSIGNET, E. P. On the translation of Agulhas rings to the western South Atlantic Ocean. **Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers**, v. 139, p. 104-113, 2018.
- LIMA, J. A. M. **Oceanic circulation on the Brazilian Shelf- break and Slope at 22°S**. 1997. 164 f. Tese de Doutorado, University of New South Wales, Kensington.
- RODRIGUES, R. R.; ROTHSTEIN, L. M.; WIMBUSH, M. Seasonal variability of the South Equatorial current bifurcation in the Atlantic Ocean. **Journal of Physical Oceanography**, v. 37, p. 16-30, 2007.
- STRAMMA, L.; IKEDA, Y.; PETERSON, R. G. Geostrophic transport in the Brazil Current region north of 20°S. **Deep-Sea Research**, v. 37, n. 1A, p. 1875-1886, 1990.
- TAYLOR, K. E. Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. **Journal of Geophysical Research**, v. 106, p. 7183-7192, 2001.

ANÁLISE DA INFLUÊNCIA DE ARRECIFES NATURAIS NA PROTEÇÃO COSTEIRA VIA MODELAGEM COMPUTACIONAL

Larissa Maia Dantas da Silva¹, P.; Gabriele dos Santos Silva², S.; Rodrigo Amado Garcia Silva³, T.; Paulo Cesar Colonna Rosman⁴, Q.

^{1,2,3,4}*Universidade Federal do Rio de Janeiro, Área de Engenharia Costeira – COPPE/UFRJ
Av. Athos da Silveira Ramos, CT, Sala C209, Ilha do Fundão, Rio de Janeiro – RJ, 21941-611.*

¹*larissamaia@oceanica.ufrj.br, ²gabrielesantos@oceanica.ufrj.br,*

³*rodrigoamado@oceanica.ufrj.br, ⁴pccrosman@ufrj.br*

RESUMO

O conhecimento da dinâmica que arrecifes naturais exercem na proteção costeira é fundamental para inserção de uma nova abordagem mais integrada com o meio natural. Assim, através de modelagem computacional, propagaram-se ondas de diferentes direções e períodos para avaliar a intensidade com que atingem a região de estudo e o padrão de circulação resultante. A região de estudo se situa no município de Cabedelo – PB, que foi escolhido devido à presença de arrecifes de corais. Observou-se que praias sob proteção de arrecifes apresentaram ondas com menor energia e correntes menos intensas, ao contrário das que estão desprotegidas, onde o padrão de circulação e as alturas de onda atingem valores mais elevados.

Palavras chave: Arrecifes Naturais, Modelagem de Propagação de Ondas, Proteção Costeira.

INTRODUÇÃO

Ações de intervenção para proteção de linha da costa são frequentes. A fim de reduzir a ação do ataque de ondas nas praias, diversas estruturas costeiras vêm sendo investigadas, dentre elas, os arrecifes artificiais. Estas estruturas paralelas à linha de costa são classificadas como quebra-mares parcialmente submersos, por não estarem ligadas à praia. Sua principal função é forçar o processo natural de arrebentação de ondas, dissipando assim sua energia (USACE, 2008). Assim, essas estruturas artificiais se baseiam nas características dos arrecifes naturais, fornecendo múltiplas funções para a sociedade. Dentre elas, diminuir os danos causados pelo impacto das ondas, protegendo a infraestrutura local de processos erosivos e reduzindo a intensidade das correntes geradas. Além disso, os arrecifes, quando parcialmente submersos, fornecem maior troca de água, e aumentam o uso recreativo do local. O estudo da dinâmica que um arrecife natural produz numa região, desde alterações na quebra de ondas, ao transporte de sedimentos e correntes longitudinais, fornece subsídio para desenvolver projetos de arrecifes artificiais, onde o conceito de *Building with Nature* é considerado, procurando assim soluções que integrem a natureza no desenvolvimento do projeto desde o início, utilizando os benefícios e os serviços que o ambiente fornece.

OBJETIVOS

O principal objetivo do trabalho é estudar como arrecifes naturais com geometria similar a quebra-mares influenciam na quebra de ondas e consequentemente na proteção costeira. Para isto, fez-se um estudo de modelagem hidrodinâmica e de propagação de ondas em praias protegidas e desprotegidas pelos arrecifes, visando comparar o comportamento das ondas e da praia frente à presença destas estruturas.

METODOLOGIA

Para as análises realizadas neste trabalho utilizaram-se modelos hidrodinâmicos (MH) e modelos de propagação de ondas (MPO) do SisBaHiA® - Sistema Base de Hidrodinâmica Ambiental. Maiores informações sobre o SisBaHiA® estão disponíveis em sua referência técnica, em Rosman (2019). Para as simulações, o município de Cabedelo - PB foi escolhido devido à presença de arrecifes de corais localizado a aproximadamente 800 m da sua costa e com formação semelhante a quebra-mares parcialmente submersos. Estes arrecifes estão inseridos no Parque Estadual Marinho de Areia Vermelha – PEMAV, localizado na Paraíba, nas proximidades do Porto de Cabedelo. Na Figura 1 é possível observar o domínio de modelagem adotado, além das praias e dos arrecifes de corais. Nota-se que a praia de Miramar não recebe proteção direta dos arrecifes, ao contrário das demais, tornando possível comparar o comportamento de ambas diante da presença ou não dos arrecifes.

O modelo hidrodinâmico, acoplado ao modelo de propagação de ondas, reproduziu um período de 365 dias, referente ao ano de 2017. Nele foram consideradas as seguintes forçantes: maré astronômica, rugosidade de fundo, ventos e ondas.

A batimetria nas regiões de interesse, i.e., em águas rasas, foi obtida através das cartas náuticas nº 806 e 830 da DHN. A batimetria em águas profundas utilizada pelo modelo de propagação de ondas, foi obtida da base de dados do SMC Brasil - Sistema de Modelagem Costeira – Brasil. Os contornos batimétricos são referidos ao NR - Nível de Redução da Carta Náutica nº 830. Os dados de ondas foram extraídos do ERA-Interim, do ECMWF - *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*. O ponto amarelo na Figura 1 indica a posição onde obteve-se informações sobre as ondas na região.

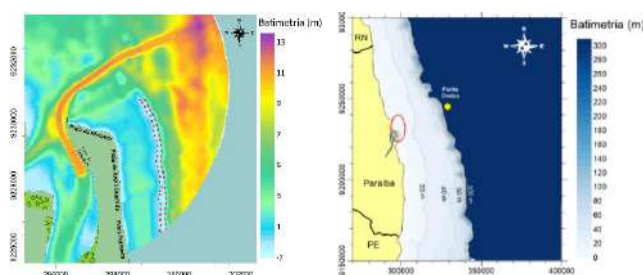


Figura 1. À esquerda, batimetria utilizada para a modelagem de propagação de ondas desde águas profundas até a região de interesse. À direita, batimetria nos arredores do PEMAV, o contorno tracejado delimita os arrecifes de corais. Coordenadas UTM WGS84 setor 25 M.

Para gerar as condições de onda no domínio de modelagem foi necessário desenvolver modelos de propagação de onda desde águas profundas até a região de interesse. Da análise do clima de onda local observa-se que as ondas mais frequentes incidem de sudeste, com altura significativa variando entre 1 e 3 m e período de pico entre 9 e 11 s. Além disso, as ondas de maior energia, que podem vir de sul-sudeste e, mais raramente, de nordeste, possuem períodos de pico entre 13 e 14 s e altura de até 4 m. O clima de ondas possui direções que variam entre 45° e 150°, conforme exibido na rosa das ondas na Figura 2.

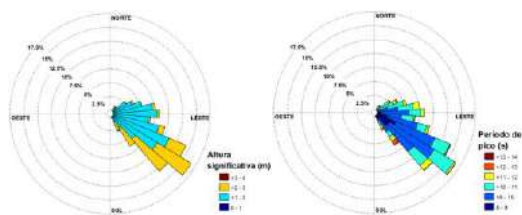


Figura 2. Clima de ondas referente ao ano de 2017, com as rosas de alturas significativas e de períodos de pico.

Com o objetivo de simular adequadamente a propagação de qualquer onda dentro deste leque, montou-se cinco modelos com diferentes orientações da grade numérica, exibidas na Figura 3. Ao propagar todo o clima de ondas no nível médio e máximo de mar (máxima preamar de sizígia), foram determinados dois cenários que representassem a pior situação para ambas as praias, com e sem a proteção dos arrecifes. As fronteiras transversais à costa do MPO são abertas, evitando que haja reflexão das ondas. Em todos os modelos são utilizadas sempre duas grades numéricas, sendo uma delas maior e menos refinada, ao largo, e outra menor e mais refinada, próxima à costa, onde estão os arrecifes de corais.

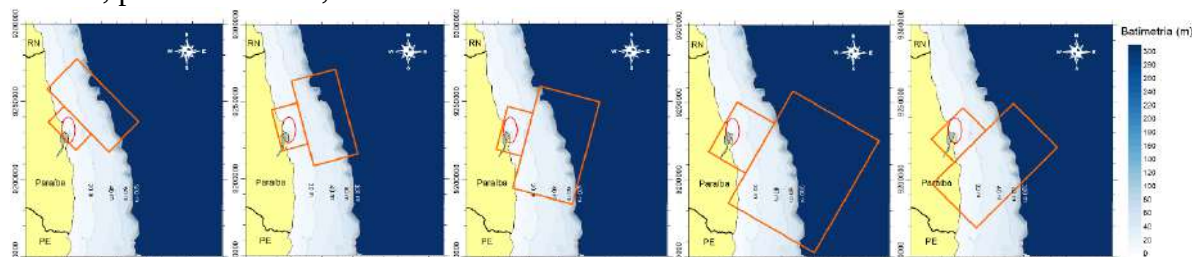


Figura 3. Grade utilizada pelo modelo de propagação de ondas para propagar ondas de direção entre 45° e 75° , entre 75° e 105° , entre 105° e 115° , entre 115° e 125° , entre 125° e 150° desde águas profundas até a região do Porto de Cabedelo.

RESULTADOS

Observa-se que na praia do Miramar, sem proteção, as ondas que chegam com maior energia incidem de nordeste, sob o ângulo 45° e com período de 12 s. Enquanto que para as demais praias, que recebem a proteção dos arrecifes, o pior cenário ocorre com ondas de sudeste, com ângulo de 150° e período de 12 s. Os resultados das simulações com os modelos de propagação de ondas são apresentados na forma de mapas de distribuição espacial de altura da onda.

A Figura 4 mostra os mapas de distribuição espacial de fatores de amplificação de altura da onda para os dois cenários escolhidos, retratando assim a proteção que o arrecife exerce sobre as praias. Nota-se que, no cenário com ondas de nordeste (Figura 4a e 4b), essas incidem diretamente na praia do Miramar com altura de 1,5 m no nível máximo, chegando nas praias de Areia Dourada e Formosa com alturas próximas a 0,5 m. No cenário com ondas de sudeste (Figura 4c e 4d), tanto no nível médio como no máximo, as ondas mais energéticas tendem a quebrar nos arrecifes com altura em torno de 3 m, ocasionando a dissipação de grande parte da energia antes de atingir a costa, chegando com altura pequena nas praias paralelas à estrutura. Neste cenário o arrecife exerce proteção para toda a costa no domínio de modelagem.

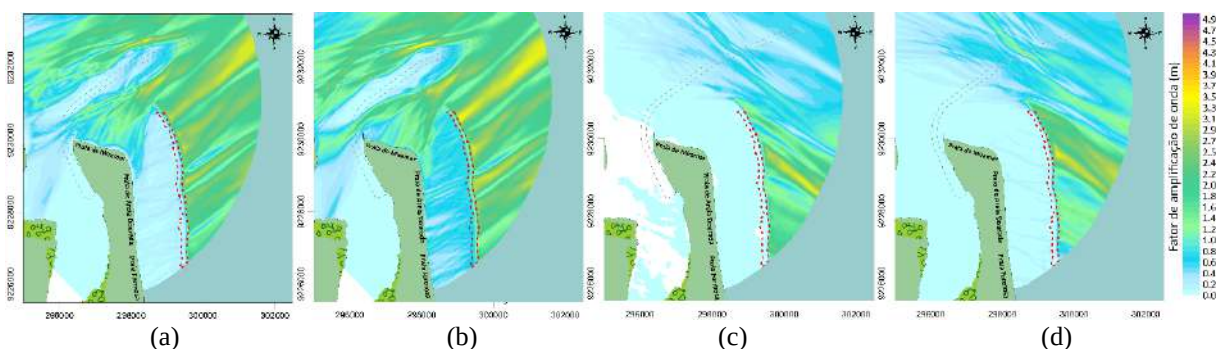


Figura 4. (a) e (b) Altura de onda referente ao cenário com ondas de nordeste. Os instantes indicados em (a) e (b), respectivamente, correspondem à meia-maré e à preamar de sizígia. (c) e (d) Altura de onda referente ao cenário com ondas de sudeste. O instante em (c) retrata situação de meia-maré e em (d) uma preamar de sizígia.

Em instante de baixa-mar de sizígia, ondas vindas de sul-sudeste arrebatam nos arrecifes, que estão emersos. Observam-se correntes longitudinais para norte à barlamar dos arrecifes, com magnitude em torno de 0,60 m/s (Figura 5a). Nota-se ainda que na região a sotamar dos arrecifes a circulação tem menor intensidade, com correntes menores que 0,05 m/s, pois neste instante essa região encontra-se protegida das ondas. Quando os arrecifes estão submersos, em instantes de preamar (Figura 5b), há o galgamento das ondas. Neste instante, a arrebentação dessas ondas que transpassam a estrutura gera correntes litorâneas longitudinais de até 1 m/s em todas as praias do domínio.

A Figura 5c mostra o padrão de circulação em uma condição onde aproximam-se da costa ondas vindas de leste-nordeste. As correntes mais intensas passam a ocorrer na zona imediatamente à norte e oeste dos arrecifes. Em situação de baixa-mar, as correntes apresentam magnitudes insignificantes em torno de 0,01 m/s. Em contrapartida, durante a preamar de sizígia essas correntes possuem velocidades máximas de aproximadamente 2,5 m/s na praia de Miramar.

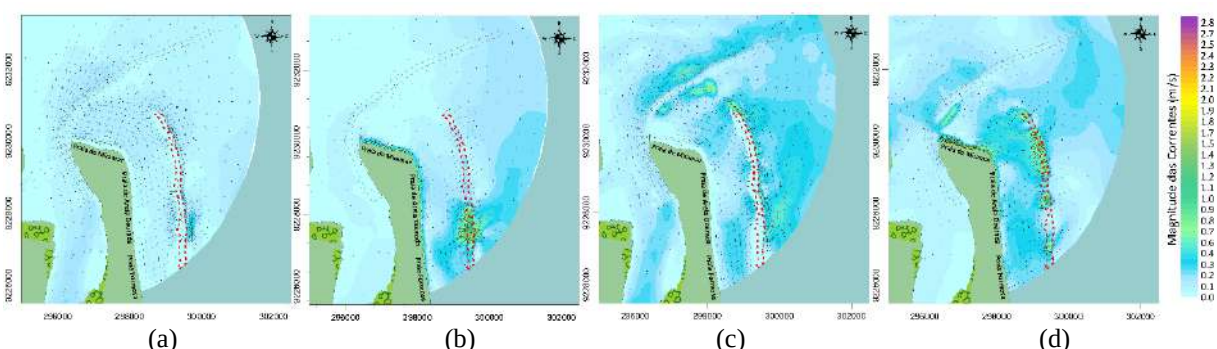


Figura 5. (a) e (b) Padrões de circulação referente ao primeiro cenário com ondas de nordeste. Em (a) considerando a baixa-mar e em (b) uma preamar de sizígia. (c) e (d) Padrões de circulação referente ao cenário com ondas de sudeste. Em (c) considerando o nível médio e em (d) uma preamar de sizígia.

CONCLUSÕES

A comparação entre as condições de altura de onda incidentes e as correntes observadas em ambos os cenários mostrou que regiões sob proteção de arrecifes naturais, mesmo em cenários pessimistas, i.e., maré alta e ondas mais energéticas, apresentam melhor resposta frente à essas forças. Em ambos os cenários, com ondas de nordeste e de sudeste, o arrecife funcionou como um quebra-mar parcialmente submerso, dissipando parte da energia das ondas antes dessas chegarem a costa, reduzindo assim as correntes longitudinais e consequentemente o transporte de sedimentos. Sob condições de onda de nordeste, os arrecifes não exercem proteção na praia do Miramar, recebendo assim o ataque direto das ondas, apresentando as piores situações quanto a magnitude das correntes e a altura de quebra. É notável a função que os arrecifes naturais exercem na proteção costeira. Adotar estruturas com funcionamento similar a estruturas naturais frente às comumente utilizadas na costa brasileira, favorece a mudança na forma como a engenharia costeira aborda a proteção costeira.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ROSMAN, P. C. C. 2019. Referência Técnica do SisBaHiA[®], V. 9d. COPPE, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.

USACE. U.S. Army Corps of Engineers. 2008. Coastal Engineering Manual. Part V, Cap 3. EM 1110-2-1100. U.S.A.

DETECÇÃO AUTOMÁTICA DE VÓRTICES NA REGIÃO DA RETROREFLEXÃO DA CORRENTE DAS AGULHAS

Silva¹, M. B. L.; Gonçalves, G. A.; Jesus¹, L.C.; Chacaltana¹, J. T. A.

*¹LABESUL – DEA – CT – Universidade Federal do Espírito Santo – UFES
Av Fernando Ferrari, 514 – Goiabeiras, Vitória – ES CEP 29075-910
matheus.bonjour@gmail.com*

RESUMO

O forte cisalhamento horizontal promovido pela retroreflexão da Corrente das Agulhas geram vórtices que se propagam ao longo do oceano Atlântico Sul. A detecção destes vórtices é uma importante ferramenta para o estudo do transporte de massa e energia para o Atlântico Sul. A detecção automática dos vórtices é uma das principais ferramentas no estudo de longo termo da variação temporal e espacial dos vórtices. No presente trabalho foi aplicado um algoritmo para detecção automática de vórtices, baseado em funções de correntes. Os resultados do modelo numérico HYCOM foram utilizados para a detecção automática dos vórtices, em que foram avaliadas taxa de sucesso de detecção e taxa de excesso de detecção. Os resultados mostram que o algoritmo é capaz de detectar, porém podem haver excessos na detecção, justamente devido aos diferentes formatos e tamanhos de vórtices.

Palavras chave: Corrente das agulhas, vórtices, detecção automática.

INTRODUÇÃO

A Corrente das Agulhas é uma corrente de borda oeste que transporta água quente e salgada do Oceano Índico em direção à parte sul do Oceano Atlântico. Isso se dá devido ao seu escoamento de baixas para altas latitudes, sentido sul, ao longo da costa leste africana contornando a parte sul do continente africano. Ao longo da costa leste africana, a Corrente das Agulhas segue toda a borda da plataforma continental, sem meandrar ou apresentar vórtices significativos (GRONDLINGH, 1983). Porém, ao sul do continente, ao passar por Port Elizabeth (em torno de 34°S 25°E) e encontrar a extensa plataforma continental, conhecida como Banco das Agulhas, a corrente passa a apresentar um comportamento sinuoso significativo.

Com isso, entre 16-20°E, a Corrente das Agulhas apresenta meandros intensos que ocasionam a mudança do sentido do seu escoamento, retornando para o Oceano Índico (LUTJEHARMS e VAN BALLEGOOYEN, 1988). Devido à conservação do momento angular, nesta região, há alguns vórtices que se “desprendem” da corrente e se propagam sentido noroeste no Atlântico Sul. Essa região é denominada Retroreflexão das Agulhas e é de suma importância para ligação entre os Oceanos Índico e Atlântico Sul, além do fato de ser um sistema muito energético (DE RUIJTER et al., 1999; MATANO e BEIER, 2003).

Os vórtices emitidos pela retroreflexão conservam características da água típica da Corrente das Agulhas, com sua parte superficial quente (CHAPMAN et al., 1987;

LOTJEHARMS e GORDON, 1987). Porém, devido às trocas com a atmosfera e o efeito turbulento promovido pelo vento nas camadas superficiais, essa herança térmica nos vórtices é perdida (MEY et al., 1990). Esses vórtices apresentam um diâmetro médio de 207km, próximos da zona de formação (LUTJEHARMS e VANBALLEGOOYEN, 1988) e não se sabe a respeito de variações periódicas no seu tamanho.

Geralmente, as técnicas para detecção de vórtices tratam do uso de dados de temperatura do oceano (LUTJEHARMS e VAN BALLEGOOYEN, 1988; GORDON, 1990), porém, devido à perda de calor para a atmosfera e a mistura provocada pelo cisalhamento do vento acabam retirando esta evidência térmica nos centros dos vórtices. Outra técnica de detecção muito utilizada, é feita por meio do uso de dados de satélite de altimetria (GORDON, 1990; GRUNDLINGH, 1995;). Além disso, há o uso de modelos e algoritmos para a detecção dos vórtices, porém, não há trabalhos a respeito do uso de algoritmos para detecção dos vórtices associados à retroreflexão das Agulhas.

Neste trabalho, foi aplicado um algoritmo de detecção automática dos vórtices, para que fosse possível detectar seus centros e suas posições em 500m de profundidade, bem como definir os parâmetros mais eficientes para a região de estudo. Com isso, foram analisados diferentes parâmetros para detecção, e feita uma estimativa da Taxa de Sucesso de Detecção (TSD) e da Taxa de Excesso de Detecção (TED).

OBJETIVOS

O objetivo deste trabalho é a avaliação da detecção automática de vórtices na região das Agulhas.

- Aplicar o método de Nencioli et al. (2010) para detecção automática de vórtices;
- Definir o melhor parâmetro (a e b) para detecção na região de estudo.
- Avaliar as Taxas de Sucesso de Detecção e Taxa de Excesso de Detecção no método de Nencioli et al. (2010).

METODOLOGIA

Neste trabalho utilizou-se os dados do modelo Hycom-Ncoda para a região de estudo, com resolução de $1/12^\circ$, das componentes zonal e meridional da velocidade, para diferentes profundidades. Para a detecção dos vórtices foi realizada uma média do campo de velocidade (no período de 14 de janeiro de a 21 de janeiro de 2008) de dados medidos diariamente para a região onde está situada a retroreflexão da Corrente das Agulhas, entre as latitudes 28°S e 44°S e as longitudes 0° e 25°E , para que fossem detectados e analisados os vórtices associados à retroreflexão da Corrente das Agulhas.

Os vórtices oceânicos foram detectados através da aplicação de um algoritmo automático proposto por Nencioli et al. (2010). A detecção, dos centros dos vórtices, é feita através da busca das velocidades mínimas próximas ao centro e o contorno do vórtice é definido pela linha de corrente fechada mais distante do centro. Utilizou-se de uma média semanal do campo de velocidade para que os vórtices mais permanentes ficassem evidenciados.

Foram usados dois parâmetros diferentes para identificação dos vórtices através do algoritmo, para que fossem comparados com os vórtices identificados visualmente. O

parâmetro (a) representa o número de pontos de grade para inversão da velocidade u-v, com intuito de inspecionar a rotação dos vetores ao redor do centro. O parâmetro (b) é o número de pontos de grade para definir a área para detectar a velocidade mínima.

O melhor parâmetro para detecção foi validado a partir de dois parâmetros de eficiência (CHAIGNEAU et al., 2008): a Taxa de Sucesso de Detecção (TSD) e a Taxa de Excesso de Detecção (TED): $TSD = \frac{V_c}{V_m} \cdot 100$ $TED = \frac{V_{ia}}{V_m} \cdot 100$, onde V_c são os vórtices identificados ambos manualmente e pelo método; V_m são os vórtices identificados manualmente; V_{ia} são os vórtices incorretamente identificados pelo algoritmo.

RESULTADOS

A tabela 1 mostra as taxas de sucesso e excesso na detecção dos vórtices com base na variação dos parâmetros a e b.

Parâmetro	a=3 b=1	a=4 b=3	a=5 b=2	a=5 b=3	a=6 b=3	a=6 b=4	a=7 b=3	a=7 b=4	a=8 b=3	a=8 b=4
TSD (%)	100	93,75	93,75	93,75	75	81,25	68,75	62,5	43,75	50
TED (%)	387	256	237	218	137	118	100	81	56	62

Tabela 1 – Parâmetros utilizados e suas respectivas taxas de sucesso e exceção na detecção.

Em relação a TSD/TED, os melhores parâmetros para a profundidade de 500m foram a=6 e b=4 e em seguida a=7 e b=3, porém, quanto menor forem os parâmetros, há mais sucesso na detecção. Segundo Nencioli (2010), os parâmetros para melhor detecção dos vórtices são a=4 e b=3, porém neste trabalho os valores a=6 e b=4 resultaram nas maiores taxas de sucesso por excesso de detecção, possivelmente devido às características dos vórtices estudados neste trabalho.

Na Figura 1.(a) são mostrados os vórtices detectados manualmente, enquanto na Figura 1.(b) os vórtices detectados pelo algoritmo de Nencioli et al. (2010). Os resultados da detecção automática dos vórtices mostram uma boa taxa de sucesso de detecção dos vórtices. Como a Figura 1.(a) representa a detecção manual dos vórtices, é possível que pequenos vórtices não tenham sido identificados, sendo estes associados pelo algoritmo.

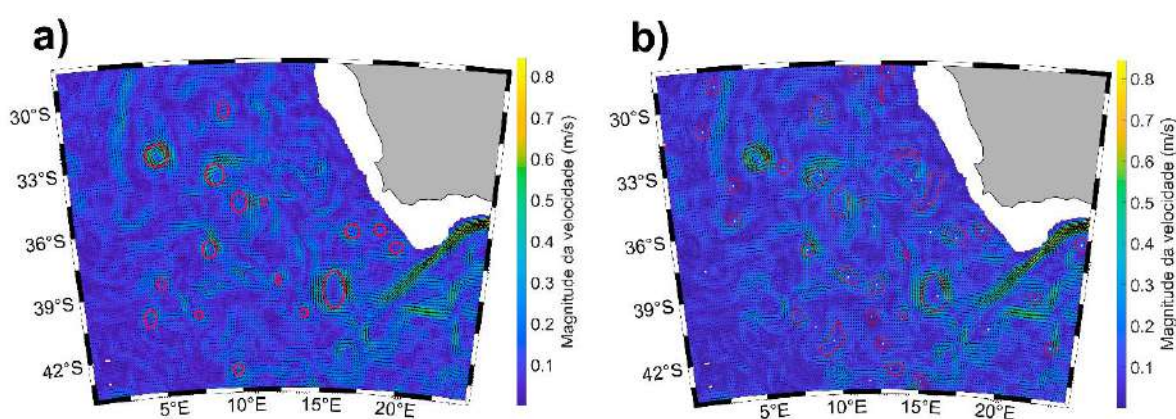


Figura 1 – a) Vórtices detectados manualmente em 500m de profundidade. b) Vórtices detectados pelo algoritmo usando os parâmetros a=6;b=4, em 500m de profundidade.

É possível identificar dois vórtices bem nítidos, um destes em torno de 15°E e 39°S, com maior diâmetro e bem próximo da retroreflexão, e outro mais a noroeste, em torno de 5°E e 33°S. Estes foram identificados pelo algoritmo com todos os parâmetros (a e b) utilizados,

possivelmente por serem bem definidos quanto às velocidades mínimas no centro e à linha de corrente fechada.

CONCLUSÕES

O algoritmo é capaz de detectar os vórtices, porém ainda há muitos excessos e vórtices identificados incorretamente. Isto acontece devido às diferentes formas e tamanhos dos vórtices, que variam muito com a região ou profundidade estudada. Os melhores parâmetros adotados foram aqueles que apresentaram o maior valor TSD/TED, que seria a relação entre sucesso e excesso de detecção. Os resultados deste trabalho mostram que o algoritmo de detecção automática proposto por Nencioli *et al.* (2010) é capaz de detectar os vórtices na região da Agulhas, contudo os parâmetros utilizados (a e b) requerem calibração para cada camada a ser estudada, devido à grande variação do tamanho dos vórtices na região.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

CHAIGNEAU, A., GIZOLME, A., GRADOS, C., et al. (2008). Mesoscale eddies off peru in altimeter records: Identification algorithms and eddy spatio-temporal patterns. **Progress in Oceanography**, 79(2):106 – 119.

CHAPMAN, P., DUNCOMBE RAE, C. M., ALLANSON, B. R., 1987, “Nutrients, chlorophyll and oxygen relationships in the surface layers at the Agulhas Retroflection”, **Deep-Sea Research**, v. 34, n. 8, pp. 1399–1416.

DE RUIJTER, W. P. M. *et al.* Indian-Atlantic inter-ocean exchange: dynamics, estimation, and impact. **J. Geophys. Res.** 104, 20885–20910 (1999)

GORDON, A.L., HAXBY, W.F., 1990. Agulhas eddies invade the South Atlantic: Evidence from Geosat altimeter and shipboard conductivity-temperature-depth survey. **J. Geophys. Res. C: Oceans** 95, 3117–3125.

GRUNDLINGH M. L. (1983) On the course of the Agulhas Current. **South African Geographical Journal** 65, 49-57.

GRUNDLINGH, M. L., 1995, “Tracking eddies in the southeast Atlantic and ” southwest Indian oceans with TOPEX/POSEIDON”, **Journal of Geophysical Research**, v. 100, n. C12, pp. 24977–24986.

LUTJEHARMS, J. R. E., VAN BALLEGOOYEN, R. C., 1988, “The Retroflection of the Agulhas Current”, **Journal of Physical Oceanography**, v. 18, pp. 1570–1583.

LUTJEHARMS, J. J., GORDON, A. A., 1987, “Shedding of an Agulhas ring observed at sea”, **Nature**, v. 325, n. 6100, pp. 138–140.

MATANO, R. P., BEIER, E. J., 2003, “A kinematic analysis of the Indian/Atlantic interocean exchange”, **Deep-Sea Research II**, v. 50, pp. 229–249.

MEY, R. D., WALKER, N. D., JURY, M. R., 1990, “Surface heat fluxes and marine boundary layer modification in the Agulhas Retroflection region”, **Journal of Geophysical Research**, v. 95, n. C9, pp. 15997–16015.

ESTUDO DESCRITIVO DOS PADRÕES DE ONDA NA REGIÃO DA QUEBRA PLATAFORMA CONTINENTAL DO ESTADO DO ESPÍRITO SANTO

Leitão¹, F. G. V; Silveira¹, M. S; Marques¹, T. M; Lima¹, J. C. R; Costa¹, C.E.B; Lima¹, G. C; Sampaio¹, L. E.

*¹Universidade Federal do Ceará, UFC
marinass@alu.ufc.br*

RESUMO

O Programa Nacional de Boias (PNBOIA) possui uma rede de bóias fundeadas (sistema de coleta de dados Euleriano) e de deriva (sistema de coleta de dados Lagrangeano), ambas rastreadas por satélite, e um sistema de recepção, processamento e divulgação de dados meteorológicos e oceanográficos. O presente trabalho apresenta séries temporais dos parâmetros básicos do campo de ondas registrados na plataforma continental do Espírito Santo. Os dados utilizados no trabalho foram coletados por um ondógrafo da bóia Vitória, fundeada pelo PNBOIA, localizada em 039°41' W e 19°55 S. Os mesmos foram obtidos no site do Centro de Hidrografia da Marinha do Brasil, contém informações acerca do período, altura significativa e direção das ondas incidentes na PCES. Trata-se de uma série temporal de dois anos correspondente a 2015 e 2017. As ondas observadas na plataforma capixaba são principalmente ondas sea e não foi registrado nenhum swell ($p > 10s$) durante o tempo de estudo. A ausência do registro de ondas swell, permite indagar se realmente não teve ondas swell na região ou se foi uma falha de metodologia com local de instalação ou o aparelho em si. Existe sazonalidade nos padrões de onda e mesmo sendo compatível com a sazonalidade conhecida dos padrões de ventos, apenas uma série temporal maior poderia explicar suas causas.

Palavras chave: Ondas *sea*, PNBOIA, Ondógrafo

INTRODUÇÃO

A compreensão dos padrões de ondas na região da quebra da plataforma continental do Espírito Santo (PCES) é fundamental para o entendimento dos processos oceanográficos que ocorrem na região. As ondas mais comuns formadas no oceano tem como causa a ação do vento soprando sobre a superfície do mar, cuja força restauradora é o efeito da gravidade atuando sobre as partículas fluidas, sendo assim denominadas ondas de gravidade superficiais. Parente, 1999 citou os processos de formação dessas ondas como: (i) a turbulência do vento causando flutuações aleatórias de pressão, gerando ondas capilares, (ii) o vento soprando sobre essas ondas, provocando o seu crescimento, e (iii) as interações não lineares entre as ondas, que produzem transferência de energia de frequências maiores para menores. As ondas geradas próximo a costa, com período de duração em torno de 10 segundos são denominadas sea, já as ondas formadas a longas distâncias e que se propagam pelo oceano até atingir a costa são chamadas de swell.

OBJETIVOS

O objetivo deste estudo é identificar o padrão de ondas na região da quebra da plataforma continental capixaba.

METODOLOGIA

Os dados utilizados no trabalho foram coletados por um ondógrafo da bóia Vitória, fundeada pelo Programa Nacional de Boias (PNBOIA), localizada em 039°41' W e 19°55' S. Os mesmos foram obtidos no site do Centro de Hidrografia da Marinha do Brasil, contém informações acerca do período, altura significativa e direção das ondas incidentes na PCES. Trata-se de uma série temporal de dois anos correspondente a 2015 e 2017.

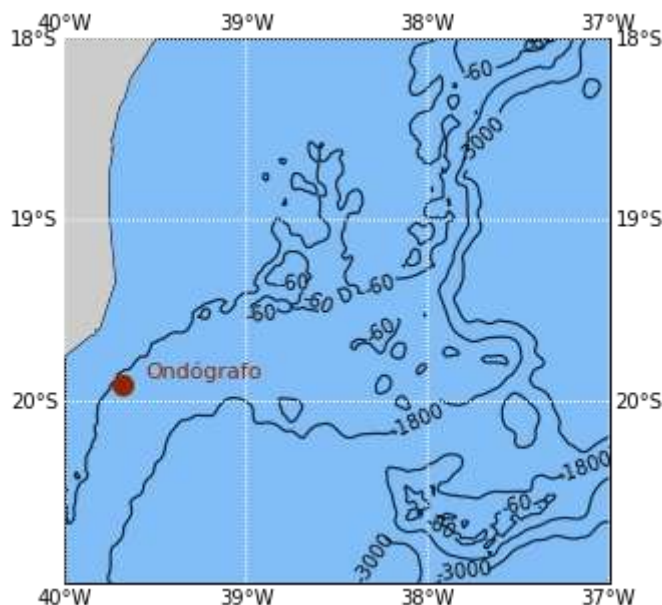


Figura 1 - Localização do Ondógrafo

No tratamento dos dados foram aplicados filtros de Distância Interquartil (DIQ) e Envoltório Convexa para remoção de dados espúrios (outliers). Também foram eliminados do conjunto de dados tratados aqueles considerados flags. Por fim, médias diárias foram utilizados para elaboração de histogramas utilizados na análise do padrão de ondas da área de estudo.

RESULTADOS

As ondas observadas na plataforma capixaba são principalmente ondas sea e não foi registrado nenhum swell ($p > 10s$) durante o tempo de estudo. Essa afirmação pode ser confirmada na figura 2A. A formação de ondas sea está ligada circulação de ventos. A direção das ondas é predominante de leste para oeste. A circulação atmosférica global tende a influenciar a superfície dos oceanos desta forma direção das ondas observadas na figura 2B é explicada pela presença dos Alísios de sudeste.

Segundo Amarante (2009), o padrão de ventos na região da cidade de Vitória, possui médias anuais de ventos com 0,9 m/s advindos dos quadrantes Nordeste e Sudeste com frequências entre 15 e 10% e ventos de 1,2 m/s advindos do Sudoeste com frequências de 20%. Esse padrão pode ter influenciado na direção das ondas superficiais observadas no presente estudo.

Além da circulação global, existem outros fatores que controlam o padrão dos ventos de uma região, que podem alterar o padrão de ondas. Entre esses mecanismos ser de circulação de meso e larga escala, tais como a incidência de Frente Fria (FF) e da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). As frentes frias (FFs) são geradas pelo avanço da Massa Polar Atlântica (mPa) pelo continente. A ZCAS é um canal de umidade na região sudeste do Brasil até a Amazônia, persistindo por vários dias, devido à confluência entre os

ventos de Sudeste com ventos úmidos de Noroeste. (MATTIUZZI; MARCHIORO, 2012). Frentes frias normalmente são observadas no Brasil no segundo semestre, começando geralmente em setembro.

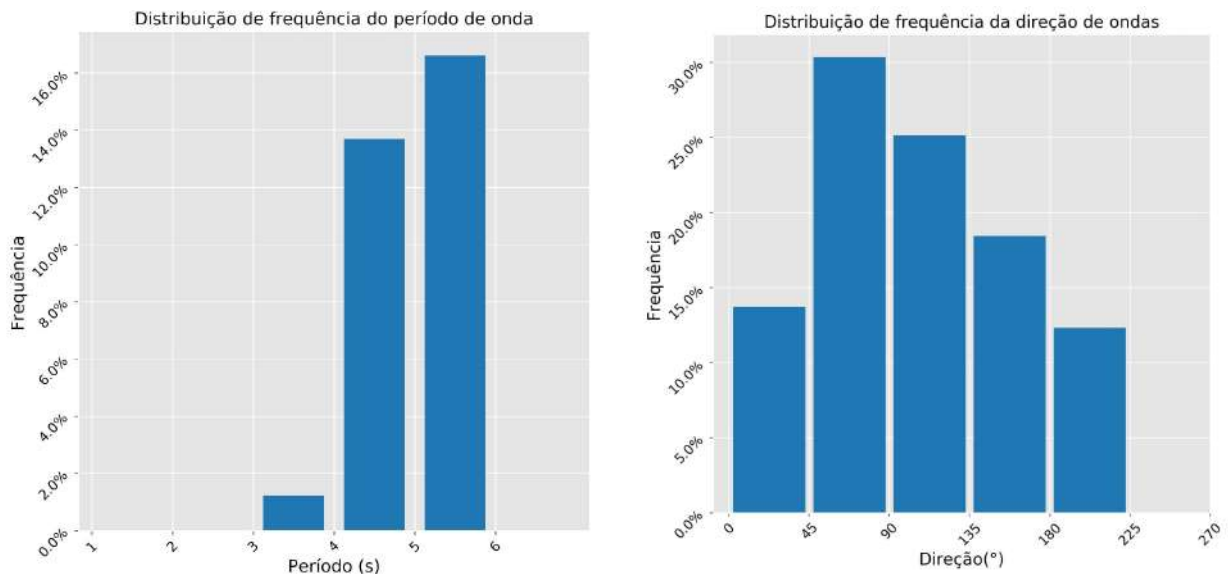


Figura 2A - Distribuição de período de onda. 2B - Distribuição da direção de ondas.

A sazonalidade provocada pelos ventos provoca sazonalidade no campo de ondas, como pode ser observado na figura 3. Observando a figura 3, é possível ver que os maiores valores de altura de onda ocorreram entre os meses de maio e dezembro, com o valor máximo de 3,8m. Os três primeiros meses dos anos 2016 e 2017 registraram valores abaixo de 1,5m. Segundo Amarante (2009), os meses de Setembro a Novembro possuem ventos mais intensos, enquanto nos meses de abril a junho, são mais brandos. É possível observar na figura 4 que 50% das ondas formadas na plataforma capixaba possuíram altura significativa de 1m

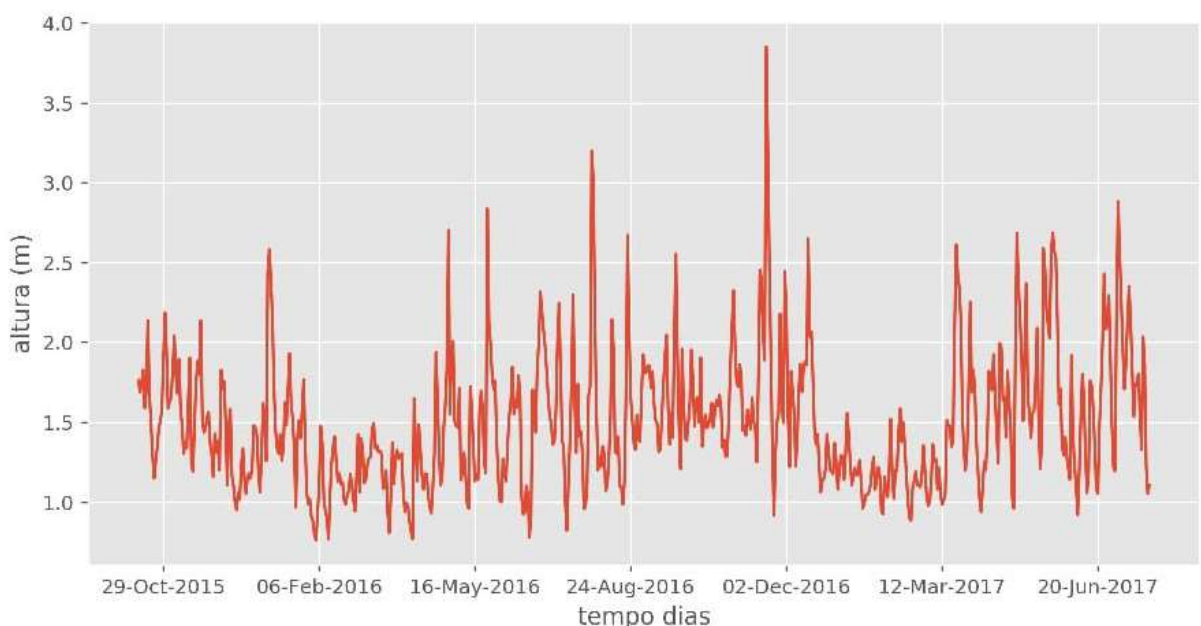


Figura 3 - Série temporal das alturas de Onda observadas na plataforma continental do Espírito Santo.

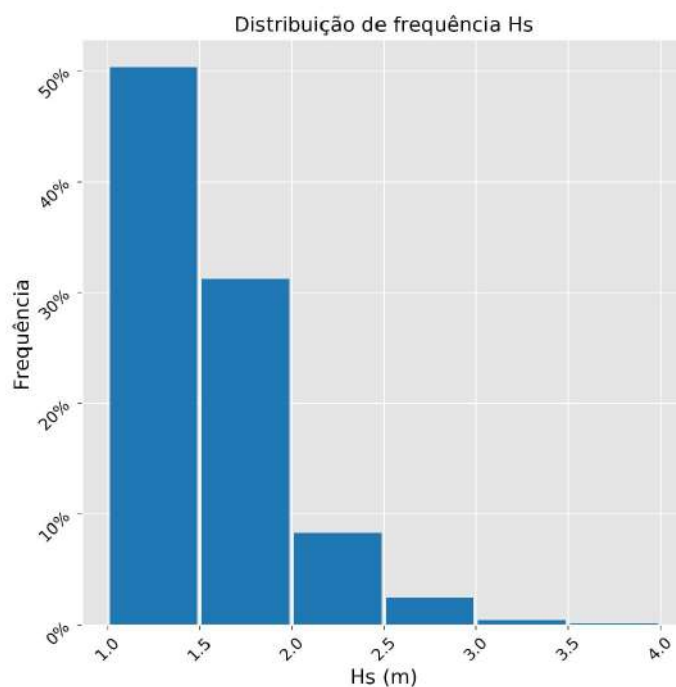


Figura 4 - Distribuição de Altura Significativa de Onda.

CONCLUSÕES

O padrão de ondas pode ser relacionado com o padrão de ventos da região. A utilização dos dados do PNBOIA permite caracterizar a região da plataforma Continental capixaba, com a predominância de ondas sea, que possuem direção principalmente de Nordeste e Sudeste para Oeste. Existe sazonalidade nos padrões de onda e mesmo sendo compatível com a sazonalidade conhecida dos padrões de ventos, apenas uma série temporal maior poderia explicar suas causas. A ausência do registro de ondas swell na figura 2A, permite indagar se realmente não teve ondas swell na região ou se foi uma falha de metodologia com local de instalação ou o aparelho em si.

REFERÊNCIAS

- AMARANTE, Odilon A. Camargo do; Atlas eólico: Espírito Santo/ - Vitória, ES: ASPE, 2009 100p.;
- MATTIUZZI, Henrique Vescovi; MARCHIORO, Eberval. O COMPORTAMENTO DOS VENTOS EM VITÓRIA (ES): A GESTÃO E INTERPRETAÇÃO DOS DADOS CLIMATOLÓGICOS. Revista Geonorte, Vitória, v. 2, n. 4, p.983-993, 2012.
- PNBOIA. CHM (Centro de Hidrografia da Marinha). Marinha do Brasil. Disponível em: <<https://www.marinha.mil.br/chm/dados-do-goos-brasil/pnboia>>. Acesso em 03 de setembro de 2019.

CARACTERIZAÇÃO DO FLUXO DE ENERGIA DE ONDAS E DO TRANSPORTE LONGITUDINAL DE SEDIMENTOS NAS PRAIAS DE COPACABANA, MACUMBA E GRUMARI (RJ)

Costa, M.C.O¹; Guerra, J.V.²

Universidade do Estado do Rio de Janeiro

Rua São Francisco Xavier, 524 – Rio de Janeiro – RJ CEP 20550-990

marcia.carol.costa@gmail.com ¹

josefa@uerj.br²

RESUMO

As praias do Rio de Janeiro são constantemente alvo de eventos que resultam em avanço do mar sobre a porção seca da praia. Dentro desse contexto, é importante conhecer a dinâmica sedimentar dessas praias, de modo a identificar quais regiões apresentam tendência erosiva. Neste trabalho foram analisadas a magnitude e a direção do fluxo médio anual de energia das ondas e o transporte longitudinal de sedimentos nas praias de Copacabana, Macumba e Grumari (Rio de Janeiro – RJ) entre 1948 e 2008 através do software SMC-Brasil. Os resultados obtidos mostram que para a praia de Copacabana, zonas de divergência de sedimentos corresponderam a regiões marcadas por recuo da linha de costa. Além disso também foi observado o efeito da modificação da direção e magnitude da energia das ondas ao longo da linha de costa devido a processos de difração e refração.

Palavras chave: morfodinâmica praial,

INTRODUÇÃO

As praias urbanas da cidade do Rio de Janeiro são frequentemente retratadas em notícias de jornais por conta da ocorrência de ressacas e seus efeitos tanto sobre a faixa de areia como sobre as estruturas urbanas adjacentes. Somente entre 1979 e 2013, a região Copacabana-Leme foi citada 29 vezes no jornal O Globo devido às consequências deste fenômeno, enquanto o trecho localizado entre a Barra da Tijuca e Recreio foi citado 19 vezes (LINS-DE-BARROS et al., 2018). Registros do avanço do mar em direção à infraestrutura urbana também podem ser encontrados em imagens do Google Earth (Figura 1-C). Desta forma, se faz necessária uma melhor compreensão dos processos controladores do comportamento dessas praias, ou seja, da sua morfodinâmica, que utiliza como ferramentas a observação morfológica e a compreensão dos processos dinâmicos para descrever de maneira completa e coerente uma praia e sua zona de arrebentação (Calliari et al, 2003). Este trabalho tem como área de estudo as praias arenosas de Copacabana, Macumba e Grumari. Dados de granulometria coletados ao longo da praia de Copacabana, fornecidos pelo Laboratório de Geografia Marinha da UFRJ, mostraram que esta é composta de areia média, mesmo tamanho encontrado ao longo da praia de Grumari. Na praia da Macumba, Carvalho (2019) verificou que os sedimentos são compostos por areia grossa.

OBJETIVOS

O objetivo deste trabalho é analisar o grau de exposição às ondas e as tendências de transporte de sedimentos nas praias de Copacabana, Macumba e Grumari (Rio de Janeiro – RJ) (Figura 1). Objetivos específicos incluem: (i) cálculo do fluxo médio anual de energia das ondas (FE); (ii) cálculo da direção do FE (θ_{FE}); (iii) cálculo do transporte longitudinal de sedimentos (TS); (iv) análise de tendências de transporte de sedimentos ao longo das praias.

METODOLOGIA

As praias foram divididas em setores a cada 200 m (Figura 1-A, B), nos quais foram modelados o FE, θ_{FE} e o TS entre 1948 e 2008, utilizando o software SMC-Brasil e seguindo o procedimento descrito no fluxograma ilustrado na Figura 2 – para mais informações ver “Sistema de Modelagem Costeira, SMC: Documento Temático – Ondas”. A magnitude do fluxo de energia (F) de cada caso de onda selecionado foi calculada como $1/8\rho g H_{sb}^2 C_g$, onde ρ é a densidade da água (kg/m^3), g é a aceleração da gravidade (m/s^2), H_{sb} é a altura significativa da onda na arrebentação (m) e C_g é a celeridade de grupo das ondas (m/s). A partir dos resultados obtidos foi então calculado o FE, que é a soma de todos os fluxos em um ano. Assim, considerando que em cada hora de um ano existe um fluxo de energia $F_t = F_{x,i} + F_{y,t,j}$, onde o eixo x representa a direção leste-oeste e o eixo y a direção

norte-sul, o fluxo médio de energia em um ano é dado por $FE = \frac{1}{8760} \left(\sum_{t=1h}^{8760} F_{y,t,i} + \sum_{t=1h}^{8760} F_{x,t,i} \right)$. Já a

direção média desse fluxo de energia será determinada através de $\theta_{FE} = \arctan \left(\frac{\overline{F_y}}{\overline{F_x}} \right)$. O TS em

cada setor foi obtido a partir da equação $Qc = \frac{\rho K \sqrt{\frac{g}{\gamma_b}}}{16(\rho_s - \rho)(1 - \alpha)} H_{sb}^{2.5} \text{sen}(2\theta_b)$, conhecida como

equação do CERC (USACE 1984), na qual γ_b é o índice de quebra da onda, α é o índice de porosidade, ρ_s é a densidade do sedimento, e θ_b é o ângulo da onda na quebra e K é um coeficiente empírico dado por $1,4e^{-2,5D^{50}}$ (Del Valle et al, 1983).



Figura 1. A: Localização das praias estudadas na cidade do Rio de Janeiro; B: Divisão de setores na praia de Grumari e da Macumba; C: Divisão de setores na praia de Copacabana; D: Detalhe da praia da Macumba antes e depois de um evento de avanço do mar que resultou em destruição de uma ciclovia. Fonte das Imagens: Google Earth, Maxar Technologies. Fonte do limite municipal: IBGE, 2015.

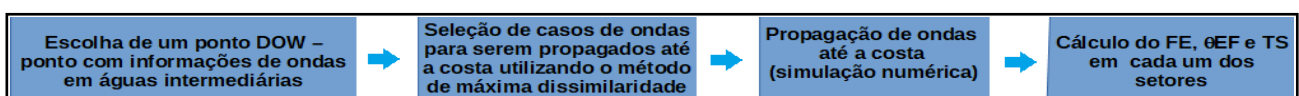


Figura 2. Fluxograma dos passos para obtenção de FE, θ_{FE} e TS.

RESULTADOS

A Figura 3 mostra gráficos com os resultados do FE, θ FE e TS em cada um dos setores das praias estudadas. Os gráficos de FE indicam quais setores estão mais expostos à ação da energia das ondas, enquanto os gráficos de θ FE mostram o efeito da modificação da direção das ondas ao longo das praias devido aos processos de refração e difração. Por sua vez, através dos gráficos de TS é possível verificar zonas de convergência e divergência do fluxo de sedimentos. De uma maneira geral, os setores localizados em regiões abrigadas por promontórios ou ilhas apresentaram valores baixos de FE. Além disso, todas as praias apresentaram variação do θ FE ao longo dos seus setores, o que se deve tanto à zona de sombra gerada pelos promontórios e ilhas, quanto à orientação da linha de costa das praias. Os gráficos de TS mostram que em Copacabana a maior parte dos setores apresentou transporte para nordeste, enquanto que nas praias da Macumba e Grumari, o TS apontou para oeste na maioria dos setores (20 em 26). Além disso, a soma do TS de todos os setores da praia da Macumba indicou que, como um todo, o transporte de sedimentos é para oeste, ou seja, em direção à praia de Grumari. Em imagens do Google Earth é frequentemente observada uma pluma de sedimentos que sai da Macumba em direção a Grumari (Figura 1-A), o que sugere que as frações mais finas das areias são removidas por esse mecanismo.

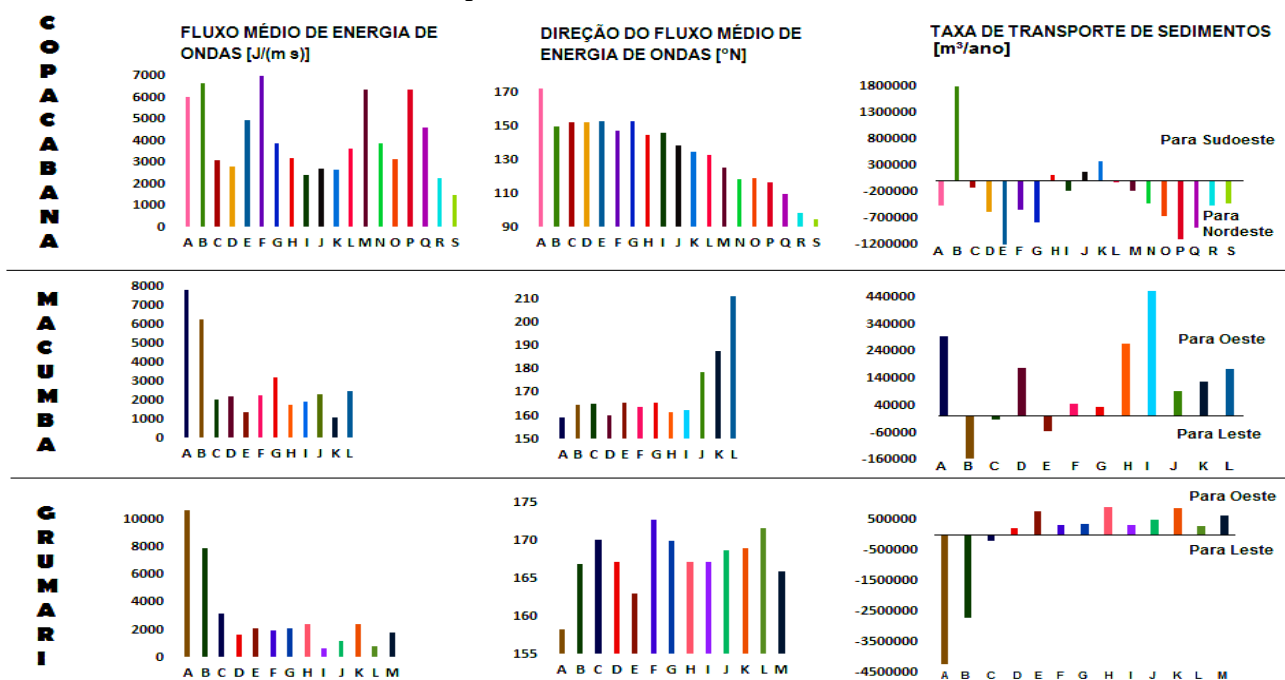


Figura 3. FE, θ FE, e TS em cada um dos setores das praias estudadas entre 1948 e 2008. Nos gráficos das praias da Macumba e de Grumari, a letra A situa-se na extremidade oeste da praia. Já no gráfico de Copacabana, a letra A situa-se na extremidade nordeste da praia (próximo ao Leme).

Os setores R e S da praia de Copacabana apresentaram valores de FE cerca de 6 vezes menores que outros setores, indicando uma proteção dessa região gerada pela presença do promontório rochoso sobre o qual se localiza o Forte de Copacabana. Esse efeito também é percebido no gráfico de θ FE, que mostra uma diferença de aproximadamente 80° entre os dois extremos dessa praia. Divergências no transporte de sedimentos ocorrem entre os setores A-B, E-F, I-J e P-S. Já convergências são observadas entre os setores B-E e L-P. Regiões onde a linha de costa é mais recuada (Figura 1-B) correspondem a zonas onde o TS indicou divergência do fluxo de sedimentos, enquanto o oposto se observa para zonas de convergência.

Na praia da Macumba, o gráfico de θ FE mostra que na região entre os setores J-L o fluxo de energia vem de sul e sudoeste. Isso é explicado pela presença da Pedra do Pontal, que gera uma zona de sombra nesses setores para ondas de sudeste. Em termos de TS, zonas de divergência ocorrem entre os setores A-B, D-E e I-J enquanto zonas de convergência são observadas entre os setores B-D, E-I e J-L. Evidências morfológicas do TS para oeste nos setores J-K-L também são

observadas em imagens do Google Earth (Figura 1-C superior) que mostram um acúmulo de sedimentos na porção oeste do tombolo adjacente à Pedra do Pontal. No entanto, é importante ressaltar que, apesar de a modelagem indicar convergência entre os setores E-I, esse transporte sofre interferência da Pedra Macumba – localizada entre os setores G e H. Imagens de satélite mostram em alguns momentos a linha de costa do setor G recuada em relação à do setor H, o que indica que a Pedra da Macumba pode atuar como um obstáculo ao transporte de sedimentos, causando seu aprisionamento na porção leste (Figura 1-C).

Os resultados de FE e θ FE para a praia de Grumari refletem o efeito da zona de sombra gerada pelas Ilhas das Palmas e Ilha das Pencas, localizadas respectivamente a 1 km e 0,5 km do setor leste dessa praia. No gráfico de transporte de sedimentos observa-se uma tendência à convergência de sedimentos nos setores C e D, trazidos por fluxos para leste vindos de A e B, e fluxos para oeste vindos de E. Divergências do fluxo de sedimentos são observadas entre os setores K-L e H-I. Observações de imagens do Google Earth mostram que em determinados períodos do ano não há sedimentos nos setores L e M.

CONCLUSÕES

Este trabalho permitiu compreender o fluxo médio anual de energia de ondas, a sua direção e o transporte médio anual de sedimentos ao longo das praias de Copacabana, Macumba e Grumari (Rio de Janeiro – RJ). Observou-se que zonas de convergência e divergência do TS são coerentes com a forma em planta observada da praia de Copacabana. Além disso, os resultados de TS para as praias da Macumba e de Grumari também corresponderam ao formato da praia observada em alguns momentos no ano.

AGRADECIMENTOS

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil (CAPES) – Código de Financiamento 001.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

CALLIARI, L.J.; MUEHE, D.; HOEFEL, F. G.; TOLDO, E. 2003. Morfodinâmica praial: uma breve revisão. Rev. Bras. Oceanogr. 51 (único): 63-78.

CARVALHO, Breylla Campos. Variabilidade da resposta da linha de costa aos condicionantes hidrodinâmicos e às oscilações do nível do mar no litoral sul fluminense. 2019. 198 f. Tese (Doutorado em Oceanografia) – Faculdade de Oceanografia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2019.

LINS-DE-BARROS, F.; KLUMB-OLIVEIRA, L.; LIMA, R. F. 2018. Avaliação histórica da ocorrência de ressacas marinhas e danos associados entre os anos de 1979 e 2013 no litoral do estado do Rio de Janeiro Brasil. Journal of Integrated Coastal Zone Management / Revista de Gestão Costeira Integrada 18(2): 85-102.

MMA (MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE). Sistema de Modelagem Costeira, SMC: Documento Temático – Ondas. Brasília: Ministério do Meio Ambiente.

U.S. Army Corps of Engineers (USACE). *Shore Protection Manual. Engineer Manual*. U.S. Army Corps of Engineers, Washington. D.C., 1984.

ESTIMATIVAS DE TRANSPORTE SEDIMENTAR LONGITUDINAL NA PRAIA DA MACUMBA (RIO DE JANEIRO, SE DO BRASIL)

Costa, M.C.O.; Carvalho, B.C.; Guerra, J.V.

*Universidade do Estado do Rio de Janeiro – Faculdade de Oceanografia – FAOC/UERJ
Rua São Francisco Xavier, 524, Bloco E, sala 4028 – Rio de Janeiro – RJ CEP 20550-900
marcia.carol.costa@gmail.com, breylla.carvalho@uerj.br, josefa@uerj.br*

RESUMO

Informações sobre o transporte de sedimento longitudinal de ambientes costeiros é um parâmetro importante para construção e manutenção da infraestrutura urbana adjacente ao litoral. Este trabalho tem como objetivo verificar a influência dos parâmetros de entrada em três modelos de cálculo de transporte longitudinal de sedimentos. Para isso foram aplicados dois diferentes casos na praia da Macumba, localizada no Rio de Janeiro. Os resultados obtidos mostraram que os parâmetros de entrada são de grande influência nas estimativas de magnitude do transporte, no entanto, não foram verificadas grandes mudanças com relação à direção do transporte de sedimentos ao longo da praia.

Palavras chave: morfodinâmica, modelos de transporte de sedimentos

INTRODUÇÃO

Praias localizadas em ambientes de alta energia nem sempre permitem medições *in situ* das taxas de transporte sedimentar longitudinal, parâmetro importante para realização de obras de engenharia costeira e planejamento urbano e ambiental. Neste sentido, várias equações foram desenvolvidas com intuito de quantificar o transporte sedimentar longitudinal (LST), dentre elas tem-se a formulação desenvolvida pela USACE (1984), conhecida como modelo CERC, considerando o LST proporcional à potência da onda, calculando o transporte total sem distinguir entre transporte em suspensão ou como carga de fundo. A partir desta formulação, Kamphuis (1991) desenvolveu um modelo que também calcula o transporte total levando em consideração o período da onda e a declividade da praia – parâmetros que influenciam na quebra da onda – e tamanho médio do grão – fator importante na mobilização e transporte do sedimento. Por fim, a formulação de Bayram et al. (2007) foi desenvolvida para ser aplicada ao transporte por correntes geradas por ondas, marés e ventos, incluindo a maioria dos fatores físicos que governam o LST, este modelo considera o transporte em suspensão como o modo dominante de transporte na zona de surfe.

OBJETIVOS

O intuito deste trabalho é testar a influência dos parâmetros de entrada nas taxas de transporte de sedimento estimadas pelos modelos CERC, Kamphuis e Bayram. Para isso, foram comparados os resultados obtidos de LST a partir de dois diferentes casos de modelagem de ondas na praia da Macumba, localizada na zona oeste do Rio de Janeiro, região sudeste do Brasil (Figura 1).

METODOLOGIA

O modelo de LST do CERC (USACE, 1984) dado pela equação , onde ρ é a densidade da água, K é um coeficiente empírico, g é a aceleração da gravidade, γ_b é o índice de quebra da onda, a é o índice de porosidade, ρ_s é a densidade do sedimento, H_{sb} é a altura significativa da onda na quebra e θ_b é o ângulo da onda na quebra. Tal modelo considera que o fluxo de energia da onda por unidade de comprimento da costa mobiliza e mantém o sedimento em suspensão e uma corrente unidirecional transporta o sedimento (USACE, 1984). O modelo de Kamphuis

$$Qk = 2,27 H_{sb}^2 T_p^{1,5} m_b^{0,75} D_{50}^{-0,25} \sin^{0,6}(2\theta_b)$$

, onde T_p é o período da onda, é uma modificação da equação anterior e considera a declividade do perfil praiial e o tamanho mediano do sedimento (m_b e D_{50} , respectivamente) (KAMPHUIS, 1991). Por fim, tem-se o modelo de Bayram, dado pela equação

$$Qb = \frac{\varepsilon}{(\rho_s - \rho)(1-a)gw} F\bar{V} \quad \varepsilon = \left(9 + 4 \frac{H_{sb}}{wT_p}\right) 10^{-5}$$

, onde F representa o coeficiente de transporte, F

é o fluxo de energia da onda, w é a velocidade de decantação dos grãos e V é a corrente longitudinal estimada. Este modelo considera as correntes geradas não apenas pelas ondas, mas também pelos ventos e pela maré (BAYRAM et al., 2007).

As formulações acima citadas foram utilizadas para simular o LST na praia da Macumba em dois diferentes casos. O primeiro caso modelado (CASO1) foi feito utilizando o software SMC-Brasil, no qual são encontradas 17 malhas para a costa brasileira contendo pontos com séries horárias de estados de mar entre 1948 e 2008 feitas a partir de dados de reanálise, tais pontos são chamados pontos DOW. A partir de um ponto DOW selecionado foram propagados 100 estados de mar até a costa utilizando o modelo parabólico de propagação de ondas OLUCA-SP. A batimetria utilizada na modelagem do CASO1 foi obtida através da interpolação de dados coletados em uma campanha de campo realizada entre os dias 10 e 11 de junho de 2019, utilizando um ecobatímetro de mão. Já os dados de D50 utilizados no CASO1 foram obtidos através da média dos valores de D50 encontrados durante vinte duas campanhas amostrais entre 2016 e 2018 (detalhes em CARVALHO, 2019). Ainda no SMC-Brasil, foram feitos os cálculos mensais e anuais do LST para 12 setores da praia com 200 m de largura (Figura 1).

O segundo caso simulado (CASO2) utilizou como dados de entrada de ondas registros entre julho de 2016 e outubro de 2017 da boia oceanográfica Cabo Frio 2, do programa PN-BOIA, estes dados foram propagados até a costa utilizando o módulo Delft3D-WAVE do modelo numérico Delft3D. Entre novembro de 2017 a outubro de 2018 os dados de ondas do CASO2 foram extraídos das boias do SiMCosta RJ3 e RJ4. Os dados de batimetria utilizados na propagação das ondas para este caso foram oriundos de cartas náuticas e folhas de bordo fornecidos pelo Centro de Hidrografia da Marinha (CHM) da Marinha do Brasil e compilados pelo Grupo de Pesquisa GEOMARGEM. O cálculo de LST no CASO2 foi feito utilizando, além dos dados de entrada de ondas, a declividade praiial e valores de D50 oriundos dos mesmos perfis utilizados no CASO1, sendo assim, o cálculo de LST foi feito em 4 pontos (detalhes em CARVALHO, 2019). É importante ressaltar que o CASO1 e CASO2 diferem quanto ao uso dos dados de tal campanha amostral, já que o primeiro utilizou a média dos valores de D50 encontrados, enquanto o segundo utilizou cada valor de D50 e de declividade praiial para calcular um LST. Na Tabela 1 são apresentados os parâmetros de entrada do modelo para cada período de análise.

Tabela 1 – Parâmetros utilizados nos modelos para estimativa do LST.

Parâmetro	CASO1	CASO2
K	$1,4e^{-2,5D_{50}}$ (Del Valle et al, 1983)* ; 2,77**	0,1mm/D ₅₀ (King, 2005)
a	$a = 1-p$, onde p é a porosidade do sedimento	0,4 (Bosboom e Stive, 2011)
V	$\bar{V} = \frac{5}{32} \frac{(\pi \gamma_b \sqrt{g})}{0,005} A^{3/2} \sin(\theta b)$ (Bayram et al, 2007)	$\bar{V} = -0,17 + 0,04\theta_b + 0,03T_p + 0,24H_{sb} + 0,03m_b$ (Harisson, 1968)
w	Não é citada no manual	$w_z = \frac{V}{D_{50}} D_*^3 [38,1 + 0,93 D_*^{12/7}]^{-7/8}$ (Zhiyao et al., 2008)

* valor usado para a simulação com modelo CERC; **valor usado para simulação com o modelo Kamphuis.

RESULTADOS

A variação e resultante do LST para cada caso estão expressas na Tabela 2 e na Figura 1. No geral, o LST resultante indicou comportamento distinto da dinâmica sedimentar estimada com cada um dos modelos, além disso, as magnitudes de LST encontrada no CASO2 foram maiores do que os do CASO1. No entanto semelhanças entre os casos foram observadas em termo de direção do LST. Para as simulações executadas com os modelos CERC e Kamphuis o transporte resultante obtido foi em direção a oeste, enquanto simulações com modelo Bayram apresentaram resultante de LST para leste. Observando a Figura 1 pode-se perceber que nos dois casos o setor oeste a praia apresentou um alto valor de transporte para leste nas simulações executadas com o modelo Bayram.

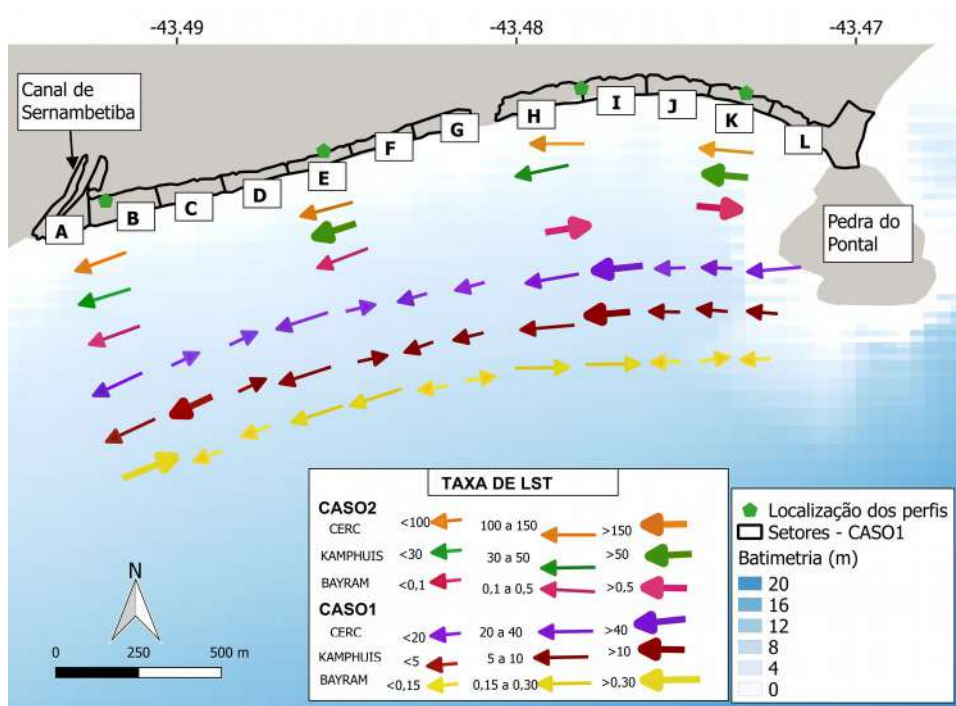


Figura 1. Praia da Macumba mostrando a divisão de setores aplicada no CASO1, os pontos amostrados com perfil praial e coleta de sedimentos. A setas indicam o LST para cada caso.

Os resultados obtidos para o CASO1 indicaram zonas de convergência e divergência nas simulações executadas com os três modelos de transporte. Neste primeiro caso, os valores obtidos em cada um dos setores com modelo CERC indicaram zonas de divergência entre os setores A-B, D-E e I-J e zonas de convergência entre os setores B-D, E-I e J-L. Já as simulações do CASO1 com o modelo Kamphuis indicaram zonas de divergências ocorrendo

entre os setores B-C, D-E e I-J, com convergência entre os setores A-B, C-D, E-I e J-L. Os resultados obtidos com simulações utilizando o modelo Bayram no CASO1 indicaram zonas de convergência entre os setores A-E e I-L, e zonas de divergência entre os setores E-F. Tal resultado foi semelhante com o LST estimado por este mesmo modelo no CASO2, no qual nota-se uma clara divergência na praia da Macumba, com transporte para oeste do centro da praia até o canal de Sernambetiba e para leste do centro até a Pedra do Pontal. Para o CASO2, observou-se predomínio de LST para oeste em cada um dos pontos amostrados, embora o transporte para leste tenha sido verificado em três datas: 27/09/2016, 10/08/2017 e 23/11/2017. Os resultados de simulações realizadas com o modelo CERC no segundo caso, indicaram transporte resultante para oeste, com valores similares ao longo de toda a praia da Macumba de aproximadamente 136,25 m³/h. O modelo de Kamphuis mostra sentido semelhante ao CERC, para oeste, porém observam-se pontos de divergência e convergência na praia da Macumba.

Tabela 2 – Variação e resultante dos valores de LST para cada um dos casos simulados com os modelos CERC (C), Kamphuis (K) e Bayram (B). Valores negativos indicam transporte para leste, enquanto valores positivos para oeste.

	CASO1		CASO2	
Modelo	VARIAÇÃO (m ³ /h)	RESULTANTE (m ³ /h)	VARIAÇÃO (m ³ /h)	RESULTANTE (m ³ /h)
C	-17,50 e 52,77	167,45	-1353 e 1047	544,97
K	-1,69 e 19,77	61,64	- 194 e 415	187,42
B	-0,72 e 0,18	-0,62	-246 e 35	-1,16

CONCLUSÕES

Os valores de magnitude do LST variaram entre os dois casos estimados, no entanto a direção do resultante do transporte foi a mesma para os dois casos. O CASO1 permitiu a uma melhor visualização de zonas de convergência e divergência, devido às estimativas de transporte terem sido feitas em mais setores do que o CASO2. Além disso, valores encontrados através da formulação de Bayram et al. podem evidenciar a importância do transporte transversal, em detrimento do transporte longitudinal.

AGRADECIMENTOS

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil (CAPES) – Código de Financiamento 001.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BAYRAM, A.; LARSON, M.; HANSON, H. A new formula for the total longshore sediment transport rate. *Coastal Engineering*, v. 54, n. 9, p. 700–710, 2007.

CARVALHO, B.C. *Variabilidade da resposta da linha de costa aos condicionantes hidrodinâmicos e às oscilações do nível do mar no litoral sul fluminense*. 2019. 193 f. Tese (Doutorado em Oceanografia) – Faculdade de Oceanografia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2019.

KAMPHUIS, J. W. Alongshore sediment transport rate. *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, v. 117, n. 6, p. 624–640, 1991.

USACE. *Shore protection manual*. Washington D.C.: U.S. Government Printing Office, 1984.

CARACTERIZAÇÃO TERMOHALINA DA REGIÃO OCEÂNICA ADJACENTE AO NORTE-NORDESTE BRASILEIRO: UMA COMPARAÇÃO ENTRE OS ANOS DE 1997, 2007 E 2017

Silveira¹, M. S; Krelling, A. P. M; Teixeira, C.E.P; Leitão¹, F. G. V; Costa¹, C.E.B

*¹Universidade Federal do Ceará, UFC
marinass@alu.ufc.br*

RESUMO

A região oceânica adjacente à plataforma norte-nordeste brasileira possui um complexo sistema de correntes que transporta calor e massa de um hemisfério ao outro. Para o entendimento da circulação termohalina e os padrões gerais de escoamento dos oceanos se faz necessária a investigação sobre as massas de água presentes em uma região e sua movimentação. Foram utilizados dados disponibilizados pelo EN4 Met Office, que consistem em perfis feitos por variados equipamentos de perfilagem vertical e entre eles, os flutuadores ARGO. Os principais perfis utilizados foram os de temperatura e salinidade. Os valores médios que caracterizam a região compreendida entre as latitudes de 5°N e 5°S e as longitudes de 30°W e 45°W, são: ATS (27,6 °C e 21,8 °C), AMS ~36,33 UPS), ACAS (19°C e 6,53°C), AIA (~34,54 UPS) e APAN (34,78 e 34,96 UPS). Esses valores foram gerados a partir de uma média para os anos de 1999, 2007 e 2017. Com esse estudo foi possível perceber alteração nos valores das massas de água com o passar dos anos, principalmente nos núcleos das águas de máxima (AMS) e mínima salinidade (AIA). Foi possível perceber também que alteração na extensão vertical da termoclina e haloclina.

Palavras-chave = Massa de água, Oceanografia Física, Circulação de larga escala.

INTRODUÇÃO

A observação de propriedades hidrográficas da água do mar é uma das principais bases do conhecimento oceanográfico. A circulação termohalina consiste basicamente em fluxos lentos de parcelas de águas com características diferentes entre si. O que provoca o movimento é justamente a diferença dessas características. Descrever a coluna de água em busca de um padrão climatológico e suas variações permite prosseguir com pesquisas acerca dos movimentos termohalinos de uma determinada região.

OBJETIVOS

Descrever as massas de água encontradas na região oceânica adjacente à plataforma continental Norte-Nordeste brasileira e comparar as suas variações em três médias anuais ao longo de 18 anos.

METODOLOGIA

Foram utilizados conjuntos de perfis de temperatura e salinidade da coluna de água da base de dados EN4 (versão 4 do Met Office Hadley Centre “EN”). Os perfis estudados foram coletados ao longo de todos os meses nos anos de 1999, 2007 e 2017 na região compreendida entre 5°N e 5°S e 30°W e 45°W. Foram calculados perfis médios de temperatura e salinidade

e o diagrama TS médios com base em todos os perfis da região em um ano específico.

A identificação de massas de água foi feita com base nos trabalhos de SCHOTT e STRAMMA 1998, FREITAS 2003, MORAES 2011 e CALIXTO 2013. Com base nos perfis médios e no gradiente térmico e halino a cada 10 metros foram identificadas as profundidades dos limites superior e inferior da termoclina e da haloclina para cada um dos anos de estudo.

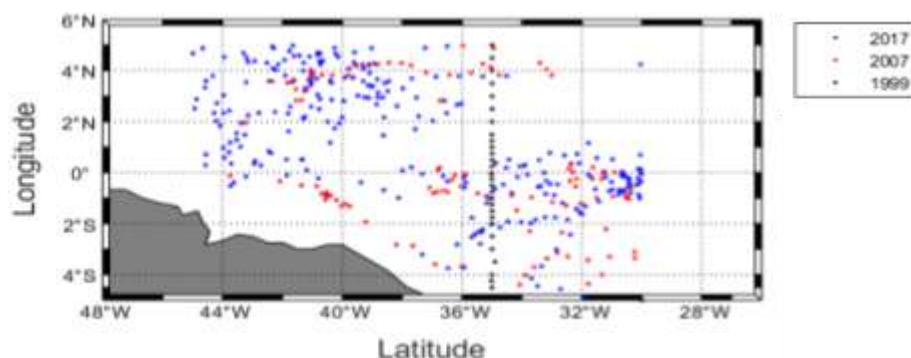


Figura 1 - Localização dos pontos onde os perfis estudados foram coletados

Os perfis estudados possuem extensão desde a superfície até 2000m de profundidade. A Figura 1 mostra a localização dos perfis escolhidos para análise, onde os pontos azuis correspondem aos perfis amostrados em 2017, os pontos vermelhos amostrados em 2007 e os pontos pretos referentes aos perfis amostrados em 1999. Foram selecionados 512 perfis para o ano de 2017, 179 para o ano de 2007 e 46 para o ano de 1999. Apesar da diferença em número de perfis no ano de 1999 com os outros, o mesmo mostra uma distribuição meridional na região, que se torna relevante para as comparações.

RESULTADOS

As massas de água identificadas foram: Água Tropical Superficial (ATS), bem como o núcleo da Água de Máxima Salinidade (AMS), Água Central do Atlântico Sul (ACAS), Água Intermediária Antártica (AIA) e a Água Profunda do Atlântico Norte (APAN).

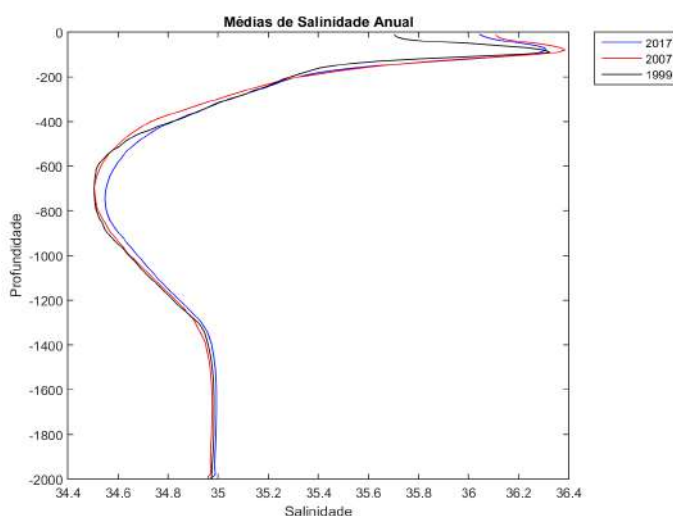


Figura 2 - Perfis médios de Salinidade dos anos de 1999, 2007 e 2017

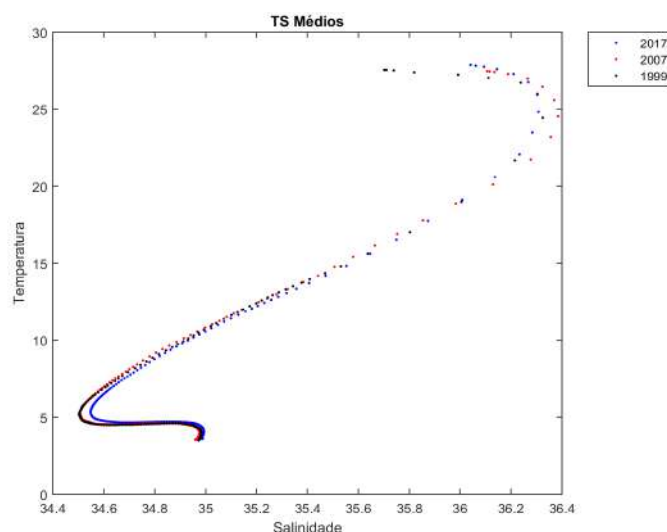
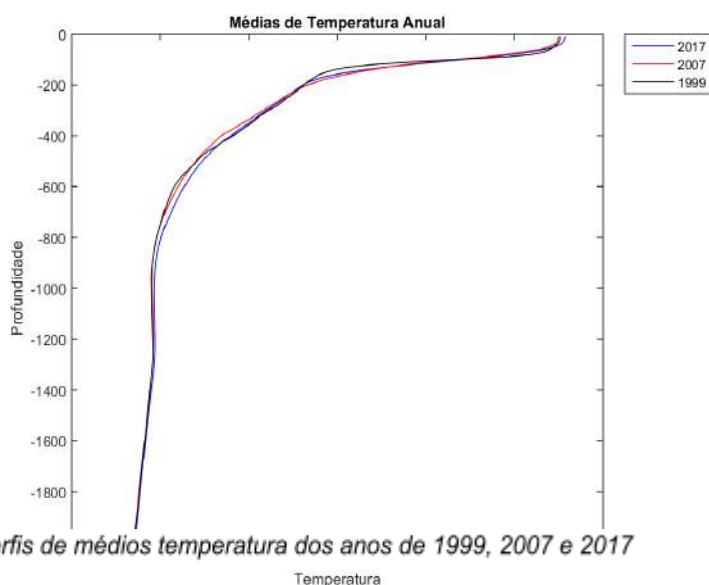


Figura 3 - Diagrama TS com a distribuição de valores de salinidade e temperatura dos anos de 1999, 2007 e 2017.



Foi possível perceber diferenças na região dos núcleos da AMS e da AIA entre os anos, tanto na profundidade da coluna de água (figura 3), como na distribuição destas massas de água no diagrama TS (figura 2). Na figura 4, podemos ver que os perfis de temperatura não são tão diferentes entre si. Entretanto, foi possível analisar um pequeno aumento nos valores da ATS, que em 1999 registrou 27,55°C e em 2017 registrou 27,85°C. E nos valores da AIA, que registrou o valor de 4,55°C em 1999 e 4,68°C em 2017. Os valores de 2007 se aproximam sempre dos de 1999, porém na região dos 400 m registrou temperaturas levemente menores que a dos outros anos.

Apesar da diferença em número de perfis coletados no ano de 1999 com os outros, podemos perceber na tabela 1 que o desvio padrão dos dados, possui valores parecidos entre os 3 anos. Isso significa que nesta região, a variação meridional não é tão diferente da variação longitudinal.

	Salinidade	Temperatura
1999	0,35 – 0	2,5 – 0
2007	0,47 – 0	4,3 – 0
2017	0,4 - 0,05	4,3 – 0

Tabela 1 - Relação dos valores de desvio padrão dos dados observados.

As regiões termoclina e haloclina se caracterizam por um gradiente de variação grande entre uma profundidade de coleta e outra. Essas regiões podem constituir barreiras físicas e químicas, o que pode coincidir com os limites de massas de água ou seus núcleos. Os valores médios encontrados para os limites dessas regiões, mostraram diferenças entre os anos estudados. Na tabela 2, estão relacionados os limites inferiores e superiores da Haloclina e Termoclina média da região. Com relação ao limite inferior houve aumento da profundidade da haloclina e diminuição da profundidade da termoclina entre os anos de 1999 e 2017. Não houve grande variação do limite superior no período de estudo.

		2017		2007		1999	
		Sup	Inf	Sup	Inf	Sup	Inf
Haloclina	Prof.	40m	230m	40m	200m	40m	160m
	S	36,14	35,23	36,18	35,32	35,81	35,40
Termoclina	Prof.	40m	550m	30m	570m	40m	590m
	°C	27,6	6,81	27,42	6,27	27,39	5,87

Tabela 2 - Relação dos valores dos limites superior e inferior, da Haloclina e Termoclina média de cada um dos anos estudados.

CONCLUSÕES

No presente estudo analisou-se as características termohalinas de importantes zonas da circulação oceânica adjacente a margem equatorial brasileira, como a região de formação da CNB. A região compreendida entre as latitudes de 5°N e 5°S e as longitudes de 30°W e 45°W possui uma coluna de água com uma configuração de ATS (27,6°C a 21,8°C), AMS ~36,33 PSU), ACAS (19°C a 6,53°C), AIA (~34,54 UPS) e APAN (34,78 a 34,96 UPS). Esses valores foram gerados a partir de uma média entre os anos de 1999, 2007 e 2017. É possível afirmar que as massas de água alteram seus valores de caracterização com o passar dos anos, mesmo que seja estabelecido seu valor climatológico. No presente estudo, foi observado aumento da temperatura nas massas de água ATS, AMS e AIA e aumento de salinidade na AMS

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- CALIXTO, P. S. 2013; A subcorrente Norte do Brasil entre Fortaleza (CE) e o cabo do calcanhar (RN), Fortaleza, 2013. Monografia, Universidade Federal do Ceará.
- FREITAS, I. C., 2003; Estrutura Termohalina e Massa d'Água na Zona Econômica Exclusiva do NE-Brasileiro. Recife, 2003. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal de Pernambuco. CTG. Oceanografia Abiótica
- MORAES, S. O. C. Caracterização da Corrente Norte do Brasil na região da retroflexão. 2011. 81 f Dissertação (Mestrado) – Programa de Engenharia Oceânica, Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE, Rio de Janeiro, 2011.
- PETERSON R & STRAMMA L. 1991. **Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean**. Progr. Oceanogr. 26(1): 1-73.
- SCHOTT, F. A.; FISCHER, J.; STRAMMA, L. Transports and pathways of the upper- layer circulation in the western tropical atlantic. **Journal of Physical Oceanography**, v. 28, n. 10, p. 1904–1928, 1998.

Análise da variação do nível médio do mar na Bacia de Santos através de altimetria por satélite

Mateus^{*1}, A.L.M.; Watanabe¹, W.B.;

*¹Universidade Federal de São Paulo - Instituto do Mar – UNIFESP
Rua Carvalho de Mendonça, nº 144, Santos – SP CEP:11070-100*

*[*andre.muzzetti@unifesp.br](mailto:andre.muzzetti@unifesp.br)*

RESUMO

Estudos indicam que o nível médio do mar (NMM) global vem subindo ao longo dos últimos séculos. Entretanto ao redor do globo observam-se pontos em que o NMM local pode não se assemelhar a tendência global. O presente estudo analisa como ocorre esta variação na região da Bacia de Santos através de altimetria por satélites. Utilizando uma regressão linear, observa-se que o NMM da Bacia de Santos subiu a uma taxa de 1,852 mm/ano a 5,148 mm/ano, com média de $3,136 \pm 0,003$ mm/ano entre 1993 e 2018, assemelhando-se às estimativas globais. Futuramente, espera-se estimar a contribuição da expansão térmica nessa variação.

Palavras-chave: Altimetria. Bacia de Santos. Nível Médio do Mar. Oceano Atlântico.

INTRODUÇÃO

O nível médio do mar global (NMMG) vem subindo após a revolução industrial ocorrida no século XIX (JEVREJEVA et al., 2008). Diversos fatores influenciam o crescimento desta taxa, mas há dois principais. O primeiro trata-se da expansão térmica da água, a qual projeções mostram que para o ano de 2050 o NMM estará entre 0,15 ~ 0,7 m mais alto que o atual. Esta projeção baseia-se sobre uma variação de temperatura média dos oceanos de 1,5 °C a 4,5 °C (CHURCH et. al., 1990). O outro fator de grande expressão é a diminuição de massa de água congelada nos glaciares ao redor do planeta. Esta diminuição é guiada através da taxa de acumulação de massa de água, a qual está decrescendo ao longo do tempo (ZEMP et al., 2019).

Estudos posteriores ao de Jevrejeva et al., (2008) evidenciam que o NMMG está subindo e, inclusive, a taxa de variação também está crescendo. Church & White (2011) demonstraram que a taxa de variação do NMM é positiva quando analisado no período de 1860 até 2010. Esses autores ajustaram dados in situ e de satélites e observaram que a taxa de variação mudou em diferentes períodos: de 1940 a 1970 a taxa é de 2 mm/ano, enquanto de 1993 a 2009 é de 3 mm/ano. Nerem et al. também observaram que NMMG está subindo a uma taxa de $3,4 \pm 0,4$ mm/ano no período de 1993 à 2009, utilizando dados de satélites. Neste cenário, impactos na zona costeira devido ao aumento do NMM podem se tornar mais comuns em alguns locais (NICHOLLS & CAZENAVE., 2010).

Apesar de estudos sobre o NMMG terem se intensificado na literatura nas últimas décadas, usualmente estão direcionados a uma análise global ou ao hemisfério norte. Estudos regionais do oceano Atlântico Sul ainda são escassos, sendo necessário realizar uma análise sobre a tendência local. Assim, o presente estudo busca obter a tendência do NMM da Bacia de Santos e verificar se esta assemelha-se à tendência global, caso verdade, o quão semelhante são entre si.

OBJETIVOS

O objetivo geral do presente trabalho é determinar qualitativamente e quantitativamente qual a tendência da variação do nível do mar na região da Baía de Santos. Através de mapa de tendência das séries temporais da topografia dinâmica absoluta (TDA) do mar e da anomalia do nível do mar (ANM). Ao final, compará-los à tendência global.

METODOLOGIA

O conjunto de dados utilizado neste estudo é formado por uma série temporal de mais de duas décadas de dados obtidos de altímetros a bordo de satélites europeus e americanos. Os satélites europeus possuem períodos orbitais de 35 dias e são: ERS-1 (1991-2000), ERS-2 (1995) e ENVISAT (2005). Os satélites americanos com período orbital de 9,91 dias são: TOPEX/POSEIDON (T/P) (1992-2005), Jason 1 (2001-2013), Jason 2/OSTM (2008) e Jason-3 (2016). Os últimos satélites enviados através das missões espaciais americanas possuem precisão de 2,5 cm.

Os dados de altimetria são obtidos desde 1993 até agosto de 2018 ao redor do globo e foram utilizados os dados de nível 4 (L4). A área de estudo corresponde à região definida pelos limites longitudinais de 49° W a 40° W e latitudinais de 28° S a 22° S. A resolução espacial dos dados é de 0,25° x 0,25° e resolução temporal é diária (COPERNICUS, 2019). Os dados estão disponíveis à comunidade científica no *site* do Copernicus Marine Environment Monitoring Service (<http://marine.copernicus.eu/>).

A TDA representa a diferença entre a altura da superfície do mar aferida pelo altímetro em relação ao elipsóide de referência e o geóide de referência, ou ainda, a soma da ANM com a topografia dinâmica média. Para estimar a tendência do NMM, foi ajustada uma reta pelo método dos mínimos quadrados para a série temporal dos dados de cada um dos pontos de dados. Os coeficientes angulares obtidos correspondem à taxa de variação do nível do mar para cada ponto da área de estudo. Além disso, também foi estimada a taxa de variação média do NMM para toda área de estudo.

O erro médio quadrático foi estimado através da subtração entre o valor da TDA e o valor da regressão linear calculada em cada ponto da grade. Após este procedimento, o valor encontrado foi elevado a potência 2 e depois tirado a média.

RESULTADOS

O nível médio do mar da Baía de Santos durante o período compreendido entre 1993 e 2018 possui um comportamento crescente, demonstrado através da análise da série temporal dos dados de TDA média para toda região da Baía de Santos (figura 1). A taxa de variação da correspondente relação encontrada através da regressão linear foi de $3,136 \pm 0,003$ mm/ano.

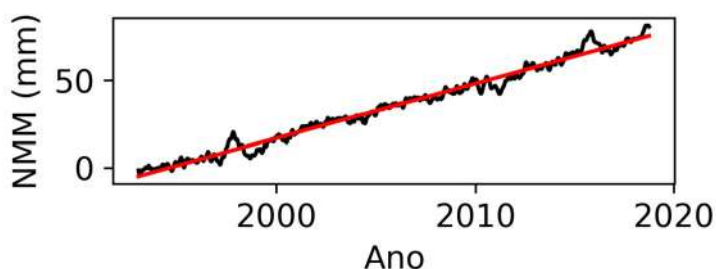


Figura 1: Variação do nível médio do mar (linha preta) para a região da Baía de Santos descrita na metodologia e respectiva regressão linear (linha vermelha).

Para analisar mais detalhadamente o comportamento da região ao longo da série temporal, é conveniente observar a topografia dinâmica média na Bacia de Santos, de forma a tentar identificar regiões onde a variação do NMM pode ter um impacto maior. Observa-se na figura 2A a TDA média da área de estudo, com uma evidente feição de grande gradiente de altura, marcando a presença da principal corrente geostrófica na área de estudo, a Corrente do Brasil. Os desvios-padrão das séries temporais de TDA, que são os mesmos da ANM, estão representados na figura 2B. É interessante notar que região da Corrente do Brasil é onde menos se tem variabilidade, a qual está concentrada principalmente em oceano aberto. Essa alta variabilidade é provavelmente devida grande quantidade de vórtices de mesoescala propagantes para oeste (CHELTON & SCHLAX, 2007). A variabilidade próxima à costa não será discutida, tendo em vista a limitação dos altímetros em regiões mais rasas que 1000 m.

As tendências da série temporal para cada ponto de grade estão apresentadas na figura 2C. É interessante notar que a taxa de variação do NMM no tempo não é espacialmente homogênea, todavia não há sequer um ponto de grade com tendência negativa. O maior valor encontrado é de $5,148 \pm 0,089$ mm/ano e o menor de $1,852 \pm 0,027$ mm/ano. É interessante também, notar que as maiores tendências estão ao sul. Os erros médios quadráticos entre a regressão linear e a TDA estão apresentados na figura 2D, que se assemelha bastante ao padrão do desvio-padrão na figura 2B, como era de se esperar.

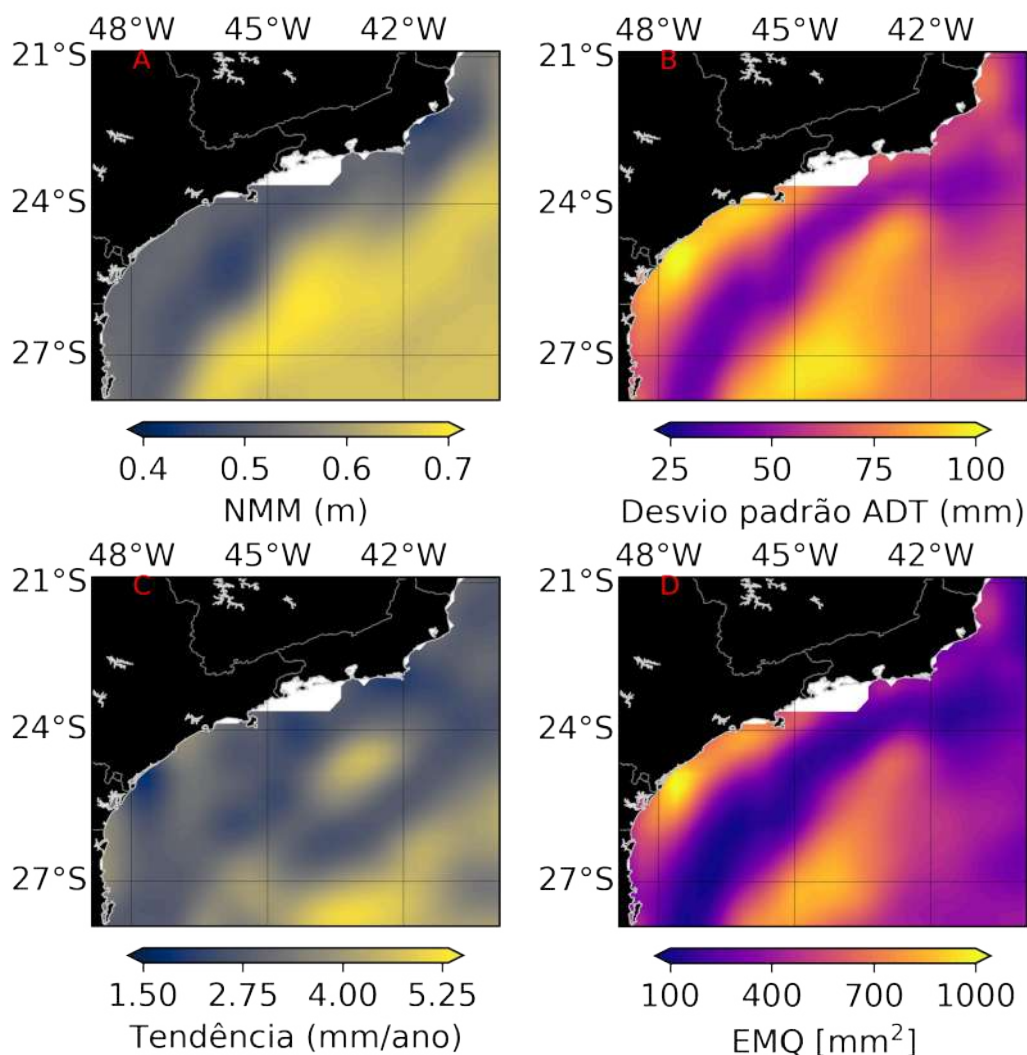


Figura 2: (A) Topografia dinâmica média; (B) desvio-padrão da anomalia do nível do mar; (C) tendência do nível médio do mar; (D) Erro médio quadrático entre as regressões lineares e as séries temporais.

CONCLUSÕES

É evidente, segundo a metodologia utilizada, que o NMM da Bacia de Santos está subindo. O presente trabalho revelou que a região possui uma taxa de variação de $3,136 \pm 0,003$ mm/ano. Essa tendência positiva assemelha-se à tendência global. Church & White (2011), demonstraram uma taxa de variação do NMMG de $3,2 \pm 0,4$ mm/ano no período compreendido de Janeiro de 1993 a Dezembro de 2009.

Dada a importância da Bacia de Santos, o seu constante monitoramento e aprofundamento dos estudos na região são essenciais. Neste cenário em que há uma subida do NMM, uma sugestão para trabalhos futuros é quantificar o efeito da expansão térmica da água do mar na taxa de variação do NMM da região. Considerando que a Bacia de Santos também faz parte do trajeto da Corrente do Brasil, o qual é claramente observável na figura 2A, espera-se que estudos futuros estimem a variabilidade do gradiente de altura, de forma a inferir se a variação do NMM resulta em uma possível intensificação ou enfraquecimento da Corrente do Brasil.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- CHELTON, D.B., SCHLAX, M.G., SAMELSON, R.A. & DE SZOEKE, R.A. 2007. Global observation of large oceanic eddies. *Geophy. Res. Lett.*, Vol. 34, L15606.
- CHURCH, J.A., GODFREY, J. S., JACKETT, D.R. & MCDUGALL, T.J. 1990. A Model of Sea Level Rise Caused by Ocean Thermal Expansion. *Journal of Climate*. Vol 4.
- CHURCH, J.A.; & WHITE, N.J. 2011. Sea Level Rise from the late 19th to the early 21st century. *Surv Geophys.* 32:585-602.
- COPERNICUS (EU). Product User Manual. [S. l.], 2019. Disponível em: <http://resources.marine.copernicus.eu/documents/PUM/CMEMS-SL-PUM-008-032-062.pdf>. Acesso em: 4 set. 2019.
- JEVREJEVA, S.; MOORE, J. C.; GRINSTED, A. & WOODWORTH, P. L. 2008. Recent global sea level acceleration started over 200 years ago? *Geophysical Research Letter*, Vol. 35.
- NEREM, R.S.; CHAMBERS, D. P.; CHOE, C. & MITCHUM, G. T. 2010. Estimating Mean Sea Level Change from the TOPEX and Jason Altimeter Missions. *Marine Geodesy*. 33:S1, 435-446.
- NICHOLLS, R.J. & CAZENAVE, A. 2010. Sea-Level Rise and Its Impact on Coastal Zones. *Science*. 312, 1517.
- ZEMP, M. et al. 2019. Global glacier mass changes and their contributions to sea-level rise from 1961 to 2016. *Nature*. Doi: 10.1038/s41586-019-1071-0.

CENÁRIOS ATMOSFÉRICOS PRECURSORES DE EVENTOS DE RESSACA NA BAIÁ DE GUANABARA NOS ANOS DE 2017 E 2019 UTILIZANDO WRF

**Dias¹, E.M.; Antonio¹, C.F.J.L.; Rangel², R.H.O.; Palmeira³, R.M.J.;
Palmeira¹, A.C.P.A.**

*¹Universidade Federal do Rio de Janeiro – Departamento de Meteorologia
LADSIN – Laboratório de Meteorologia Dinâmica e Sinótica
Centro de Ciências Matemáticas e da Natureza – CCMN, Bloco H, sala H2005
Cidade Universitária - Ilha do Fundão, Rio de Janeiro – RJ*

*²Universidade Federal do Rio de Janeiro – CT - Centro de Tecnologia
LAMCE/COPPE – Laboratório de Métodos Computacionais em Engenharia
Cidade Universitária – Ilha do Fundão, Rio de Janeiro – RJ*

*³Universidade de São Paulo – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências
Atmosféricas – IAG
Cidade Universitária São Paulo, São Paulo – SP*

*emille.mazzaro@gmail.com, carlosfelipejla@gmail.com, rafaelhor@gmail.com,
palmeira@gmail.com, anactn@gmail.com*

RESUMO

Ondas geradas pelo vento que possuam período de pico acima de 10 s são classificadas como marulhos (ou *swell*) (SILVA, 2011). Uma vez geradas, essas ondas se propagam por grandes distâncias e exercem efetiva ameaça às navegações, às operações navais e as outras diversas atividades oceânicas. Quando as alturas superam 2,5 m junto a costa, essas ondas recebem a classificação de ressaca. Segundo FREIRE (1960) as principais zonas de geração de ondas que atingem a costa sudeste brasileira estão abaixo de 40°S, onde os ventos podem chegar a 60 nós e as ondas atingirem 9 m com períodos próximos de 20 s.

Neste trabalho foram analisados 2 eventos, um em 2017 e outro em 2019, causadores de ondulações elevadas na Baía de Guanabara, um pequeno estuário no RJ, a princípio abrigado de ondulações. Foi realizada análises ambientais em conjunto com os dados observados de Altura Significativa, Período de Pico e Direção Média das Ondas, coletados pelas boias do Sistema de Monitoramento da Costa Brasileira (SiMCosta); além de ter sido utilizado o modelo atmosférico WRF (*Weather Research and Forecasting*) com o intuito de verificar, detalhadamente, os cenários atmosféricos precursores dessas ondas.

Verificou-se que os ciclones atmosféricos, combinados a sistemas frontais estrategicamente posicionados, são capazes de gerar ondulações geradas em áreas remotas, mas que adentram a Baía de Guanabara. A persistência, a intensidade e a pista dos ventos estão diretamente associados ao aumento do gradiente de pressão dos sistemas atmosféricos.

Palavras chave: *swell*, ressaca, WRF, Baía de Guanabara, ciclone.

INTRODUÇÃO

A Baía de Guanabara se encontra no Estado do Rio de Janeiro e fica situada entre as latitudes 22°24' a 22°57' S e longitudes 042°33' a 043°19' W. O comércio e o transporte da população é muito intenso, logo diversas embarcações como navios, barcas entre outros trafegam frequentemente na região, portanto, entender a dinâmica local como ondas, correntes, marés e as características de fundo são de grande relevância.

Os ventos precursores das ondas são originados pelo gradiente de pressão associado ao sistema frontal, de forma que quanto maior o gradiente mais intensos são os ventos. Segundo CANDELLA (1997), as ondas quando atingem o litoral Sul-Sudeste brasileiro com direções SW e SE, podem adentrar na Baía de Guanabara e atingir pontos raros da sua costa, podendo causar prejuízos.

As ondas são geradas pela tensão do vento na superfície da água sendo a gravidade como função restauradora, possibilitando a sua propagação além da sua região de geração, depois que elas se distanciam são denominadas *swell*.

No presente trabalho foram analisados dois eventos de ressaca que atingiram a Baía de Guanabara nos dias 12 de Agosto de 2017 e 19 de Julho de 2019, com alturas atingindo cerca de 3,5 m. Vale ressaltar que no decorrer dos anos, o litoral do Rio de Janeiro apresentou alguns outros casos de ressaca vastamente estudados, mas estes dois eventos especificamente, além de apresentarem ampla divulgação na mídia, também apresentaram uma relação de semelhança nas condições atmosféricas entre si. Este fato, instiga a verificação desses padrões, a fim de melhorar a compreensão de possíveis próximos eventos na Região de Estudo.

OBJETIVOS

Analisar através do modelo WRF os cenários atmosféricos geradores de ondas maiores que 2,5 metros dentro da Baía de Guanabara, em conjunto com os dados observados das boias do SiMCosta.

METODOLOGIA

O modelo WRF é um modelo de previsão numérica de mesoescala atmosférica, desenvolvido pela contribuição do NCAR (*National Center Atmospheric Research*) e do NCEP (*National Center for Environmental Prediction*). Foi utilizada a versão 4.1 na qual a simulação abrange uma área compreendida entre 17°S a 56°S de latitude e 026°W a 063°W de longitude. Utilizando uma única grade de 9 km, foram realizadas simulações entre os dias 10AGO2017 ao 15AGO2017 às 00Z e entre os dias 17JUL2019 a 21JUL2019 às 00Z. A escolha deste modelo é justificada por ser um código aberto que permite acesso às parametrizações físicas, dinâmicas e numéricas.

Foram gerados campos de Pressão a Nível Médio do Mar (hPa) com Altura Geopotencial em 500hPa, Campos de Vento a 10 m (nós) e Vorticidade Relativa através do modelo atmosférico WRF e utilizou-se o visualizador *Grid Analysis and Display System* (GrADS), com o intuito de analisar os cenários atmosféricos antecedentes ao dia dos eventos.

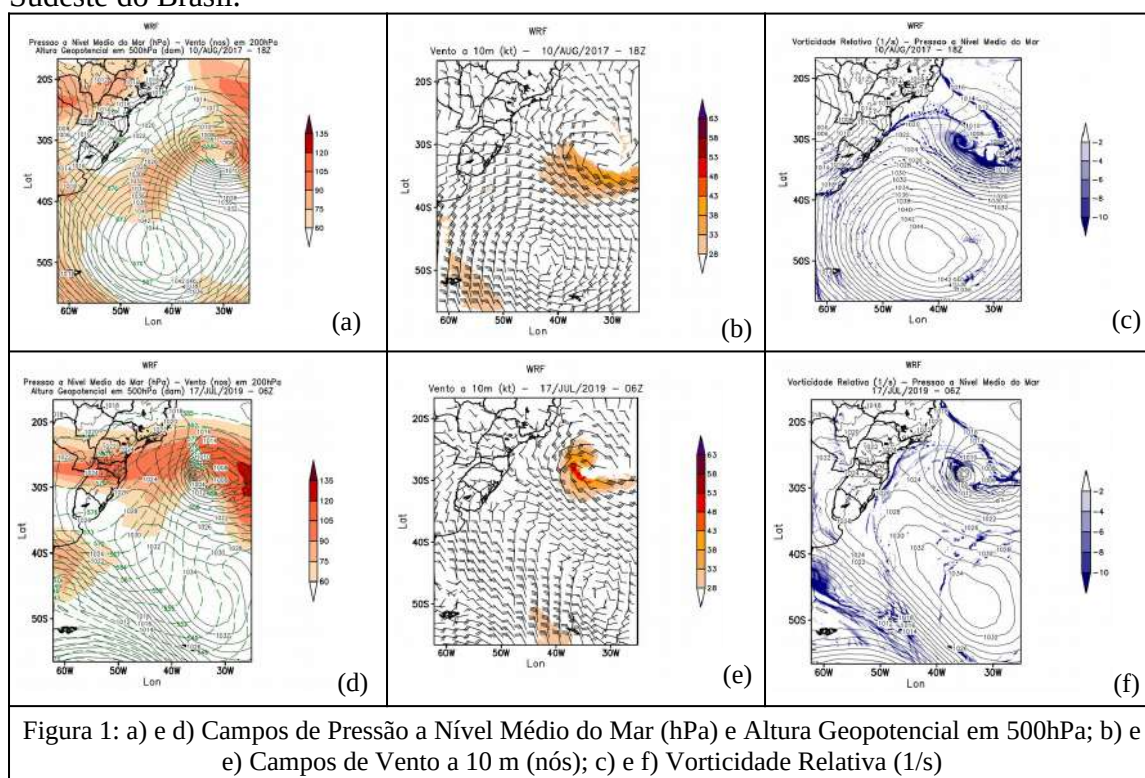
O SiMCosta é uma rede integrada de plataformas flutuantes ou fixas, que possui a ela integrada instrumentos e sensores com capacidade de coletar variáveis meteorológicas e oceanográficas, sendo posteriormente transmitidas e processadas para uma central e disponibilizada gratuitamente pela web. As boias utilizadas possuem tecnologia AXYS e monitoram: intensidade e direção do vento, temperatura do ar, pressão atmosférica, radiação solar total, altura significativa (Hs), direção e período de pico (Tp) das ondas; intensidade e direção das correntes costeiras, temperatura da água e

salinidade. As boias estiveram localizadas em: RJ-3 22°58'59.0988"S 043°10'28.0992"W e RJ-4 22°58'17.5800"S 043°09'07.8012"W.

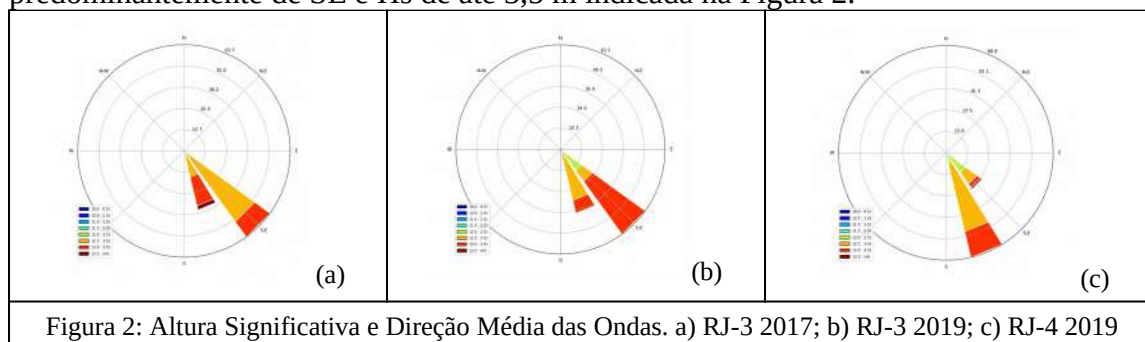
RESULTADOS

No dia 10AGO2017-18Z (Figura 1.a) pode-se observar a presença de um anticiclone (1044hPa) localizado em 49S041W e um ciclone (1000hPa) em 31S031W, gerando um gradiente de pressão da ordem de 44hPa, capaz de formar ondulações na região de estudo com direção de SE e Hs de até 3,5 m no dia 12AGO2017.

Analogamente ao ocorrido em 2017, observa-se no dia 17JUL2019-06Z (Figura 1.d) a presença de um ciclone com núcleo de 998hPa localizado em 28S036W e um anticiclone de núcleo de 1034hPa em 47S032W. A simultaneidade desses dois sistemas foi capaz de gerar um gradiente de pressão da ordem de 36hPa, originando ventos de SE com intensidade de 50 nós (Figura 1.e) gerando uma extensa pista em direção a costa Sudeste do Brasil.



A configuração capaz de gerar ondulações para a região persistiu por aproximadamente 48h e as ondas tiveram seu maior pico em 19JUL2019 com direção predominantemente de SE e Hs de até 3,5 m indicada na Figura 2.



Na Figura 3, são mostrados os diagramas de dispersão, identificando que houve um aumento na H_s e um T_p de cerca de 16 s a partir do dia 12AGO2017 às 00Z. No segundo evento, a partir do dia 17JUL2019-00Z, constatou-se um aumento das ondulações, mantendo o mesmo padrão por 2 dias, com um T_p de cerca de 15 s.

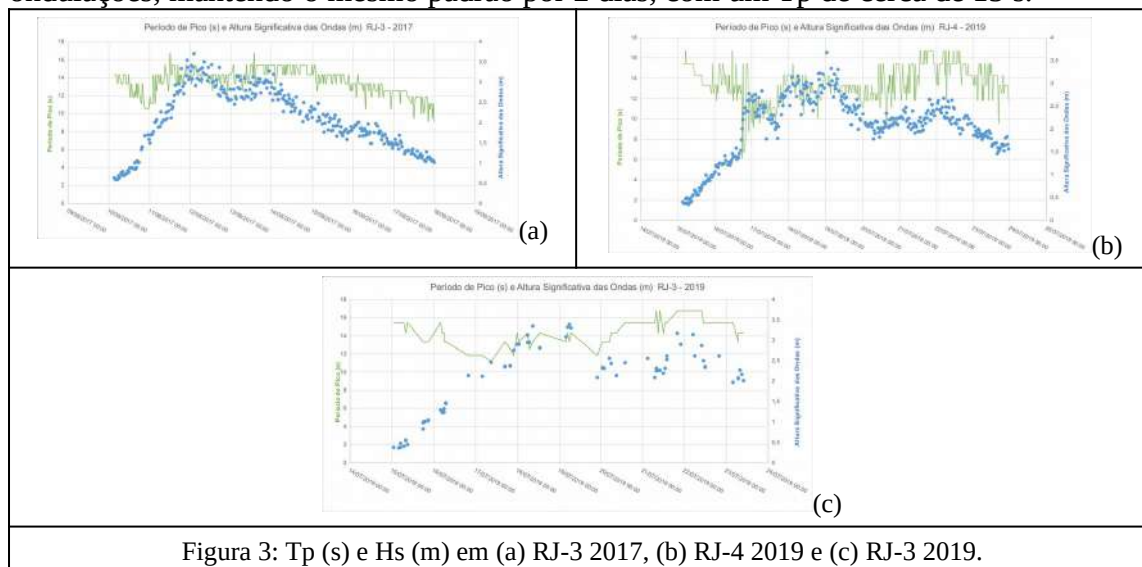


Figura 3: T_p (s) e H_s (m) em (a) RJ-3 2017, (b) RJ-4 2019 e (c) RJ-3 2019.

CONCLUSÕES

O modelo atmosférico *WRF* foi um bom representativo dos dois eventos, pois foi capaz de mensurar com acurácia os sistemas precursores de ondulações. Em ambos os cenários geradores de ressaca na Baía de Guanabara, ficou evidente a presença de um sistema de alta pressão em altas latitudes e um ciclone em latitudes mais baixas que permaneceram quase estacionários, contribuindo com a intensidade, persistência e pista dos ventos de quadrante S/SE.

Os dois eventos foram caracterizados meteorologicamente e oceanograficamente análogos, podendo estimular estudos futuros de padrões geradores de ondulações severas na região, visando a segurança das atividades ali exercidas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

SILVA, A. C. ; FAÇANHA, Patricia; BEZERRA, C. ; ARAUJO, A. S. ; PITOMBEIRA, E. . **Características das ondas "Sea" e "Swell" observadas no litoral do Ceará-Brasil: variabilidade anual e inter-anual**. Tropical Oceanography (Online) , v. 39, p. 17-26, 2011.

FREIRE, J. L.,1960, **Um Ciclone Extra-Tropical do Atlântico Sul**. In: Anais Hidrográficos, tomo XVIII, pp. 235-260, Rio de Janeiro, RJ.

CANDELLA, R. N. **Estudo de casos de ondas no Oceano Atlântico Sul através de modelagem numérica**. Master's Thesis, Universidade Federal do Rio de Janeiro - UFRJ, Brazil, 1997. 80 p.

MODELAGEM HIDRODINÂMICA NA COSTA DE SALINÓPOLIS – PA: IMPORTÂNCIA DO SISTEMA DE MANGUEZAIS NA PROPAGAÇÃO DA MARÉ

Francisco Bruno Moreira¹, Carmo.; Fernanda¹, Achete; Marcos Nicolás¹, Gallo

¹Universidade Federal do Rio de Janeiro – Instituto Alberto Luiz Coimbra de Pós-Graduação e Pesquisa de Engenharia – (AECO/PENO/COPPE) – Laboratório de Dinâmica de Sedimentos Coesivos (LDSC)

*Centro de Tecnologia – Rua Horácio Macedo, Bloco G, 2030 – 101 – Cidade Universitária da Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro – RJ, CEP 21941-450
brunomoreira@oceanica.ufrj.br*

RESUMO

Manguezais são ecossistemas costeiros úmidos situados na região superior ao estirâncio. Por estarem localizados na região costeira, são passíveis aos processos hidrodinâmicos, como às ações de ondas e correntes. A fim de preservar essas áreas, é necessário definir sua distribuição local e avaliar suas respostas às ações hidrodinâmicas. Com este propósito, implementou-se um modelo numérico, em escala local, do sistema estuarino no entorno de Salinópolis-PA, considerando regiões de alagamento e secamento. A avaliação da resposta do modelo numérico em relação à propagação da onda de maré é fundamental para o entendimento de sua dinâmica. O escoamento no interior dos sistemas de manguezal é dominado pelas marés que controlam a flutuação do nível d'água, as correntes e o tempo de alagamento/secamento. A amplitude da onda de maré na área de estudo aumentou conforme foi adentrando o canal, caracterizando-o como hipersíncrono. A assimetria de maré é verificada, apresentando a dominância da enchente.

Palavras chave: sistema de manguezais, modelagem hidrodinâmica, alagamento/secamento

INTRODUÇÃO

Manguezais são ecossistemas costeiros úmidos situados na região superior ao estirâncio (normalmente acima do nível médio), em substratos de sedimentos finos e vegetação tolerante ao sal (Tomlinson, 1986). Esses ecossistemas estão situados em regiões tropicais e subtropicais, geralmente, em ambientes abrigados, como estuários e lagunas, e são considerados os ecossistemas mais produtivos do planeta, sendo berçário para muitas espécies de animais (Spalding et al., 1997).

Por estarem localizados na região costeira, são passíveis aos processos hidrodinâmicos, como às ações de ondas e correntes. Sistemas de manguezal agem como uma proteção costeira natural à ação desses processos. A fim de preservar essas áreas, é necessário definir sua distribuição local e avaliar suas respostas às ações hidrodinâmicas.

Com este propósito, implementou-se um modelo numérico, em escala local, do sistema estuarino no entorno de Salinópolis-PA, considerando regiões de alagamento e secamento, com presença de manguezais.

OBJETIVOS

O objetivo geral é avaliar a resposta do modelo numérico em relação à propagação da onda de maré no interior de um sistema de canais contornado por áreas de manguezais. Como objetivos específicos, verificar a mudança da amplitude da onda de maré quando adentra o canal, da fronteira aberta do domínio até a área de manguezal, e caracterizar o padrão de circulação no canal e a influência do manguezal na hidrodinâmica.

METODOLOGIA

O modelo utilizado para este propósito foi o DELFT3D *Flexible Mesh Suite*, consistindo em um modelo de malha não-estruturada hidrodinâmico e morfodinâmico com base na abordagem de volumes finitos (Kernkamp *et al*, 2010; Deltares, 2014). O modelo foi configurado para a região de interesse em Salinópolis-PA (figura 1) para o estudo das áreas alagadas de manguezal. Foi utilizado o módulo D-Flow FM barotrópico bidimensional.

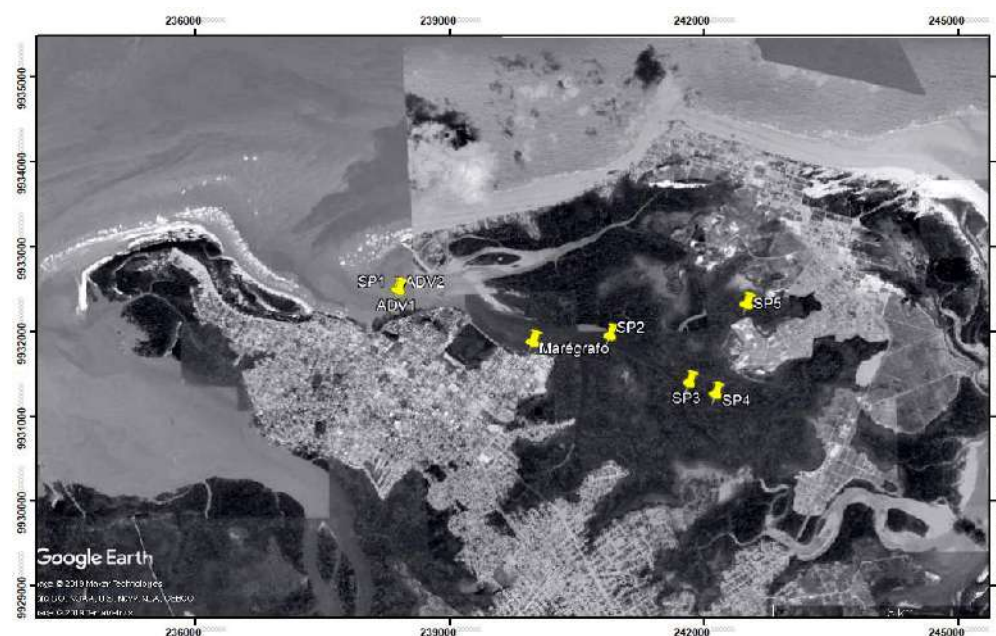


Figura 1: Localização da área de estudo com os pontos de medição, validação e resultados do modelo.

A batimetria para a parte submersa foi obtida por meio da carta náutica 302. A da parte emersa durante a baixa-mar de sizígia na região dos bancos e costa arenosa foi obtida por meio da análise de imagens de satélite CBERS-4 (INPE, 2017) em diferentes instantes de maré (entre preamar e baixa-mar de sizígias). A batimetria nas áreas de manguezal foi aproximada por extrapolação seguindo uma declividade uniforme entre o nível médio e o nível de preamar de sizígia. Todas as profundidades foram referidas ao nível médio local.

Valores de rugosidade foram definidos, em Chezy, de acordo com a granulometria local, admitindo um valor igual a 70 (areia) para a maior parte do domínio, e um valor cerca de 3 vezes menor para as áreas com mangue, devido ao efeito de bloqueio e maior rugosidade.

A malha possui 86713 elementos dos quais 35300 são elementos triangulares com tamanhos entre 20 a 60 m (representando as áreas de manguezal) e 51393 são quadrangulares com resolução entre 80 e 300 m. Sendo a área de mangue cerca de 41% da área total da malha

numérica. Com um $\Delta t=10s$, o tempo computacional da rodada foi de aproximadamente 5 horas, para 45 dias de simulação.

A condição de contorno de maré para a rodada foi estabelecida utilizando as constantes harmônicas do modelo global do FES2014 (Lefebvre *et al*; 2002). Como verificação inicial, a maré foi validada comparando com a previsão no ponto do antigo marégrafo de Salinópolis (Figura 1).

Foram realizadas medições em áreas próximas ao município com a finalidade de avaliar o processo de alagamento/secamento no mangue e validar a modelagem, quanto à variação dos níveis de maré e corrente. Para isso, foram instalados sensores de pressão (SP) no interior do canal e dois Acoustic Doppler Velocimetry (ADV), como mostrado na Figura 1.

RESULTADOS

A figura 2 indica o resultado do modelo quanto ao comportamento da onda de maré conforme adentra o interior do sistema canal-mangue. Observa-se que a amplitude da onda de maré vai aumentando no sentido Fronteira – canal (SP1 e SP2) - SP5 (interior do mangue). O mesmo comportamento foi observado nos dados coletados.

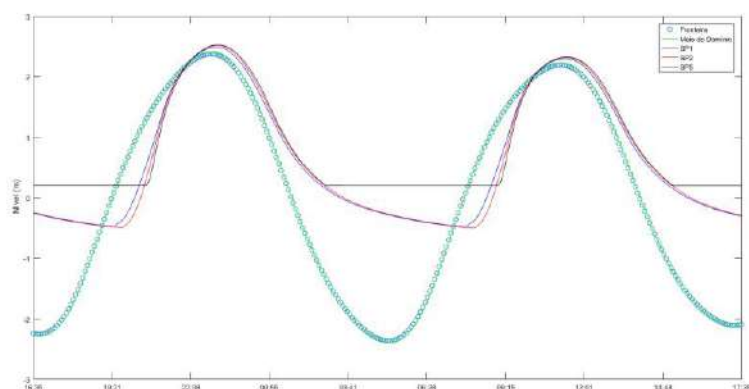


Figura 2: Níveis d'água simulados nos pontos de localização para o período de um dia durante maré de sizígia.

Um exemplo do padrão de corrente na entrada do canal, medido do ADV1, está exposto na figura 3. O padrão de circulação é no sentido leste-oeste, seguindo a geometria do canal. Verifica-se na figura 3 a intensidade da enchente (0,38 m/s) maior que a da vazante (0,25 m/s) para o registro de 4 ciclos de maré (dois dias).



Figura 3: Localização do ADV1 e registro da intensidade e direção da corrente.

CONCLUSÕES

O escoamento no interior dos sistemas de manguezal é dominado pelas marés que controlam a flutuação do nível d'água, as correntes e o tempo de alagamento/secamento. A amplitude da onda de maré aumentou conforme foi adentrando o canal, caracterizando o canal analisado como hipersincrono.

A assimetria de maré é verificada, apresentando a dominância da enchente na entrada do canal, considerando a medição de dois dias. No interior dos canais, a assimetria se mantém ou muda.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

DELTARES. D-FLOW FLEXIBLA MESH. Technical Reference Manual [Internet]. **Delft: Deltares**. 2014. <Disponível em: http://content.oss.deltares.nl/delft3d/manuals/DFlow_FM_Technical_Reference.pdf>

INPE, INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS. <<http://dgi.inpe.br/catalogo/>> Disponível em: 13/11/2017.

KERNKAMP, H. W. J., VAN DAM, A., STELLING, G. S., DE GOEDE, E. D. 2010. Efficient scheme for The Shallow Water Equations on Unstructured Grids with Application to the Continental Shelf. ***Ocean Dynamics***. Vol Special Issue Jonsmod. 29.

LEFEBVRE, F., LYARD FH, LE PROVOST C. FES99. 2002. A Global Finite Element Solution Assimilating Tide Gauge and Altimetric Information. ***Journal of Atmospheric and Oceanic Technology***. 19: 1345-6.

SPALDING, M. D., BLASCO, F., FIELD, C. D. 1997. World Mangrove Atlas. ***International Society for Mangrove Ecosystems***. 178.

TOMLINSON, P. B. 1986. The Botany of Mangroves Cambridge. ***Cambridge University Press***. 413.

PROTÓTIPO DE VEÍCULO AQUÁTICO NÃO TRIPULADO PARA MONITORAMENTO ACÚSTICO SUBMARINO

**Minello, M.¹; Xavier, F.C.²; Kassuga, A.D.²; Fonseca, A.L.S.³;
Tomaz, I.V.³; Calado, L.²**

*¹Instituto Federal do Rio de Janeiro - IFRJ campus Arraial do Cabo
Rua José Pinto de Macedo, s/n, Prainha, Arraial do Cabo - RJ CEP 28.930-000*

*²Marinha do Brasil - Instituto de Estudos do Mar Almirante Paulo Moreira – IEAPM
Rua Kioto, 253 - Praia dos Anjos Arraial do Cabo - RJ CEP 28.930-000*

*³IFF – Instituto Federal Fluminense, campus Cabo Frio
Estrada Cabo Frio-Búzios, s/n, Baía Formosa, Cabo Frio - RJ CEP: 28.909-971
murilo.minello@ifrr.edu.br*

RESUMO

Compreender o funcionamento dos ecossistemas é um dos principais objetivos da ciência. Devido ao grande volume de dados, tornou-se fundamental incorporar o auxílio de instrumentos robóticos, inteligência artificial e mineração de dados às coletas de campo. O monitoramento acústico vem ganhando força dentro dos parâmetros levantados em campo dado seu amplo espectro de análise. Este trabalho visa desenvolver um protótipo de veículo não tripulado que fará parte de um sistema de monitoramento de ecossistemas marinhos a partir da análise de parâmetros acústicos e ambientais. O protótipo foi desenvolvido a partir da observação e análise de outros veículos já criados e experiências iniciadas por outros grupos de pesquisa.

Palavras chave: Biotecnologia ambiental, Ecologia acústica submarina, Automação.

INTRODUÇÃO

A compreensão do funcionamento dos ecossistemas é um grande desafio das ciências ambientais (KREMEN, 2005). Quanto mais compreendemos sobre algum fenômeno natural, melhores as chances de prevermos riscos para a qualidade de vida humana; e menores os impactos sobre os ecossistemas naturais, facilitando, também, os processos de conservação e recuperação a partir do uso de ferramentas de gestão. Para tal, são criados diversos meios de coleta e organização de dados, avaliações estatísticas e cálculos matemáticos para o desenvolvimento de modelos que auxiliem na compreensão de modelos com complexidade elevada cada vez mais usando tecnologia (ALLAN *et al.*, 2018).

Grande parte da comunidade científica se debruça sobre questões relacionadas à biodiversidade, serviços ambientais e qualidade dos ecossistemas há bastante tempo (KARR, 1987). Apesar dos esforços de diversos grupos de pesquisa, há grande dificuldade em acompanhar modificações ambientais e seus efeitos sobre a biota, por isso, buscam-se indicadores biológicos ou outras ferramentas que possam auxiliar a compreensão do funcionamento dos ecossistemas (KREMEN, 2005).

Uma nova linha de pesquisa encontra-se em grande ascensão neste tema: a ecologia acústica (PIJANOWSKI *et al.*, 2011). O uso da acústica como indicadora de biodiversidade e

qualidade ambiental tem se mostrado bem promissora, pois se trata de um mecanismo de baixo custo, de análise ampla e integradora, além de rápida e menos invasiva.

No entanto, ainda há desafios a serem superados. A necessidade de se abranger grandes áreas e se obter um número maior de dados é um deles. Para tanto, o desenvolvimento e uso de robôs, bóias e veículos não tripulados para a realização de coleta de dados, assim como a criação de programas de software para a mineração de dados têm ajudado bastante nesta análise (BAYAT *et al.*, 2017).

OBJETIVOS

Desenvolver um protótipo de veículo aquático não tripulado para coleta de dados acústicos e ambientais, capaz de servir como uma plataforma móvel de coleta de dados marinhos.

METODOLOGIA

O veículo, construído a partir da observação de outras plataformas já criadas, foi moldado em isopor e coberto por fibra de vidro e resina epóxi. Este veículo aquático não tripulado fará parte de um sistema de monitoramento acústico de ecossistemas marinhos, tal como apresentado no esquema da figura 1. Para o levantamento dos artigos já publicados sobre o tema foi realizada uma análise bibliométrica utilizando-se o programa *bibliometrix* do pacote *R* (ARIA & CUCCURULLO, 2017), através da base de dados *Scopus*, com o *query*: (“vehicle OR robot AND acoustic OR noise AND monitoring OR monitor AND marine OR sea”).

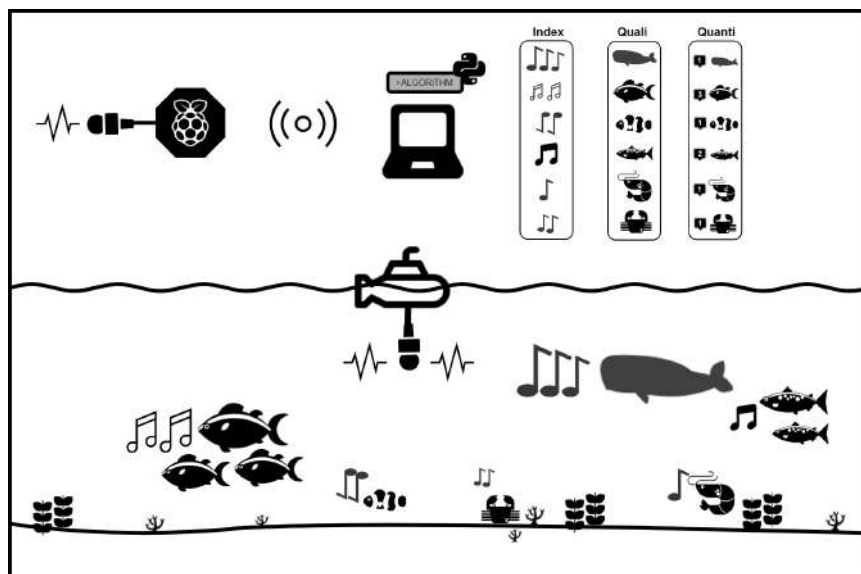


Figura 1: Esquema do funcionamento do sistema de monitoramento acústico e possíveis cenários de funcionamento: i) “Index”: Há uma análise da riqueza acústica como um todo, mas não há identificação das espécies; ii) “Quali”: Havendo uma biblioteca de sons registrados, o sistema conseguirá identificar as espécies presentes; iii) “Quanti”: Além da identificação das espécies, será possível estimar a população a partir do som gerado pelas espécies. Fonte: o autor.

RESULTADOS

A pesquisa bibliométrica foi realizada entre o período de 1986 e 2019 e foi possível identificar 218 documentos entre artigos científicos (127), artigos de revisão (86) e capítulos de livro (5). O gráfico de produção de artigos anuais é apresentado na figura 2.

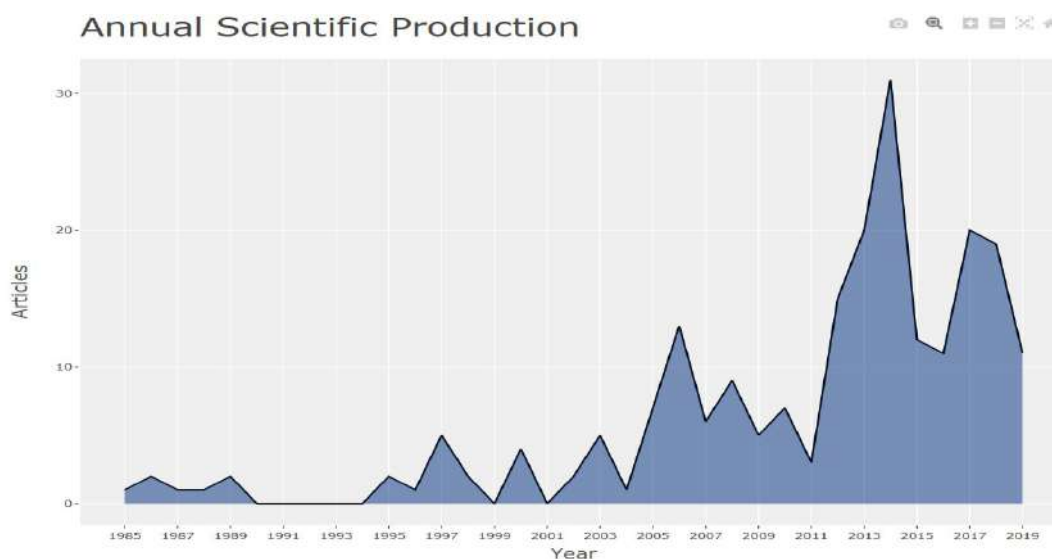


Figura 2: Gráfico com a produção de artigos de 1986 a 2019 usando como busca: “vehicle OR robot AND acoustic OR noise AND monitoring OR monitor AND marine OR sea” usando o pacote *Bibliometrix* do R. Fonte: o autor.

O crescente número de artigos publicados indicam a relevância do tema e que o uso destas ferramentas só deve aumentar nos próximos anos. As três revistas que mais se destacam por produção de artigos sobre o tema são: *The Journal of the Acoustical Society of America* (135); *The IEEE Journal of Oceanic Engineering* (73) e *ICES Journal of Marine Science* (58). Os três artigos mais citados são Akyildiz *et al.*, 2005 (1800); Wynn *et al.*, 2014 (248); e Leifer *et al.*, 2012 (217).

O veículo apresentado tem formato de um mini catamarã com 110 cm de comprimento, 47 cm de largura e 17 cm de altura (Figura 3).

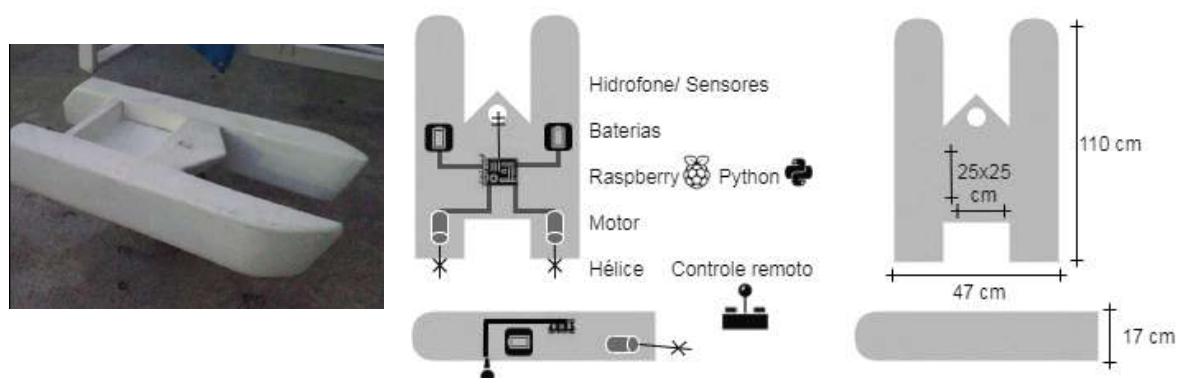


Figura 3: Medidas do protótipo de veículo não tripulado aquático desenvolvido para fazer parte de um sistema de monitoramento acústico em ecossistemas costeiros. Fonte: o autor.

O casco foi moldado em isopor e coberto por fibra de vidro e resina epóxi. Existem seis cavidades na estrutura do casco: duas cavidades para instalação dos hélices, eixos e motores (tipo); uma cavidade central onde ficam as placas controladoras; duas cavidades para acomodação das baterias (12v, 9Ah) e uma cavidade para a descida das sondas.

A partir da análise dos veículos já criados foi possível identificar as principais potencialidades no monitoramento. Muitos desses veículos foram desenvolvidos para ecossistemas específicos e, cabe a nós, propor um que sirva aos nossos interesses locais. É possível também avaliar os principais desafios das equipes que já desenvolveram tais tecnologias, tal como a melhoria na calibração e autonomia dos veículos.

CONCLUSÕES

O protótipo ainda encontra-se em estágio de montagem e espera-se aprofundar as discussões acerca do seu desenvolvimento. Tem-se como perspectiva utilizá-lo na avaliação de ecossistemas marinhos a partir da análise de índices acústicos. Futuramente, espera-se que, a partir da formação de um banco de dados com as espécies locais, seja possível identificar e quantificar as espécies em campo.

A partir dos dados apresentados fica claro que se trata de um tema bastante promissor nas ciências ambientais e mais, na sua urgente necessidade de integração com outras áreas como as ciências da computação, física, oceanografia e biotecnologia.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALLAN, B. M.; D. G. Nimmo; D. Ierodiconou; J. VanDerWal; L. P. Koh, & E. G. Ritchie. 2018. Futurecasting ecological research: the rise of technoecology. **Ecosphere** 9(5):e02163.
- ARIA, M. & CUCCURULLO, C. 2017. Bibliometrix: An R-tool for comprehensive science mapping analysis, **Journal of Informetrics**, 11(4), pp 959-975.
- BAYAT, B.; Crasta, N.; Crespi, A.; Pascoal, A. M. & A. Ijspeert, A. 2017. Environmental Monitoring using Autonomous Vehicles: A Survey of Recent Searching Techniques. **Current Opinion in Biotechnology**, vol. 45, pp. 76-84.
- AKYILDIZ, I. F., POMPILI, D. & MELODIA, T. 2005. Underwater acoustic sensor networks: research challenges. **Ad Hoc Networks**, 3(3):257–279.
- KARR, J. R. 1987. Biological monitoring and environmental assessment: a conceptual framework. **Environmental Management**, v. 11, n. 2, p. 249–256.
- KREMEN, C. 2005. Managing ecosystem services: What do we need to know about their ecology? **Ecology Letters**, v. 8, n. 5, p. 468–479.
- LEIFER, I., *et al.*, 2012. State of the art satellite and airborne marine oil spill remote sensing: application to the BP Deepwater Horizon oil spill. **Remote. Sens. Environ.** 124, 185–209.
- PIJANOWSKI, B. C.; FARINA, A.; GAGE, S. H.; DUMYAHN, S. L. & KRAUSE, B. L. 2011. What is soundscape ecology? An introduction and overview of an emerging new science. **Landscape Ecology**, v. 26, n. 9, p. 1213–1232.
- WYNN, R.B. *et al.* 2012. Investigating the feasibility of utilizing AUV and Glider technology for mapping and monitoring of the UK MPAnetwork. Final Report for Defra Project MB0118. **National Oceanography Centre**, Southampton. 244 pp.

IMPACTO DA TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR EM EVENTOS EXTREMOS DE PRECIPITAÇÃO NOS MUNICÍPIOS PRÓXIMOS ÀS BAÍAS DE ILHA GRANDE E DE SEPETIBA NO RIO DE JANEIRO, BRASIL

Marangoni¹, P. G. M. P.; Silva de Souza², L.; Oliveira², E. N.; Palmeira³, A. C.; Filippo², A.

1 – Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE - Laboratório de Instrumentação Oceanográfica LIOc, Avenida Athos da Silveira Ramos Centro de Tecnologia, bloco I, sala 104e - Cidade Universitária - 21941-611, Rio de Janeiro - RJ, Brasil. E-mail:

paulamarangoni95@gmail.com

2 - Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Oceanografia, Departamento de Oceanografia Física e Meteorologia, Rua São Francisco Xavier, 524 - 4º andar – Bloco F –Maracanã - 20550-900, Rio de Janeiro – RJ, Brasil.

E-mails: luciodesouza@gmail.com; negrig@gmail.com; afillippo@uerj.br

3 – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Meteorologia. E-mail: anactn@gmail.com

RESUMO

Recentes pesquisas no Brasil têm correlacionado a temperatura da superfície do mar (TSM) com a precipitação, obtendo resultados que deixam claro a influência oceânica sobre o regime de precipitação de diferentes áreas. Esse trabalho tem o objetivo de investigar os eventos extremos de precipitação, utilizando dados de estações pluviométricas localizadas na Baía de Ilha Grande (BIG) e Baía de Sepetiba (BS), relacionando estes eventos às potenciais anomalias de TSM na região. Os dados de precipitação foram obtidos através da Agência Nacional de Águas (ANA) e os dados de TSM, através da análise do *Multi-scale Ultra-high Resolution Sea Surface Temperature* (MUR). Para se obter os eventos extremos de precipitação foram calculados os percentis 95 para cada estação pluviométrica e as datas em que a precipitação diária excedeu esse percentil foram classificadas como eventos extremos. Para as análises, os resultados das anomalias e os eventos extremos foram distribuídos sazonalmente. Foi observado que todos os eventos extremos estão associados à alguma anomalia de TSM. Identificou-se também um padrão de aumento na intensidade das anomalias, com o aumento na frequência de ocorrência de eventos extremos, sobretudo no verão e na primavera. O oposto foi observado no outono e no inverno. Dessa forma, foi possível inferir que as anomalias regionais-loais de TSM podem estar relacionadas a eventos extremos de precipitação.

Palavras-chave: Extremos de precipitação; Temperatura da Superfície do Mar; Baía de Ilha Grande; Baía de Sepetiba.

INTRODUÇÃO

Alguns estudos recentes têm correlacionado a precipitação e a temperatura da superfície do mar (TSM) concentrados em padrões de grande escala e escala planetária. DIAZ *et al.* (1998) descreveram a relação entre os padrões de TSM nos oceanos Atlântico e Pacífico com as

anomalias de precipitação no Uruguai e no Sul do Brasil. Outros autores (LIMA & FERNANDEZ, 2011; ROWELL, 2003; TOY & JOHNSON, 2014) sugerem ainda que a TSM estaria relacionada a eventos intensos de precipitação.

Tendo em vista o relevo montanhoso e a proximidade de grandes centros urbanos como a cidade de Angra dos Reis, Parati e a Região Metropolitana do Rio de Janeiro (RMRJ), estudos relacionados a extremos de precipitação nos municípios que rodeiam as baías de Ilha Grande (BIG) e Sepetiba (BS) são de suma importância para gestão de eventos como deslizamentos de terra e inundações, para assim planejar as ações de prevenção e reação a eventos severos/extremos.

Assim, a avaliação das anomalias de TSM, aplicadas à essas baías, pode ser crucial para o melhor entendimento do regime pluviométrico da região e para a melhor previsão de eventos extremos de chuva pelos modelos atmosféricos.

OBJETIVOS

O objetivo deste trabalho é estudar os eventos extremos de precipitação nos municípios que circundam a BIG e a BS no estado do Rio de Janeiro, utilizando dados medidos de estações pluviométricas, relacionando estes a potenciais anomalias de TSM encontradas nesta região.

METODOLOGIA

A área de estudo e as estações pluviométricas, localizam-se entre 23,35° e 22,71° Sul e 044,75° e 043,14° Oeste compreendendo cinco municípios do estado do Rio de Janeiro que rodeiam as BIG e BS. Ambos os dados de precipitação e TSM correspondem ao período de 2003 a 2014.

Os dados de precipitação foram extraídos, em maioria, de estações pluviométricas da Agência Nacional de Águas (ANA), e também do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), através de estações meteorológicas automáticas.

Os dados de TSM foram obtidos do *Multi-scale Ultra-high Resolution Sea Surface Temperature* (MUR), que consiste em uma análise global diária da TSM, com resolução horizontal de 1 km. O MUR é um produto de TSM gerado a partir de dados radiométricos coletados na região espectral do infravermelho termal e de micro-ondas.

De modo geral, eventos extremos de chuva são aqueles em que se excede um determinado limite medido de precipitação, gerando impactos à uma região ou são considerados extremos devido à sua raridade. Os eventos extremos de precipitação considerados raros são aqueles com percentis superiores a 90, 95 ou 99. Neste estudo, foram considerados eventos extremos de precipitação, aqueles em que a precipitação diária excedeu o percentil 95 (P95) calculado para cada estação pluviométrica.

Somente foram analisados os casos em que mais da metade das 10 estações pluviométricas; isto é, 6 ou mais estações registraram chuva acumulada diária superior ao P95, calculado para cada estação. Para as análises, os resultados das anomalias e os eventos extremos foram distribuídos sazonalmente, considerando os três primeiros meses do ano como o verão, e assim sucessivamente.

Em relação às anomalias de TSM, foram analisadas somente aquelas ocorridas nos dias de evento extremo. Ao se obter as anomalias, foi realizada uma filtragem dos maiores e dos menores valores encontrados na região para cada dia de evento extremo. As anomalias positivas e negativas referentes a cada evento extremo foram comparadas e, aquela que apresentou o maior

valor em módulo, foi selecionada como a anomalia mais significativa referente ao evento, caracterizando cada dia de evento extremo com o valor mais significativo de anomalia, seja ela positiva ou negativa.

RESULTADOS

Foi obtido o total de 73 eventos extremos ocorridos em 6, 7, 8, ou 10 estações pluviométricas simultaneamente. Dentre eles, cerca de 52% ocorreram em 6 estações, 26 %, em 7 estações, 18% em 8 estações, 4% em 9 estações e nenhum evento ocorreu em todas as 10 estações simultaneamente.

Verificou-se que a maior parte dos eventos ocorreu no verão (31 eventos) e na primavera (23). Um número menor de eventos extremos ocorreu em outono (12) e no inverno (7).

De modo geral, foram obtidos 37 eventos com anomalias positivas de TSM e 36 eventos com anomalias negativas. As anomalias de TSM foram separadas em gráficos sazonais para uma melhor análise. Observa-se que no verão (Figura 1) a maior parte das anomalias obtidas foram negativas, já na primavera grande parte se constitui de anomalias positivas. No período do outono e do inverno não há grandes diferenças entre a distribuição de anomalias positivas e negativas como se observa no verão e na primavera. Os maiores valores de anomalias também se encontram no verão e na primavera, e os menores, no outono e no inverno.

O perfil de anomalias de TSM obtidos pelo MUR para a região de estudo apresenta consistência com os perfis esperados em sua variação sazonal (THOMAS, *et al.* 2017). Invernos com predomínio de anomalias menos intensas e verões, especialmente em seu final da estação, com assinatura positiva mais expressivas foram encontradas na região. Isso pode auxiliar na compreensão do maior número de eventos extremos ter ocorrido exatamente no verão, além das características chuvosas esperadas para essa estação do ano.

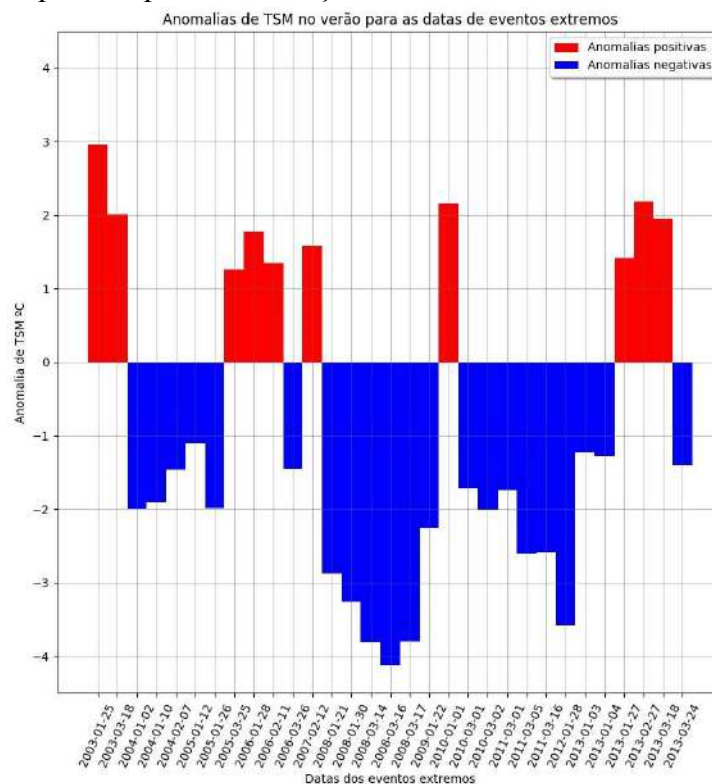


Figura 1 – Anomalias de TSM obtidas nos dias de evento extremo para o verão.

CONCLUSÕES

Todos os eventos extremos detectaram anomalias de TSM, estando assim, de acordo com diversos estudos que caracterizaram anomalias de TSM como fatores que influenciam na ocorrência de eventos extremos de precipitação (DIAZ *et al.*, 1998; TOY & JOHNSON, 2014).

Observa-se que o número de ocorrência de eventos extremos por estação do ano foi proporcional à intensidade das anomalias de TSM registradas nessas datas. Assim, as maiores anomalias de TSM estão associadas às estações do ano que registram mais eventos extremos de precipitação (verão e primavera).

Por fim, pode-se dizer que não só as anomalias TSM no Pacífico ou em outras áreas do Atlântico podem estar relacionadas a eventos extremos de chuva, pois também as anomalias regionais, como as descritas neste estudo, podem estar relacionadas à esses eventos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

DIAZ, A.F., STUDZINSKI, C.D., MECHOSO, C.R. 1998: Relationships between Precipitation Anomalies in Uruguay and Southern Brazil and Sea Surface Temperature in the Pacific and Atlantic Oceans. *J. Climate*, 11, 251–271, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1998\)011<0251:RBPAIU>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1998)011<0251:RBPAIU>2.0.CO;2)

LIMA, K. C., FERNANDEZ, J. P. R. 2011. As influências das anomalias de temperatura da superfície do mar e da topografia em dois eventos de precipitação intensa ocorridos no sudeste do Brasil. *Engenharia Ambiental - Espírito Santo do Pinhal*, v. 8, n. 1, p. 309-319, jan./mar.

ROWELL, D.P. 2003. The impact of Mediterranean SSTs on the Sahelian rainfall season. *J. Clim.* 16 (5), 849–862.

THOMAS, A.C.; PERSHING, A.J.; FRIEDLAND, K.D.; NYE, J.A.; MILLS, K.E.; ALEXANDER, M.A.; RECORD, R. N.; WEATHERBEE, R.; HENDERSON, M. E. 2017. Seasonal trends and phenology shifts in sea surface temperature on the North American northeastern continental shelf. *Elementa: Science of the Anthropocene*, 5: 1–17.

TOY M.D., Johnson, R.H., 2014. The influence of an SST front on a heavy rainfall event over coastal Taiwan during tiMREX. *J. Atmos. Sci.* 71, 3223–3249.

VARIABILIDADE ESPACIAL E TEMPORAL DAS INTRUSÕES DA ACAS NA BG

Passos, E. N.¹; Sancho, L.^{1,2}; Fernandes, A. M.³

¹*Programa de Engenharia Civil/COPPE/UFRJ - Av. Athos da Silveira Ramos, 149 - Cidade Universitária, RJ CEP 21941-909*

²*Universidade Federal do Rio de Janeiro – Laboratório de Métodos Computacionais em Engenharia – LAMCE – R. Paulo Emídio Barbosa, 485 - Cidade Universitária, RJ CEP 21941-615*

³*Faculdade de Oceanografia/UERJ - Rua São Francisco Xavier, 524, Maracanã, Rio de Janeiro – RJ – Cep 20550-900
enpassos@gmail.com*

RESUMO

Eventos de intrusões de águas mais frias na BG, correspondentes à ACAS, foram observados, entretanto poucos estudos foram realizados acerca desse fenômeno. Dessa forma, o trabalho se propôs a avaliar a presença espacial e temporal da ACAS na BG através de dados hidrográficos coletados no âmbito do Projeto Baía de Guanabara. Os resultados evidenciaram que as intrusões de ACAS na BG possuem forte sinal de sazonalidade e indicam serem influenciados por fenômenos que ocorrem na plataforma continental adjacente.

Palavras chave: Projeto Baía de Guanabara, Sazonalidade, PCSE

INTRODUÇÃO

A Baía de Guanabara (BG) é uma das duas maiores baías da Plataforma Continental Sudeste Brasileira. É uma baía fortemente antropogenizada, pois a cidade do Rio de Janeiro e sua região metropolitana encontram-se adjacentes a ela (PERIN *et al.*, 1997; CARREIRA *et al.*, 2002; CARREIRA *et al.*, 2004; JÚNIOR *et al.*, 2006). Por ser um estuário, a BG possui águas mais quentes e menos salinas se comparadas ao oceano adjacente. Apesar disso no trabalho de MELO (2004), foram relatados eventos de águas mais frias, com índices termohalinos correspondentes à Água Central do Atlântico Sul (ACAS) no interior da BG. Esse tipo de evento é importante pois a ACAS é uma das massas d'água transportadas pela Corrente do Brasil (CB) e que ocupa grandes áreas sobre a plataforma continental brasileira e a região costeira adjacente. Essa massa d'água é formada pela subducção de águas superficiais na Confluência Brasil-Malvinas (CBM) (WILLIAMS, 1962) e é conhecida por aflorar na região próximo de Cabo Frio (CF) (EMILSON, 1961).

Tendo em vista que as intrusões de águas mais frias na BG ainda não foram muito estudadas, é importantes se destacar o Projeto Baía de Guanabara, que realizou medições de variáveis físicas da água do mar desde outubro de 2011 a dezembro de 2013 e foi fomentado pela empresa do segmento de petróleo e gás BG Brasil em parceria com a empresa PROOCEANO, o Laboratório de Métodos Computacionais em Engenharia (LAMCE) e o Laboratório de Modelagem de Processos Marítimos e Atmosféricos (LAMMA), ambos da UFRJ, e o Instituto Rumo Náutico (Projeto Grael). O presente trabalho utilizou os dados do projeto como forma de avaliação da presença da ACAS na BG.

OBJETIVOS

O trabalho tem como objetivo avaliar a variabilidade espacial e temporal das intrusões

Instituto de Estudos do Mar Almirante Paulo Moreira

METODOLOGIA

A metodologia do trabalho utilizou dados coletados semanalmente no âmbito do Projeto Baía de Guanabara que totalizou uma série de 66 coletas. Este projeto tinha como objetivo geral a aquisição de informações hidrográficas sobre a baía que pudessem servir de subsídio para o manejo de poluentes (*e.g.*, contenção de um eventual vazamento de óleo ou do lixo flutuante). As variáveis físicas adquiridas foram temperatura, salinidade e pressão coletadas por um miniCTD modelo CastAway/YSI. Os índices termohalinos utilizados para caracterizar a ACAS encontram-se na Tabela 1.

Tabela 1: Índices termohalinos utilizados para identificar a ACAS na BG. Baseado em MIRANDA (1985) e STRAMMA & ENGLAND (1999).

	Temperatura	Salinidade	Densidade
ACAS	20°-5°C	36.2-34.3	1025.7-1027.1kg/m ³

RESULTADOS

Os pontos de coletas no interior da BG não eram fixos e, para cada coleta, as amostragens eram realizadas em mais de um ponto. Com isso, inicialmente foi verificada a existência de ACAS na BG através de um diagrama TS para toda a série de dados do projeto (Figura 1a). Considerando os limites de densidade da Tabela 1, observa-se que ACAS está representada nos dados coletados (Figura 1b). A partir do diagrama TS para a série completa coletada pelo Projeto Baía de Guanabara foi possível a detecção da ACAS no interior da BG não apenas pela sua temperatura, mas também pela sua densidade.

O aprofundamento das análises ocorreu através da determinação dos eventos de ocorrência da ACAS no interior da BG ao longo das coletas realizadas. Assim sendo, as coletas foram ordenadas cronologicamente do início ao fim da série temporal. Das 66 coletas realizadas, 25 indicaram a presença da ACAS no interior da BG. Considerando apenas as 25 coletas que indicaram a presença da ACAS, obtivemos 64 pontos de amostragem correspondentes às coletas indicadoras de ACAS. Avaliando espacialmente os 64 pontos amostrados verifica-se que a maior concentração dos pontos ocorre ao longo do canal central, sendo que, dentre eles, a densidade dos pontos é maior próximo à embocadura da BG.

Quando analisamos sazonalmente a distribuição espacial dos pontos amostrados que indicam ACAS, obtemos 29 pontos para o verão (Figura 2a), no outono ocorre apenas 1 ponto (Figura 2b), no inverno ocorrem 3 pontos (Figura 2c) e na primavera ocorrem 31 pontos (Figura 2d). No verão e primavera observa-se que a ACAS consegue atingir espacialmente regiões além do canal central de navegação, como o Saco de São Francisco e o Aterro do Flamengo. Já no outono e inverno, os pontos amostrados estão localizados próximos à embocadura da baía, junto ao canal central de navegação.

Tendo em vista que o número de coletas, e consequente número de pontos amostrados, não é equivalente na análise sazonal, foi realizada a normalização dos dados. Assim, obteve-se a representatividade das coletas que indicaram a presença da ACAS, considerando o número de coletas para a estação do ano correspondente. Assim, novamente o verão e a primavera foram, sequencialmente, os períodos de maior representatividade de ACAS (90.91% e 40.74%, respectivamente), seguido pelo inverno (17.65%). O outono foi o período com menor representatividade (9.09%). Esse resultado corrobora àqueles de (CERDA e CASTRO, 2014) que relataram que o volume da ACAS na Plataforma Continental Sudeste

XIII Simpósio sobre Ondas, Marés, Engenharia Oceânica e Oceanografia por Satélite (PCSE) é maior na primavera e verão e menor no inverno e outono.

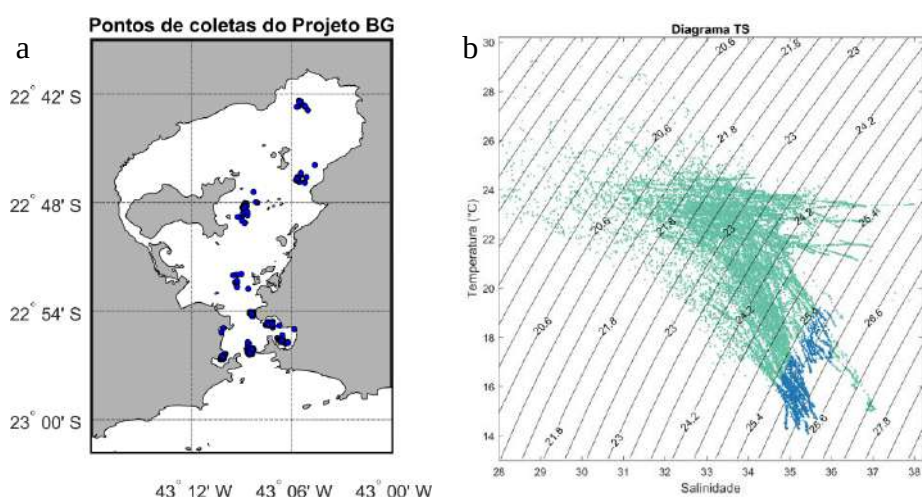


Figura 1: (a) Pontos onde foram coletados dados para o Projeto Baía de Guanabara. (b) Diagrama TS dos dados coletados ao longo do Projeto Baía de Guanabara. Em azul temos caracterizado a ACAS através dos seus índices termohalinos.

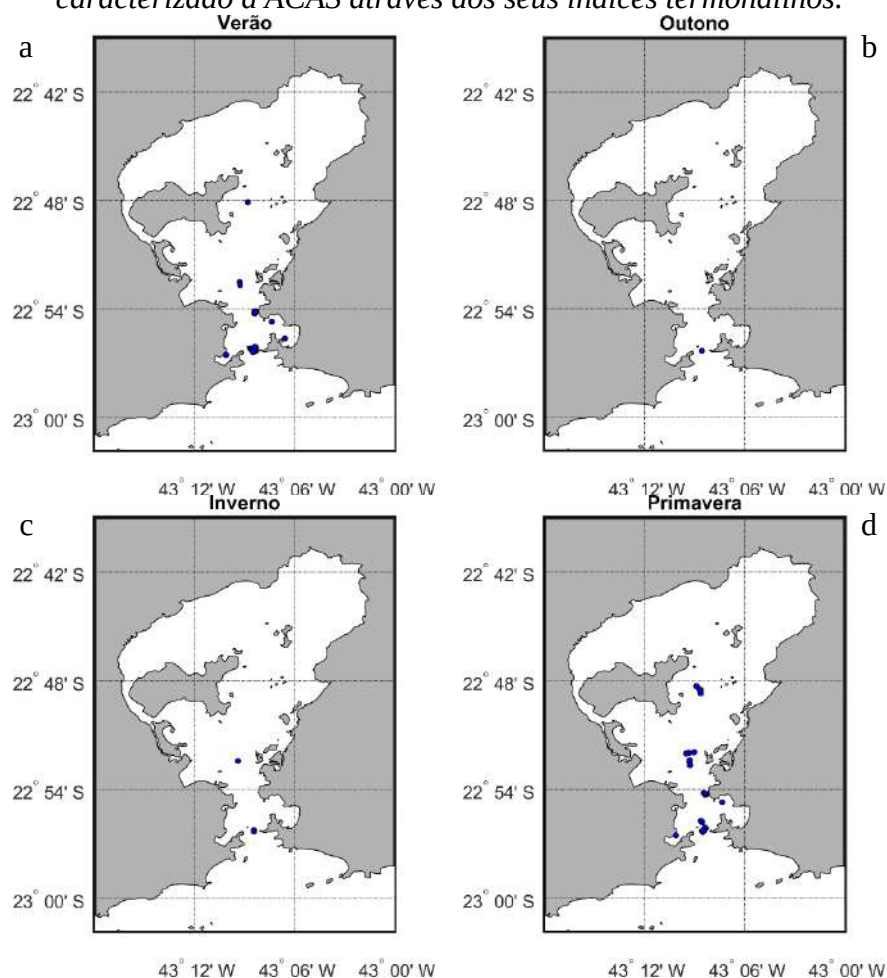


Figura 2: Distribuição espacial dos pontos amostrados que indicam a presença de ACAS na BG para: (a) verão; (b) outono; (c) inverno; (d) primavera.

CONCLUSÕES

O trabalho procurou avaliar a variabilidade espacial e temporal das intrusões da ACAS na BG. Os resultados evidenciaram que há a presença da ACAS ao longo do ano na BG, cuja identificação foi obtida pelos seus índices termohalinos e de densidade. Observou-se também que a sazonalidade é um fator preponderante tanto para a distribuição espacial das intrusões da ACAS na BG quanto para a quantidade de ocorrência dessas intrusões, sugerindo forte influência da dinâmica da PCSE adjacente nesses fenômenos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BOYER, T.; LEVITUS, S.; GARCIA, H.; LOCARNINI, R. A. & STEPHENS, C. 2005. Objective Analyses of Annual, Seasonal and Monthly Temperature and Salinity for the World Ocean on a 0.25° grid. *International Journal of Climatology*. 25:931–945.
- CARREIRA, R. S.; WAGENER, A. L. R.; READMAN, J. W.; READMAN, J. W.; FILEMAN, T. W.; MACKO, S. A. & VEIGA, A. 2012. Changes in the sedimentary organic carbon pool of a fertilized tropical estuary, Guanabara Bay, Brazil: an elemental, isotopic and molecular marker approach. *Marine Chemistry*. 79:207 – 227.
- CARREIRA, R. S.; WAGENERB, A. L. R. & READMANC, J. W. 2004. Sterols as markers of sewage contamination in a tropical urban estuary (Guanabara Bay, Brazil):space–time variations. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 60:587–598.
- CERDA, C. A., CASTRO, B. M., Hydrographic climatology of South Brazil Bight shelf waters between São Sebastião (24°S) and Cabo São Tomé (22°S). *Continental Shelf Research*, v. 89, p. 5-14, 2014.
- EMILSSON, I. 1961. The shelf and coastal waters off southern Brazil, *Boletim do Instituto Oceanográfico*, 17:101-112.
- JÚNIOR, A. N. M.; CRAPEZ, M. A. C. & BARBOZA, C. D. N. 2006. Impact of the Icaraí Sewage Outfall in Guanabara Bay, Brazil. *Brazilian Archives Of Biology And Technology*, 49:4:643-650.
- MELO, G. V. 2004. Transporte de Metais Pesados no Sedimento em Suspensão na Baía de Guanabara, em um Ciclo de Maré. *Dissertação (Mestrado em Ciências), Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geofísica Marinha, Universidade Federal Fluminense, Niterói, Brasil*. 102p.
- PERIN, G.; FABRIS, R.; MANENTE, S; WAGENER, A. R.; HAMACHER, A. & SCOTTO, S. 1997. A five-year study on the heavy-metal Pollution of Guanabara Bay Sediments (Rio de Janeiro, Brazil) and evaluation of the metal Bioavailability by means of geochemical Speciation. *Water Research*. 31:12:3017-3028.
- WILLIAMS, J. Oceanography Na Introduction to Marine Sciences Little Borown and Company, 1ª ed., 242p., 1962.
- MIRANDA, L.B. 1985. Forma de correlação T-S de massa d'água das regiões costeira e oceânica entre o Cabo de São Tomé (RJ) e a Ilha de São Sebastião (SP). *Boletim do Instituto Oceanográfico*. 33:2:105-119.
- STRAMMA, L., ENGLAND, M. 1999. On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research*. v:104:C9:20863-20883.

VARIABILIDADE DA TEMPERATURA SUBSUPERFICIAL NA BAÍA DE GUANABARA

Passos¹, E. N.; Fernandes², A. M.

*¹Universidade Federal do Rio de Janeiro – Programa de Pós-graduação em Engenharia Civil
Av. Athos da Silveira Ramos, 274 - Cidade Universitária, RJ CEP 21941-916*

*²Universidade do Estado do Rio de Janeiro – Faculdade de Oceanografia
Rua São Francisco Xavier, 524 - Maracanã, Rio de Janeiro - RJ, 20550-000
enpassos@coc.ufrj.br*

RESUMO

Eventos de águas mais frias e densas correspondentes à entrada da ACAS na BG têm sido observados e descritos na literatura, entretanto, tais eventos ainda não foram sistematicamente estudados. Nesse contexto, o presente estudo se propõe a identificar os eventos de ocorrência da ACAS na BG ao longo do período amostrado e avaliar possíveis modulações que possam ocorrer nas flutuações de temperatura durante esses eventos. Essencialmente, observa-se que as séries temporais de temperaturas não possuem uma correlação significativa. Entretanto, durante eventos de águas mais frias, a correlação torna-se significativa.

Palavras chave: ACAS, isoterma, ressurgência

INTRODUÇÃO

A PCSE abriga a Baía de Guanabara (BG), baía de maior importância econômica e turística do país. KJERFVE et al. (1997) classificaram a BG como um exemplo de estuário dominado por maré. As correntes de marés são de fundamental importância uma vez que são responsáveis pelas trocas que ocorrem entre o estuário e o oceano, bem como por influenciarem diretamente nos processos de mistura local. Essas correntes sofrem perturbações provocadas pela influência da topografia de fundo e da linha de costa, podendo ser também impactadas pelo vento local. As correntes de maré na BG apresentam um padrão assimétrico, com maiores velocidades na enchente (KJERFVE et al., 1997). A BG possui águas menos salinas e densas comparativamente com o oceano adjacente. Entretanto, eventos de águas mais frias, com índices termohalinos correspondentes à Água Central do Atlântico Sul (ACAS) no interior da BG foram relatados primeiramente por MELO (2004).

Após o trabalho de MELO (2004), outros trabalhos como o de BÉRGAMO (2006), observaram águas com índices correspondentes ao da ACAS no interior da BG. Entretanto, tal intrusão ainda é pouco estudada. ROSADO (2014) estudou a influência do campo de densidade na circulação da BG. O autor pioneiramente identificou a presença de marés internas na BG quando a ACAS está presente. OLIVEIRA et al. (2015) investigaram a correlação entre o vento atuante na PC e a presença de ACAS na BG. Segundo os autores, os eventos de ACAS ao largo da BG seriam um processo que responde, predominantemente, ao rotacional negativo do vento. PASSOS (2015) procurou compreender o padrão da variação sazonal da ACAS ao longo da região costeira do Rio de Janeiro, desde Cabo Frio até Marambaia. Em seu trabalho, a correlação entre os eventos de ressurgência costeira próxima à cidade Cabo Frio com a intrusão de ACAS no interior da BG não se mostrou satisfatória.

OBJETIVOS

O presente trabalho tem como foco geral identificar as intrusões de ACAS e avaliar a sua influência na temperatura subsuperficial no interior da BG. Nesse âmbito, buscou-se identificar as principais frequências de oscilações da temperatura subsuperficial em diferentes locais e profundidades na BG e avaliar possíveis correlações entre eles durante todo o período observado das séries temporais e, para fins de comparação, durante os períodos de ocorrência de eventos com presença da ACAS no interior da BG.

METODOLOGIA

Foram utilizados dados coletados pelo “Projeto de Monitoramento” que teve como intuito realizar coletas de longo período de séries temporais contínuas de temperatura na Baía de Guanabara. Este projeto foi coordenado pelo Dr. Alexandre Macedo Fernandes da Faculdade de Oceanografia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ) com financiamento da Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do Rio de Janeiro (FAPERJ).

Três regiões de interesse foram selecionadas para abrigar Tidbits (TidbiT v2 *Water Temperature Data Logger* – Onset) nas profundidades de 5 e 20 metros. A escolha dos pontos foi estratégica no sentido de representar a temperatura ao longo das margens do canal central de navegação e foram denominados como Ilha Rasa, Ilha Laje e Ponte. Os dados consistem em uma série contínua de, aproximadamente, 32 meses de coletas. Inicialmente, os dados espúrios foram eliminados respeitando o critério de corte de ± 3 desvio-padrões da temperatura (CERDA-AMOR, 2004). Considerou-se a isoterma de 18°C como referência do limite da ACAS, uma vez que tal isoterma está relacionada com águas de origem oceânica de subsuperfície (CERDA e CASTRO, 2014).

A análise da correlação de Pearson foi aplicada nas séries a partir de duas abordagens: entre as séries das duas profundidades de um mesmo ponto de coleta; entre os diferentes pontos de coleta para a profundidade de 20 metros. Para esta segunda abordagem, foi realizada uma filtragem para subdividir a série em função de suas frequências com o uso de um filtro Butterworth de 3ª ordem. Essas bandas foram denominadas como semidiurna (10 e 13,3 horas), diurna (20 e 30 horas), inercial (30 e 40 horas) e subinercial (abaixo de 40h).

Além disso, foram identificados e selecionados 7 eventos de águas inferiores a 18°C, considerando apenas o termômetro de 20 metros da Ponte, para serem avaliados quanto à sua duração e a diferença no tempo entre a observação do evento na Ilha Laje e na Ponte para os termômetros da profundidade de 20 metros. O período de análise consistiu em 20 dias, exceto os eventos E01 e E06 que consideraram apenas os 10 dias posteriores ao evento.

RESULTADOS

Avaliando-se as séries de temperaturas sem as filtragens é possível observar que as temperaturas na profundidade de 20 metros são mais frias comparativamente do que as águas na profundidade de 5 metros, como esperado. Para a profundidade de 05 metros, a temperatura máxima observada pelos termômetros foi de 30,24°C na Ilha Rasa e a mínima foi de 14,50°C nesse mesmo ponto. Já para a profundidade de 20 metros, a temperatura máxima observada foi de 30,74°C na Ponte e a mínima observada foi na Ilha Rasa e correspondeu a 12,87°C. De forma geral, os termômetros indicaram eventos de temperaturas abaixo de 18°C em todas os pontos e em todas as profundidades coletadas e uma variação sazonal bem demarcada, com maior variabilidade durante o período de primavera e verão.

Após a filtragem nas diferentes bandas de frequências, a análise da correlação não foi significativa nem para as profundidades de um mesmo ponto de coleta e nem para a temperatura coletada pelo sensor a 20 m para pontos distintos, quando considerado todo o período amostral das séries temporais. Por outro lado, quando foram considerados apenas os períodos de ocorrência de eventos identificados, o cálculo da correlação retorna resultados mais significativos.

Na Tabela 1 é apresentado a duração dos eventos selecionados, assim como o instante no qual o evento foi observado na Ilha Laje e na Ponte e a diferença do tempo entre tais observações. A duração média dos eventos observados foi de 8 dias, aproximadamente, sendo o evento de maior e menor duração contendo 14 e 2 dias, respectivamente. Durante um dado evento, o intervalo médio de observação de águas com temperatura abaixo de 18° C no termômetro da Ponte após observado no termômetro da Ilha Laje foi de 15,5 horas, sendo o tempo máximo de 20 horas e o tempo mínimo de 14 horas.

A continuação do trabalho irá abordar análises espectrais. Análises prévias indicam a dominância dos picos diurno e semidiurno da maré. A influência da constante harmônica M4 é bem demarcada. Existe ainda uma modulação astronômica de 28 dias para as constituintes semidiurnas.

Tabela 1: Análise da duração dos eventos e o tempo para a ocorrência do evento na Ponte (Pt) após ter sido observado na Ilha Laje (IL).

Evento	Duração (dias)	Início do evento		Tempo IL-Pt (horas)
		Ilha Laje	Ponte	
E01	7	30/10/2014 05:00	30/10/2014 19:00	14
E02	3	12/11/2014 16:00	13/11/2014 12:00	20
E03	13	20/11/2014 10:00	21/11/2014 02:00	16
E04	8	01/12/2014 07:00	01/12/2014 21:00	14
E05	9	09/12/2014 02:00	09/12/2014 17:00	15
E06	2	Ausência dados	16/02/2016 16:00	-
E07	14	14/04/2016 12:00	15/04/2016 02:00	14

CONCLUSÕES

O presente estudo se propõe identificar os eventos de ACAS na BG ao longo do período estudado e a investigar modulações da temperatura subsuperficial em tais eventos através de séries temporais de termômetros dispostos ao longo do canal central de navegação e coletadas por um período de 32 meses.

A análise das séries para diferentes profundidades ou para diferentes termômetros não resultou em uma correlação significativa entre os diferentes locais e profundidades amostrados. Entretanto, durante os eventos em que águas inferiores a 18°C são observadas, a correlação se torna significativa. Isto pode indicar que, em eventos de águas mais frias na BG, a dinâmica ao longo do canal central é a mesma, mas quando estes eventos não estão ocorrendo, outras feições podem influenciar ao mesmo tempo a dinâmica dos diferentes pontos. A duração média dos eventos observados foi de 8 dias e o tempo de atraso médio para a observação no termômetro da Ponte após observado no termômetro da Ilha Laje foi de 15,5 horas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BÉRGAMO, A.L., 2006. 169p. Características Hidrográficas, da Circulação e dos Transportes de Volume e Sal na Baía de Guanabara (RJ): Variações sazonais e Moduladas pela Maré. Tese (Doutorado em Ciências). Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, São Paulo, SP.
- CASTRO, B. M., 1996. 248p. **Correntes e Massas de Água na Plataforma Continental Norte de São Paulo**. Tese de Livre-Docência. Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, São Paulo, SP.
- CASTRO, B. M.; BRANDINI, F. P.; PIRES-VANIN, A. M. S.; MIRANDA, L. B. Multidisciplinary Oceanographic Processes on the Western Atlantic Continental Shelf between 4°N and 34°S. **In: The Sea**. The Global Coastal Ocean: Interdisciplinary Regional Studies and Syntheses. v. 14, Chapter 8, 38pp., 2005.
- CERDA, C. A., CASTRO, B. M., Hydrographic climatology of South Brazil Bight shelf waters between São Sebastião (24°S) and Cabo São Tomé (22°S). *Continental Shelf Research*, v. 89, p. 5-14, 2014.
- CERDA-AMOR, C. 2004. Intrusões da Água Central do Atlântico Sul sobre a Plataforma Continental entre a Ilha de São Sebastião (SP) e o Cabo de São Tomé (RJ). Tese (Mestre em Ciências). Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, São Paulo, SP.
- KJERFVE, B., RIBEIRO, C.H.A., DIAS, G.T.M, FILIPPO, A.M., QUARESMA, V. S. Oceanographic characteristics of an impacted coastal bay: Baía de Guanabara, Rio de Janeiro, Brazil. *Continental Shelf Research*, v.17, n.13. p.1609-1643. 1997.
- MELO, G. V. 2004. 102p. **Transporte de Metais Pesados no Sedimento em Suspensão na Baía de Guanabara, em um Ciclo de Maré**. Dissertação (Mestrado em Ciências), Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geofísica Marinha, Universidade Federal Fluminense, Niterói, Brasil.
- OLIVEIRA, E. N.; FERNANDES, A. M.; PARANHOS, R.; PINTO, F. N.; FILLIPO, A., **Influência do Vento nas Massas d'Água da Baía de Guanabara**. Anais XVII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto – SBSR, João Pessoa, Paraíba, 2015.
- PASSOS, E. N. 2015. Variação Sazonal da Água Central do Atlântico Sul na Plataforma Continental Sudeste Brasileira ao Largo do Estado do Rio de Janeiro. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil), Programa de Engenharia Civil, COPPE, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.
- ROSADO, D. B. B. 2014. **A Influência do campo de densidade sobre a circulação da Baía de Guanabara-RJ**. Dissertação (Mestrado em Ciências), Programa de Pós-Graduação em Oceanografia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Brasil.
- WILLIAMS, J. Oceanography Na Introduction to Marine Sciences Little Borown and Company, 1ª ed., 242p., 1962.
- MIRANDA, L. B.; CASTRO, B. M.; KJERFVE, B. **Princípios de Oceanografia física de Estuários**. São Paulo, Editora da Universidade de São Paulo, 411 pp, 2002. ISBN: 85-314-0675-7.

ANÁLISE INTERANUAL DE CLIMA DE ONDA E EVENTOS EXTREMOS NA PLATAFORMA ADJACENTE A LAGOA DOS PATOS (RS)

Poleze¹, L. M. B.; Bisch¹, V. K.; Nascimento¹, G. B.; Mill¹, G. N.; Lemos², A. T.

¹*Universidade Federal do Espírito Santo (UFES), DOC-CCHN, Campus Universitário Alaor de Queiroz. Av. Fernando Ferrari, 514. CEP: 29.075-910. Goiabeiras. Vitória/ES.*

²*Universidade Federal do Sul da Bahia – Centro de Formação em Ciências Ambientais-CFCAm, campus Sosígenes Costa. Rodovia BR-367 km 10. CEP: 45810-000. Porto Seguro/BA.*

liviambianchi@gmail.com

RESUMO

A partir de análise de série temporal de ondas na região da plataforma continental adjacente à Lagoa dos Patos (RS) descreveu-se o clima de ondas interanuais e identificou-se a ocorrência de eventos extremos no local. Este trabalho utiliza dados de altura significativa, direção e período de pico da onda, coletados de 2003 a 2013 do modelo NWW3 (NOAA WAVEWATCH 3) de ondas, disponibilizados pelo NOAA/NCEP. Há uma forte relação entre as ondas provenientes de S/SW/SE, períodos entre 6 e 10 s e altura significativa de 1 a 3,5 m, caracterizando as ondas mais frequentes e provavelmente associadas às baixas pressões (ciclones extratropicais) e sistemas frontais. A partir desses resultados, percebeu-se que há uma tendência de redução da altura de ondas e do período da onda ao passo que as ondas passam a vir mais do quadrante sul, isso está em concordância com o aumento da frequência das Altas Migratórias e ciclones provenientes da zona Antártica. Os maiores valores encontrados de Hs no âmbito dos eventos extremos foi de 5,78 m, no outono de 2008, sendo este ano o que apresentou maiores valores de Hs em comparação aos outros anos.

Palavras chave: clima de onda, NWW3, eventos extremos.

INTRODUÇÃO

O conhecimento do clima de ondas em determinadas regiões influencia diretamente no planejamento e segurança de diversas atividades humanas, como o planejamento e operação de portos, uso e ocupação costeira, exploração *offshore*, geração de energia por ondas, entre outras. A ocorrência de eventos com valores de altura significativa de ondas (Hs) muito acima dos valores médios para cada época do ano geralmente está associada a fenômenos atmosféricos severos, como ciclones tropicais e subtropicais. A previsão e representação acurada de eventos extremos, seja por modelos numéricos, seja por modelos estatísticos, permanece um desafio para as ciências marinhas (CAMPOS *et al.*, 2018).

Na costa brasileira, condições de mar severas na costa sul-sudeste, com aumentos significativos de Hs, ocorrem especialmente durante o outono (CANDELLA *et al.*, 2008). Nesta estação, os valores médios de Hs na região sul do Brasil variam de 2 a 3 metros com períodos de 10 a 12 s vindos predominantemente de direção sul (PIANCA *et al.*, 2010). O

aumento de Hs e período das ondas está diretamente relacionado na região à formação e passagem de frentes frias. Neste trabalho, foram avaliados 10 anos (2003 a 2013) de reconstituição da agitação marítima na área da plataforma continental adjacente à Lagoa dos Patos, Rio Grande do Sul. Utilizando resultados do NOAA WAVEWATCH-III, as análises focaram na variabilidade interanual de Hs e Tp, e foram destacados os eventos extremos ao longo do período de estudo.

OBJETIVOS

O presente trabalho teve como objetivo a análise interanual dos dados como altura significativa, direção de pico e período de pico de ondas e a presença de eventos extremos e suas possíveis fontes geradoras.

METODOLOGIA

Foram utilizados dados de altura significativa, direção de pico e período de pico da onda disponíveis no modelo da NOAA/NCEP, o NOAA WAVEWATCH-III, são dados de uma série temporal de 10 anos (2003 a 2013) de resolução 50x50 km (0,5x0,5°) que rodam quatro vezes por dia, de forma que obtêm-se dados diários de 3 em 3 horas, um total de 8 dados por dia. Os dados são do tipo discretos, eulerianos, onde são representativos apenas os cinturões sinóticos grandes, de forma que não é ideal para um estudo local, porém atende a proposta deste trabalho em um estudo regional.

A caracterização do clima de ondas se baseia em estatística básica, através de máximos, mínimos, média, percentis, desvio padrão da direção de pico e período das ondas. Além disso foram feitas rosas de ondas para uma melhor visualização dos dados decadais no âmbito da distribuição de altura significativa e período de pico relacionados à direção.

RESULTADOS

A partir das análises geradas foi possível observar as diferenças nos valores, principalmente de Hs, onde alguns anos apresentaram ondas maiores que o valor de 2,86 m obtidos pelo percentil 95, utilizado para analisar os eventos extremos (Figura 1).

De forma geral, a maior parte das ondas da série temporal se manteve próximo ao valor médio de Hs e na direção S/SE (Figura 2), com períodos de 8,5 s, caracterizando ondas de swell. As ondas observadas de direções de NE estariam associadas ao Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS).

A partir de março de 2003, houve aumento na ocorrência de eventos extremos, sendo 2008 o ano atípico por apresentar valores de Hs superiores a 5 m, sendo o máximo 5,78 m, principalmente no outono onde há maior ocorrência de ciclones (Gan & Rao, 1991). De acordo com Machado e Caliri (2016), o principal agente dos eventos extremos na região sul são os ciclones extratropicais, formados entre 30 – 40°S e com trajetórias de leste e sudeste, o que coincide com os dados analisados na série temporal. O período de 2009 a 2010 também mostrou aumento da altura de onda que se manteve de forma constante chegando a 4,72 m em fevereiro de 2010. Após 2010, observou-se uma redução nos valores de Hs, voltando a valores próximos a média e alguns poucos eventos acima dos valores de 2,86 m.

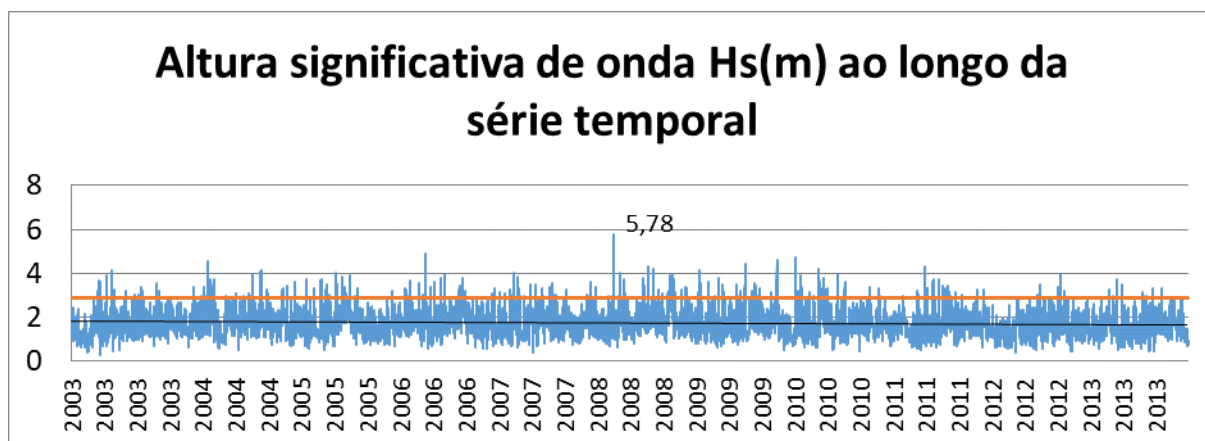


Figura 1: Valores de altura significativa de onda (H_s) ao longo dos anos da série temporal com a linha em preto representando o valor médio de 1,74 m e a linha em laranja representando o valor de 2,86 m que seria o limite para os eventos extremos. Em destaque, o maior valor encontrado ao longo da série.

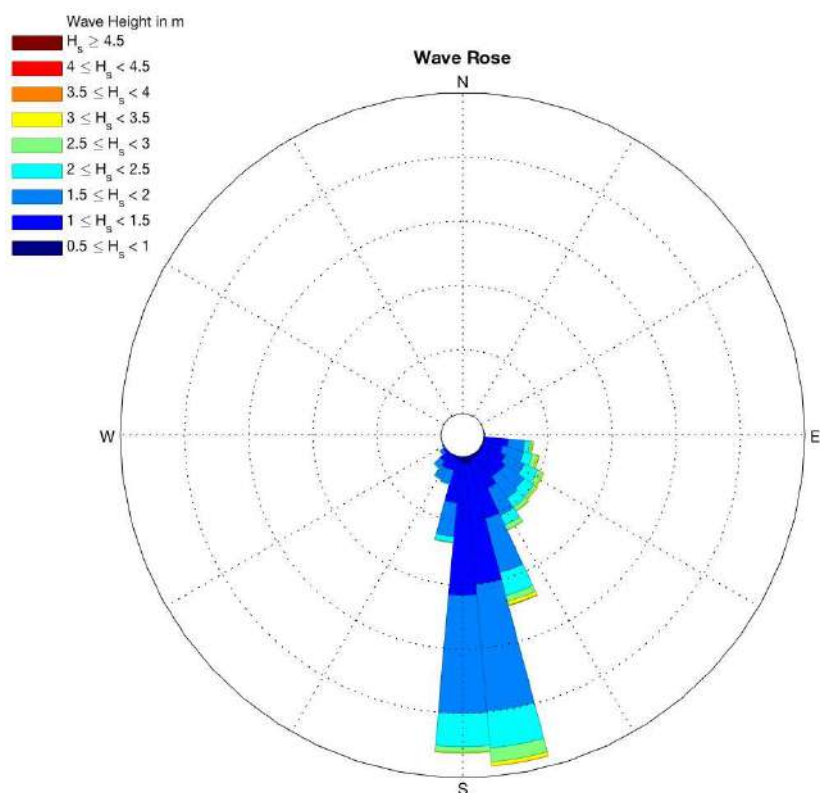


Figura 2: Rosa de onda para os valores de altura significativa (H_s) e direção de pico (D_p) para toda a série temporal.

CONCLUSÕES

Os eventos extremos se mostraram mais significativos nos anos de 2006, 2008 e 2010, esses eventos, por virem do quadrante S/SE, podem estar associados a maior ocorrência de eventos de frentes frias provenientes da zona Antártica e ciclones extratropicais. Assim, estão de acordo com sistemas sinóticos e estudos anteriores que mostram a influência desses eventos sobre o clima de ondas da região. Também foi possível observar que a maior ocorrência dos eventos extremos se dá aos meses de outono-inverno, e pouco na primavera-verão.

De forma geral, pode-se perceber uma redução das alturas significativas de onda e período ao final da série temporal apesar de provenientes do quadrante sul, o que pode estar associado a diminuição de eventos extremos. O estudo também possibilita um maior entendimento sobre o clima de ondas da região que é baseado em ondas originadas por frentes frias e ciclones, dos ventos NE provenientes do centro de alta pressão do Atlântico Sul e a influência do ASAS nas ondas vindas de E.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Campos, R.M.; Alves, J. H. G. M.; Guedes Soares, C.; Guimaraes, L. G.; Parente, C. E., 2018. Extreme wind-wave modeling and analysis in the south Atlantic ocean. *Ocean Modelling*, volume 124, April 2018, Pages 75-93.
- CANDELLA, R. N., LOMONACO, D. R., MARQUES DA CRUZ, L. M., FERREIRA, R. S. 2008a. Análises Preliminares das Características Regionais das Ondas ao Longo da Costa Brasileira Através de Modelagem Numérica. III Congresso Brasileiro de Oceanografia, Fortaleza, CE.
- Gan, M.A., and Rao, V.B., 1991. Surface Cyclogenesis over South America. *Monthly Weather Review*, 119, 1293–1302. Giese, B.S., Urizar, S.C., and Fuckar, N.S. 2002. Southern Hemisphere Origins of the 1976 Climate Shift. *Geophysical Research Letters*, 29(2), 1-4.
- Machado, Arthur A., and Lauro J. Calliari. "Synoptic Systems Generators of Extreme Wind in Southern Brazil: Atmospheric Conditions and Consequences in the Coastal Zone." *Journal of Coastal Research* 75.sp1 (2016): 1182-1186
- Pianca, C.; Mazzini, P. L. F.; Siegle, E. "BRAZILIAN OFFSHORE WAVE CLIMATE BASED ON NWW3 REANALYSIS". *BRAZILIAN JOURNAL OF OCEANOGRAPHY*, 58(1):53-70, 2010

ANÁLISE DA RESSURGÊNCIA COSTEIRA A PARTIR DA DISTRIBUIÇÃO TERMOHALINA E DE MASSAS DE ÁGUA NA COSTA DO ESPÍRITO SANTO

Rangel¹, E.S.; Paiva¹, T.R.M.; Perassoli¹, F.; Mill¹, G.N.; Ghisolfi¹, R.D.

*¹Universidade Federal do Espírito Santo – Departamento de Oceanografia e Ecologia
Laboratório Poseidon - Pesquisa e Simulação sobre a Dinâmica do Oceano
Av. Fernando Ferrari, 514 – Goiabeiras, Vitória – ES CEP 29075-910
dudarangels99@gmail.com*

RESUMO

Na região adjacente à foz do Rio Doce ocorre um processo de ressurgência costeira com a intrusão da Água Central do Atlântico Sul (ACAS) sobre a plataforma continental. O objetivo do trabalho foi analisar a variação espaço-temporal do processo de ressurgência costeira entre novembro/2018 e julho/2019 a partir da análise da distribuição termohalina e de massas de água (fuzzy c-means clustering). Os resultados mostraram a presença da Água Costeira (AC), Água Tropical (AT) e ACAS durante todo período e a distribuição espaço-temporal da ACAS diferenciada entre a porção norte e a porção sul da foz do Rio Doce.

Palavras chave: Rio Doce, ACAS, Fuzzy c-means Clustering

INTRODUÇÃO

Na região marinha adjacente à foz do Rio Doce ocorre um processo de ressurgência costeira com a intrusão de águas relativamente mais frias e ricas em nutrientes sobre a plataforma continental. A divergência pelo transporte de Ekman e o *encroachment* são os principais mecanismos que promovem esse processo (e.g. Palóczy *et al.*, 2016). No entanto, outros mecanismos também favorecem essa entrada de água na região, como o bombeamento de Ekman, a topografia local e a orientação da linha de costa (e.g. Castelão & Barth, 2006; Rodrigues & Lorenzzetti, 2001). A Água Central do Atlântico Sul (ACAS) é a massa de água associada ao processo de ressurgência local e atinge a costa do sudeste brasileiro pela Corrente do Brasil como parte da Corrente de Contorno Oeste (Silveira *et al.*, 2000) com suas propriedades originais de formação alteradas por processos de mistura ao longo do trajeto percorrido (Tomczak & Godfrey, 1994).

A partir de novembro de 2018, foram realizados cruzeiros oceanográficos mensais na região oceânica adjacente à foz do Rio Doce, no âmbito do projeto RRDM (Rede Rio Doce Mar). Em conjunto com os resultados obtidos a partir de sensoriamento remoto foram realizadas medições de temperatura, salinidade, oxigênio dissolvido e fluorescência na coluna d'água, a fim de avaliar as mudanças temporais e espaciais do processo de ressurgência costeira na região.

OBJETIVOS

O objetivo geral deste trabalho consiste em analisar a variação espacial e temporal do processo de ressurgência costeira adjacente à foz do Rio Doce, a partir da distribuição termohalina e de massas de água.

METODOLOGIA

O Rio Doce está localizado em uma região com clima tropical úmido, com períodos

chuvosos de outubro a março e secos de abril a setembro. A área de estudo é marcada pela mudança da orientação da linha de costa e pela grande variação da extensão da plataforma continental (Castro & Miranda, 1998).

Os perfis verticais foram coletados em 11 pontos amostrais por um CTD SBE19*plus*V2 (Sea-bird Electronics) durante 9 campanhas mensais próximas à foz do Rio Doce (Figura 1) entre novembro/2018 a julho/2019, entre as isóbatas de 10 e 50 metros de profundidade. Os parâmetros amostrados foram temperatura, salinidade, oxigênio dissolvido e fluorescência.

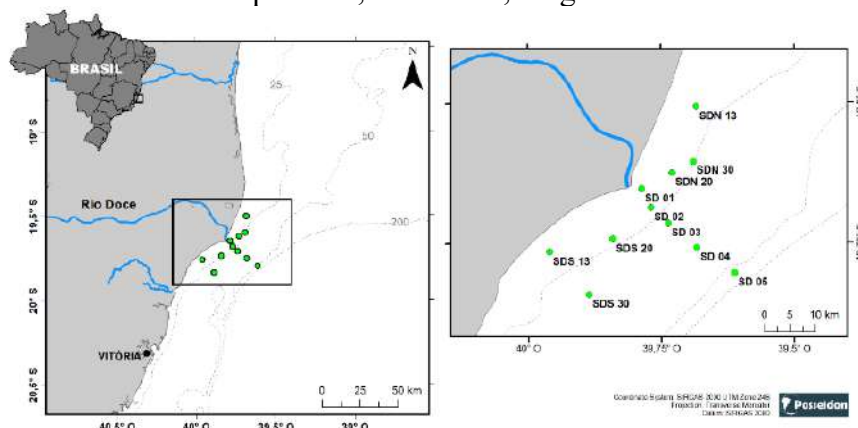


Figura 1- Mapa da área de estudo destacando a posição das estações amostrais (círculos verdes).

Na análise de massas de água foram consideradas três massas de água: Água Costeira (AC), Água Tropical (AT) e Água Central do Atlântico Sul (ACAS). A classificação e separação das três massas de água foi realizada pelo método fuzzy c-means clustering (e.g. Chen & Yao, 1994), considerando apenas temperatura potencial, salinidade prática e a anomalia de massa específica. Os índices termohalinos obtidos a partir do centroide da análise de cluster são mostrados na Tabela 1.

Tabela 1: Índices termohalinos das massas de água determinados pelo método fuzzy c-means clustering. AC: Água Costeira; AT: Água Tropical; ACAS: Água Central do Atlântico Sul.

Massas de Água	Salinidade Prática	Temperatura Potencial (°C)
AC	35,51	26,00
AT	36,91	26,91
ACAS	36,60	22,31

As médias mensais e os dados diários (quando aconteceram as coletas) de temperatura da superfície do mar (TSM) obtidos pelo sensor Aqua/MODIS foram analisados para melhor compreensão espacial da distribuição da temperatura durante os dias dos cruzeiros.

RESULTADOS

Para melhor análise dos dados de temperatura e salinidade os resultados foram divididos em dois transectos, um paralelo (pontos SDS, SD 02 e SDN) e outro perpendicular à costa (pontos SD 01 a SD 05). A presença de uma água relativamente mais fria ($< 24^{\circ}\text{C}$) foi verificada na porção inferior da coluna d'água ao longo de quase todo o período analisado na região marinha adjacente à foz do Rio Doce, exceto nos meses de junho e julho, que apresentaram a coluna d'água totalmente misturada com temperaturas mais amenas ($\sim 25^{\circ}\text{C}$ e $\sim 23^{\circ}\text{C}$, respectivamente) (Figura 2A). A temperatura na porção superficial foi aumentando gradativamente até o mês de março/2019 (fim do verão) quando atingiu o valor máximo ($\sim 30^{\circ}\text{C}$) no ponto SD 05 e apresentou o maior gradiente térmico vertical. O maior gradiente térmico horizontal zonal também foi evidenciado nas imagens das médias mensais da TSM nesse mesmo mês (não mostrado). Esse cenário respondeu ao fluxo líquido de calor positivo na

interface oceano-atmosfera durante a primavera e o verão. Em abril, quando o oceano começou a perder calor (início do outono), as águas relativamente mais frias ficaram contidas sobre a plataforma continental média e externa, sem afloramento evidente.

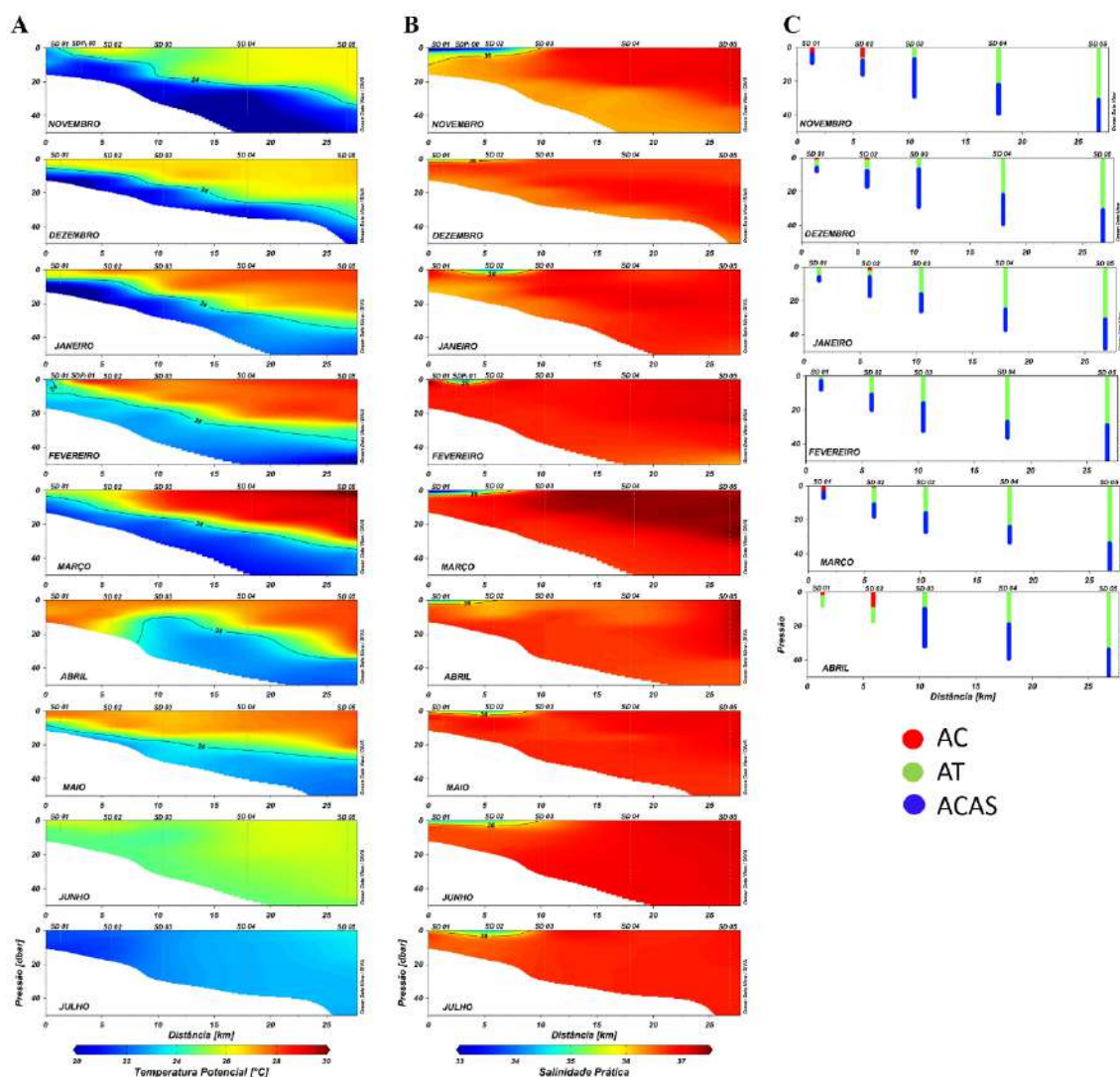


Figura 2: Distribuição da A) Temperatura Potencial (°C); B) Salinidade Prática; C) Massas de Água no transecto perpendicular à costa na região da foz do Rio Doce. AC: Água Costeira; AT: Água Tropical; ACAS: Água Central do Atlântico Sul. Neste resultado, a análise de cluster foi realizada utilizando apenas os primeiros seis cruzeiros oceanográficos (de novembro de 2018 a abril de 2019).

Em todos os meses amostrados foi observada a presença da água menos salina (< 36) na região de estudo proveniente da descarga continental do Rio Doce. A maior abrangência espacial foi observada no mês de novembro, quando se estendeu até o ponto SD 03 (Figura 2B) e em praticamente em todos os pontos do transecto paralelo à costa (não mostrado). A AC ocorreu superficialmente (máx 12 dbar) e não ultrapassou o ponto SD 02 no transecto perpendicular (Figura 3C). A presença da AC sobre a plataforma continental esteve diretamente relacionada às águas menos salinas provenientes da descarga do Rio Doce.

A análise das massas de água permitiu determinar a presença constante da ACAS e sua relação com presença da água relativamente mais fria sobre a plataforma continental (Figura 2C). A ACAS foi observada próxima à superfície durante todo o período primavera-verão. Porém, nos meses de novembro/2018 e janeiro/2019 a distribuição espacial da AC pode ter

impedido o afloramento completo da ACAS, que se manteve em profundidades rasas (até ~4 dbar) para os pontos analisados. Em fevereiro/2019, não foi observada a presença da AC e a AT se apresentou sobreposta à ACAS. Já em dezembro/2018 e março/2019 a ACAS aflorou nos pontos SDS 13 e SDS30 (não mostrado). Os parâmetros oxigênio dissolvido e fluorescência não apresentaram uma clara relação com a intrusão de ACAS sobre a plataforma continental (não mostrado).

Em abril/2019 a presença da ACAS não foi identificada ao longo da coluna d'água nos pontos ao norte da foz do Rio Doce (não mostrado) e nos pontos mais próximos à costa (SD 01 e SD 02), evidenciando a menor contribuição da mesma durante todo o período amostrado. Esse recuo da ACAS sobre a plataforma continental pode ter sido causado pela diminuição da intensidade e da frequência dos ventos nordeste, sobressaindo os ventos do quadrante sul que são favoráveis ao processo de subsidência (não mostrado).

No transecto paralelo ficou evidente a diferença espacial e temporal dentro do período primavera-verão na região ao norte e ao sul da foz tanto nos resultados termohalinos quanto nas massas de água. Na região ao norte foi observado um maior gradiente térmico vertical e a ressurgência costeira foi incompleta (não mostrado). Esse cenário foi ratificado pelas imagens de TSM (não mostrado) que mostrou gradiente térmico horizontal maior ao sul da foz e menor ao norte da foz em direção a plataforma externa. A região norte e a região sul da foz possuem diferentes características quanto a orientação da linha de costa e batimetria sugerindo que a resposta seja diferente em relação às diferentes forçantes meteo-oceanográficas. No período outono-inverno o gradiente vertical de temperatura enfraqueceu e o comportamento foi semelhante tanto ao norte quanto ao sul da foz ao longo da coluna d'água.

CONCLUSÕES

Os pontos ao norte da foz apresentaram o maior gradiente vertical de temperatura, enquanto que na porção sul apresentou águas mais frias em toda a coluna d'água. Esse cenário se manteve durante o período primavera-verão, se intensificando ao longo dele, e enfraqueceu no começo do outono, quando a coluna d'água se apresentou praticamente toda homogênea. A massa de água associada ao processo de ressurgência (ACAS) foi encontrada ao sul da foz como uma ressurgência completa, mas se manteve em subsuperfície ao norte do Rio Doce em todo o período primavera-verão. A presença da AC esteve associada à descarga continental do Rio Doce sobre a plataforma continental interna.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

CASTELAO, R. M.; BARTH, J. A., 2006. Upwelling around Cabo Frio, Brazil: The importance of wind stress curl. *Geophysical Research Letters*, v. 33, n. 3.

CASTRO, B. M., & MIRANDA L. B., 1998. Physical oceanography of the western Atlantic continental shelf located between 4° N and 34° S, in *The Sea*, vol. 11, edited by A. R. Robinson and K. H. Brink, pp. 209 – 251, John Wiley, Hoboken, N. J.

CHEN, S.J., YAO, S.Y., 1994. Division of hydroclimatic area over China Seas – II. Cluster analysis and fuzzy ISODATA. *Acta Oceanologica Sinica* 13(2), 213 – 224.

PALÓCZY, A. *et al.*, 2016. Pathways and mechanisms of offshore water intrusions on the Espírito Santo Basin shelf (18° S–22° S, Brazil). *Journal of Geophysical Research: Oceans*, v. 121, n. 7, p. 5134–5163.

SILVEIRA, I.C.A.; SCHMIDT, A.C.K.; CAMPOS, E.J.D.; GODOI, S.S.; IKEDA, Y. 2000. A Corrente do Brasil ao largo da costa leste brasileira. *Braz J Oceanogr* 48:171 – 183.

TOMCZAK, M. & J. S. GODFREY, 1994: Regional oceanography: an introduction. Pergamon, Great Britain. 422 pp.

FLUXOS RESIDUAIS NO CANAL CENTRAL DA ILHA GRANDE

Rodrigues¹, D. F.; Fernandes¹, A. M.; Filippo¹, A. M.

¹UERJ – Universidade do Estado do Rio de Janeiro

LABOFIS – Laboratório de Oceanografia Física

R. São Francisco Xavier, 524 – Maracanã, Rio de Janeiro – RJ, 20550-900

douglas.rodrigues@uerj.br

RESUMO

O regime hidrodinâmico na Baía de Ilha Grande foi objeto de estudos conduzidos por diferentes autores desde a década de 1970. Não há consenso na literatura sobre a existência de um padrão direcional da circulação na região. Tal fato se deve, em grande parte, a falta de dados hidrodinâmicos, tomando-se como base a literatura. Neste contexto, os fluxos residuais foram calculados para a região do Canal Central da Ilha Grande (CIG) para o mês de setembro de 1998, a partir de simulação numérica tridimensional, forçada por modelos globais e campos de temperatura e salinidade idealizados. As componentes da velocidade U e V calculadas foram decompostas em faixas de frequência de maré e sub-maré. Ficou evidenciado que durante o mês simulado, o sentido predominante dos fluxos residuais se dá de oeste para leste. A componente sub-maré é responsável por 99% das magnitudes residuais no canal, sendo que, em condições de coluna d'água estratificada, essas equivalem ao dobro das magnitudes em condições não estratificadas.

Palavras chave: circulação residual, Canal Central da Ilha Grande, estratificação.

INTRODUÇÃO

Estudos realizados nas décadas de 1980 e 1990 indicaram que a circulação ao redor da Ilha Grande era provocada por um gradiente horizontal de densidade, com águas menos salinas na Baía de Sepetiba e águas oceânicas de maior salinidade na Baía de Ilha Grande (BIG). Entretanto, Fragoso (1999), através de simulações numéricas, demonstrou que esse gradiente de densidade não seria suficiente para sustentar tal fluxo circulatório.

Trabalhos mais recentes sugerem os processos de plataforma como importantes agentes no forçamento da circulação na BIG. As correntes de maré meteorológica, associadas a frequências subinerciais, modulam as correntes de maré, com intensidades de até 60cm/s no CIG, exercendo um papel preponderante na circulação local (Cavalcante, 2010).

Diferentemente da maré astronômica, a maré meteorológica não apresenta comportamento cíclico bem definido, com oscilações sazonais de intensidade e periodicidades dos processos, tornando sua predição mais imprecisa. O conhecimento de seu comportamento é fator preponderante para compreensão da hidrodinâmica e transporte de substâncias no CIG.

OBJETIVOS

Avaliar a contribuição relativa dos forçantes de maré e das ondas de plataforma para a circulação residual do CIG. Ainda como objetivo principal também busca-se avaliar o efeito da estratificação local sobre as circulações residuais geradas por esses dois forçantes.

METODOLOGIA

As velocidades residuais foram calculadas a partir do resultado de simulação numérica conduzida com o modelo hidrodinâmico MOHID, em esquema de grades downscale. O mês de setembro de 1998 foi escolhido por ser um dos meses representativos dos processos físicos sub-maré, mais acentuados no inverno climatológico, em comparação ao verão, e pela disponibilidade de dados medidos, para fins de avaliação dos resultados modelados.

Para as simulações, realizado um aninhamento com uso de 3 grades numéricas. O modelo oceânico CMEMS forneceu as condições de elevação da superfície do mar, componentes U e V de velocidades do escoamento e campos tridimensionais de temperatura e salinidade no contorno aberto da grade maior utilizada, com resolução espacial horizontal de 1500 metros e 45 níveis verticais. O modelo FES2014, alimentou uma grade similar, porém com apenas um nível vertical (barotrópico), com as informações de maré.

Os resultados da grade maior foram transferidos à uma grade menor localizada no interior das baías de Ilha Grande e Sepetiba, com 300 metros de resolução espacial horizontal e 45 camadas verticais. Os valores de elevação da superfície do mar e componente de velocidade U e V foram comparados com dados medidos em um ponto do Canal Central da Ilha Grande, para fins de validação.

Por fim, os resultados de elevação da superfície do mar e componentes U e V da grade filha foram aplicados como condições de contorno para o experimento numérico no canal, com grade de resolução espacial horizontal de 200 metros e 30 níveis verticais. Os valores de temperatura e salinidade foram idealizados para dois cenários: 1) coluna d'água não estratificada homogênea, mais próxima do que se observa durante o inverno, e 2) coluna d'água estratificada

No cenário 1, os valores de temperatura e salinidade permaneceram constantes em todo o domínio, 20,8°C e 35,1 respectivamente. Para o cenário 2, os perfis variaram na coluna d'água, mas se mantiveram constante nos contornos abertos, com temperaturas de 28°C em superfície, diminuindo à 14°C em 15 metros de profundidade e se mantendo constante até o fundo. A salinidade variou de 33,5 em superfície para 36,5 a 6 metros e 35,4 aos 15 metros até o fundo. Tais valores foram estipulados a partir de medições na plataforma continental adjacente (Castro, 2013) e por perfis verticais de temperatura e salinidade adquiridos durante o mês de junho de 2011 (Figura 1-A) e janeiro de 2012 (Figura 1-B).

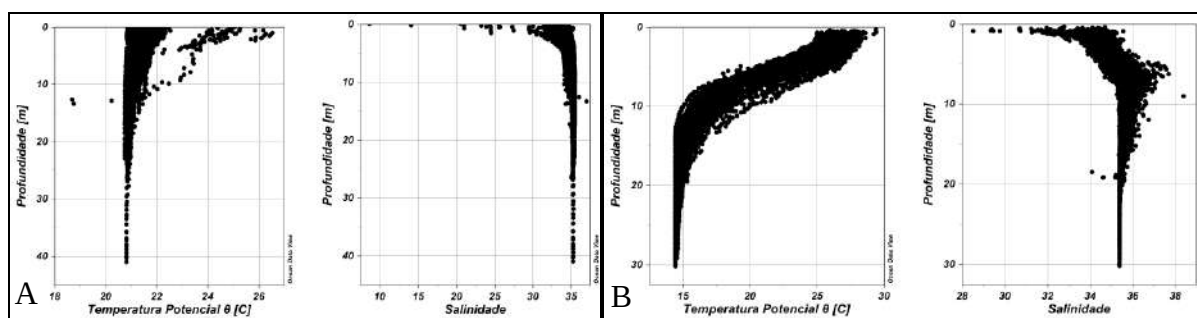


Figura 1. A) Perfis de temperatura (direita) e salinidade (esquerda) adquiridos na Baía de Ilha Grande em junho de 2011. B) Perfis de temperatura (direita) e salinidade (esquerda) adquiridos na Baía de Ilha Grande em janeiro de 2012 (Geraldles, 2012).

As séries temporais de componentes U e V foram filtradas para cada ponto de grade, com filtro Butterworth de 6ª ordem e período de corte de 40 horas (Emery & Thomson, 2001),

para separar as componentes de maré e sub-maré. As velocidades residuais foram posteriormente calculadas para o período de 29 dias, que abrangeu dois ciclos de sizígia e quadratura e correspondeu a 5 comprimentos da onda de plataforma propagante ao longo da plataforma continental adjacente na região para o mês de setembro considerado.

RESULTADOS

As velocidades residuais superficiais apresentaram de maneira geral, fluxo de oeste para leste no CIG. As componentes sub-maré foram responsáveis na média, por mais de 99% das magnitudes residuais calculadas, com velocidades de 2,50 e 4,50 cm/s nos casos respectivos de coluna d'água homogênea e estratificada, ao passo que as velocidades residuais médias de maré foram inferiores a 0,01 cm/s.

As maiores intensidades das componentes de maré localizam-se na porção mais estreita do canal, com velocidades residuais de até 0,03 cm/s (Figura 2). Em condições de coluna d'água estratificada, verifica-se a formação de circulação horária na Baía de Jacuacanga, a noroeste da porção mais estreita do canal, com velocidades residuais máximas em torno de 0,02 cm/s.

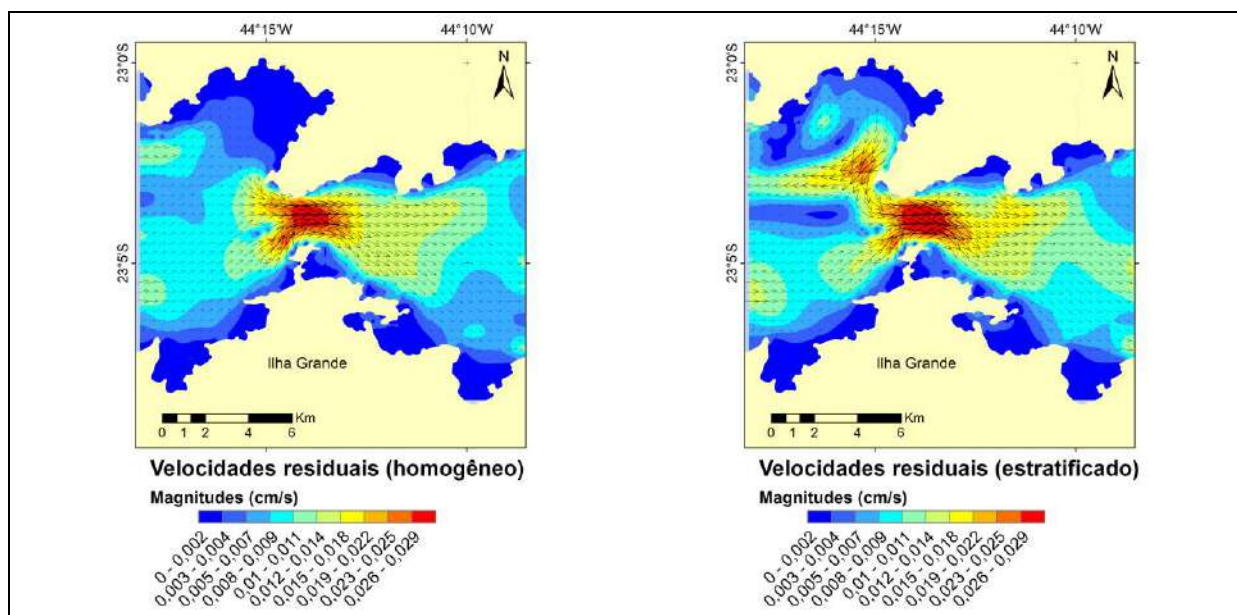


Figura 2. Velocidades residuais da componente de maré calculadas entre 01/09/1998 e 30/09/1998 para a região do CIG. Esquerda: Cenário 1. Direita: Cenário 2. Os vetores de corrente foram multiplicados por fator de escala 2000, para ficarem visíveis nos mapas.

As componentes sub-maré dominam os fluxos residuais na região do CIG, com velocidades máximas de 12,17 cm/s (Figura 3). Em condições de coluna d'água homogênea, as maiores velocidades ficam restritas à porção mais estreita do canal e uma célula de circulação horária se forma à sudeste deste local. Em condições de estratificação da coluna d'água, duas zonas de máxima velocidade se formam, uma ao longo do eixo principal do canal e outra à noroeste deste eixo, com o desenvolvimento de circulação anti-horária. Observa-se também a presença de uma célula horizontal de circulação horária de menor intensidade na porção sudeste à região mais estreita do canal.

A média das velocidades residuais calculadas para região do CIG são o dobro em

condições de coluna d'água estratificada em comparação com as condições de não estratificação.

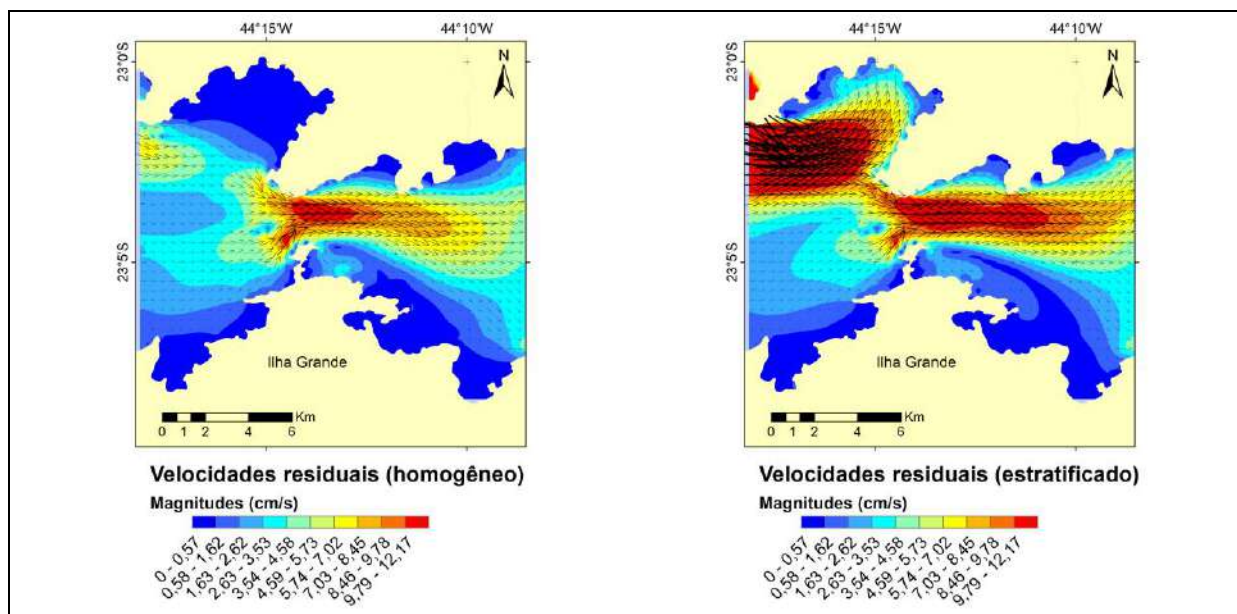


Figura 3. Velocidades residuais da componente sub-maré calculadas entre 01/09/1998 e 30/09/1998 para a região do CIG. Esquerda: Cenário 1. Direita: Cenário 2. Os vetores de corrente foram multiplicados por fator de escala 5, para ficarem visíveis nos mapas.

CONCLUSÕES

Ao contrário do que ocorre na Baía de Sepetiba, os fluxos residuais no CIG foram predominantemente provocados por processos nas faixas de frequência sub-maré, sendo responsáveis por 99% das magnitudes calculadas durante o mês de setembro de 1998. A condição de estratificação da coluna d'água foi capaz de alterar o padrão de circulação na região, onde células de recirculação foram criadas em condições baroclínicas e as magnitudes médias corresponderam ao dobro das velocidades calculadas em condições de coluna d'água não estratificada.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- CASTRO, B. M., 2013. "Summer/winter stratification variability in the central part of the South Brazil Bight". *Continental Shelf Research*. 89(2014)15–23.
- CAVALCANTE, S.L.S., 2010. "Estudo da Influência da Dinâmica da Plataforma Continental nas Baías de Ilha Grande e Sepetiba Via Aninhamento de Modelo Numérico Costeiro a Modelo Numérico Oceânico". Tese (doutorado) – UFRJ/ COPPE/ *Programa de Engenharia Oceânica*. XVII, 129 p.: il.; 29,7 cm.
- EMERY, W.J., THOMSON, R.E., 2001, "Data Analysis Methods in Physical Oceanography". *Elsevier Science*. Second Edition, 654pp.
- FRAGOSO, M. R., 1999. "Estudo Numérico da Circulação Marinha da Região das Baías de Sepetiba e Ilha Grande (RJ)". Dissertação de Mestrado - *Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo*. 115p.
- GERALDES, M. C. "INTERAÇÃO ENTRE A BAÍA DE SEPETIBA E ILHA GRANDE: PADRÕES DE CIRCULAÇÃO E SEDIMENTAÇÃO E A INFLUÊNCIA ANTRÓPICA". Projeto de pesquisa *FAPERJ-Pensa Rio*, 2009.

ANÁLISE DOS EFEITOS NÃO ASTRONÔMICOS E ASTRONÔMICOS NO PORTO DE TUBARÃO -ES

Rosa^{1,1}, P.H.T.; Marangoni^{1,2}, P.G.M.P.; Nogueria^{1,3}, I.; Gallo^{2,1}, M.N.; Parente^{1,4}, C.E.; Delpupo^{3,1}, D.F.

¹Laboratório de Instrumentação Oceanográfica – LIOc / COPPE

Avenida Athos da Silveira Ramos Centro de Tecnologia, bloco I, sala 104e - Cidade Universitária da Universidade Federal do Rio de Janeiro, RJ CEP: 21941-611

²Laboratório de Dinâmica de Sedimentos Coesivos– LDSC / COPPE

Avenida Athos da Silveira Ramos Centro de Tecnologia, bloco I, sala 100 - Cidade Universitária da Universidade Federal do Rio de Janeiro, RJ CEP: 21941-611

³ Vale S/A – Porto de Tubarão – Avenida Dante Micheline, 5500, Ponta de Tubarão – Vitória – ES CEP 29090-900

pedrohtr14@gmail.com;

RESUMO

O presente trabalho apresenta uma análise determinística e probabilística do nível do mar do marégrafo do Porto de Tubarão (ES), visando a futura utilização de tais resultados em estudos da implementação do calado dinâmico no terminal. O sinal não astronômico foi obtido através da previsão harmônica e dos dados medidos. O fator de forma para esta localidade foi de 0,22 (maré semidiurna), e as variações do nível devido às forçantes astronômicas são de 1,6 m na sizígia, aproximadamente. Os resultados apontaram uma influência da componente não astronômica de até 0,5 m na variação do nível do mar. A análise espectral para o mês de dezembro evidenciou que a variância da parte não astronômica excedeu em 0,015 m² a parte diurna da maré astronômica, corroborando a afirmativa anterior. Ressalta-se que a variância da parte semidiurna da maré astronômica foi de aproximadamente 0,45 m². Em relação a ocorrência de níveis extremos, o inverno apresentou o pico de nível com um valor de 0,3 m a mais que a primavera.

Palavras chave: Nível do mar, não astronômico, Porto de Tubarão, calado dinâmico

INTRODUÇÃO

A determinação do calado de navios de forma dinâmica é um procedimento já implementado e bem-sucedido em alguns portos ao redor do mundo, como em diversos portos na Austrália e Nova Zelândia (O'BRIEN, 2002). Esse novo método consiste em um sistema de previsão da folga abaixo da quilha (FAQ) quase em tempo real, e veio para suceder parâmetros fixados que dependem basicamente de variáveis ambientais e de parâmetros dos navios (O'BRIEN, 2002; GUCMA *et al.*, 2017). Segundo MCBRIDE *et al.* (2014) o FAQ depende essencialmente de 3 fatores relativos para a segurança da navegação: nível d'água, navio e fundo. No fator relativo ao nível d'água existem quatro variáveis principais, o nível de referência (DATUM), profundidade de projeto, efeitos astronômicos e efeitos não astronômicos (MCBRIDE *et al.*, 2014); sendo estas duas últimas variáveis o assunto de interesse do presente trabalho.

A maré astronômica é de caráter determinístico podendo ser separada em uma sequência

XIII Simpósio sobre Ondas, Marés, Engenharia Oceânica e Oceanografia por Satélite de ondas harmônicas (PAWLOWICZ *et al.*, 2002). Já os efeitos não astronômicos, que incluem as chamadas marés meteorológicas, são pouco conhecidos na costa brasileira (MELO, 2017). Todavia, possuem extrema importância para estudos e operações no âmbito da Engenharia Costeira e Oceanografia brasileira. Embora este processo físico não tenha a mesma característica da maré astronômica (determinística), e sim uma correlação com forçantes meteorológicas e/ou oceanográficas locais e/ou remotas, uma análise probabilística pode ser aplicável para o melhor entendimento (PUGH e WOODWORTH, 2014). Por exemplo, este tipo de análise pode evidenciar uma sazonalidade desse fenômeno para um determinado local, aumentando a confiabilidade no que diz respeito a uma análise determinística do nível do mar para a região de interesse. Mais especificamente, o foco do estudo será no Porto de Tubarão (20.286546°S, 40.241025°O) localizado na baía de Vitória, no estado do Espírito Santo.

O intuito do presente estudo é analisar a oscilação do nível do mar nos domínios do referido porto, possibilitando o melhor entendimento desse fenômeno e, assim, subsidiar sua futura aplicação em estudos de navegação e determinação do calado dos navios.

OBJETIVOS

O objetivo do trabalho é quantificar as variações das componentes astronômicas e não astronômicas da oscilação do nível do mar no Porto de Tubarão e as probabilidades de ocorrências associadas, para a aplicação em estudos futuros de navegação, como por exemplo, no cálculo do calado dinâmico.

METODOLOGIA

Através das informações coletadas no marégrafo de radar do porto (VEGAPULS 62; aparelho pertencente a VALE S/A), foi possível obter constantes harmônicas de maré, verificar o tipo de maré e quantificar a diferença entre o nível referente a elevação astronômica e não astronômica para a região de interesse. A série temporal engloba os dias 1 de Janeiro de 2016 a 18 de Setembro de 2017, com uma amostragem de 10 minutos.

Com o enfoque para um melhor entendimento do processo físico em pauta, foram aplicadas análises determinísticas e probabilísticas do nível do mar (componente astronômica + não astronômica) para os dados medidos. A análise determinística foi realizada através da comparação da série medida com a previsão harmônica, realizada com o programa T-Tide (PAWLOWICZ *et al.*, 2002). A análise probabilística admite que a razão entre o número de ocorrências de um determinado evento e o número de oportunidades para ele ocorrer converge para a probabilidade do mesmo. No presente estudo esta metodologia foi utilizada, onde realizou-se uma frequência de ocorrência em níveis a cada 0,1 m. Esses métodos são amplamente aplicados em diversos casos para o calado dinâmico.

Análises espectrais também foram empregadas no presente estudo, com a finalidade de observar a contribuição da parte astronômica e não astronômica do nível do mar, e suas derivações.

A parte não astronômica foi obtida através da diferença entre o nível d'água medido pelo marégrafo e a previsão harmônica do mesmo. Após a obtenção desse nível foram realizadas análises espectrais separando em faixas de frequências determinadas por MELO (2017), com o intuito de observar a influência da banda sazonal, da maré meteorológica e da maré de vento no nível não astronômico.

RESULTADOS

Os resultados dos dados medidos evidenciaram uma colaboração da componente não astronômica, apresentando valores de até 0,5 m em respectivos períodos do ano. A análise

XIII Simpósio sobre Ondas, Marés, Engenharia Oceânica e Oceanografia por Satélite
espectral para o mês de dezembro também apontou esta influência. A variância de parte não astronômica foi de $0,04 \text{ m}^2$, aproximadamente, enquanto a parte diurna da maré astronômica foi de $0,025 \text{ m}^2$. Salienta-se que a maior influência no nível foi da parte semidiurna da maré astronômica, onde a mesma apresentou variações de nível de 1,6 m na sizígia e uma variância em torno de $0,45 \text{ m}^2$.

Também se observou uma forte sazonalidade nos dados medidos quando se aborda a análise probabilística (Figura 1). Os níveis de maré variam consideravelmente ao longo do ano de 2016, com o inverno apresentando níveis mais elevados que a primavera. Por exemplo, o nível médio no inverno apresentou valor de 0,2 m a mais que a primavera. Além disso, a maior ocorrência do nível (pico) no inverno foi de aproximadamente 1,3 m enquanto na primavera esse valor foi de 1,0 m.

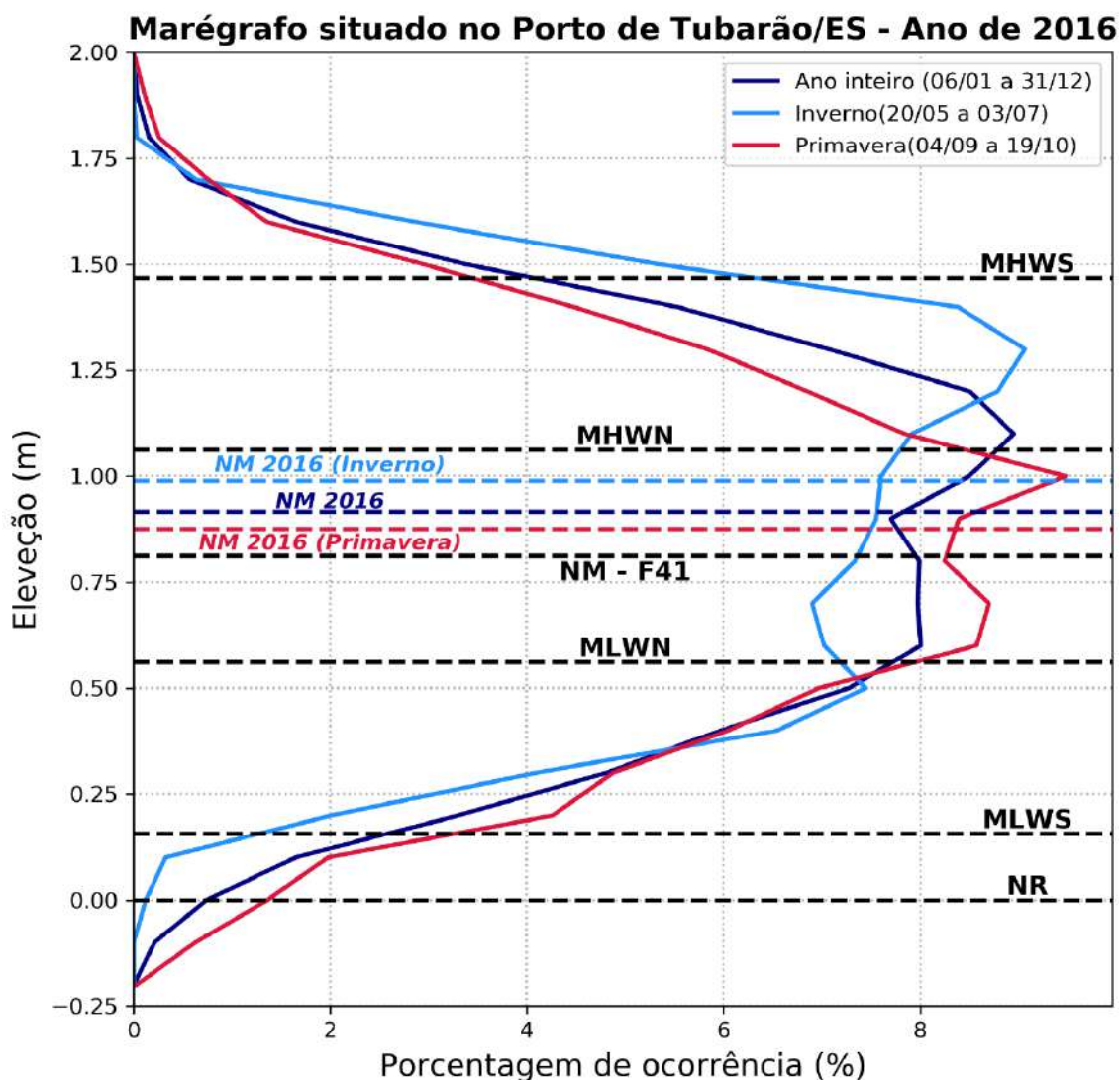


Figura 1 – Análise probabilística para o marégrafo situado no Porto de Tubarão para o ano de 2016.

Apesar da primavera evidenciar, em sua grande maioria, valores de nível inferior ao inverno, esta última estação apresentou uma maior ocorrência em seu pico. Na primavera essa ocorrência corresponde a 9% para o ano de 2016, aproximadamente, enquanto no inverno é de 8.5%. A variabilidade dessas frequências de ocorrência em períodos distintos está relacionada aos diferentes sinais da parte não astronômica do nível, por exemplo, associado a sistemas frontais e/ou ventos provenientes do Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) (DERECZYNSKI *et al.*, 2019; NOGUEIRA *et al.*, 2014)

CONCLUSÕES

O presente estudo determinou a probabilidade e as variações das componentes astronômicas e não astronômicas da oscilação do nível do mar para o Porto de Tubarão. Nesse sentido, buscou-se complementar uma lacuna do trabalho de MELO (2017), o qual apresentou falta de informação entre as cidades do Rio de Janeiro - RJ e Salvador – BA.

Os resultados apontaram uma forte sazonalidade da parte não astronômica, sendo esta dominante nas estações de inverno e primavera. Nesse âmbito, o inverno exibiu valores de nível mais elevados comparados à primavera. Por outro lado, o pico de ocorrência da primavera foi maior que o do inverno.

Com base nas análises feitas, tanto em caráter determinístico quanto probabilístico, conclui-se que a parte não astronômica do nível possui influência na região do Porto de Tubarão, não podendo ser desprezada na análise futura do calado dinâmico.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

DERECZYNSKI, C., R. LOPES, O. CARVALHO, N., et al., 2019. Climatology of Espírito Santo and the Northern Campos Basin, Offshore Southeast Brazil. **Anuário do Instituto de Geociências – UFRJ**. v. 42 (05), pp. 386 - 401.

GUCMA, L., BILEWSKI, M., ARTYSZUK, J., et al., 2017. System for Determining Dynamic Under Keel Clearance of Vessels Entering the Port of 15 Swinoujscie (DRWPS). **TransNav, the International Journal on Marine Navigation and Safety of Sea Transportation**. v. 11, pp. 539-545.

MCBRIDE, M., BRIGGS, M., GROENVELD, R., et al., 2014. PIANC Report No. 121 – 2014. **Harbour Approach Channels - Design Guidelines. PIANC**.

MELO, E., 2017. Maré Meteorológica na Costa Brasileira. **Tese de Doutorado**.

NOGUEIRA, I. C. M., PEREIRA, H. P. P., PARENTE, C. E. R., et al., 2014. Climatologia de ondas da bacia do Espírito Santo e parte norte da bacia de Campos. **Relatório técnico, PENO/COPPE-UFRJ**.

O'BRIEN, T., 2002. Experience using dynamic underkeel clearance systems. **Proceedings of the PIANC 30th International Navigational Congress**. p. 1793-1804.

PAWLOWICZ, R., BEARDSLEY, B., LENTZ, S., 2002. Classical tidal harmonic analysis including error estimates in MATLAB using T TIDE. **Computers Geosciences**. pp. 929 - 937.

PUGH, D., WOODWORTH, P., 2014. Sea-Level Science: Understanding Tides, Surges, Tsunamis and Mean Sea-Level Changes. **Cambridge University Press**.

ACOPLAMENTO ON-LINE ENTRE OS MODELOS NUMÉRICOS ADCIRC E SWAN APLICADO À BAÍA DO ESPÍRITO SANTO - ES

Rosa^{1,1}, P.H.T.; Colaço^{1,2}, G.; Nogueira^{1,3}, M.N.; Ferreira^{1,4}, L.S.; Parente^{1,5}, C.E.; Delpupo^{2,1}, D.F.

¹Laboratório de Instrumentação Oceanográfica – LIOc / COPPE

Avenida Athos da Silveira Ramos Centro de Tecnologia, bloco I, sala 104e - Cidade

Universitária da Universidade Federal do Rio de Janeiro, RJ CEP: 21941-611

²Vale S/A – Porto de Tubarão – Avenida Dante Micheline, 5500, Ponta de Tubarão – Vitória – ES CEP 29090-900

pedrohtr14@gmail.com;

RESUMO

O presente trabalho apresenta o desenvolvimento de um sistema de modelos numéricos acoplados (*on-line*) para a baía do Espírito Santo – ES, sendo eles o *ADvanced CIRCulation Model*® (ADCIRC) e o *Simulating WAVes Nearshore*® (SWAN). Nesse sistema, foram inseridas como condições de contorno resultados dos modelos FES 2014® (*Finite Element Solution*) e *Hybrid Coordinate Ocean Model*® (HYCOM) para informações do nível astronômico e não astronômico, respectivamente, e produtos do modelo *WAVEWATCH III*® (WW3) para informações espectrais de onda. Os resultados evidenciaram uma boa acurácia do sistema implementado para os principais parâmetros analisados (ondas, correntes e nível). No que diz respeito ao nível do mar, por exemplo, o sistema acoplado apresentou uma melhor precisão em comparação à previsão harmônica gerada pela Marinha do Brasil, ressaltando a importância do desenvolvimento e calibração desse sistema para subsidiar estudos futuros na região.

Palavras chave: ADCIRC, SWAN, acoplamento *on-line*, baía do Espírito Santo.

INTRODUÇÃO

Na oceanografia física, pode-se afirmar que o ambiente costeiro é uma região com processos físicos bastante complexos, em virtude da coexistência de marés, tempestades, ondas, correntes e todos os fenômenos resultantes dessas interações (BAO *et al.*, 2000; JANSSEN, 1992; WELSH *et al.*, 2000). Nesse âmbito, o estudo das interações entre as ondas e a hidrodinâmica local vem ganhando bastante espaço na literatura nos últimos tempos, muito em função de problemas relacionados a esse assunto em regiões costeiras, como remodelação da linha de costa, alteração das características dos canais de navegação, modificação da batimetria e entre outros (ZAMAN; BADDOUR, 2011; DALRYMPLE E DEAN, 1991; HOLTHUIJSEN, 2007). Assim, o acoplamento de forma *on-line* (permitindo a troca de informações mútuas entre os processos) entre modelos numéricos que abordam esses dois fenômenos pode representar com melhor acurácia processos físicos substanciais e questões inerentes às regiões costeiras (BHASKARAN *et al.*, 2013).

No ano de 2015, o Laboratório de Instrumentação Oceanográfica (LIOc) da COPPE/UFRJ implementou um sistema operacional de previsão de ondas para o Porto de Tubarão (20.286546°S, 40.241025°O), localizado na baía de Vitória, no estado do Espírito

XIII Simpósio sobre Ondas, Marés, Engenharia Oceânica e Oceanografia por Satélite Santo (Nogueira et al., 2016). Com o intuito de melhorar a acurácia dos resultados de ondas modelados, viu-se a necessidade de abordar alguns processos físicos que vislumbravam ser relevantes na região de interesse, dentre eles, as modulações dos parâmetros de ondas pelas variações nas correntes e níveis induzidos pelas componentes das marés (tanto as componentes astronômicas quanto as não-astronômicas). Além disso, o desenvolvimento de um sistema hidrodinâmico calibrado localmente poderia ser inserido em questões práticas para a região, como por exemplo, em estudos de navegação portuária.

Desta forma, o LIOc iniciou o desenvolvimento e calibração de um sistema de modelos numéricos acoplados (ADCIRC + SWAN) para a baía do Espírito Santo - ES. Para a validação dos resultados desse sistema, foram escolhidos alguns casos testes e os resultados dos modelos foram comparados com dados medidos *in-situ*.

OBJETIVOS

O objetivo geral do trabalho é avaliar os resultados obtidos a partir do desenvolvimento de um sistema acoplado de modelos numéricos (ADCIRC + SWAN) para a baía do Espírito Santo - ES.

METODOLOGIA

Como mencionado, os modelos numéricos empregados aqui foram o ADCIRC e SWAN. O primeiro é um modelo costeiro de elementos finitos que resolve os níveis d'água e correntes em uma diversa gama de escalas (LUETTICH *et al.*, 1992). A elevação é obtida por intermédio da Equação de Continuidade de Onda Generalizada (*Generalized Wave Continuity Equation* - GWCE) e as correntes através das equações de momentum verticalmente integradas. Já o SWAN é um modelo espectral de terceira geração que resolve a equação do balanço da ação espectral com fontes e sumidouros de energia, possibilitando a obtenção de valores para os parâmetros de onda (SWAN TEAM, 2016). A versão do SWAN utilizada foi a 41.10, Ciclo III.

Para a implementação desse sistema de modelagem foram utilizadas quatro condições de contorno: **i)** a condição de contorno de fundo, nesta foi utilizada uma compilação de informações das batimetrias de águas rasas, fornecidas pela VALE S/A, com cartas náuticas nas regiões mais profundas; **ii)** diz respeito as Constantes Harmônicas (CH), responsáveis por fornecerem informações de maré astronômica, foram utilizados resultados do modelo FES 2014® desenvolvido pela agência espacial *Centre National d'Études Spatiales* (AVISO, 2014). A partir das CH's obtidas pelo FES em cada ponto de contorno foi gerada uma reconstituição da elevação harmônica para cada ponto de fronteira aberta com o programa T-Tide (PAWLOWICZ *et al.*, 2002); **iii)** no que tange a condição de contorno da elevação não astronômica, os resultados do modelo oceânico HYCOM do programa NCODA (*Navy Coupled Ocean Data Assimilation*), mantido pelo consórcio multi-institucional *U. S. Global Ocean Data Assimilation Experiment* (GODAE), foram empregados. Obtidas as elevações astronômicas e não astronômicas, foram somadas para cada ponto da fronteira aberta essas duas curvas (**ii** e **iii**); **iv)** a quarta condição de contorno foi oriunda dos resultados do WW3, modelo espectral de ondas de terceira geração desenvolvido pela NOAA/NCEP (TOLMAN *et al.*, 2014).

Visando obter resultados precisos nas proximidades da baía do Espírito Santo, a grade numérica confeccionada foi triangular e não estruturada, dispondo de 30.244 elementos, aproximadamente. Os elementos menores se localizaram nas proximidades das estruturas costeiras, onde é necessário um refinamento maior da malha para evitar instabilidades computacionais. Vale ressaltar que nesse sistema acoplado ambos modelos compartilham da mesma grade numérica.

No tocante a comparação dos resultados modelados, informações de dois tipos de aparelhos em dois locais distintos dentro da área de interesse foram utilizados. Através dos dados coletados no marégrafo de radar (VEGAPULS 62; aparelho pertencente a VALE S/A), foi possível obter o nível do mar. A série temporal engloba o período de 01 de Janeiro de 2016 a 18 de Setembro de 2017, com uma amostragem de 10 minutos. No que diz respeito às informações de ondas, corrente e nível nas adjacências do porto, foram utilizados dados de um AWAC (*Acoustic Waves and Currents*; aparelho pertencente a VALE S/A). A série temporal é referente ao período entre 14 de abril de 2014 e 19 de setembro de 2017, com um intervalo de amostragem de 10 minutos para as variáveis hidrodinâmicas (magnitude e direção das correntes, e nível), e de uma hora para os parâmetros de ondas (altura significativa - H_s e período de pico - T_p).

RESULTADOS

Foram realizadas duas reconstituições, sendo a primeira entre 08/08/2017 a 10/08/2017 e a segunda de 13/09/2017 a 15/09/2017 (Figura 1). Em ambos os períodos se comparou o nível d'água nas posições do marégrafo e do AWAC. As comparações das correntes (U e V) e ondas (H_s e T_p) somente foram consideradas na posição do AWAC.

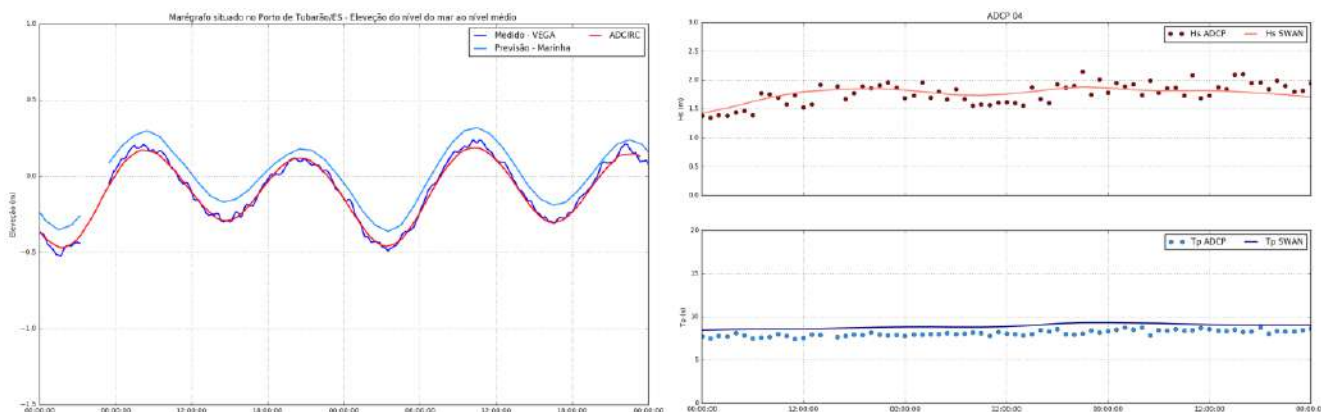


Figura 1 – Lado esquerdo: Comparação entre a elevação modelada (ADCIRC+SWAN), previsão harmônica fornecida pela Marinha do Brasil (Previsão - Marinha), e dados do marégrafo (Medido - VEGA). Lado direito: Comparação entre os Parâmetros de ondas (H_s e T_p) computados pelo sistema acoplado ADCIRC+SWAN (H_s SWAN e T_p SWAN) e os medidos pelo ADCP 04 (H_s ADCP e T_p ADCP).

Os resultados evidenciam a boa reprodução dos principais parâmetros analisados, tanto no que diz respeito ao nível do mar quanto nos parâmetros de ondas. Sobre o nível, nota-se uma melhora significativa na reprodução desse parâmetro quando comparado com a previsão harmônica disponibilizada na região pela Marinha do Brasil. Tal fato ressalta a importância da utilização de sistemas de modelos na reprodução correta do referido parâmetro, principalmente para subsidiar estudos de navegação em regiões portuárias.

CONCLUSÕES

Embora a implementação desse sistema esteja em fase preliminar, observa-se que os resultados da modelagem obtiveram considerável acurácia quando confrontados com os dados medidos, sobretudo quanto aos dados de variação do nível do mar. Em relação às correntes, por serem sensíveis a parâmetros de calibração, exigem uma atenção continuada e inserção de

XIII Simpósio sobre Ondas, Marés, Engenharia Oceânica e Oceanografia por Satélite
 mais informações ambientais para uma convergência maior dos resultados, muito embora já
 tenha sido alcançado a mesma ordem de grandeza das magnitudes. Os resultados de ondas
 acompanham as demais, mostrando alta acurácia quando confrontados com os dados.

Apesar dos resultados aqui apresentados, cabe salientar a necessidade de estender as
 reconstituições para os demais períodos dos dados medidos. Assim, será possível a calibração
 e validação do referido sistema de modelos acoplados frente a um robusto conjunto de dados.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AVISO, Description FES2014. Disponível em
 <<https://www.aviso.altimetry.fr/en/data/products/auxiliary-products/global-tide-fes.html>>.
- BAO, J.W., WILCZAK, J.M., CHOI, J.K., KANTHA, L.H., 2000. Numerical simulations of
 air-sea interaction under high wind conditions using a coupled model: a study of hurricane
 development. *Mon Weather. Rev* 128:2190 – 2210.
- BHASKARAN, P.K., NAYAK S., BONTU, S. R., MURTY, P.L.N, SEN, D. 2013.
 Performance and validation of a coupled parallel ADCIRC-SWAN model for THANE
 cyclone in the Bay of Bengal. *Environ. Fluid Mech.*, 13(6): 601 – 623.
- DEAN, R.G. and DALRYMPLE, R.A. (1991) Water Wave Mechanics for Engineers and
 Scientists. *Advanced Series on Ocean Engineering*, 2.
- HOLTHUIJSEN, L. H. Waves in oceanic and coastal water. *Cambridge University Press*,
 2007. 387 p.
- JANSSEN, P.A.E.M., 1992. Experimental evidence of the effect of surface waves on the
 airflow. *J Phys Oceanogr* 22:1600 – 1604
- LUETTICH, R. A., WESTERINK, J. J., & SCHEFFNER, N. W. (1992). ADCIRC: An
 Advanced Three-Dimensional Circulation Model For Shelves, Coasts, and Estuaries, I:
 Theory and Methodology of ADCIRC-2DDI and ADCIRC-3DL. *Technical Report DRP-92-6*,
U.S. Army Corps of Engineers, Waterways Experiment Stations.
- NOGUEIRA, I. C. M.; LOURENÇO, T. S.; CABRAL, I. S.; FERNANDES, T. A.; PEREIRA,
 H. P. P.; DELPUPO, D. F.; PARENTE, C. E. Evaluation of na operational wave forecast
 system applied to the Port do Tubarão at Espírito Santo Bay - Brazil. *PIANC-*
COPEDEC IX. 2016, Rio de Janeiro, Brasil. 20p.
- PAWLOWICZ, R., BEARDSLEY, B., LENTZ, S., 2002. Classical tidal harmonic analysis
 including error estimates in MATLAB using T TIDE. *Computers Geosciences*. pp. 929 - 937.
- SWAN TEAM, 2016, SWAN Scientific and technical documentation. SWAN Cycle III
 version 41.10. *Relatório técnico, Delft University of Technology*.
- TOLMAN, H. L., and the WAVEWATCH III® Development Group. 2014. User Manual and
 System Documentation of WAVEWATCH III® version 4.18.
- WELSH, D.J.S., BEDFORD K.W., WANG, R., SADAYAPPAN, P., 2000. A parallel-
 processing coupled wave/current/sediment transport model. *Technical report ERDC*
MSRC/PET TR/00-20. US Army Engineer Research and Development Center, Vicksburg.
- ZAMAN, M. H.; BADDOUR, E. Interaction of waves with non-colinear currents. *Ocean*
Engineering, v. 38, n. 4, p. 541–549, 2011.

ALTERAÇÕES DO MERIDIONAL OVERTURNING CIRCULATION FRENTE A UM CENÁRIO COM FORÇANTE DE CO₂

Sancho, L.^{1,2}; Assad, L. P. F.^{1,3}; Landau, L.^{1,2}; Cataldi, M.⁴

¹*Universidade Federal do Rio de Janeiro – Laboratório de Métodos Computacionais em Engenharia – LAMCE – R. Paulo Emídio Barbosa, 485 - Cidade Universitária, RJ CEP 21941-615*

²*Universidade Federal do Rio de Janeiro – Programa de Pós-graduação em Engenharia Civil Av. Athos da Silveira Ramos, 149 - Cidade Universitária, RJ CEP 21941-909*

³*Universidade Federal do Rio de Janeiro - Departamento de Meteorologia - Av. Athos da Silveira Ramos, 274 - Cidade Universitária, RJ CEP 21941-916*

⁴*Universidade Federal Fluminense – Faculdade de Engenharia de Recursos Hídricos e do Meio Ambiente - Rua Passo da Pátria, 152-470 – São Domingos, Niterói, RJ CEP 24210-240
lviasancho@gmail.com*

RESUMO

Mudanças nos padrões de escoamento da MOC possuem impactos profundos e de escala global no sistema climático terrestre. Dessa forma, avaliar como essa circulação se comportaria frente a um cenário com aumento na concentração atmosférica de CO₂ se torna fundamental para os diversos setores sociais e econômicos que dependem diretamente do clima. O trabalho utilizou resultados de duas simulações globais e acopladas do CESM para avaliar mudanças nos padrões da MOC. Os resultados revelaram alterações no comportamento climático da MOC, refletindo mudanças na formação da APAN.

Palavras chave: APAN, CESM, piControl, 1pctCO₂

INTRODUÇÃO

O *Meridional Overturning Circulation* (MOC) é a circulação meridional impulsionada por gradientes de densidade que possui a formação da Água Profunda do Atlântico Norte (APAN) como mecanismo acionador (COLLING, 1989). Dessa forma, mudanças nos padrões de formação da APAN podem influenciar diretamente a MOC e por consequência, modificações na MOC influenciam todo o clima global uma vez que as distribuições de calor, nutrientes e carbono nos oceanos são alterados. Visto isso, é de suma importância avaliar e projetar como a MOC se comportaria frente a cenários com aumento na concentração atmosférica de gases de efeito estufa.

OBJETIVOS

O trabalho tem como objetivo identificar e quantificar alterações na MOC na região norte do oceano Atlântico Norte a partir do aumento da concentração do CO₂ na atmosfera partindo-se de níveis pré-industriais.

METODOLOGIA

A metodologia do trabalho utilizou resultados de duas simulações numéricas executadas com o *Community Earth System Model* (CESM) (HURREL *et al.*, 2013) na sua versão 2.1. Ambos os experimentos foram simulados com cinco componentes do CESM, a

XIII Simpósio sobre Ondas, Marés, Engenharia Oceânica e Oceanografia por Satélite
saber: o modelo atmosférico *Community Atmosphere Model* (CAM6), o modelo oceânico *Parallel Ocean Program* (POP2) com o módulo biogeoquímico *Marine Biogeochemistry Library* (MARBL) ativado, o modelo de gelo marinho *Community Ice Code* (CICE5.1), o modelo de terra (CLM5), o modelo de gelo terrestre sem evolução *Community Ice Sheet Model* (CISM2.1) e o acoplador que realizou as trocas de fluxos entre os componentes. As duas simulações foram executadas pelo *National Center for Atmospheric Research* (NCAR) no âmbito do CMIP6 (EYRING *et al.*, 2016) com grade global de 1° para todos os componentes. Os experimentos são denominados piControl, utilizado como controle e 1pctCO2, utilizado como experimento alterado.

Os resultados foram empregados em médias mensais. O piControl teve como objetivo gerar uma simulação com condições pré-industriais que não evoluem no tempo. As condições foram escolhidas como representativas do período anterior ao início da industrialização em larga escala, com o ano de 1850 como referência. O experimento 1pctCO2 foi inicializado de janeiro do ano 501 do piControl, tem como forçante o aumento anual de 1% da concentração de CO2 atmosférico e foi executado por 150 anos. Para as análises espaciais, com base em avaliações anteriores, os primeiros 100 anos do piControl foram descartados como período de aquecimento do modelo. Para esse tipo de análise então foi utilizada a média dos últimos 400 anos. A região avaliada foi o norte do oceano Atlântico Norte e três áreas foram selecionadas para avaliação das séries temporais (Figura 1).

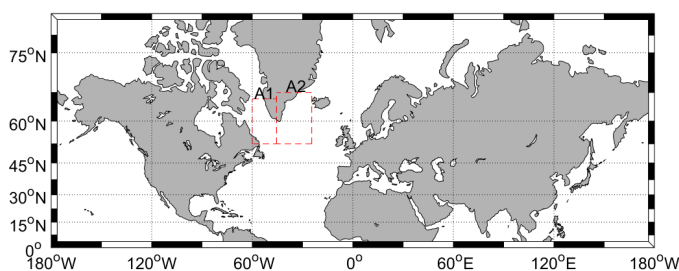


Figura 1: Região de estudo e demarcação das áreas monitoradas.

RESULTADOS

A anomalia média da profundidade da camada de mistura em relação à média de todo o período do piControl foi avaliada espacialmente no tempo para a região da Figura 1 e verificou-se que no início do experimento, as anomalias oscilavam entre positivo e negativo, as quais se tornaram negativas ao longo do experimento nas áreas demarcadas na Figura 1 (Figura 2a). Esse comportamento reflete uma camada de mistura mais rasa que o período pré-industrial, com anomalias negativas próximas a 400 m. Adicionalmente a variação temporal média espacial dessa mudança pode ser observada na Figura 2b, onde logo no início do experimento 1pctCO2 já observa-se a diminuição da camada de mistura, comportamento que persiste até o final da série.

Especificamente para a região da Área 1, há um momento de mudança brusca entre os anos 552 e 553 – equivalente aos anos 1902 e 1903 – com diminuição da profundidade em ~60%, atingindo 54.50m e perda completa da variabilidade, o que marca o cessamento da convecção profunda. Esse momento representa uma concentração de CO2 de ~467.57ppm no ano 552, um aumento de ~64.46% em relação ao valor de referência pré-industrial do ano 1850 (284.30ppm) (MEINSHAUSEN *et al.*, 2017). De acordo com a média anual de 2018 medida em Mauna Loa (KEELING *et al.*, 1976), a concentração de CO2 atmosférico atingiu 408.52ppm, 12.63% a menos do que valor no ano 552. Considerando uma taxa de crescimento observada média de 0.43%, mínima de 0.13% e máxima de 0.85% ao ano, o CO2 médio global levaria 29.37, 97.15 e 14.86 anos respectivamente para alcançar o valor crítico

XIII Simpósio sobre Ondas, Marés, Engenharia Oceânica e Oceanografia por Satélite
de colapso da convecção profunda.

Na Área 2 também ocorre uma mudança nos padrões da profundidade da camada de mistura, porém em menor intensidade e de maneira mais gradual. O cessamento da convecção ocorre próximo ao ano 590 (equivalente ao ano 1940) com a profundidade de 66.67m. Essas duas áreas são as principais regiões de formação da APAN (COLLING, 1989) e essa mudança na profundidade da camada de mistura tem influência direta na Circulação Termohalina. De fato, ao analisarmos o revolvimento meridional na bacia do oceano Atlântico (Figura 3) identificamos não só uma diminuição nessa circulação (revolvimento) – núcleo com valor de 22.02Sv no piControl para 5.82Sv no 1pctCO₂ – como também observa-se que a mesma encontra-se mais rasa em relação ao piControl.

CONCLUSÕES

O trabalho procurou identificar alterações nos padrões da MOC através de um experimento forçado com aumento anual de 1% de CO₂ em relação à níveis pré-industriais. Os resultados revelaram que a camada de mistura foi se tornando mais rasa ao longo do experimento alterado e identificou-se uma mudança brusca no padrão de oscilação, consistente com o cessamento da convecção profunda, tornando o oceano mais estratificado. Esse padrão está altamente correlacionado à diminuição do revolvimento meridional, o que provoca mudança nos padrões de formação e escoamento da APAN.

Os recursos computacionais e de dados, incluindo o supercomputador “Cheyenne” (doi:10.5065/D6RX99HX) foram fornecidos pelo *Computational and Information Systems Laboratory* (CISL) no NCAR, o qual é patrocinado pelo *National Science Foundation*.

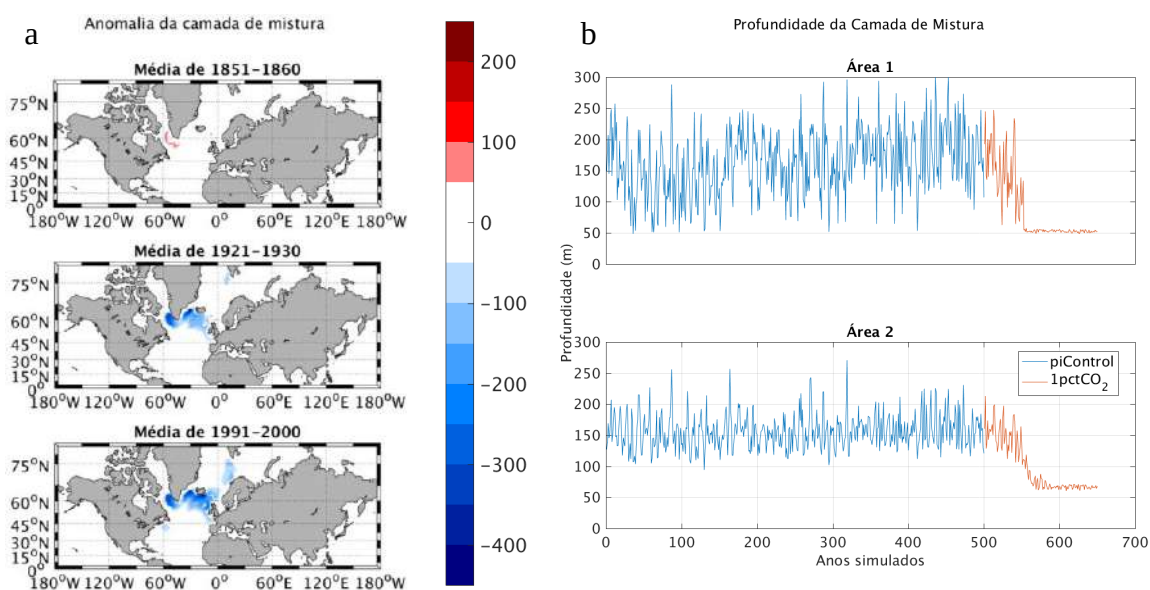


Figura 2: Campos de anomalia (a) e séries temporais (b) médias referentes às áreas demarcadas na Figura 1 da camada de mistura.

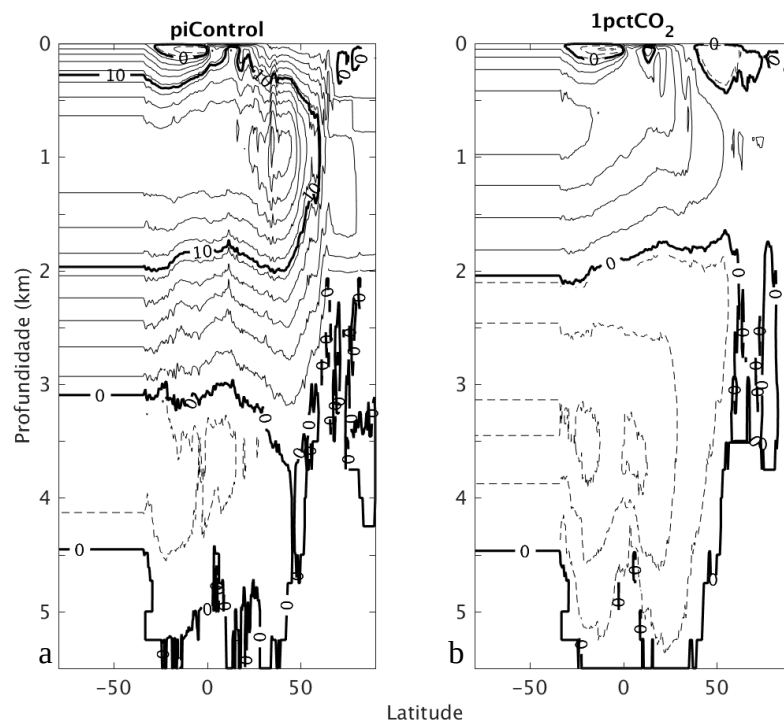


Figura 3: Perfis médios da última década da função de corrente em Sv do meridional na bacia do oceano Atlântico para o piControl (a) e 1pctCO₂ (b). Os contornos possuem intervalo de 2Sv

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- COLLING, A. 1989. Ocean Circulation. **ISBN 978-0750652780. Oxford, Elsevier.**
- EYRING, V.; BONY, S.; MEEHL, G. A.; SENIOR, C. A.; STEVENS, B.; STOUFFER, R. J. & TAYLOR, K. E. 2016. Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization. **Geosci. Model Dev.** 9:1937-1958.
- HURRELL, J. W.; HOLLAND, M. M.; GENT, P. R.; GHAN, S.; KAY, J. E.; KUSHNER, P. J.; LAMARQUE, J.-F.; LARGE, W. G.; LAWRENCE, D.; LINDSAY, K.; LIPSCOMB, W. H.; LONG, M. C.; MAHOWALD, N.; MARSH, D. R.; NEALE, R. B.; RASCH, P.; VAVRUS, S.; VERTENSTEIN, M.; BADER, D.; COLLINS, W. D.; HACK, J. J.; KIEHL, J. & MARSHALL, S. 2013. The Community Earth System Model: A Framework for Collaborative Research. **Bulletin of the American Meteorological Society.** 94:9:1339–1360.
- KEELING, C. D.; BACASTOW, R. B.; BAINBRIDGE, A. E.; EKDAHL, C. A.; GUENTHER, P. R. & WATERMAN, L. S. 1976. Atmospheric carbon dioxide variations at Mauna Loa Observatory, Hawaii, **Tellus**, 28:538-551.
- MEINSHAUSEN, M.; VOGEL, E.; NAUELS, A.; LORBACHER, K.; MEINSHAUSEN, N.; ETHERIDGE, D. M.; FRASER, P. J.; MONTZKA, S. A.; RAYNER, P. J.; TRUDINGER, C. M.; KRUMMEL, P. B.; BEYERLE, U.; CANADELL, J. G.; DANIEL, J. S.; ENTING, I. G.; LAW, R. M.; LUNDER, C. R.; DOHERTY, S. O.; PRINN, R. G.; REIMANN, S.; RUBINO, M.; VELDEERS, G. J. M.; VOLLMER, M. K.; WANG, R. H. J. & WEISS, R. 2017. Historical greenhouse gas concentrations for climate modelling (CMIP6). **Geosci. Model Dev.** 10:2057-2116.

MODELAGEM HIDRODINÂMICA DE UMA LAGOA COSTEIRA NO NORTE DO MÉXICO

Maria Fernanda Morales S.¹, Leonardo Carvalho¹, Julio Chacaltana¹, Adán Mejía²

¹ Laboratório de Simulação de Escoamento com Superfície Livre– LABESUL –CT- UFES
Av. Fernando Ferrari, 514 - Goiabeiras, Vitória, Espírito Santo – ES CEP29075910

² Universidad Autónoma de Baja California- Instituto de Investigaciones Oceanológicas
Av. Ensenada-Tijuana No. 3917, C.P. 22860- Ensenada, Baja California, México.

marfer.santillan@hotmail.com

RESUMO

Para entender a hidrodinâmica local da lagoa costeira hipersalina "Bahía de San Quintín", localizada no norte do México, um modelo hidrodinâmico bidimensional foi aplicado. A lagoa apresenta uma profundidade e geometria complexa, de modo que a malha foi refinada localmente nos principais canais da lagoa. O vento e os sete principais harmônicos da maré da área de estudo foram usados como forçantes hidrodinâmicas. Series temporais do nível do mar e velocidade foram obtidas a través de três equipamentos *Acoustic Doppler Current Profilers* (ADCP) colocados em três pontos diferentes dentro da lagoa. Os resultados obtidos pelo modelo para a velocidade integrada na vertical e a elevação do nível do mar foram comparados com as series temporais dos ADCP's obtendo uma representação satisfatória da hidrodinâmica da lagoa através do modelo.

Palavras chave: hidrodinâmica, modelagem, Ddelft3D, lagoa costeira.

INTRODUÇÃO

Nas lagoas costeiras, as marés são o fator mais importante na sua hidrodinâmica. É por esse motivo, e porque geralmente são corpos de água muito rasos, que elas tendem a ser verticalmente homogêneas e sua hidrodinâmica pode ser explicada com um modelo de duas dimensões com velocidade integrada na vertical (2DH). O segundo fator, mas não menos importante, que define o comportamento hidrodinâmico nas lagoas costeiras são os ventos e a configuração interna da lagoa (FARRERAS, 2004).

A Bahía de San Quintín (BSQ) é uma lagoa costeira localizada no estado mexicano da Baja California, entre 30 ° 24 'e 30 ° 30' de latitude norte e 115 ° 57 'e 116 ° 01' de longitude oeste, e cobre uma área de aproximadamente 42 km². Esta lagoa é uma das lagoas costeiras mais importantes do Pacífico da Baja California, caracterizada pela alta capacidade de aquicultura e produção agrícola (DELGADO et al., 2012). O vento é geralmente forte e a direção não apresenta grande variabilidade, sendo este um agente importante na hidrodinâmica da lagoa, (ventos superficiais dominantes do Noroeste com uma frequência de 72,5%) (COMISIÓN NACIONAL DEL AGUA, 2004).

O modelo numérico resolve um sistema acoplado de equações diferenciais que descrevem a conservação de massa e quantidade de movimento. Neste trabalho será usado o modulo Delft3D-FLOW para resolver as equações de Navier Stokes para um fluido incompressível em águas rasas, com a consideração de pressão hidrostática e aproximação de Boussinesq (GERRITSEN et al., 2004). Na equação vertical do momentum, as acelerações verticais são negligenciadas, o que leva à equação da pressão hidrostática. Este conjunto de equações diferenciais parciais, em combinação com um conjunto apropriado de condições iniciais e de contorno, é resolvido em uma grade ortogonal pelo método das diferenças finitas.

OBJETIVOS

O objetivo principal deste trabalho é representar a hidrodinâmica de uma lagoa hipersalina costeira aplicando um modelo bidimensional, utilizando os sete principais componentes harmônicos da maré da área de estudo e o campo de vento como condições de forçamento e contorno.

METODOLOGIA

O modelo numérico usado no presente estudo é o Delft3D-FLOW, que é um programa de simulação que calcula o escoamento não estacionário resultante do forçamento de marés astronômicas e condições meteorológicas em uma grade ortogonal. O modelo hidrodinâmico foi utilizado numa forma bidimensional integrado verticalmente.

Uma grade ortogonal de dimensões variáveis foi criada. A área da lagoa foi refinada localmente (40 m x 121,7 m) para obter uma maior resolução, enquanto a área correspondente ao mar aberto tem uma baixa resolução (101,5 m x 140 m). Os dados de profundidade da região oceânica foram obtidos da GEBCO, enquanto os dados da profundidade da lagoa foram obtidos durante a campanha de maio a junho de 2004 (dados fornecidos pelo *Instituto de Investigaciones Oceanológicas*, Dr. Adán Mejía).

Para a condição de contorno aberto, maré astronômica foi usada levando em consideração os sete principais harmônicos da área de estudo: M2, S2, K1, O1, N2, P1 e K2 (DELGADO et al., 2012). Como a entrada da baía é protegida por uma barra de areia de 3 km de comprimento, o contorno aberto foi selecionado para ficar longe da entrada, permitindo assim que a maré se aproxime da lagoa de maneira natural. Para iniciar a execução do modelo, um campo de vento constante em todo o domínio foi utilizado (direção de 315° e velocidade de 3 m/s) e o nível da água e a velocidade foram definidos como zero. Para validar os resultados, foram utilizadas séries temporais da elevação da água e correntes de três ADCP's em pontos diferentes dentro da lagoa (Figura 1).

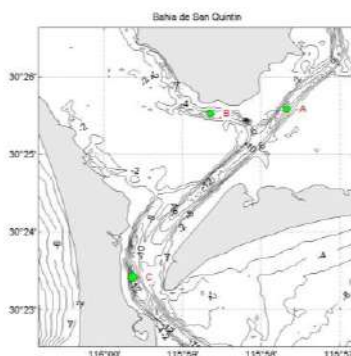


Figura 1. Acoustic Doppler Current Profilers: círculos em verde indicam a localização.

RESULTADOS

Os resultados da simulação para o ano 2004 representaram satisfatoriamente o nível do mar (Fig. 2), as componentes e a magnitude da velocidade (Fig. 3). Para o campo de velocidade, a velocidade integrada na vertical foi usada para validar o modelo em relação às séries temporais obtidas dos ADCP's. Os dados de corrente observados foram obtidos do ponto A para cada componente da velocidade, V_x (zonal) e V_y (meridional) (Figura 3). A análise estatística é resumida para o ponto A na Tabela 1.

Tabela 1. Índices estatísticos comparando os resultados do modelo com os dados medidos.

ADCP	Série temporal do nível do mar		ADCP	Velocidade integrada na profundidade		
	RMSE (m)	MAE (m)		RMSE (Vx) [cm/s]	MAE (Vx) [cm/s]	R ²
A	0.0998	0.0808	A	5.1047	4.2437	0.9281
B	0.09697	0.0777		RMSE (Vy)	MAE (Vy)	R ²
C	0.09889	0.0798		10.7072	8.0646	0.9413

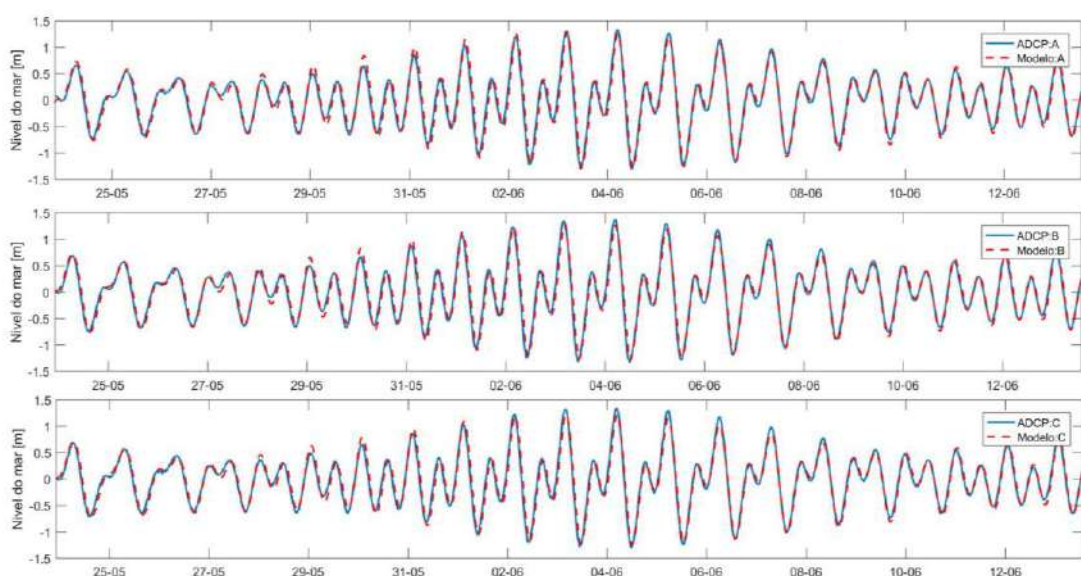


Figura 2. Comparação de séries temporais para o nível do mar entre dados medidos (linha azul) e resultados modelados (linha vermelha) em três pontos diferentes (ADCP) dentro da lagoa.

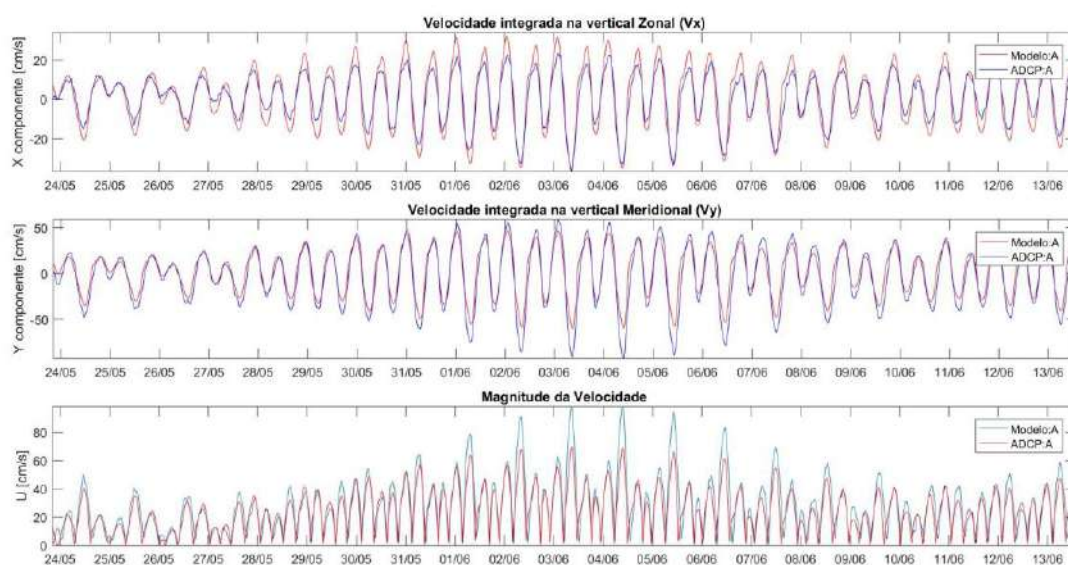


Figura 3. Comparação de componentes de velocidade entre dados medidos (linha azul) e resultados modelados (linha vermelha).

A magnitude e direção da velocidade durante a vazante e a enchente obtidos pelo modelo são mostrados respectivamente na Fig.4. Para o período simulado as maiores magnitude das velocidades ocorreram no dia 3 de junho, apresentando um valor máximo de vazante às 01:00:00 horas e valor máximo de enchente às 8:00:00 horas.

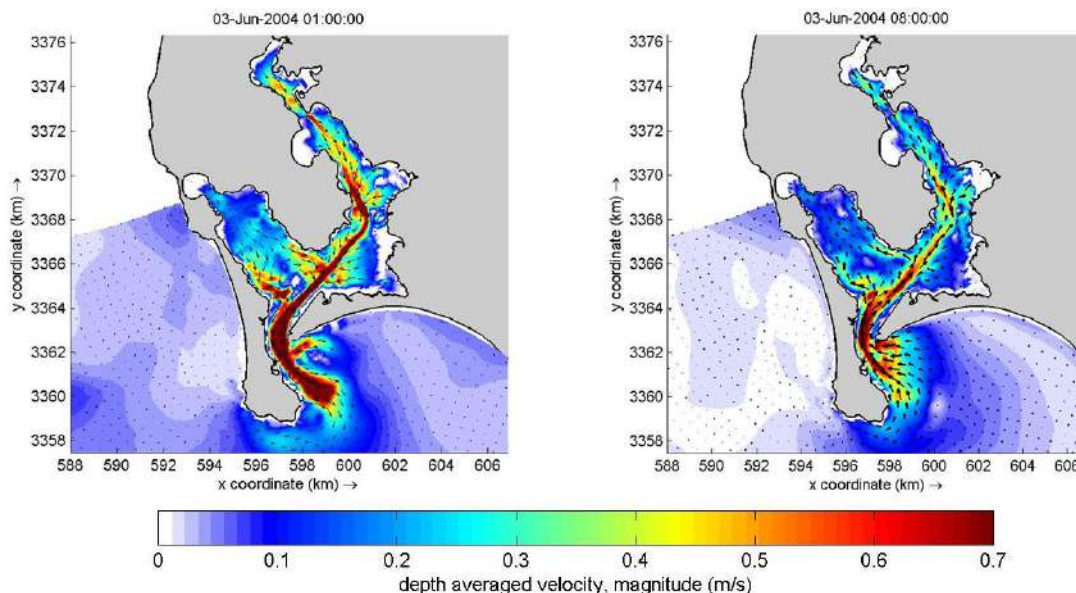


Figura 4. Esquerda: maior magnitude da velocidade para enchente e direita para vazante.

CONCLUSÕES

As forçantes usadas no modelo, harmônicos de maré e vento, foram suficientes para representar de maneira efetiva a hidrodinâmica da lagoa. O Delft3D no modo 2DH foi capaz de capturar alterações no nível da água com uma alta correlação com os dados medidos por três diferentes ADCP's dentro da lagoa. A análise estatística dos erros correspondentes às séries temporais do nível do mar mostra um bom desempenho do modelo. Para as velocidades, a componente V_y (meridional) para os três pontos apresentou maior correlação com os dados medidos que a componente V_x (zonal). As maiores velocidades de vazante e enchente ocorrem nas regiões mais profundas dos canais da lagoa. A maior intensidade do escoamento é observada durante a maré de vazante. Isto se justifica pelo fato de a lagoa ter uma grande área de inundação composta por marismas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

DELGADO O.; MARVAN, F.; MEJIA, A. & GIL, E. 2012. San Quintin Lagoon Hydrodynamics Case Study. *Water Resources Management and Modeling*. 127–144.

FARRERAS, Salvador. **Hidrodinâmica de Lagunas Costeras**. 1. ed. rev. Ensenada: CICESE, 2004. 193 p. v. 1.

GERRITSEN, H.; DE GOEDE, E.D.; PLATZEK, F.W.; VAN KESTER, J.A.Th.M.; GENSEBERGER, M.; UITTENBOGAARD, R.E. **Validation Document Delft3D-FLOW: A software system for 3D flow simulations**. 1. ed. rev. Delft: Deltares, 2004. 156 p.

COMISIÓN NACIONAL DEL AGUA (México, Baja California). Servicio Meteorológico Nacional. **Catálogo de Estaciones**. 1. México, 2004. Disponível em: <http://smn1.conagua.gob.mx/emas/catalogo/SQNB.html>. Acesso em: 20 ago. 2019.

Resposta da ressurgência costeira frente a presença de um bloqueio atmosférico na Plataforma Continental Sudeste: um estudo numérico do verão de 2014

Silva, Danilo A.¹ e Marcelo Dottori¹

*¹Universidade de São Paulo - Instituto Oceanográfico - IOUSP
Praça do Oceanográfico, 191 - Butantã, São Paulo - SP CEP 05508-120
Email: danilo2.silva@usp.br*

RESUMO

O verão de 2014, na região sudeste brasileira, foi marcado por períodos com déficits de precipitação e recordes de radiação solar incidente. Atribuiu-se os eventos anômalos a presença de um bloqueio atmosférico na região, que impediu a passagem de sistemas frontais durante todo o verão. Em um único episódio, ventos de nordeste influenciaram a região sudeste por mais de 24 dias seguidos. Utilizando a modelagem numérica, este trabalho procurou compreender como estes eventos podem impactar a circulação costeira, principalmente na plataforma interna e média, da Plataforma Continental Sudeste. Implementou-se o módulo hidrodinâmico do modelo *Estuarine, Coastal and Ocean Model* (ECOM), forçando a circulação com descarga fluvial reduzida, fluxo de calor, campos termohalinos climatológicos e ventos de reanálise. Identificou-se um pequeno avanço da Água Central do Atlântico Sul (ACAS) pelo fundo, sendo bloqueado pelo intenso aquecimento das águas da plataforma interna. Com o contínuo impulso de ventos de nordeste, há ocupação de ACAS em parte substancial da coluna d'água, na região norte da PCSE, forçando um recuo da Água Tropical (AT). Assim, no final do período de bloqueio, a plataforma continental esteve ocupada com Água Costeira (AC), aquecida anormalmente, e ACAS, com correntes intensificadas em toda a região norte da PCSE.

INTRODUÇÃO

O verão brasileiro em 2014 foi marcado pelos maiores déficits de precipitação já observados na região sudeste brasileira (Nobre et al., 2016). Rodrigues e Woollings (2017) atribuíram este acontecimento à presença de um centro de alta pressão, que permaneceu situado sobre a região sudeste durante todo o período, impedindo a passagem de sistemas frontais, um dos principais sistemas que regulam o regime de precipitação nesta região. Ainda, observou-se altas anomalias de radiação solar, devido a impossibilidade da formação de nuvens, associada também a este centro, conhecido como bloqueio atmosférico. Ventos de Nordeste, associados à Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), compõem o regime típico da Plataforma Continental Sudeste - PCSE, havendo inversão dos ventos, na região, com a passagem de sistemas frontais. Com o bloqueio da propagação destes sistemas, observou-se que, em um único evento, a região da PCSE foi influenciada por ventos de Nordeste por até 30 dias ininterruptos.

OBJETIVOS

Este trabalho procurou analisar a circulação da PCI e PCM em resposta a presença de um bloqueio atmosférico, tomando como estudo de caso o período de 15 de Janeiro à 13 de Fevereiro de 2014, descrito como o período mais longo sobre influência de um sistema como este (Rodrigues e Woolings, 2017). Uma vez que ventos de Nordeste estão associados à ressurgência costeira ao norte da Plataforma Continental Sudeste (PCSE), este trabalho visa investigar a influência do fenômeno de bloqueio atmosférico observado no verão de 2014 na ressurgência.

METODOLOGIA

A implementação do modelo Estuarine, Coastal and Ocean Model (ECOM) tem se mostrado efetiva em estudos numéricos tanto na região da PCSE, quanto em outros locais da plataforma continental brasileira (Morais, 2016; Parente, 2016; Birocchi, 2018). Assim, essa ferramenta foi utilizada para investigar o efeito dos bloqueios atmosféricos na circulação costeira, tomando-se como estudo de caso o verão de 2014. O modelo foi inicializado com campos termohalinos climatológicos (Rezende, 2003), aquecendo-se por um período de 10 dias para estabilização dos campos baroclínicos. Para este trabalho, dois experimentos foram realizados. Um experimento controle, denominado daqui em diante de EC, para o verão de 2006, selecionado como um verão mais próximo do típico na região sudeste, e um outro experimento anômalo (EA), com as condições do verão de 2014. Ambos os experimentos foram integrados de Janeiro à Fevereiro, forçados com ventos e fluxo de calor extraídos do conjunto de reanálise do NCEP (CFSR para EC e CFSv2 para EA), descargas fluvial do Sistema Estuarino de Santos e Cananéia obtidas na literatura, calculando-se uma redução para EA, a fim de representar o período com déficit de precipitação. Utilizou-se, no entanto, somente o período compreendido entre os dias 15 de Janeiro e 13 de Fevereiro para a análise.

RESULTADOS

A Figura 1 (esquerda) mostra, em uma seção quase paralela à linha de costa, a intensificação da componente quase perpendicular da velocidade. Em toda a região norte analisada (Fig.3, direita), observa-se esta intensificação em direção ao oceano aberto nas primeiras camadas verticais, com intensidades superiores à 34 cm/s. Em contrapartida, há um aumento do núcleo de velocidades negativas e, portanto, no sentido do continente, ocupando uma substancial área da seção, com intensidades de até 5cm/s.

A variação de temperatura na direção perpendicular à linha de costa (Fig. 2), sugere um aumento na ocupação da ACAS em toda a região norte da PCSE. A isoterma de 18°C passa a ocupar, no final do período em estudo, profundidades entre 5 e 10 metros de profundidade, enquanto na climatologia a mesma isoterma está situada a partir de 30 metros de profundidade, sendo que, na seção ao largo de Saquarema, a mesma isoterma atinge a superfície livre. Em termos da salinidade (Fig.3), observa-se um recuo da isohalina de 36, em direção ao oceano

aberto em toda a coluna d'água. Assim, há uma redução da salinidade em todo o norte da PCSE, com as menores salinidades observadas em torno de 35.2, junto à costa e em um domo próximo ao fundo. Esta configuração termohalina ocorre em resposta à intensificação do transporte de Ekman em superfície e a consequente intensificação da advecção de águas pelo fundo.

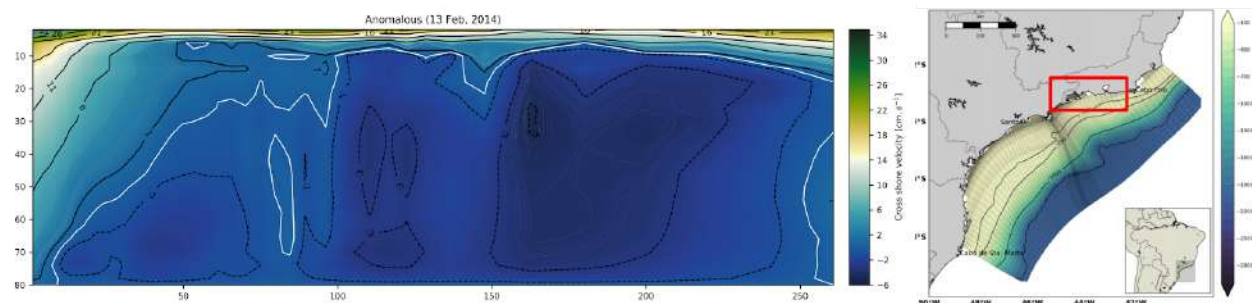


Figura 1 - Seção paralela à linha de costa (painel à esquerda), situada sobre a isóbata de 80 metros de profundidade, mostrando a componente quase perpendicular à linha de costa. A linha branca destaca o ponto de inversão da componente. O início da seção é ao largo de Ubatuba, enquanto o final da seção é ao largo de Saquarema. No painel da direita, domínio numérico da PCSE, com região analisada neste trabalho destacada em vermelho.

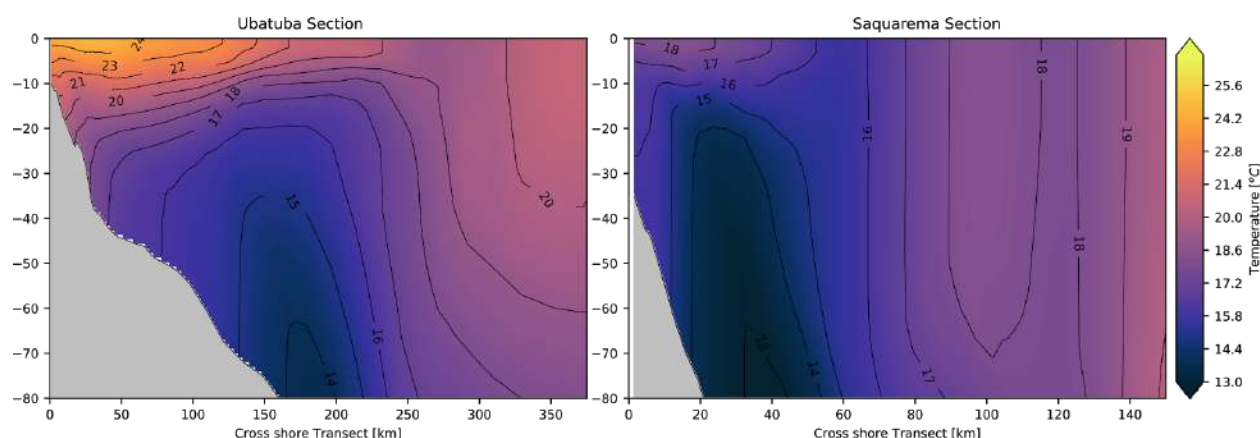


Figura 2 - Seções de temperatura perpendicular à linha de costa em Ubatuba (direita) e Saquarema (esquerda).

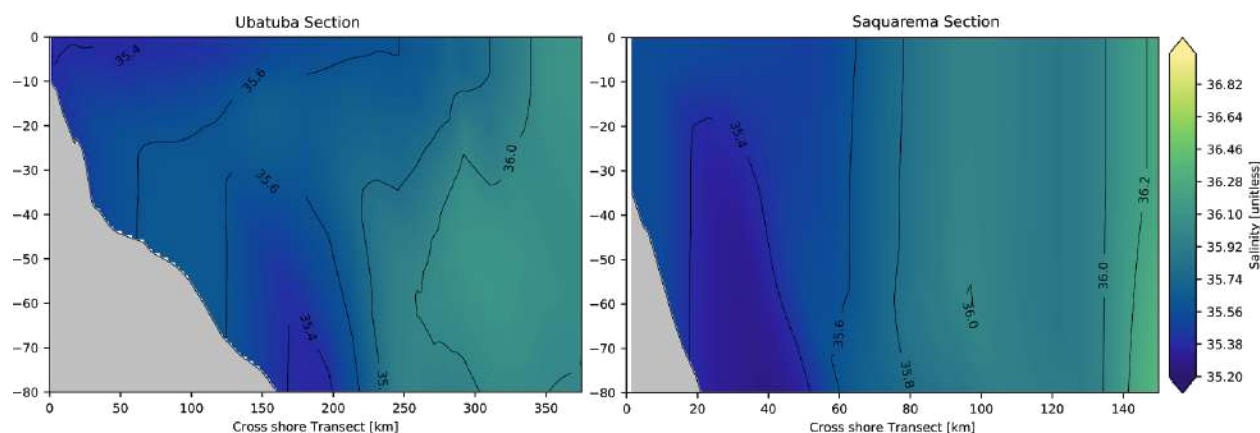


Figura 3 - Idem à Figura 2, mas para salinidade.

CONCLUSÕES

Durante o verão, ventos de Nordeste afastam as águas superficiais em direção ao largo, devido ao transporte de Ekman, sendo contrabalanceado pela intrusão de águas frias e ricas em nutrientes pelo fundo. Em alguns pontos da PCSE, essas águas atingem a superfície, constituindo o fenômeno da ressurgência costeira. Este mecanismo foi intensificado durante o verão de 2014, como os resultados de modelagem numérica sugerem, com um maior volume de ACAS advectadas, tanto das regiões oceânicas em direção ao continente em toda a região norte do domínio, em resposta ao transporte superficial, como horizontalmente, pelas correntes forçadas pelo próprio vento de Nordeste na PCM, trazendo águas já ressurgidas de Cabo Frio para o interior da PCSE. Os resultados apresentados em seções perpendiculares à costa sugerem um mecanismo de barreira térmica, que impede um maior avanço da ACAS pelo fundo, devido a intensa radiação solar, que aquece toda a coluna d'água das regiões mais rasas da PCI. Com esta barreira impedindo seu avanço, mas com ventos de Nordeste que impulsionam sua intrusão, observou-se que a ACAS ocupam toda a coluna d'água, atingindo até 5 metros da superfície e, como consequência, a Água Tropical (AT) é forçada para fora da PCSE.

REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICAS

- Nobre, C. A., J. A. Marengo, M. E. Seluchi, L. A. Cuartas, e L. M. Alves (2016). Some characteristics and impacts of the drought and water crisis in Southeastern Brazil during 2014 and 2015. *Journal of Water Resource and Protection* 8(02), 252.
- Rodrigues, R. R. and T. Woollings (2017). Impact of Atmospheric Blocking on South America in Austral Summer. *Journal of Climate* 30(5), 1821–1837.
- Morais, P. H. L. S. (2016). Hidrodinâmica da Plataforma Continental Interna do estado de São Paulo. Dissertação (mestrado), Universidade de São Paulo.
- Birocchi, P. (2018). Estudo do impacto de efluentes dos emissários submarinos nas áreas adjacentes ao canal de São Sebastião, SP. Dissertação (mestrado), Universidade de São Paulo.
- Parente, F. T. F. (2016). Hidrodinâmica da Plataforma Continental da bacia Sergipe-Alagoas. Dissertação (mestrado), Universidade de São Paulo.
- Rezende, J. H. M. d. (2003). Intrusões da água central do atlântico sul na plataforma continental sudeste durante o verão. Tese de doutorado.

ANÁLISE DE SÉRIES TEMPORAIS DE TEMPERATURA PRODUZIDAS POR MODELAGEM NUMÉRICA, PARA O ATLÂNTICO SUL, ATRAVÉS DE ONDALETAS E ARIMA

**Jeferson Barbosa Sousa¹, Joseph Harari², Ricardo de Camargo³, Samuel Hora Yang⁴
& Tiago Cortez²**

*1: Universidade de São Paulo – Instituto de Matemática e Estatística
Rua do Matão, 1010 – Butantã – São Paulo (SP) – CEP: 05508-090
jeferson.sousa@usp.br*

*2: Universidade de São Paulo – Instituto Oceanográfico
Praça do Oceanográfico, 191 – Butantã – São Paulo (SP) – CEP: 05508-120
joharari@usp.br ; tiagocortez@usp.br*

*3: Universidade de São Paulo – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas
Rua do Matão, 1226 – Butantã – São Paulo (SP) – CEP: 05508-090
ricamarg@usp.br*

*4: Universidade de São Paulo – Instituto de Energia e Ambiente
Avenida Professor Luciano Gualberto, 1289 – Butantã – São Paulo (SP) – CEP: 05508-010
samyang@usp.br*

RESUMO

O presente trabalho analisou a variação espaço-temporal da temperatura no Oceano Atlântico Sul, a partir de resultados de modelagem numérica, para o período 1948 – 2010, através de técnicas de análise de séries temporais, com Transformadas de Ondaletas e modelos ARIMA. Os resultados das análises demonstram a importância do ciclo anual de temperatura, e a ocorrência, de forma intermitente, de ciclos entre 2 e 6 anos. Em termos de tendência, o ponto 00°S 00°W (a 5 m), foi o que apresentou a maior taxa de aquecimento ao longo do período analisado, chegando a +0,29°C / década, enquanto que o ponto a 30°S 30°W (a 918 m), foi o que apresentou a maior taxa de resfriamento, de -0,09°C / década.

Palavras chave: Temperatura do Oceano, Modelagem Numérica, ondaletas, ARIMA.

INTRODUÇÃO

O modelo numérico hidrodinâmico do Atlântico Sul e Tropical de Camargo & Harari (2014) foi processado para o período de 1948 a 2010, com resolução espacial de 0,5° e 40 níveis sigma na vertical, fornecendo resultados de médias diárias de nível do mar, correntes, temperatura e salinidade. Tendências de nível do mar, correntes e temperatura na superfície, para o período de 1980 a 2009, foram apresentadas em Harari *et al.* (2016).

No presente trabalho, séries temporais de temperatura para o período de 1948 a 2010 foram analisadas, por meio de Transformadas de Ondaletas e modelos ARIMA, considerando resultados na área compreendida pelas latitudes de 00°S a 60°S e pelas longitudes de 30°W a 00°W, desde a superfície até 2125 metros de profundidade. Dessa forma, pretende-se

contribuir nas pesquisas sobre as variações climáticas globais, bem como sua variabilidade espaço-temporal (HANSEN *et al.*, 2010).

OBJETIVOS

O objetivo do presente estudo é analisar a variação a longo prazo de temperatura no Atlântico Sul, incluindo sua variabilidade zonal, meridional e em profundidade, através da aplicação dos métodos de ondaletas e ARIMA a séries temporais de temperatura produzidas por modelo numérico hidrodinâmico de grande escala.

METODOLOGIA

Ondaletas (em inglês, *Wavelet*) é uma função capaz de decompor uma série de dados, no domínio do tempo, em diferentes escalas de frequência e de tempo. Esta decomposição é conhecida como "Transformada de Ondaletas" e tem as variantes contínua e discreta. Graças à capacidade de decompor as funções tanto no domínio da frequência quanto no domínio do tempo, as funções ondaletas são ferramentas poderosas de processamento de sinais, muito aplicadas na compressão de dados, eliminação de ruídos, separação de componentes, identificação de singularidades, detecção de auto-semelhanças, entre muitas outras aplicações (MORETTIN & TOLOI, 2006).

Em análise de séries temporais, um Modelo Auto-Regressivo Integrado de Médias Móveis (*Autoregressive Integrated Moving Average*, ou ARIMA, na sigla em inglês) é um modelo ajustado aos dados de uma série temporal para entender melhor os dados ou para prever valores futuros na série. Modelos ARIMA são aplicados em casos em que os dados mostram evidências de não estacionariedade, em que um passo inicial de diferenciação (correspondente à parte "integrada" do modelo) pode ser aplicado uma ou mais vezes para eliminar a não estacionariedade (BOX & JENKINS, 1976).

Métodos estatísticos como ondaletas e ARIMA são especialmente úteis na análise de séries temporais com grande quantidade de dados (SHUMWAY & STOFFER, 2010). Assim, foram selecionados dados médios diários de temperatura produzidos por modelagem, de 1948 a 2010, em 12 pontos do Atlântico Sul, nas latitudes de 00°S, 30°S e 60°S, longitudes de 00°W, 10°W, 20°W e 30°W e profundidades de 5, 918 e 2125 metros. Essas análises foram realizadas com o auxílio do software MATLAB e constituem complementação às pesquisas de Harari *et al.* (2016), que eram restritas à superfície e envolviam um período menor (1980 a 2009).

RESULTADOS

Foram selecionados, como exemplos dos resultados obtidos, os gráficos de ondaletas e ARIMA referentes à temperatura no ponto 00°S 00°W, a 5 metros de profundidade, aplicados à série original (Figura 1) e à série filtrada através da eliminação de períodos menores ou iguais ao anual, por meio da aplicação de filtro de médias móveis (Figura 2). O procedimento de filtragem aplicado é importante para possibilitar a identificação de outros ciclos na temperatura além do anual. Assim, a Figura 1 mostra a enorme predominância do ciclo anual na série temporal, especialmente entre 1948 e 1988, e a Figura 2 demonstra a intermitência de componentes com periodicidades entre 2 e 6 anos ao longo da série analisada.

Em termos de tendência das séries, o ponto 00°S 00°W (a 5 m) foi o que apresentou a maior taxa de aquecimento ao longo do período analisado, chegando a +0,29°C / década; enquanto que o ponto 30°S 30°W (a 918 m) foi o que apresentou a maior taxa de resfriamento,

de $-0,09^{\circ}\text{C}$ / década.

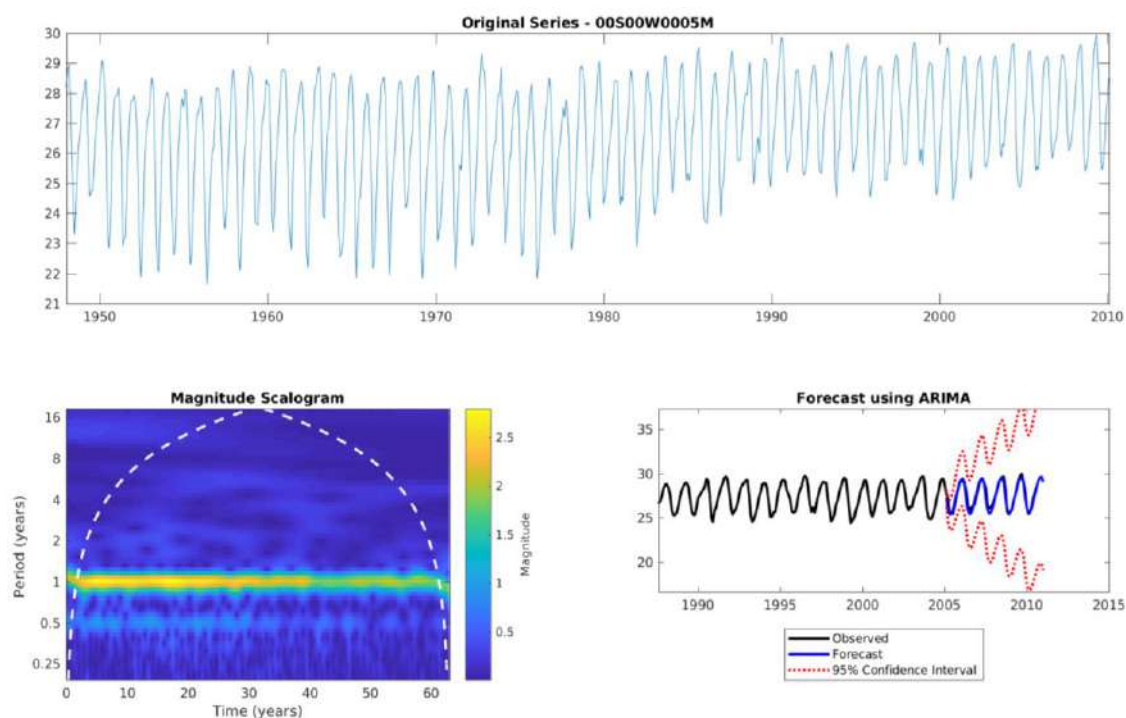


Figura 1 – Série temporal e resultados das análises de ondaletas e ARIMA, considerando a temperatura do mar em 00°S 00°W, a 5 metros de profundidade.

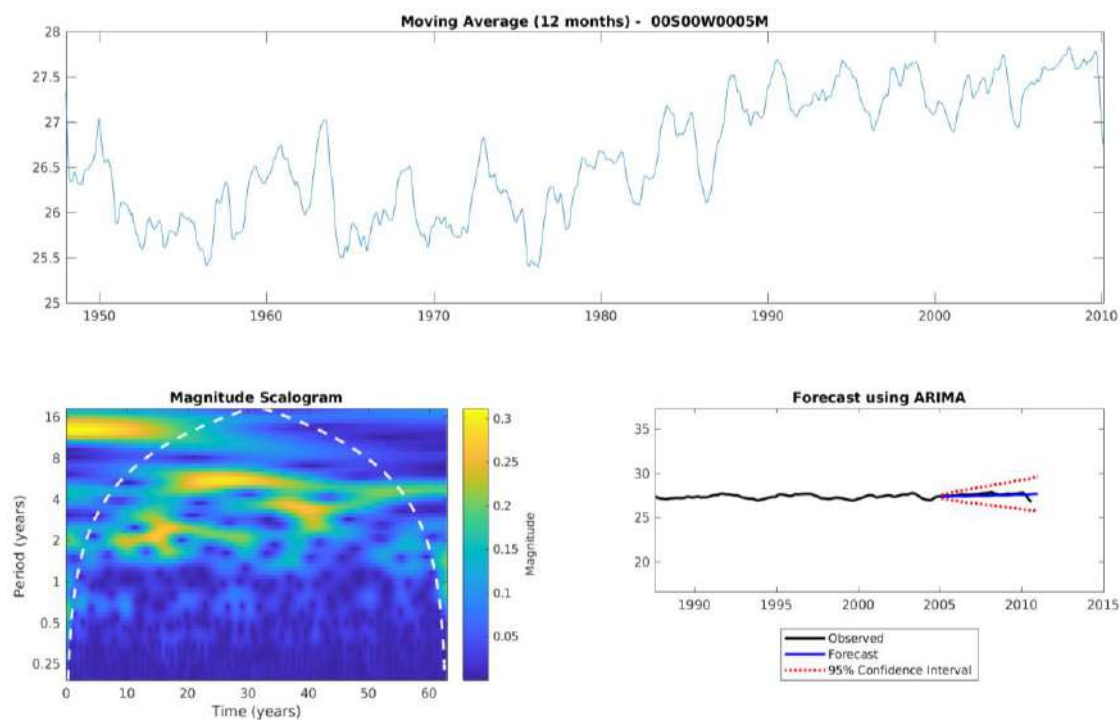


Figura 2 – Série temporal e resultados das análises de ondaletas e ARIMA, considerando a temperatura do mar filtrada, com a eliminação de periodicidades menores ou iguais a 1 ano, em 00°S 00°W, a 5 metros de profundidade.

CONCLUSÕES

O método de Transformada de Ondasletas é muito eficiente ao combinar as intensidades dos ciclos ao longo das décadas, gerando uma visualização clara dos períodos de aquecimento. O modelo ARIMA apresentou alta precisão na previsão do comportamento da variação de temperatura, em especial nos pontos onde há forte tendência de aquecimento. A Figura 1 mostra que a linha da temperatura observada é quase idêntica à temperatura prevista pelo modelo.

Analisando todos os pontos amostrados, se nota que há uma tendência de aquecimento muito mais intensa e homogênea na superfície oceânica (5 metros), principalmente na latitude 00°S, em especial nas longitudes 00°W e 10°W; a tendência de aquecimento na superfície diminui a 30°S e mais ainda a 60°S, chegando a ter esfriamento nesta latitude a 00°W e 10°W. A 918 m de profundidade, o aquecimento na latitude de 00°S é muito pequeno, enquanto o esfriamento é máximo na latitude 30°S, principalmente a oeste; nesta profundidade intermediária, a 60°S as tendências são muito pequenas e variáveis, com valores positivos e negativos. Por fim, na profundidade de 2125 m, a variação de temperatura é pequena, com leve tendência de resfriamento para quase todas as latitudes e longitudes selecionadas.

De forma geral, o presente estudo mostra que a superfície oceânica tem uma forte tendência de aumento de temperatura, e que em meio século alguns pontos têm elevação que chega a ultrapassar +1,5°C; ademais, a superfície apresenta ciclos de aquecimento entre 2 e 6 anos. Na profundidade de 918 m, na latitude de 30°S, há um resfriamento constante ao longo dos anos de 1950-2010. E nas grandes profundidades (2125 m), há uma predominância de esfriamento, com taxas muito baixas, cerca de -0,005°C / década.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BOX, G.E.P. & JENKINS, G.M. 1976. **Time Series Analysis: Forecasting and Control**. San Francisco: Holden-Day, 575p.
- CAMARGO, R. & HARARI, J. 2014. Tides and Wind-driven Circulation in the Tropical and Southern Atlantic Ocean: The BRAZCOAST System. *Atmospheric and Oceanic Science Letters*, 7(5): 476 – 480. doi: 10.3878/j.issn.1674-2834.14.0013.
- HANSEN, J.; RUEDY, R.; SATO, M. & LO, K. 2010. Global surface temperature change. *Reviews of Geophysics*, 48(RG4004): 1 – 29. doi: 10.1029/2010RG000345.
- HARARI, J.; PEREIRA, N.E.S. & CAMARGO, R. 2016. Detection of Variabilities and Trends in the Tropical and South Atlantic Ocean Using Hydrodynamic Numerical Modeling. *Hydrology: Current Research*, 7(2): 1 – 10, doi: 10.4172/2157-7587.1000242.
- MORETTIN, P.A. & TOLOI, C.M.C. 2006. **Análise de Séries Temporais**. Segunda Edição. São Paulo: Edgard Blücher, 509p.
- SHUMWAY, R.H. & STOFFER, D.S. 2010. **Time Series Analysis and its Applications: With R Examples**. Springer Texts in Statistics. Third Edition. New York: Springer, 596p.

MODELLING THE FATE AND TRANSPORT OF OIL SPILLS

Barreto, F. T. C.¹²; Tessarolo, L. F.¹; Innocentini, V.¹; Chacaltana, J. T. A²; Lacerda, K. C.²; Curbani, F. E².

¹*Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE, Av. dos Astronautas, 1758 – Jardim da Granja, São José dos Campos – SP CEP 12227-010, fernandotcbarreto@gmail.com.*

²*Universidade Federal do Espírito Santo - UFES, Avenida Fernando Ferrari, 514 – Goiabeiras, Vitória – ES CEP 29075-910, fernandotcbarreto@gmail.com.*

RESUMO

The outcomes associated with oil spills in water bodies goes beyond the dreadful environmental damages, causing a great economical loss and health issues for the population. To minimize its damage, the application of computational models that predict the evolution of oil slicks is a powerful supporting tool in the mitigation of oil spill accidents. In this study we built an open source three dimensional oil spill fate and transport model, employing state-of-art parametrizations for the physical-chemical processes undergone by the oil, and the lagrangian parcel method to resolve the advection and turbulent diffusion of the slick. To overcome the unpredictable nature of oil spills we implemented a probabilistic method. The model was validated for each physical-chemical process and then coupled to a Delft3D case and to ERA5 reanalysis in order to simulate a hypothetical spill in the Espírito Santo-Vitória bay system for summer and winter. The results showed a small variability between summer and winter, with the slick dynamics controlled by the tidal regime.

Palavras chave: Oil spill, lagrangian model, computational modelling.

INTRODUÇÃO

The three questions of most importance at the time of any oil spill incident are: where will it go, when will it get there, and what will it be like when it arrives? (Berry *et al.*, 2012). The only tool able to answer these questions is computational modelling, since we need to simulate a great number of scenarios by solving a complex system of coupled equations forced by a great range of environmental data. If in the past the modelling of the dynamics of spilled oil was focused in the application of analytical equations to study each physical-chemical process, with the development of complex oceanographic models, like Delft3D, MOHID, HYCOM, and ROMS, hydrodynamical and termohaline data can be generated for any location, allowing the simulation of the transport and physical-chemical modifications of the spilled oil.

There are some oil spill models widely used by private companies, research institutions, and governments, such as GNOME/ADIOS, SIMAP/OILMAP, and OSCAR. SIMAP/OILMAP and OSCAR are commercial black box models, with source codes unavailable to users for modification and improvement. GNOME and ADIOS are open source models developed by NOAA. Adios can only simulate evaporation, dispersion, emulsification and spreading, and cannot simulate trajectory. GNOME is a 2-dimensional trajectory model, with very limited evaporation and oil-shoreline interaction processes.

In spite of Brazil's prominent position in the field of oceanic oil exploration and production, the area of oil spill modelling is poorly explored in the country, which depends, most of the time, on

the commercial black box models. Besides, the country has seen for the past years an increase in the maritime transport, with the expansion of port terminals followed by an increase in the number and size of ships maneuvering along the coast. Therefore, the application of computational modelling to understand the dynamics of oil spilled in brazilian coastal and oceanic waters is a vast field of research in the country, and is important for the development of specific parametrizations for the region, and for the establishment of study cases along the vast shoreline, including the many port regions and the pre-salt area.

In the present study, a 3-dimensional lagrangian oil spill model with a coupled probabilistic method was implemented aiming to provide a basis for comprehensive, quantitative, environmental impact assessments in the marine environment, employing surface spreading, advection, turbulent diffusion, entrainment, emulsification, stranding, evaporation, and dissolution algorithms to determine the transport and fate of spilled oil.

OBJETIVOS

The main purpose is to study the dynamics of oil spilled on the ocean surface by means of computational modelling. To this end, state-of-art formulations for physical-chemical processes will be implemented and validated, and the results from a hypothetical oil spill evaluated.

METODOLOGIA

In this study, an open source (available at https://github.com/fernandotcbarreto/Iremos_spill_model) three-dimensional oil spill model based on the lagrangian parcel method was built to simulate the dynamics of oil spilled on the ocean surface, using the advection from the meteo-oceanographic forcings and the random walk technique to resolve the three-dimensional transport of particles and droplets, and state-of-art parametrizations to compute the physical-chemical transformation undergone by the oil. Furthermore, to gain a better understanding of the impacts from potential oil spills, we implemented a probabilistic method, which simulates numerous oil spill trajectories under varying environmental conditions.

Each physical-chemical process was compared against measured data available on literature. After this validation, the oil model was coupled to a Delft3D case, ran with a nested grid system to transpose currents and thermohaline information from offshore regions to the innermost curvilinear grid, and to ERA 5 reanalyses, in order to perform a probabilistic simulation (120 deterministic simulations of 60 hours duration each) of a hypothetical oil spill in the Espírito Santo - Vitória bay system. From this probabilistic simulation was calculated a map of the probability of occurrence, which measures how often the slick reached a region.

RESULTADOS

Figure 1 depicts the curve of the volume loss due to evaporation alone, for the modelled and measured data from CONCAVE (1983) for the Ekofisk oil ($API^\circ = 45$). The figures show a good agreement between modelled and measured data, with a high evaporation rate in the first 24 h.

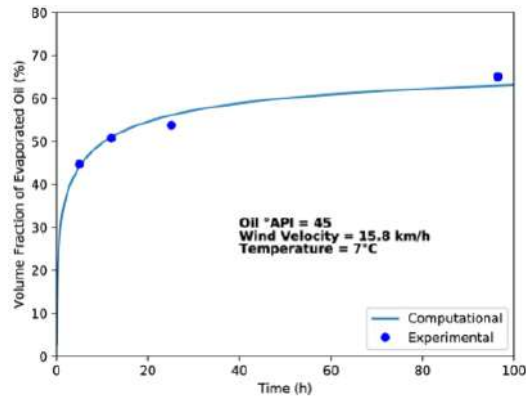


Figure 1 – Modeled and measured volume fraction of evaporated oil.

In the figure 2 is depicted the evolution of the water content (in %) in a slick due to emulsification, and the experimental data by Aundunson *et al.* (1984). The figures shows that the model reproduced the increase in water content with time, with better results reproduced after 24 hours.

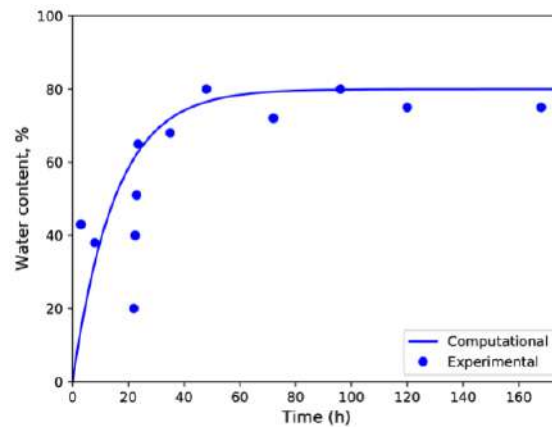


Figure 2 – Modelled and measured water content evolution.

The simulated and observed (Su & Needhan, 2013) data of the modification of a droplet radius due to dissolution are shown in figure 3, showing a good agreement for both cases.

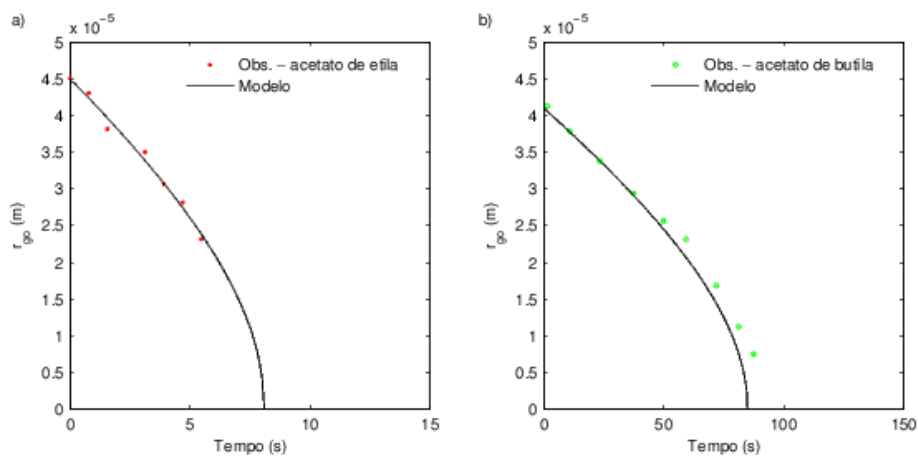


Figure 3 – Decreasing of droplet radius for the following compounds: a) ethyl acetate; b) butyl acetate.

Figure 4 depicts the maps of the probability of occurrence (%) built over the probalistic simulation for summer (4.a) and winter (4.b). The hipothetical spill is located at the entrance of the Vitória bay.

The results show that the oil model reproduced the dominance of ebb currents in the region, as found by Garonce & Quaresma (2014), with the greatest values of probabilities distributed outwards of Vitória bay. Besides, the model reproduced a similar pattern for both seasons (with a simetry around the spill site), showing a dominance of the tide regime on the dynamics of oil spilled at the entrance of Vitória bay.

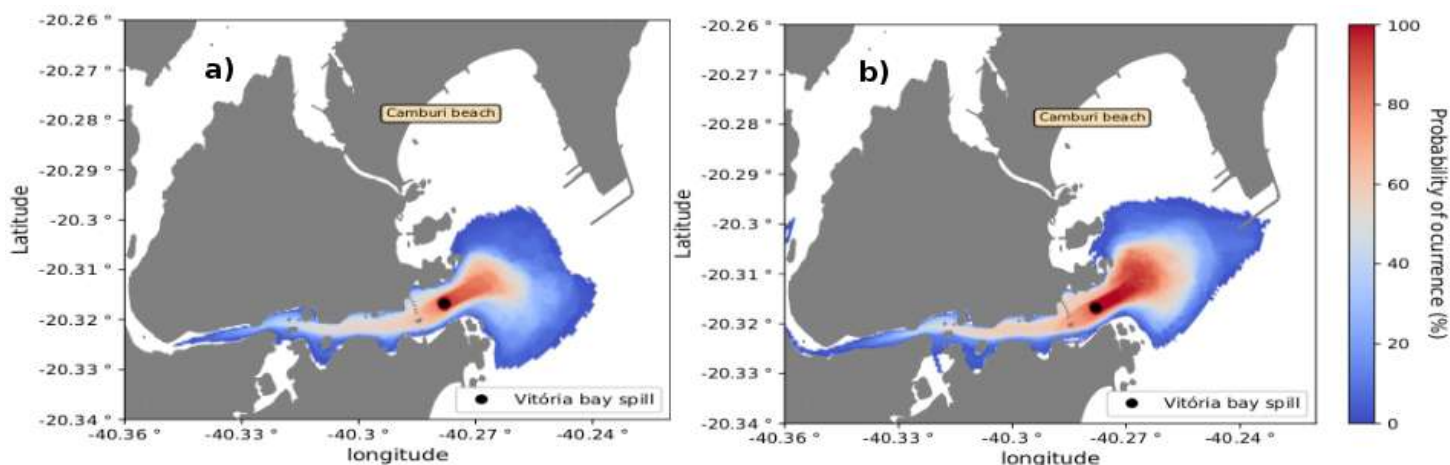


Figure 4 – Probability of occurrence of oil slick for summer (a) and winter (b).

CONCLUSÕES

The oil model reproduced the three physical-chemical processes fairly well. For the study case, the results show the dominance of ebb currents on the transport of oil spilled at Vitória bay spill site, with the tide controlling the dynamics of the slick on this region.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AUNDUNSON, T.; CELIUS, H. K.; JOHANSEN, Ø.; STEIBAKKE, P.; SØORSTRØM, S. E. The experimental oil spill on Haltenbanken 1982. Norway, 1984. v. 112. Technical Documentation. **A Report by the Continental Shelf Institute**. 70, 71.
- BERRY, A.; DABROWSKI, T.; LYONS, K. The oil spill model oiltrans and its application to the celtic sea. **Marine Pollution Bulletin**, v. 64, n. 11, p. 2489–2501, 2012. 1, 10, 11, 25
- CONCAWE. Characteristics of petroleum and its behaviour at sea. [S.l.], 1983. **Report** N. 8/83. 19.
- GARONCE, F. A. A.; QUARESMA, V. S. Hydrodynamic aspects at Vitória Bay Mouth, ES. **Anais da Academia Brasileira de Ciencias**, v. 86, n. 2, p. 555–570, 2014.
- SU, J. T.; NEEDHAM, D. Mass transfer in the dissolution of a multicomponent liquid droplet in an immiscible liquid environment. **Langmuir**, v.29. n. 44, p. 13339-13345, 2013. 117.

Impactos dos processos de meso- e submesoescala nas trocas plataforma-oceano aberto na região de ressurgência entre Cabo de São Tomé e Cabo Frio (RJ, 22°S - 23°S)

Telles¹, F. S.; Calil, P. H. R.²; Fernandes, A. M.¹

*¹Laboratório de Oceanografia Física e Meteorologia, Faculdade de Oceanografia,
Universidade do Estado do Rio de Janeiro – UERJ
Rua São Francisco Xavier, 524, Maracanã, Rio de Janeiro, Brasil CEP 20550-900
oc.fstelles@gmail.com; alxmfr@gmail.com*

*²Helmholtz-Zentrum Geesthacht, Centre for Materials and Coastal Research
Max-Planck-Straße 1, Geesthacht, Germany ZIP 21502
paulo.calil@hzg.de*

RESUMO

O impacto dos processos de meso- e submesoescala sobre as trocas de água entre a plataforma continental e oceano aberto no domínio da Corrente do Brasil entre Cabo Frio e Cabo São Tomé foi investigado com base em simulações de um modelo numérico regional em duas resoluções horizontais, 6km e 2km. O transporte através da quebra-plataforma foi calculado integrando a velocidade transversal às isóbatas em um plano vertical formado pela isóbata de 200 metros e sua projeção na superfície. Em média, ao longo de três anos de simulações, existe um transporte total líquido para oceano aberto de 2 Sv entre 22°S e 23°S e 1 Sv entre 23°S e 24°S para a plataforma continental. Grande parte dessa troca é causada por explosões episódicas devido a processos de meso- e submesoscala que interrompem o fluxo quase-geostrófico da Corrente do Brasil na quebra da plataforma.

Palavras chave: trocas plataforma-oceano aberto, vórtices de mesoescala, filamentos de submesoescala

INTRODUÇÃO

As trocas de águas entre a plataforma continental e o oceano aberto é importante para o suprimento de águas costeiras ricas em nutrientes para regiões de oceano aberto pobres em nutrientes. No entanto, essa troca é dificultada pela variação topográfica abrupta da quebra da plataforma, bem como por correntes de contorno quase-geostróficas que fluem principalmente ao longo das isóbatas na borda da plataforma. Estudos recentes mostram que instabilidades dessas correntes e vórtices de mesoescala podem facilitar as trocas plataforma-oceano aberto (e.g. Gruber et al., 2011).

Além disso, essas feições são frequentemente associados a vórtices e filamentos de submesoescala. De fato, imagens de satélite (Fig. 1) sugerem uma estreita associação entre a exportação de águas da região de ressurgência costeira de Cabo Frio (RJ, 23°S), ao longo das bordas do vórtice de Cabo Frio. Contudo, medições in situ nessa importante região da costa brasileira não possuem a resolução espacial necessária para resolver processos de submesoescala. Sendo assim, para estimar a importância da resolução de processos de submesoescala e seu impacto nas trocas plataforma-oceano aberto na região usamos um modelo regional em duas resoluções diferentes: uma que resolve a mesoescala (6 km) e uma que permite a submesoescala (2 km).

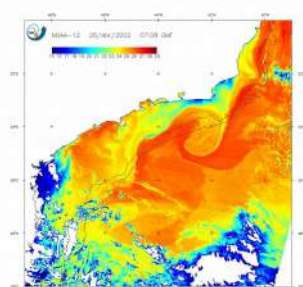


Figura 1. Imagem de temperatura do NOAA-12 em dia 26/04/2002. Observe a interação entre o vórtice de Cabo Frio e as águas frias da ressurgência entre Cabo São Tomé e Cabo Frio (RJ, 22°S - 23°S). Essa interação leva à formação de um filamento de submesoescala associado à borda do vórtice. Além disso, instabilidades também são vistas no filamento frio. Cortesia: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), Brasil.

OBJETIVOS

O objetivo é investigar o impacto de processos de meso- e submesoescala nas trocas plataforma-oceano aberto na região de ressurgência entre Cabo de São Tomé e Cabo Frio (RJ, 22°S – 23°S). Especificamente, os objetivos são: (i) estimar o transporte de volume que atravessa a quebra da plataforma e (ii) identificar os locais preferenciais para as trocas plataforma-oceano aberto na região.

METODOLOGIA

1 – Modelo Numérico

O modelo *Regional Ocean Modeling System* (ROMS) (Shchepetkin & McWilliams, 2005) foi utilizado para simular a circulação na borda oeste do Oceano Atlântico Sul em diferentes resoluções espaciais: 1/18° ($\Delta_x = 6$ km) e 1/48° ($\Delta_x = 2$ km). No domínio de baixa resolução (Fig. 2a) a grade de alta resolução (2 km), que permite a dinâmica de submesoescala, foi aninhada com o método *Adaptive Grid Refinement in Fortran*, implementado no ROMS. Os detalhes da configuração das simulações e a validação das simulações são descritos na dissertação de mestrado da primeira autora. O período entre janeiro de 2002 e dezembro de 2004 foi utilizado para as análises.

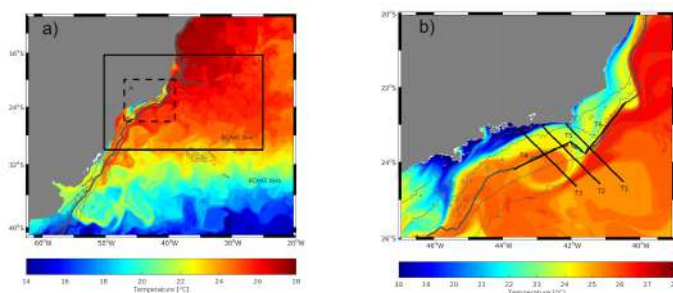


Figura 2. Área de estudo: a) grade da simulação de baixa resolução destacando a grade de alta resolução e subdomínio de estudo A; b) subdomínio A onde os transectos virtuais foram fixados ao longo da quebra da plataforma (isóbata de 200 m).

2. Estimativas das Trocas Plataforma-Oceano Aberto

Para estimar as trocas plataforma-oceano aberto foram fixados três transectos virtuais (T4, T5 e T6) ao longo da quebra da plataforma (isóbata de 200 m) no subdomínio A (Fig. 2b). Seguindo Dinniman et al., (2003), a velocidade transversal à quebra de plataforma em

m.s^{-1} para cada ponto de grade é calculada como

$$U_{ci} = \vec{U} \left(\frac{\nabla H}{|\nabla H|} \right), \quad (1)$$

onde $\vec{U}$ é o vetor de velocidade horizontal (u, v) em m.s^{-1} , H é a batimetria em m e ∇H é o gradiente de batimetria nas direções zonal e meridional (x, y) , respectivamente. Nesses transectos, o transporte de volume foi calculado integrando a velocidade transversal em um plano vertical formado pela quebra da plataforma e sua projeção na superfície (Jordi et al., 2006). O limite vertical do plano foi definido pela profundidade de 150 metros.

RESULTADOS

Como o transporte no transecto T5 refere-se ao próprio fluxo da Corrente do Brasil nos limitamos a mostrar apenas os resultados ao longo dos transectos T4 e T6. A série temporal de transporte de volume [Sv] mostra que ao sul de Cabo Frio (limite em torno de 24°S), a simulação de baixa resolução (Fig. 3, painel esquerdo) tem um padrão sazonal mais definido com transporte direcionado para oceano aberto durante o verão e primavera ($\pm 0,06$ Sv) e menor transporte direcionado para a plataforma durante o inverno ($\pm 0,03$ Sv). No limite norte do transecto ($23^\circ30'08''\text{S}$), ao longo de toda a série temporal, o transporte é direcionado para a plataforma devido ao movimento dos vórtices ciclônicos da Corrente do Brasil (CB). Para a simulação de alta resolução (Fig. 3, painel direito), um transporte para oceano aberto máximo ($\pm 0,06$ Sv) ocorre durante o verão e a primavera também na parte sul do T4. Nesse caso, a troca ocorre em filamentos de menor escala. O transporte de volume na simulação de alta resolução mostra maior variabilidade ao longo da série.

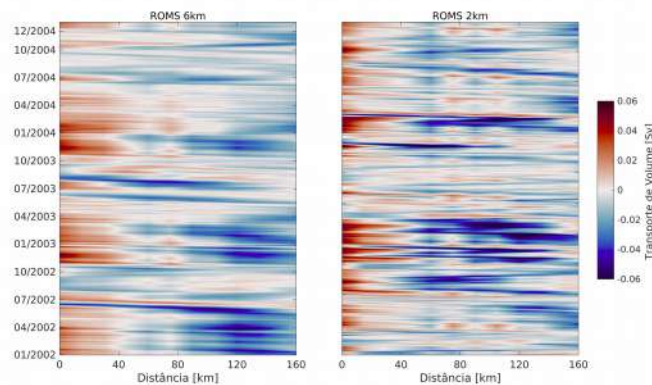


Figura 2. Transporte de volume [Sv] no Transecto T4.

No transecto T6 (Fig. 3), o transporte de volume em direção ao oceano aberto ocorre ao longo da série temporal, com picos de $0,06$ Sv no inverno. O transporte para a plataforma ($\sim -0,06 \text{ m.s}^{-1}$) ao norte do transecto está relacionado ao meandramento e desenvolvimento de vórtices ciclônicos da CB ao largo do Cabo São Tomé ($22^\circ24'33''\text{S}$) (Calado et al., 2010). A CB ao norte de Cabo São Tomé flui na borda da plataforma seguindo a isóbata de 200 metros e ao atingir 22°S perde a orientação da batimetria que muda de sudoeste para nordeste e flui para o oceano profundo. A conservação da vorticidade potencial induz o meandramento da CB levando a emissão de vórtices ciclônicos. Na simulação de alta resolução, a maior variância da velocidade transversal (não mostrado) está relacionada à topografia mais acidentada. O transporte de volume é máximo ($0,06$ Sv) sobre a feição topográfica praticamente o ano todo. Durante o outono, o transporte de volume é menos

intenso e principalmente direcionado para a plataforma.

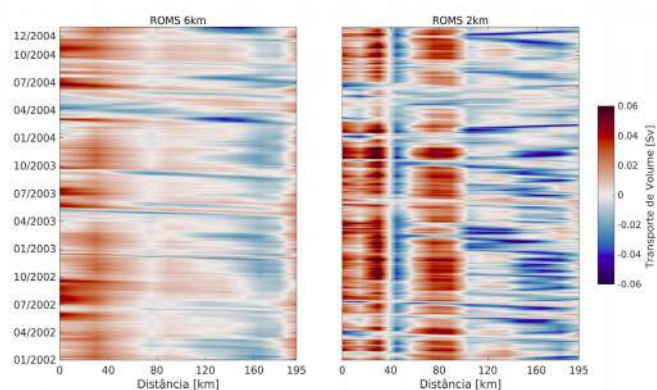


Figura 3. Transporte de volume [Sv] no Transecto T6.

CONCLUSÕES

Neste estudo, um modelo numérico regional em diferentes resoluções horizontais foi usado para investigar como processos de meso- e submesoescala influenciam as trocas de águas entre a plataforma continental e o oceano aberto entre Cabo de São Tomé e Cabo Frio (RJ, 22°S - 23°S). As feições batimétricas de pequena escala na quebra de plataforma induzem as instabilidades da Corrente do Brasil dando origem meandros e vórtices de mesoescala e, também, filamentos de submesoescala que facilitam as trocas na região. Em três anos de simulação, estimamos um transporte líquido de 2 Sv ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) para oceano aberto entre 22°S e 23°S e de 1 Sv para a plataforma entre 23°S e 24°S. Grande parte dessa troca é impulsionada por explosões episódicas que perturbam o fluxo quase-geostrófico da Corrente do Brasil na borda da plataforma, principalmente, por processos de submesoescala que intensificam substancialmente a transferência de água em curtos períodos de tempo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- CALADO, L., da SILVEIRA, I. C. A., GANGOPADHYAY, A., & de CASTRO, B. M. 2010. Eddy-induced upwelling off Cape São Tomé (22°S, Brazil). 2010. *Continental Shelf Research*, v. 30, n. 10-11, p. 1181-1188.
- DINNIMAN, M. S., KLINCK, J. M.; SMITH Jr., W. O. 2003. Cross-shelf exchange in a model of the Ross Sea circulation and biogeochemistry. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 50(22-26), p. 3103-3120, 2003.
- GRUBER, N. et al. 2011. Eddy-induced reduction of biological production in eastern boundary upwelling systems. *Nature Geoscience*, v. 4, n. 11, p. 787
- JORDI, A., BASTERRETXEA, G., ORFILA, A., & TINTORÉ, J. 2006. Analysis of the circulation and shelf-slope exchanges in the continental margin of the northwestern Mediterranean. *Ocean Science*, European Geosciences Union, 2006, 2 (2), pp.173-181
- SHCHEPETKIN, A. F.; MCWILLIAMS, J. C. 2005. *The regional oceanic modeling system (ROMS): a split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model*. *Ocean Modelling*, v. 9, n. 4, p. 347-404.

ANÁLISE DA SENSIBILIDADE DA VELOCIDADE E DO TRANSPORTE DE VOLUME DA CORRENTE DO BRASIL NA RADIAL NOAA-AX97: A INFLUÊNCIA DO NÍVEL DE NÃO MOVIMENTO E DA EQUAÇÃO DA QUEDA

Ingrid Trindade¹; Samantha Cruz²; Mauro Cirano³

¹*Universidade do Estado do Rio de Janeiro - UERJ
Rua São Francisco Xavier, 524 - Maracanã Rio de Janeiro - RJ CEP 20550-900
trindade.ingrid18@gmail.com*

²*Universidade Federal do Rio de Janeiro - UFRJ
Avenida Athos da Silveira Ramos, 274 - Ilha do Fundão - RJ CEP 21941-916
samantha@poli.ufrj.br*

³*Universidade Federal do Rio de Janeiro - UFRJ
Avenida Athos da Silveira Ramos, 274 - Ilha do Fundão - RJ CEP 21941-916
mauro.cirano@igeo.ufrj.br*

RESUMO

Esse estudo é parte do projeto MOnitoramento da VARIabilidade Regional do transporte de calor e volume na camada superficial do oceano Atlântico Sul entre o Rio de Janeiro e a Ilha Trindade (MOVAR), o mais longo monitoramento continuado da Corrente do Brasil (CB). O intuito deste estudo é o de se estimar e compreender a influência da equação de queda e do nível de não movimento nas estimativas de velocidade e transporte de volume associado da CB. Para os perfis de temperatura, foram utilizadas duas formulações de equações de queda para o cálculo da profundidade dos XBTs e para a estimativa da velocidade foram utilizados dois níveis de não movimento para o cálculo geostrófico.

Palavras chave: Corrente do Brasil, XBT, transporte de volume.

INTRODUÇÃO

Dados provenientes de batitermógrafos descartáveis (XBTs) são utilizados desde a década de 1960 e milhões de perfis foram coletados desde então (Goni et al, 2019). Como não há sensor de pressão no XBT, a profundidade (D) é estimada pelo tempo (t) através da equação de queda (Fall Rate Equation - FRE): $D = At - Bt^2$, onde A (velocidade inicial do XBT) e B (a aceleração do XBT) são constantes estipuladas pelo fabricante do equipamento. Entretanto, a partir de 1970, pesquisadores começaram a identificar vieses nos dados de temperatura e na profundidade inferida. Desde então, pesquisas comparando dados de XBT com dados coletados por equipamentos mais precisos (e.g. CTD) foram realizadas para identificar os vieses dos dados coletados com XBT e alguns métodos de correção destes dados foram implementados.

Uma vez definido o perfil vertical de temperatura e estimada a salinidade associada, a velocidade geostrófica pode então ser obtida. Entretanto, uma limitação para o cálculo da velocidade geostrófica está relacionada a escolha do nível de não movimento, o qual pode ser definido por uma profundidade fixa ou um nível isopícnal de referência. Uma outra estratégia para a obtenção de velocidades geostróficas mais confiáveis pode incluir também a utilização de um nível de topografia dinâmica conhecida, como adotado por Goes et al. (2019).

OBJETIVOS

O presente estudo compara duas FRE utilizadas para inferir a profundidade dos perfis de temperatura e dois níveis de não movimento (NNM) utilizados para obtenção dos perfis de velocidade com base no cálculo geostrófico. Este estudo de sensibilidade é aplicado na análise

da Corrente do Brasil (CB) a partir de perfis de temperatura com XBTs coletados ao longo da radial NOAA-AX97, uma das duas radiais que monitoram a CB no Atlântico Sul. A avaliação da sensibilidade do cálculo da velocidade e do transporte de volume da CB é importante para se identificar os métodos mais adequados para estas estimativas.

METODOLOGIA

Nos cálculos para inferir a profundidade, foram utilizadas duas FRE para a estimativa da profundidade, a do fabricante (Sippican) e a FRE desenvolvida por Cheng et al. (2014) (CH14), que é a FRE recomendada pelo *XBT Science Team*. Para a estimativa da velocidade com base no cálculo geostrófico, foram utilizados dois NNM, um baseado na profundidade, que foi definida como 400 m e outro baseado no nível isopical, que foi definido em $\sigma_\theta = 26,8 \text{ kg/m}^3$.

Uma vez determinado o campo de velocidade, o transporte de volume associado foi obtido com base na integração ao longo da coluna d'água até a profundidade de 400 m da componente da velocidade normal à radial NOAA-AX97. Neste estudo foram utilizados 73 cruzeiros da série temporal do MOVAR, cobrindo o período que vai de 08/2004 até 04/2019.

RESULTADOS

A variação da velocidade média dos cruzeiros para as FRE Sippican e CH14 e com base nos NNM utilizando-se a profundidade de 400 m e a isopical de $\sigma_\theta = 26,8 \text{ kg/m}^3$ são apresentados na Figura 1. Há uma grande semelhança entre os gráficos superiores, onde o NNM está fixo em 400 m e os gráficos inferiores, onde o NNM é definido pela isopical de $\sigma_\theta = 26,8 \text{ kg/m}^3$, o que indica que existe uma maior sensibilidade para o NNM do que para a FRE. No caso do NNM isopical, a profundidade média desta isopical é aproximadamente 600 m. Em todos os casos, observa-se um aumento na velocidade para sul até a longitude de 39°W e entre a superfície e a profundidade de 200 m.

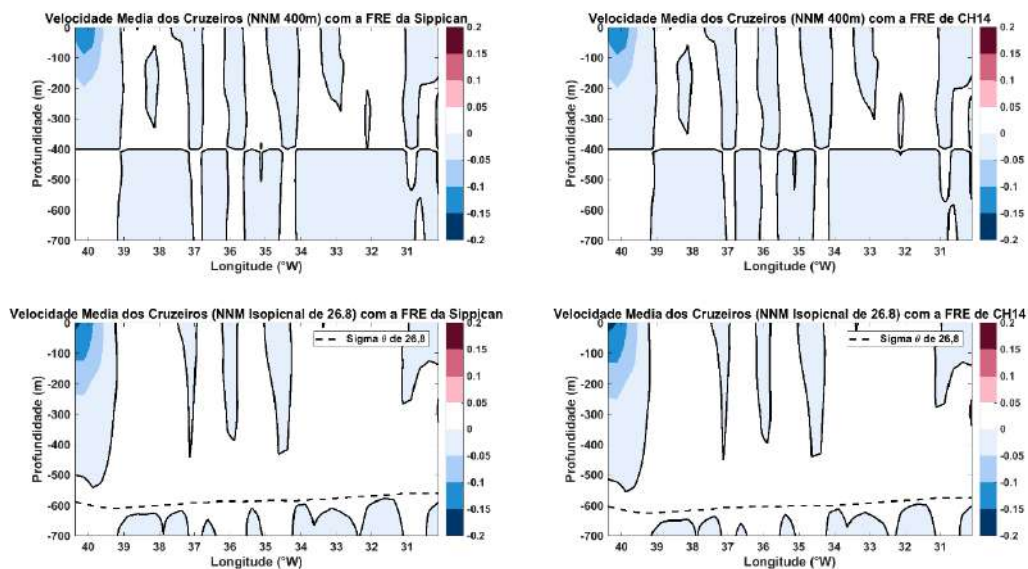


Figura 1: Velocidade média nos cruzeiros do MOVAR no período entre 08/2004 a 04/2019, sendo que os gráficos superiores utilizam um NNM em 400 m, enquanto que os gráficos inferiores utilizam um NNM definido pela isopical de $\sigma_\theta = 26,8 \text{ kg/m}^3$. Os gráficos da esquerda (direita) utilizam a FRE da Sippican (CH14). A linha tracejada nos gráficos inferiores representa a profundidade média da isopical de $\sigma_\theta = 26,8 \text{ kg/m}^3$.

Na Figura 2 observamos que, em todos os casos analisados, a maior variabilidade está localizada entre a superfície até aproximadamente 100 m. Porém, nos gráficos com o NNM

referente à isopical de $\sigma_\theta = 26,8 \text{ kg/m}^3$, a camada de aumento da variabilidade se estende até aproximadamente 400 m.

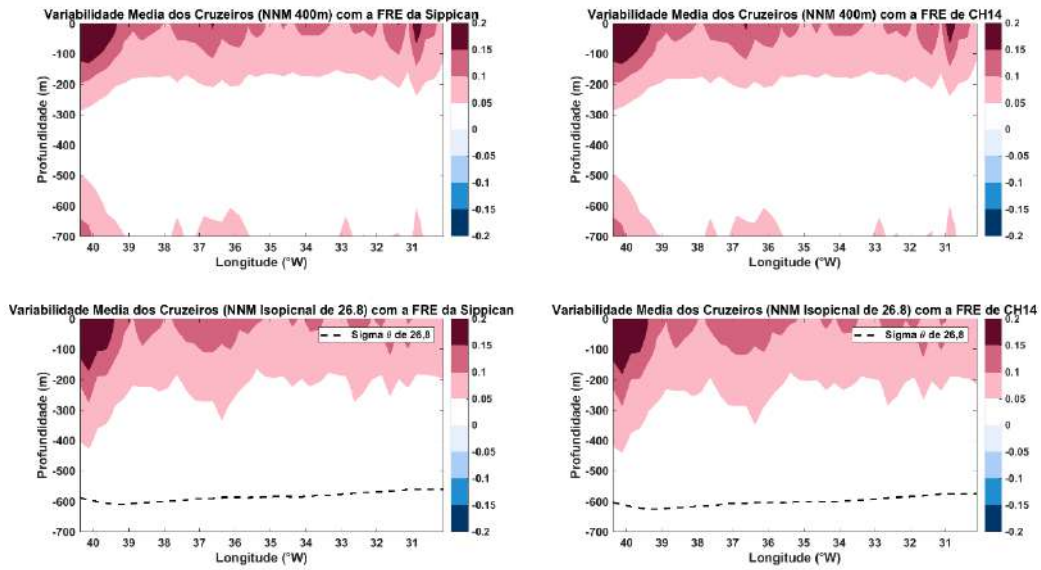


Figura 2: Variabilidade média da velocidade dos gráficos apresentados na Figura 1.

A Figura 3 apresenta o transporte médio acumulado e integrado até a profundidade de 400 m para todos os casos analisados, sendo que os valores mais elevados de transporte para sul geralmente estão localizados nas proximidades da longitude de 39°W.

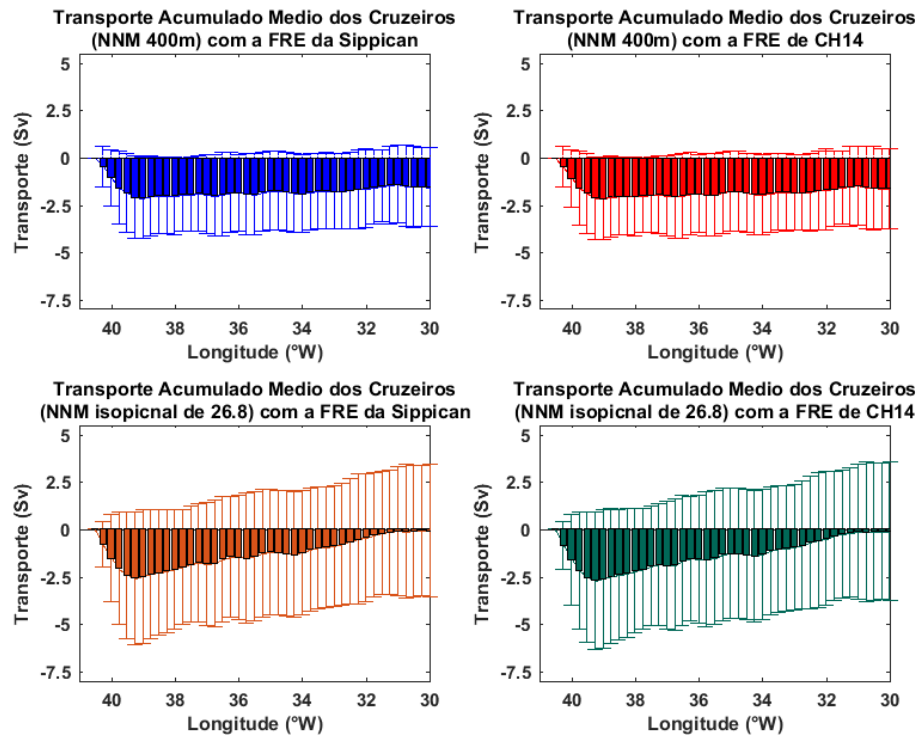


Figura 3: Média do transporte de volume acumulado e integrado (0 a 400 m) para os cruzeiros do MOVAR no período entre 08/2004 a 04/2019, sendo que os gráficos superiores utilizam um NNM em 400 m, enquanto que os gráficos inferiores utilizam um NNM definido pela isopical de $\sigma_\theta = 26,8 \text{ kg/m}^3$. Os gráficos da esquerda (direita) utilizam a FRE da Sippican (CH14). As barras verticais representam o desvio padrão.

A Tabela 1 mostra que a velocidade média mais intensa na direção sul foi registrada pelo método de CH14 com o NNM na isopicnal de $\sigma_\theta = 26,8 \text{ kg/m}^3$ na longitude $40,3750^\circ\text{W}$ e para a superfície. Os valores mais elevados de velocidade média para o NNM em 400 m são menores do que para o NNM na isopicnal de $\sigma_\theta = 26,8 \text{ kg/m}^3$. O menor valor de transporte acumulado é atribuído a FRE da Sippican e o NNM a 400 m enquanto que o mais elevado está associado a FRE de CH14 com o NNM na isopicnal de $\sigma_\theta = 26,8 \text{ kg/m}^3$.

Tabela 1: Resumo dos mais elevados valores médios de velocidade e transporte de volume para todos os casos analisados e apresentados nas Figs 1 a 3.

NNM	FRE	Velocidade (m/s)	Transporte (Sv)
400 m	Sippican	$-0,136 \pm 0,264$	$-2,14 \pm 2,14$
	CH14	$-0,135 \pm 0,263$	$-2,17 \pm 2,17$
$\sigma_\theta = 26,8 \text{ kg/m}^3$	Sippican	$-0,157 \pm 0,243$	$-2,48 \pm 3,52$
	CH14	$-0,160 \pm 0,248$	$-2,60 \pm 3,65$

CONCLUSÕES

Os resultados apresentados neste trabalho mostraram que há uma grande semelhança entre os valores calculados pela FRE da Sippican e de CH14. Contudo, comparando os gráficos com o NNM em 400 m e na isopicnal de $\sigma_\theta = 26,8 \text{ kg/m}^3$, os valores se apresentaram distintos mas com algumas semelhanças: i) a CB apresentou sua velocidade mais intensa em superfície e até 39°W de longitude e ii) o transporte médio acumulado e integrado da CB apresentou seu valor mais elevado para sul também até 39°W em todos os casos analisados.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

CHENG, L., ZHU, J., COWLEY, R., BOYER, T., WIJFFELS, S. 2014. Time, probe type, and temperature variable bias corrections to historical expendable bathythermograph observations. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**. 31(8): 1793-1825.

GOES, M., CIRANO, M., MATA, M. M., MAJUMDER, S. 2019. Long-Term Monitoring of the Brazil Current Transport at 22°S From XBT and Altimetry Data: Seasonal, Interannual, and Extreme Variability. **Journal of Geophysical Research: Oceans**. 124. doi.org/10.1029/2018JC014809.

GONI, G. J., SPRINTALL, J., BRINGAS, F., CHENG, L., CIRANO, M., DONG, S., DOMINGUES, R., GOES, M., LOPEZ, H., MORROW, R., RIVERO, U., ROSSBY, T., TODD, R. E., TRINANES, J., ZILBERMAN, N., BARINGER, M., BOYER, T., COWLEY, R., DOMINGUES, C., M., HUTCHINSON, K., KRAMP, M., MATA, M, M., RESEGNETTI, F., SUN, C., TVS, U. B. , VOLKOV, D. 2019. More than 50 years of successful continuous temperature section measurements by the Global Expendable Bathythermograph Network, its integrability, societal benefits, and future. **Frontiers in Marine Science**. 6: 452. doi: 10.3389/fmars.2019.00452.

XIII Simpósio sobre Ondas, Marés, Engenharia Oceânica e Oceanografia por Satélite
**ANÁLISE DA PLUMA DE SEDIMENTOS DO RIO DOCE NA ZONA COSTEIRA DO
ESPÍRITO SANTO (BRASIL)**

Costa^{1,2}, V. F.; Leal¹, G. N. R.; Lopes¹, E. R. N.; Pinheiro¹, I. E. G.

*¹Universidade Federal do Sul da Bahia – Campus Sosígenes Costa, Centro de Formação em
Ciências Ambientais – CFCAm/UFSB*

Rodovia BR-367, Km 10, Porto Seguro – BA, 45810-000

²vel.fernandes@hotmail.com

RESUMO

O rompimento das barragens Fundão e Santarém, no município de Mariana (MG) em 05 de novembro de 2015, afetou toda a população, diretamente, desde Mariana (MG), chegando em 21 de novembro de 2015 à foz do Rio Doce, no mar de Regência em Linhares (ES), onde 16 milhões de m³ de rejeitos atingiu o Oceano Atlântico. Um desastre como o de Mariana possui impacto diretamente nessas zonas costeiras, além da restrição de atividades pesqueiras. Objetivou-se analisar os impactos gerados pelo rompimento das barragens do Fundão e Santarém na foz do Rio Doce e verificar o comportamento da pluma na zona costeira através de sensoriamento remoto. Delimitou-se o estudo no estado do Espírito Santo (Brasil), enfatizando os processos oceanográficos costeiros. Construiu-se um banco de dados georreferenciados, o qual foi gerenciado e analisado a partir do ambiente SIG, com auxílio do *software* livre *QGIS*. A pluma de sedimentos de maior concentração dessa lama de rejeitos atingiu, aproximadamente, 392 km² na foz do Rio Doce, contudo, considerando a pluma de menor concentração, foi verificado que uma área de, aproximadamente, 6.197 km² foi atingida. Foram identificadas contaminações químicas, além do aumento da turbidez. Contudo, não se sabe o impacto desse desastre à médio e longo prazo, além de desconhecer o efeito do mesmo em relação à saúde da população.

Palavras chave: zona costeira, sensoriamento remoto, rejeitos de minério, pluma de sedimentos

INTRODUÇÃO

No Brasil, segundo Alves (2015), desastres de barragem de rejeito de minério são as mais recorrentes. No Estado de Minas Gerais, no período de 1986 a 2015, seis barragens de rejeitos de minério se romperam, com consequências distintas, sendo, o mais grave, o rompimento das barragens Fundão e Santarém, localizadas no município de Mariana.

Neste caso, em 05 de novembro de 2015, a barragem do Fundão se rompeu, sendo considerado um desastre nível IV, de acordo com a classificação da Defesa Civil (BRASIL, 2015). Foi o maior desse tipo na história, em termos de quantidade de rejeitos lançados ao meio ambiente e extensão dos danos causados (FREITAS *et al.*, 2016).

A barragem do Fundão fazia parte do complexo de barragens localizado no distrito de Bento Rodrigues, junto às demais barragens Germano e Santarém, no município de Mariana (MG). Nesse complexo, a barragem de Santarém também foi atingida pela lama de rejeitos liberada pela barragem do Fundão causando o seu transbordamento, o que formou uma onda de lama a qual percorreu, aproximadamente, 75 km até o encontro do Rio Doce, ainda no Estado de Minas Gerais (BRASIL, 2015). Segundo Bianchini (2016), o rejeito é constituído por óxido de ferro, lama e água, principalmente, contudo, de acordo com o Instituto Brasileiro

XIII Simpósio sobre Ondas, Marés, Engenharia Oceânica e Oceanografia por Satélite do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis (IBAMA), é classificado como não perigoso e não inerte para os elementos Ferro e Manganês (BRASIL, 2015).

A tragédia afetou toda a população, diretamente, desde Mariana (MG), chegando em 21 de novembro de 2015 à foz do Rio Doce, no mar de Regência em Linhares (ES). No total, foram atingidos de forma direta, aproximadamente, 660 km de corpos hídricos (BRASIL, 2015). Segundo Bianchini (2016), o acidente despejou, aproximadamente, 62 milhões de m³ de rejeitos de mineração, 16 milhões de m³ seguiram pelo Rio Doce até a sua foz, atingindo o Oceano Atlântico (BRASIL, 2015).

As zonas costeiras são dinâmicas, que estão em constantes mudanças, as quais são influenciadas pelas marés, ação dos ventos, processos erosivos e de deposição de sedimentos, além da influência estuarina (SKINNER, 2017), que fornece, à essas áreas, a capacidade de produção primária.

Um desastre como o de Mariana possui impacto diretamente nessas zonas costeiras, a partir dos corpos hídricos e, nesse caso, do Rio Doce. Tais impactos, pensando economicamente, foram desde a restrição à pesca até o turismo na região. Segundo Skinner (2017), a reprodução da biota associada à região costeira foi afetada. Logo, se faz importante verificar a magnitude dos problemas causados pela lama de rejeitos que atingiu o Mar de Regência, o Oceano Atlântico e todos os seus ecossistemas costeiros a partir do sensoriamento remoto, além dos diversos estudos realizados *in situ*, a fim de relacionar os resultados obtidos.

OBJETIVOS

Objetivou-se analisar os impactos gerados pelo rompimento das barragens do Fundão e Santarém, que estão situadas no município de Mariana (MG), na foz do Rio Doce, localizada no Mar de Regência, no município de Linhares (ES). Aliado a isso, buscou-se verificar o comportamento da pluma na zona costeira através de sensoriamento remoto.

METODOLOGIA

Delimitou-se o estado do Espírito Santo (Brasil) (Fig. 1), considerando os municípios cortados pelo Rio Doce e toda a sua zona costeira. Foi dado ênfase aos processos oceanográficos que são ocorrentes nessa zona costeira e como essa pluma de rejeitos pode afetar as características da região.

Utilizou-se a revisão bibliográfica, através de relatórios emitidos por órgãos, além dos estudos realizados por diversos autores na região atingida. A partir dos dados disponíveis, foi construído um banco de dados georreferenciados com informações quantitativas e qualitativas acerca da região estudada. Esse banco de dados foi gerenciado e analisado a partir do ambiente de Sistema de Informações Geográficas – SIG, com auxílio do *software* livre QGIS.

RESULTADOS

De acordo com Bianchini (2016), a pluma de sedimentos de maior concentração dessa lama de rejeitos atingiu, aproximadamente, 392 km² na foz do Rio Doce, contudo, considerando a pluma de menor concentração, foi verificado que uma área de, aproximadamente, 6.197 km² foi atingida. Logo, além dos impactos causados em ecossistemas continentais influenciados pelo rio, a pluma de resíduos afetou ecossistemas oceânicos e toda a fauna e flora marinha.

Uma vez despejada essa lama no oceano, ela está sujeita às ações da circulação de massas de água. A costa brasileira se encontra sob influência da Corrente do Brasil, que se encontra em um sentido norte-sul, e da Corrente das Malvinas, que se encontra em um sentido

XIII Simpósio sobre Ondas, Marés, Engenharia Oceânica e Oceanografia por Satélite sul-norte. Além dessas correntes principais, temos as correntes costeiras e, ainda, o fato de uma pluma de rio, no hemisfério sul, possuir a tendência de seguir para norte devido à Coriolis. Como percebemos na figura 2, a pluma apresentou diferentes comportamentos, influenciados pelas correntes que predominam na costa brasileira, a depender da estação do ano em que o Brasil se encontra.

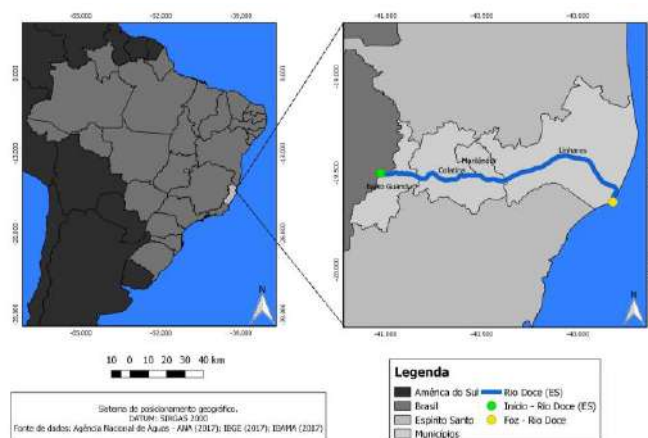


Figura 1: Mapa da área estudada

Considerando todos esses fatores apontados, a pluma do Rio Doce que desaguou no mar de Regência, em Linhares (ES) seguiu grande parte para norte, afetando, além dos municípios costeiros do Espírito Santo, o extremo sul do estado da Bahia. Uma pequena parte da pluma, ainda, seguiu para sul da foz do Rio Doce, chegando ao estado do Rio de Janeiro. Devemos salientar a presença de Unidades de Conservação nessa região que foram afetadas diretamente pela pluma, sendo elas: RVS de Santa Cruz e APA Costa das Algas, no Espírito Santo; RESEX de Cassurubá e PARNA Marinho dos Abrolhos, na Bahia (BIANCHINI, 2016).

Em estudos realizados na foz do Rio Doce e áreas adjacentes no oceano Atlântico, foi verificada a contaminação da água, zooplâncton, corais e peixes por metais (*e.g.* Arsênio, Cádmio, Chumbo e Cobre), que se encontravam acima do permitido pela resolução nº 357/2005 do CONAMA, ocorrendo um gradiente, onde: quanto mais próximo da foz do Rio Doce, maior era a concentração desses metais (BIANCHINI, 2016).

Essa contaminação oferece risco à toda a fauna e flora do local, além dos riscos à população que depende de atividades nos locais contaminados, como os pescadores, por exemplo. Além de estarem expostos à contaminação pela água, estão suscetíveis à contaminação por via oral, através do consumo desses alimentos contaminados. Nessa situação, foi emitido pelo IBAMA, em 2016, um mapa de proibição de pesca na região da pluma da foz do Rio Doce, como meio de prevenção de contaminação pelo pescado (BRASIL, 2016).

Além dos efeitos por contaminação química, devemos considerar o aumento de turbidez por conta das partículas em suspensão que estão presentes nessa lama, o que prejudica diretamente a produção primária local, a partir do bloqueio dos raios solares que são essenciais para a realização da fotossíntese, e consequentemente, toda a teia trófica. É cabível, ainda, salientar a importância do PARNA Marinho de Abrolhos, tanto para a pesca em toda a região costeira do Espírito Santo e da Bahia, por conter diversas espécies de peixes que utilizam o ambiente coralíneo para a sua alimentação e desenvolvimento, quanto a sua importância como berço para diversas espécies coralíneas da região. É importante salientar que apesar do desastre ter sido em 2015, a pluma continuou afetando a zona costeira nos meses posteriores, reforçando a ideia dos danos causados à longo prazo (Fig. 2).

CONCLUSÕES

Pode-se afirmar que não se sabe, ao certo, todos os impactos causados pelo desastre de Mariana (MG), tanto no decorrer do Rio Doce, quanto na sua foz. É sabido que houve um grande impacto ambiental, o qual causou contaminação por metal em diversos ecossistemas, além da água, fauna e flora, levando a mortandade de diversos animais, principalmente os peixes. Contudo, não se sabe o impacto desse desastre à médio e longo prazo, além de desconhecer o efeito do mesmo em relação à saúde da população.

Por estes motivos, é importante que o monitoramento dos locais afetados seja contínuo, buscando conhecer as prováveis consequências que ainda podem vir a aparecer e saber como preveni-las ou remediá-las.

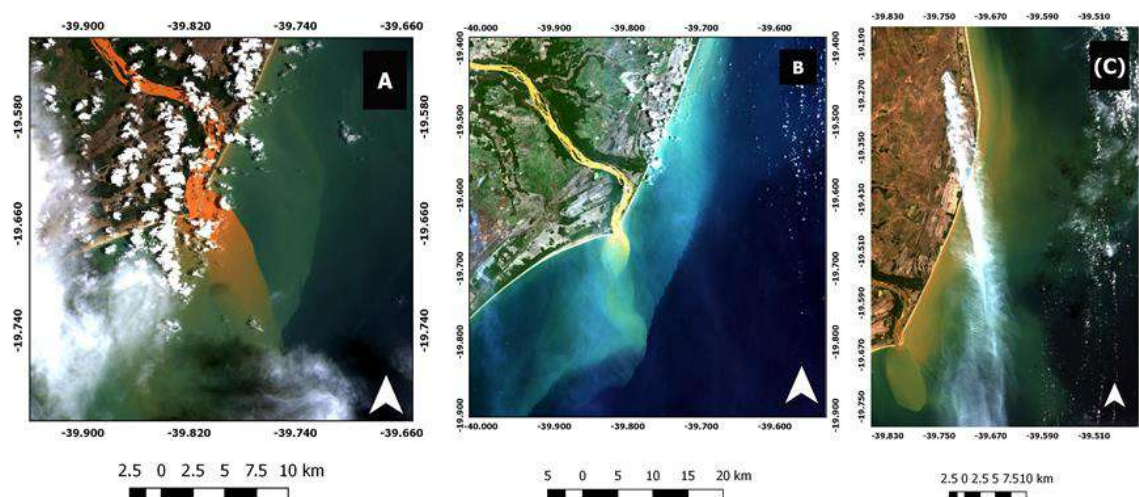


Figura 2: Dinâmica da pluma de sedimentos do Rio Doce na zona costeira do Espírito Santo (Brasil). (A) Pluma em direção offshore (11/2015); (B) Pluma alongshore em direção ao sul (01/2016); (C) Pluma alongshore em direção ao norte (06/2016). Fonte: Landviewer. Acesso em setembro de 2019.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALVES, H. R. (2015). **O rompimento de barragens no Brasil e no mundo: desastres mistos ou tecnológicos**. DOM TOTAL, 18.
- BIANCHINI, A. (2016). **Avaliação do impacto da lama/pluma Samarco sobre os ambientes costeiros e marinhos (ES e BA) com ênfase nas Unidades de Conservação**. 1ª Expedição do Navio de Pesquisa Soloncy Moura do CEPISUL/ICMBio.
- BRASIL. Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e Recursos Naturais Renováveis (IBAMA). (2015). **Laudo técnico preliminar**. Disponível em <http://www.ibama.gov.br/phocadownload/barragemdefundao/laudos/laudo_tecnico_preliminar_ibama.pdf> Acesso em abril de 2019.
- BRASIL. Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e Recursos Naturais Renováveis (IBAMA). (2016). **Mapa de área de proibição de pesca na costa do Espírito Santo**. Disponível em <http://www.ibama.gov.br/phocadownload/barragemdefundao/mapas-areas-proibicao-pesca/2016-06-nova_area_proibicao_pesca_rio_doce.pdf> Acesso em abril de 2019.
- FREITAS, C. M. D., SILVA, M. A. D., & MENEZES, F. C. D. (2016). **O desastre na barragem de mineração da Samarco: fratura exposta dos limites do Brasil na redução de risco de desastres**. Ciência e Cultura, 68(3), 25-30.
- GARRISON, T. **Fundamentos de oceanografia**. Cengage Learning, 2010.
- SKINNER, L. F. (2017). **Gerenciamento ambiental marinho**. Diversidade e Gestão 1(1): 145-162.

A CORRENTE DE CONTORNO PROFUNDA ENTRE 22°S E 30°S AO LARGO DA MARGEM CONTINENTAL DO BRASIL

Pedro Walfir Martins e Souza Neto¹; Ilson Carlos Almeida da Silveira²; Avijit Gangopadhyay³

¹*Instituto Oceanográfico/Universidade de São Paulo, Rua Professor Celso Quirino dos Santos 112 ap.11 bl.B1, SP CEP 05353-030, pedro.walfir.neto@usp.br*

²*Instituto Oceanográfico/Universidade de São Paulo, Praça do Oceanográfico, 191, SP, CEP 05508-120, ilson.silveira@usp.br*

³*University of Massachusetts Dartmouth, 706 S Rodney French Blvd, New Bedford, MA CEP 02744, EUA, avijit.gangopadhyay@umassd.edu*

RESUMO

Esta proposta visa entender a influência que o Platô de São Paulo exerce na trajetória da CCP, entre 22°S e 30°S, região esta de grande interesse econômico devido às reservas de óleo e gás. Para isso, utilizamos dois cruzeiros oceanográficos, o CERES V realizado pelo IO-USP em parceria com a PETROBRAS em 2013 a bordo do Navio Alpha Crucis, e a Comissão Oceano Sudeste II realizada pela Marinha do Brasil em 2002. Ambos cruzeiros foram realizados no outono. Além dos dados *in-situ* também utilizamos 37 anos de saídas do modelo de circulação global OFES (1980-2016). A partir dos dados *in-situ* e do modelo OFES observamos que a CCP contorna o Platô de São Paulo, próximo à isóbata de 3000 m, tendo uma menor fração superficial da corrente que passa sobre ele. Além disso, descobrimos a formação de anticiclones que se propagam junto com a corrente para sul na porção norte do Platô de São Paulo.

INTRODUÇÃO

A Corrente de Contorno Profunda (CCP) é a responsável por transportar a Água Profunda do Atlântico Norte (APAN), que é formada nas regiões subpolares, Mar do Labrador e Mar da Groenlândia, em direção à Corrente Circumpolar Antártica. O transporte da CCP foi estimado em 24 Sv ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) entre 1200 e 2400 m de profundidade, próximo a Cabo Hatteras (Richardson, 1977). Segundo Broecker(1979), a taxa de formação da APAN a partir do uso de radiocarbono para datação foi de 20 Sv, sendo que 90% do volume dela advém dos dois locais de formação citados anteriormente (Gordon, 1986).

Em 5°S, Dengler et al. (2004) mostraram que CCP transporta, em média, cerca de 20 Sv de APAN para sul. A descrição da circulação média a partir de observações por LADCP, feita por Schott et al. (2005), em 5°S e 11°S indicaram que em 5°S não há indícios de meandramento, sendo que o máximo de velocidades ultrapassa 30 cm s^{-1} na parte mais superficial e um transporte, à oeste de 33,5°W, de 12-39 Sv. Em 11°S detectaram um padrão seccional de inversão de correntes compatível com a estrutura de um vórtice anticiclônico. O

escoamento para norte associado ao lobo oceânico atinge velocidades de 10 cm s^{-1} em magnitude.

Análises feitas, por Dengler et al. (2004), mostraram que o sinal mais proeminente das séries temporais apresentaram picos de variações intrasazonais com período entre 60 e 70 dias. Essas variações são mais expressivas entre 1000 e 3000 m de profundidade, sendo que o máximo de energia cinética turbulenta pode ser observado 2000 m, aproximadamente, correspondendo a profundidade do núcleo da CCP em 5°S . Também foram encontradas variações na magnitude da corrente que podem ultrapassar 20 cm s^{-1} (Fischer & Schott, 1997).

A formação de vórtices da CCP, segundo Dengler et al. (2004), estaria ligada a mudanças sazonais na variação da intensidade da corrente entre 4°S e 8°S . Entre abril e setembro, devido maior intensidade da corrente, ocorre uma maior formação de vórtices a partir de 5°S , a CCP se quebra em vórtices anticiclônicos, que se propagam para sul, as maiores velocidades se encontram no lobo próximo a plataforma e as menores no lobo mais oceânico, sendo o núcleo em 2000 m de profundidade. Por outro lado, de outubro a março a corrente está menos intensa, fluindo quase-retilinearmente para sul, a partir de 8°S . Os autores presumiram que as alterações de longo período na MOC também podem estar relacionadas a fases mais estáveis ou instáveis da CCP.

Calixto (2016) construiu mapas sinóticos de topografia dinâmica a partir de cruzeiros hidrográficos e analisou saídas de modelos globais assimilativos. Mostrou que, entre 11°S e 20°S , a CCP se propaga para sul na forma de vórtices anticiclônicos regularmente emitidos com velocidade de translação média de 5 cm s^{-1} . Porém, ao interagir com a complexa topografia dos Bancos Royal Charlotte e Abrolhos, assim como a Cadeia Vitória-Trindade (CVT) esse escoamento é interrompido e os vórtices destruídos.

Logo abaixo da CVT, entre $23,5^{\circ}\text{S}$ e 28°S , Müller et al. (1998) inferiram através da análise de dados de fundeios oceanográficos que o escoamento da APAN não está organizado como uma corrente de contorno oeste: seu transporte é de $2,8 \pm 4,9 \text{ Sv}$. Isso coloca sob suspeição a existência da CCP enquanto escoamento permanente entre Cabo Frio e a porção austral da Bacia de Santos.

De acordo com Meinen et al. (2017) que usou os fundeios CPIES e PIES em $34,5^{\circ}\text{S}$, o transporte da CCP é $-15,2 \text{ Sv} \pm 22,8 \text{ Sv}$. O caráter espectral da variabilidade observada tem um pico amplo em aproximadamente 90 - 160 dias, centrado perto de 145 dias, com energia adicional encontrada na faixa de 20 a 50 dias.

Garzoli et al. (2015), utilizaram dados de deriva de flutuadores Argo e propuseram um padrão de circulação de grande escala que mostraram que a CCP se divide em dois ramos, o dominante para sul e outro menos intenso para leste em direção ao centro da bacia oceânica. Já o ramo para sul cruza a CVT e continua escoando em direção ao polo e adjacente à topografia até 38°S . Nesta latitude, local da Confluência Brasil-Malvinas, descola-se da plataforma e segue na direção offshore para sul até 45°S , como pode ser visto na. Através da inspeção do mapa de Garzoli et al. (2015), observamos que os vetores de velocidade entre $20,5^{\circ}\text{S}$ e 30°S são inexistentes ou fracos relativamente àqueles ao norte e ao sul desta faixa

longitudinal, o que segundo Garzoli et al. (2015) é causado devido às velocidades serem muito baixas para serem significativas em relação a um intervalo de confiança de 95%.

É evidente, a partir da literatura revisitada acima que desconhecemos o padrão de circulação da CCP entre 20°S e 30°S. Os únicos resultados de fundeios correntográficos disponíveis para a porção de coluna de água ocupada pela APAN são aqueles de Müller et al. (1998). Este sugere uma CCP intermitente nesta faixa de latitude. Tal faixa coincide aproximadamente com a região de baixa velocidade do ramo sul da CCP, mostrada pelo mapa de grande escala da CCP produzido por Garzoli et al. (2015) Adicionalmente à escassez de informação, observamos a absoluta ausência de estudos regionais e de maior resolução da circulação profunda sobre a CCP ao largo do Sudeste brasileiro.

OBJETIVOS

O objetivo central deste trabalho é entender como é o escoamento da Corrente de Contorno Profunda na Bacia de Santos, entre 23°S e 30°S, identificando e caracterizando os padrões de circulação geostróficos profundos associados à CCP, assim como sua variabilidade. Tendo como objetivos específicos a) Entender a influência que o Platô de São Paulo exerce sobre o caminho da corrente e b) Investigar os efeitos da interação da corrente com a topografia da região, particular, o Platô de São Paulo.

METODOLOGIA

Utilizamos dois cruzeiros oceanográficos, o CERES V realizado pelo IO-USP em parceria com a PETROBRAS em 2013 a bordo do Navio Alpha Crucis, e a Comissão Oceano Sudeste II realizada pela Marinha do Brasil em 2002. Ambos cruzeiros foram realizados no outono. Além dos dados *in-situ* também utilizamos 37 anos de saídas do modelo de circulação global OFES (1980-2016).

A partir de dados hidrográficos de CTD calculamos velocidade geostrófica utilizando o método dinâmico, que consiste em integrar a equação do vento térmico verticalmente em coordenadas isobáricas. A velocidade geostrófica foi calculada relativa ao nível de movimento nulo da isopical potencial de $\sigma_1 = 32,15 \text{ kg m}^{-3}$. Em seguida para criarmos os mapas utilizamos a técnica de interpolação Análise Objetiva que tem como base o Teorema de Gauss-Markov, que nos permite o cálculo dos erros quadráticos mínimos de variáveis físicas oceanográficas como função de corrente.

O modelo OFES foi utilizado para construção de mapas climatológicos, que consiste em fazer a média, em cada ponto de grid, da velocidade dos 37 anos de saída do modelo. Além disso, calculamos o transporte da corrente, utilizando como critério velocidade para sul e maiores que 0.01 m s^{-1} .

RESULTADOS

Observa-se a CCP próximo à isóbata de 3000 m tanto no mapa sinótico do Cruzeiro CERES V quanto na Climatologia do modelo OFES (Figura 1).

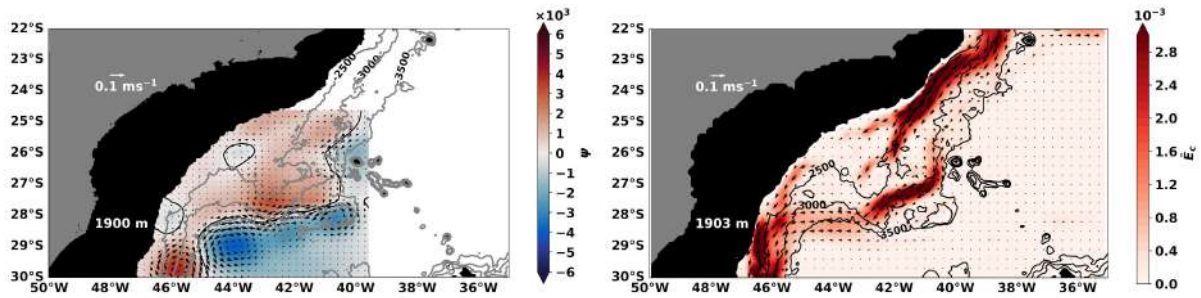


Figura 1: Painel esquerdo: Mapa de funcao de corrente com vetores de velocidade do cruzeiro CERES V em 1900 m. As isóbatas de 2500, 3000, 3500 m estão representadas com linhas cinzas. Painel direito: Climatologia de velocidade, com energia cinética, dos 37 anos do modelo OFES (1980-2016). As isóbatas de 2500, 3000, 3500 m estão representadas com linhas pretas.

CONCLUSÕES

Os campos quase-sinóticos mostram uma região repleta de atividade de mesoescala ao longo de toda Bacia de Santos (Fig.1: painel esquerdo). Ademais, indicam que a CCP tentar contornar o Platô de São Paulo próximo a isóbata de 3000 m. No entanto, existe uma menor parcela da corrente que consegue passar sobre a feição topográfica. Dessa forma, é possível afirmar que a corrente está presente nessa região, onde antes seu caminho e sua existência na bacia de Santos eram dados como incertos.

A partir da climatologia do modelo OFES (Fig.1: painel direito), além de corroborar o que foi observado, também conseguimos preencher algumas lacunas não possíveis a limitações da grade amostral dos conjuntos de observações. A climatologia em 1903 m mostra claramente que grande parte da CCP contorna o Platô de São Paulo e uma menor parte passa por cima dele. Mais ao sul, o ramo principal que contorna a feição topográfica e o ramo secundário que passa por cima do Platô de São Paulo unem-se e voltam a reintegralizar a corrente.

AVALIAÇÃO E CÁLCULO DA INTERPOLAÇÃO ÓTIMA PARA A TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR (IOSST) SOB O CICLONE SUBTROPICAL “JAGUAR”

Do Carmo¹, L. F. R.; Palmeira¹, A. C. P. A.; ¹Palmeira, R. M. J.

*¹Universidade Federal do Rio de Janeiro – Departamento de Meteorologia/Laboratório de Meteorologia Sinótica e Dinâmica – LADSIN/UFRJ
Avenida Athos da Silveira Ramos, 274 – Cidade Universitária – RJ CEP 21941909
l.docarmo.meteoroufrj@gmail.com; anactn@gmail.com*

RESUMO

Sobre a América do Sul existem diversos fenômenos e sistemas que influenciam o tempo e podem ter um significativo potencial de destruição, um deles é o ciclone subtropical. Jarvinen *et al.* (1984) definiu os ciclones subtropicais como um sistema de baixa pressão não-frontal que se desenvolve inicialmente em uma circulação baroclínica sobre águas subtropicais. Além disso, possui características de núcleo quente nos baixos níveis da atmosfera e frio em altos níveis (Hart, 2003), com ventos intensos capazes de agitar o mar. Sua gênese pode ser subtropical, extratropical ou tropical, pois nesses dois últimos casos tipos, eles podem transitar para o padrão subtropical. Para tanto, a temperatura da superfície do mar (TSM) é um dos principais gatilhos de formação, influência, manutenção e dissipação desses ciclones. Desta forma, o entendimento do comportamento e correto diagnóstico da TSM é de extrema importância para os estudos das ciclogêneses. Tendo em vista essas características, o objetivo deste trabalho é calcular os campos de análise da TSM, através da interpolação ótima de Reynolds (IOSST) [Reynolds e Smith (1994), Reynolds *et al.* (2002) e Reynolds (2007)], avaliando a IOSST para o caso do ciclone subtropical Jaguar, ocorrido em 2019, estudando o seu comportamento e a relação com a climatologia das TSMs (1971 a 2000). Para tal, foram obtidos os dados de análise e reanálise da *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) e do ERA-INTERIM (ventos zonais e meridionais). Alguns resultados mostraram que houve uma marcante anomalia positiva de TSM na região de atuação do ciclone subtropical.

Palavras chave: ciclone subtropical, TSM, IOSST, Jaguar.

INTRODUÇÃO

Na América do Sul, existem diversos fenômenos e sistemas que influenciam o tempo e podem ter um significativo potencial de destruição, como os ciclones (tropicais, subtropicais e extratropicais), a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e dentre outros.

Os primeiros modelos conceituais dos ciclones foram propostos por Bjerknes (1918), Bjerknes (1919) e Bjerknes e Solberg (1922). Segundo Petersen (1956), ciclones são centros de baixas pressões que se formam por mecanismos distintos em diversos locais e níveis da atmosfera. Convencionalmente, eles podem ser divididos entre ciclones extratropicais e tropicais. Jarvinen *et al.* (1984) definiu os ciclones subtropicais como um sistema de baixa pressão não-frontal que se desenvolve inicialmente em uma circulação baroclínica sobre

águas subtropicais. Posteriormente, diversos autores reconheceram se tratar de características físicas que podem ocorrer em qualquer latitude.

Os ciclones subtropicais tipicamente têm apenas uma fraca estrutura de núcleo quente na baixa troposfera, resultante da falta de convecção sustentada próximo do centro do ciclone. O deslocamento da convecção do centro do ciclone geralmente resulta de uma fraca estrutura frontal dentro do ciclone subtropical, forçando a ascensão em mesoescala longe do núcleo (Mathias, 2012). Esta convecção está diretamente ligada às condições de fluxo de calor em superfície e desta forma, da interação com o mar.

A TSM é um dos principais gatilhos de formação, influência, manutenção e dissipação dos ciclones. Portanto, o entendimento do seu comportamento e correto diagnóstico é de extrema importância para os estudos das ciclogêneses.

OBJETIVOS

O objetivo desse estudo é avaliar a contribuição do campo de TSM (utilizando a interpolação ótima), para o caso do ciclone subtropical Jaguar, comparando com o histórico climatológico de TSM dessa mesma região.

METODOLOGIA

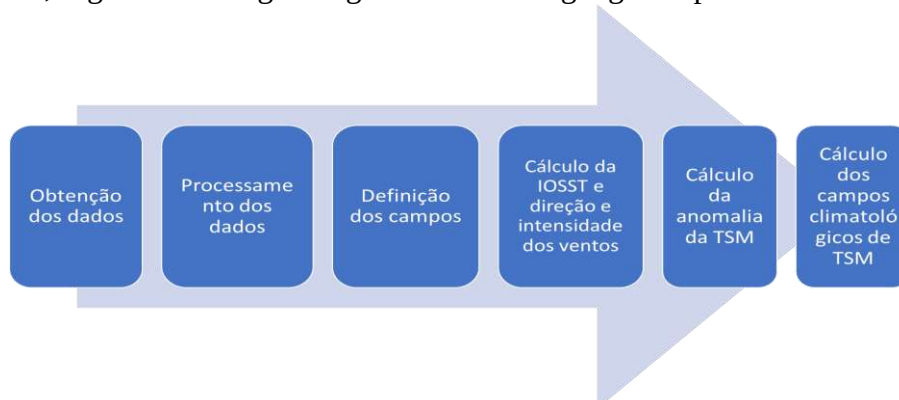
Os dados utilizados foram os de análise da TSM ($0.25^\circ \times 0.25^\circ$ de resolução), do repositório da NOAA, do período entre 1979 a 2000 e para os dias 19, 20 e 21 de maio de 2019. Além destes, foram utilizadas as cartas sinóticas do Centro de Hidrografia da Marinha (CHM), bem como as imagens de satélite do GOES-16, oriundas do CPTEC/INPE. Foi calculado também o campo de vento obtido através da reanálise do ERA-INTERIM no nível de 850 hPa ($1^\circ \times 1^\circ$ de resolução).

A TSM analisada foi calculada através da interpolação ótima de Reynolds (IOSST) [como descrito por Reynolds e Smith (1994), Reynolds *et al.* (2002) e Reynolds (2007)]. Vale ressaltar que IOSST tem grande ganho na sua metodologia, uma vez que utiliza dados do sensor *Advanced Very-High-Resolution Radiometer* (AVHRR), de boias e navios. Essa análise é formada por uma soma ponderada dos dados, determinado por regressão. Nas equações (1), (2) e (3) encontram-se a TSM analisada, a média do conjunto de erro de correlação da análise (gaussiano) e o erro de BIAS total.

$$r_k = \sum_{i=1}^N w_{ik} q_i, \quad \langle \pi_i \pi_j \rangle = \exp \left[\frac{-(x_i - x_j)^2}{\lambda_x^2} + \frac{-(y_i - y_j)^2}{\lambda_y^2} \right]. \quad (1) \quad (2)$$

$$E_B^2 = E_{B0}^2 + \frac{1}{mn} \sum_{j=1}^N E_{Bj}^2, \quad (3)$$

Abaixo, segue um fluxograma geral a metodologia geral aplicada.



RESULTADOS

Na Figura 3, encontram-se, respectivamente, as cartas sinóticas do CHM do dia 20/05/2019 às (a)00Z e (b)12Z (evidenciando a evolução de depressão tropical para tempestade tropical) e (c) a imagem de satélite do canal GOES-16 em 20/05/2019-12Z.

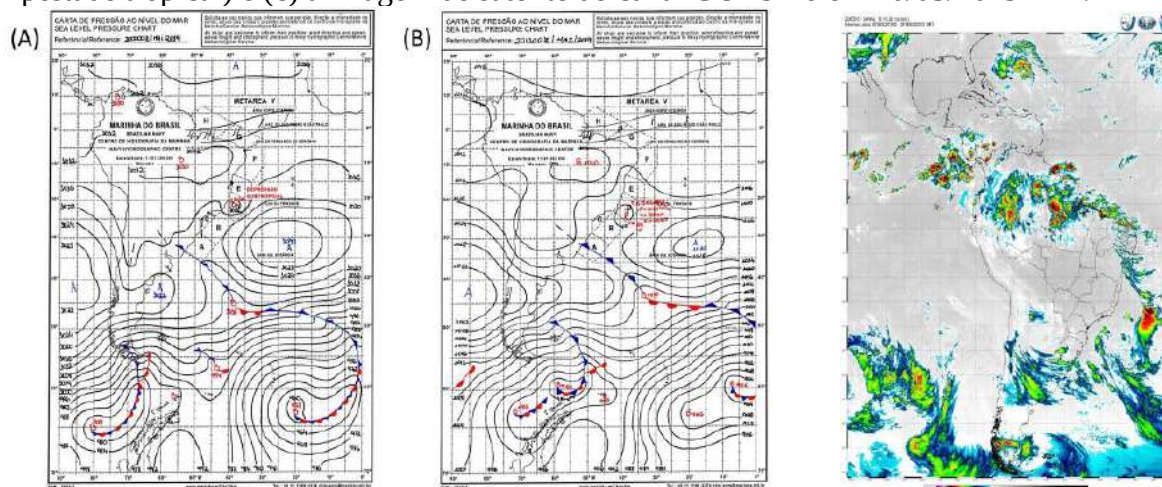
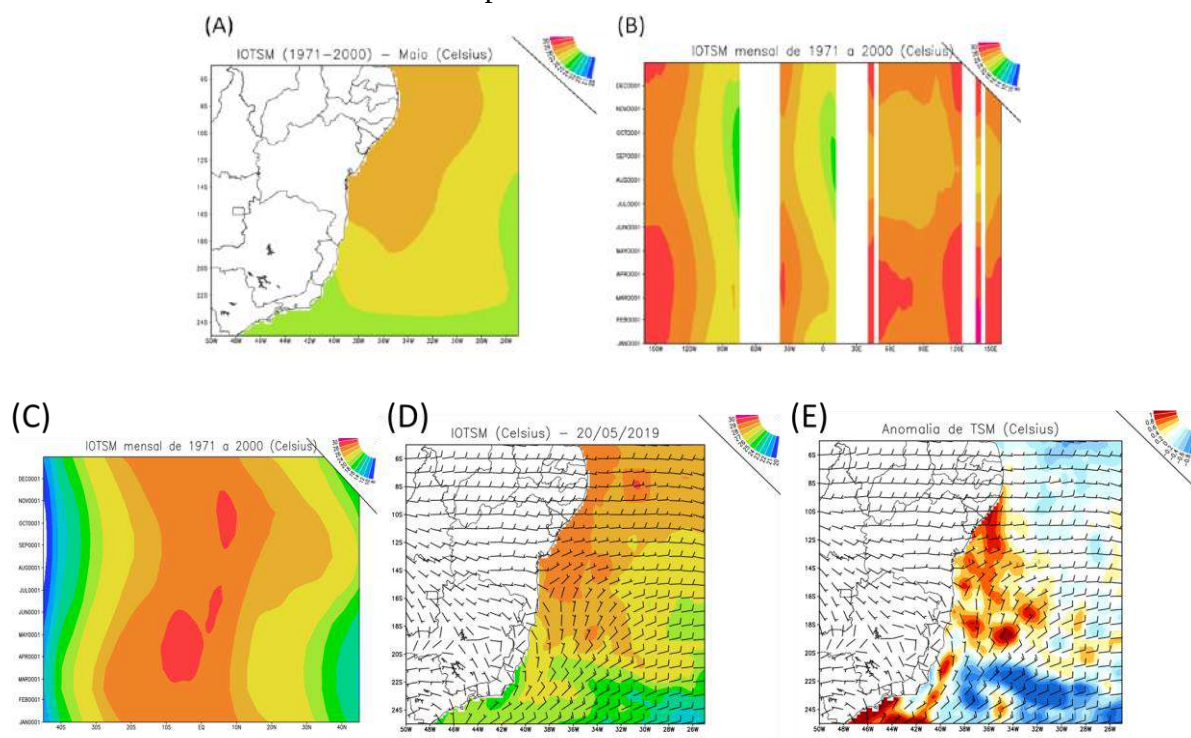


Figura 3 – Cartas Sinóticas da DHN/Marinha para o dia 20/05/2019 às 00Z(a) e 12Z(b) e (c) Imagem de satélite do GOES-16 canal 16 (13.3 microns) às 12Z do dia 20/05/2019

A fim de localizar avaliar o padrão da TSM, a Figura 5 indica, respectivamente, os campos climatológico (1971 a 2010) para o mês de maio, a média climatológica anual zonal, a média climatológica meridional, a análise da TSM e vento em barbela do dia 20/05/2019 e Anomalia de TSM e vento em barbela para o dia 20/05/2019.



Figuras 5 – (A) Campos de TSM climatológico (1971 a 2010) para o mês de maio, (B) a média climatológica anual zonal da TSM, (C) a média climatológica meridional da TSM, (D) a análise da TSM e vento em barbela do dia 20/05/2019 e Anomalia de TSM e vento em barbela para o dia 20/05/2019.

Nota-se que no dia do evento, houve uma significativa anomalia positiva da TSM na região de atuação do ciclone subtropical (maior que 1°C), conforme esperado pela literatura, ou seja, com o aumento da TSM, há uma maior disponibilidade de calor na atmosfera. Fisicamente, isso intensifica a convecção atmosférica, o aumento da umidade relativa e a diminuição de pressão em superfície. Essas características são fatores comuns e preponderantes para a formação e manutenção de ciclones subtropicais, uma vez que estes possuem núcleo quente em baixos níveis, assim como os tropicais.

Além disso, analisando as TSMs climatológicas, percebeu-se que entre os meses de março e junho, há valores elevados de TSM entre o equador e 10°S, o que evidencia um possível mecanismo alimentador de ciclones subtropicais.

CONCLUSÕES

Neste trabalho, concluiu-se que a TSM mostrou uma grande relação com o fenômeno estudado, com sua anomalia ultrapassando o valor de 1°C na região de influência e atuação do ciclone subtropical, conforme era esperado. Porquanto, a interpolação ótima da TSM apresentou resultados motivadores para novos estudos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Reynolds, R.W., N. A. Rayner, T. M. Smith, D. C. Stokes, and W. Wang, 2002: An improved in situ and satellite SST analysis for climate. *J. Climate*, 15, 1609 – 1625.
- Reynolds, R. W., 1993: Impact of Mount Pinatubo aerosols on satellite-derived sea surface temperatures. *J. Climate*, 6, 768 – 774.
- Bjerknes, J. Atlantic air-sea interaction. *Advances in Geo-Physics*, Londres, v. 10, p. 1-82. 1964.
- Bjerknes, J. On The Structure Of Moving Cyclones, *Monthly Review*, February, 1919.
- BJERKNES, J.; SOLBERG, H., 1922. Life Cycle of Cyclones and the Polar Theory of Atmospheric Circulation. *Geofys. Publ.*, v.3, p.1-18.
- Hart, R.E. A cyclone phase space derived from thermal wind and thermal asymmetry. *Mon. Wea. Rev.*, v. 131, p. 585-616, 2003.
- JARVINEN, B. R.; C. J. NEUMANN; M. A. S. DAVIS,: A Tropical Cyclone Data Type for the North Atlantic Basin, 1886-1983: Contents, Limitations, and Users. NOAA Tech. Memo. NWS NHC 22, 21 pp, 1984.
- Mathias, R. S. B.: Análise E Classificação De Ciclones Utilizando Diagramas De Fase: Conceitos E Aplicação Em Previsão De Tempo Operacional, Dissertação de Mestrado do PPGM/UFRJ, 2012.
- Peterssen, S. Weather analysis and forecasting - Motion and motion Systems. New York, McGraw-Hill, Inc., 2ª ed., v. I, 1956.

AS PICNOCLINAS SAZONAL E TROPICAL DO ATLÂNTICO SUDOESTE

Flora Medeiros Sauerbronn¹, Ilson Carlos da Silveira², Cauê Zirnerberger Lazaneo³

IO - Universidade de São Paulo

Praça do Oceanográfico, 191 - Butantã, São Paulo - SP, 05508-120

flora_sauerbronn@usp.br¹, ilson.silveira@usp.br², cauezlazaneo@usp.br³

RESUMO

Para se compreender melhor o balanço de calor no oceano Atlântico Sul quatro pontos de estudo foram selecionados dentre os limites que dominam este oceano : O giro Subtropical do Atlântico Sul e o giro Equatorial do Atlântico. Com isso é possível tirar novas conclusões sobre os processos físicos que ocorrem e que influenciam nosso oceano superior. Neste caso estaremos mais focados na variação da profundidade da camada de mistura e no consequente processo de formação e destruição da picnoclina sazonal. Com o uso da modelagem numérica para simular perfis verticais de acordo com as forçantes escolhidas e compará-los com dados reais . As conclusões finais deste trabalho se resumem na observação das diferenças claras nos pontos que se encontram sob domínio do Giro Subtropical com os do Giro Equatorial, junto com os resultados condizentes do modelo numérico.

Palavras chave: oceano superior, camada de mistura, picnoclina sazonal

INTRODUÇÃO

O oceano superior ainda é pouco conhecido, principalmente na porção do Atlântico Sul, que carece de estudos nesse âmbito. Nele se encontra a explicação de diversos processos biológicos e também climáticos que apresentam uma grande influência no planeta Terra como um todo.

O Giro Subtropical do Atlântico Sul (GST) ocupa a faixa latitudinal entre 15°S e 45°S (Figura 1) e tem seu centro deslocado para oeste relativamente ao centro da bacia oceânica enquanto o Giro Equatorial Atlântico (GEQ) ocupa os limites tipicamente entre 15°S e 10° N. As porções distantes da borda oeste do continente foram as áreas de estudo escolhidas neste trabalho, que por estarem localizadas ao centro dos GST e GEQ e não sofrerem influências de corrente.

Neste trabalho identificamos como oceano superior a definição feita por Sprintall and Cronin (2008): o oceano superior compreende a porção de coluna de água desde a superfície até a base da picnoclina permanente. Logo esta é a porção que será chamada de camada de mistura, nela se encontra a picnoclina sazonal e a picnoclina permanente. Esta porção do oceano é onde se localiza a camada de mistura (CM), a qual é caracterizada por ser uma região homogênea onde ocorre pequenas variações de temperatura ou densidade com o aumento da profundidade, a existência dessa região se deve graças aos regimes de ventos que geram processos turbulentos de mistura Kara et al. (2000).

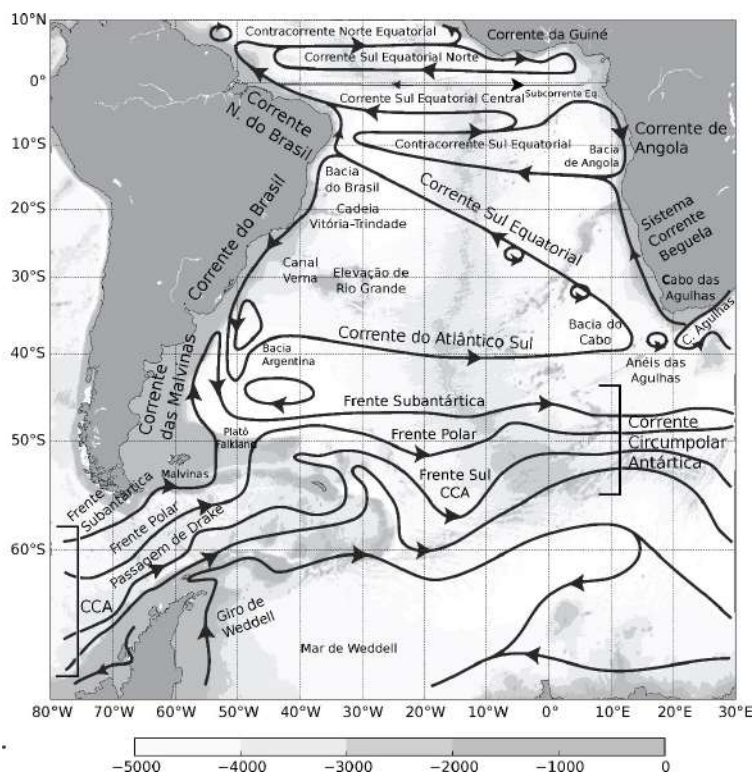


Figura 1: Representação esquemática da circulação do Oceano Atlântico Sul, adaptada de Talley (2011).

Sempre que o aquecimento solar excede o calor perdido pela superfície do oceano, na ausência do efeito do vento, o aquecimento solar produz uma CM muito delgada. Portanto, a condição de ausência dos ventos reduz a profundidade da camada aquecida e a amplitude de temperatura na superfície é aumentada. Todavia, quando há ventos de baixa ou moderada intensidade, a camada aquecida é misturada turbulenta e verticalmente, o que permite que o calor alcance profundidades maiores do que quando não há ação do vento. Com o efeito do vento, a camada homogênea se torna mais espessa, porém com menor amplitude de temperatura entre a CM e o topo da picnoclina sazonal (Price et al., 1986).

Um perfil vertical de densidade é caracterizado pela presença da picnoclina permanente e sazonal, logo junto com a CM essas três feições caracterizam o oceano superior. A picnoclina sazonal é considerada uma feição semi-permanente do oceano aberto, que está sujeita a variabilidade anual devido às forçantes atmosféricas, como intensidade de radiação e regime de ventos, ocorrendo em apenas certas delimitações de latitudes, onde ocorre efetivamente uma sazonalidade. Enquanto a picnoclina tropical se pereniza devido ao fraco ciclo sazonal em regiões equatoriais.

OBJETIVOS

O objetivo central deste projeto foi de estudar a dinâmica do ciclo de espessamento da profundidade da camada de mistura (PCM) e decorrente destruição-formação da picnoclina sazonal no Atlântico Sudoeste dentre os limites do giro subtropical e equatorial. Para isso foram selecionadas quatro latitudes centradas no meridiano de 30°W, sendo dois pontos sob o domínio do giro subtropical do atlântico sul e os outros dois dentro do domínio do giro equatorial. Os sítios de estudo são: 30°S, 20°S, 10°S e 5°S.

METODOLOGIA

Nossa área de estudo, é o lado oeste do GST e do GEQ, escolhemos o meridiano de 30°W por se situar afastado o suficiente da camada limite oeste e não ser afetado pela dinâmica das correntes de contorno oeste. Selecionamos quatro latitudes para o exame do enfraquecimento do ciclo anual da camada de mistura e consequente perenização da picnoclina sazonal, ou seja, a manutenção da picnoclina tropical: 30°S, 20°S, 10°S e 5°S .

Para a realização desse projeto foi utilizado modelagem numérica, o modelo escolhido foi descrito no artigo de Price et al. (1986), neste presente trabalho nós iremos se referir a ele como PWP. Este modelo é formulado para atuar no oceano superior, dessa forma se encaixa perfeitamente em nossa análise, ele é um modelo linear e unidimensional que permite simular perfis verticais a partir dos fluxos de calor, água doce e tensão de cisalhamento.

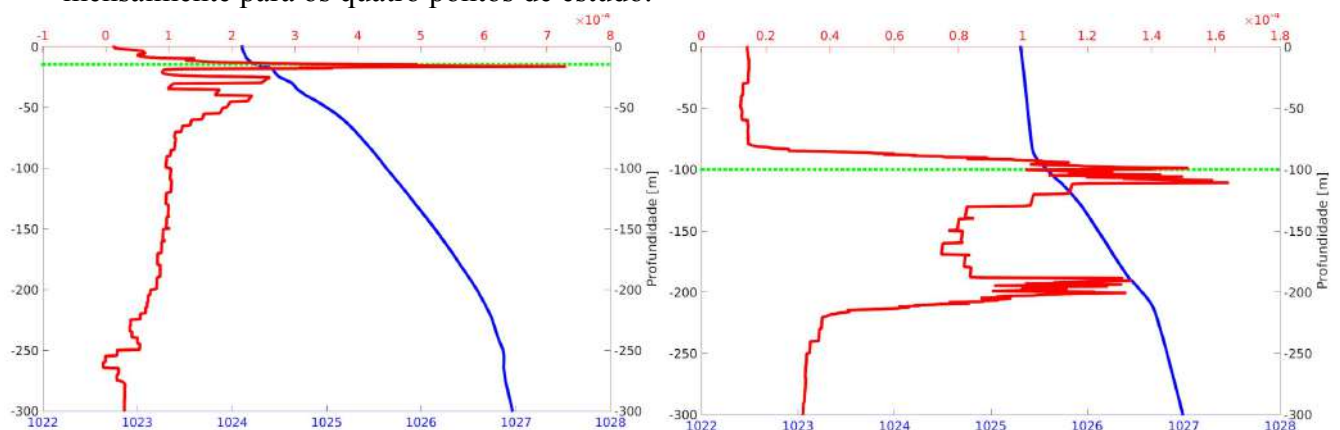
Neste modelo foram utilizados dois conjuntos de dados diferentes, para sua inicialização perfis verticais de temperatura e salinidade retirados da base de dados Climatologia Monthly Isopycnal Mixed-layer Ocean Climatology (MIMOC). Para forçar o modelo foram extraídos dados atmosféricos da Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications (MERRA-2) da National Oceanic and Atmospheric Administration, são anos de dados coletados, dessa forma utilizamos os dados de 1980 até 2015 para criar uma climatologia .

Os resultados gerados pelo modelo são novos perfis de temperatura e salinidade, então a partir desses dados realizamos a interpretação da dinâmica do balanço de calor dentro dos giros e a demarcação da amplitude do ciclo anual de espessamento da PCM. Para interpretar os perfis de temperatura e salinidade foi escolhido um critério que determinasse a localização da PCM, o critério escolhido foi o de Obata et al. (1993), onde descreve que o limite inferior da camada de mistura está localizado onde ocorre uma variação na temperatura de 0.5°C comparando com a superfície.

Assim, comparamos os resultados obtidos pelo modelo com os dados reais, que seriam os perfis de temperatura e salinidade da MIMOC, para obtermos conclusões sobre o funcionamento do modelo e a dinâmica do balanço de calor dentro dos giros.

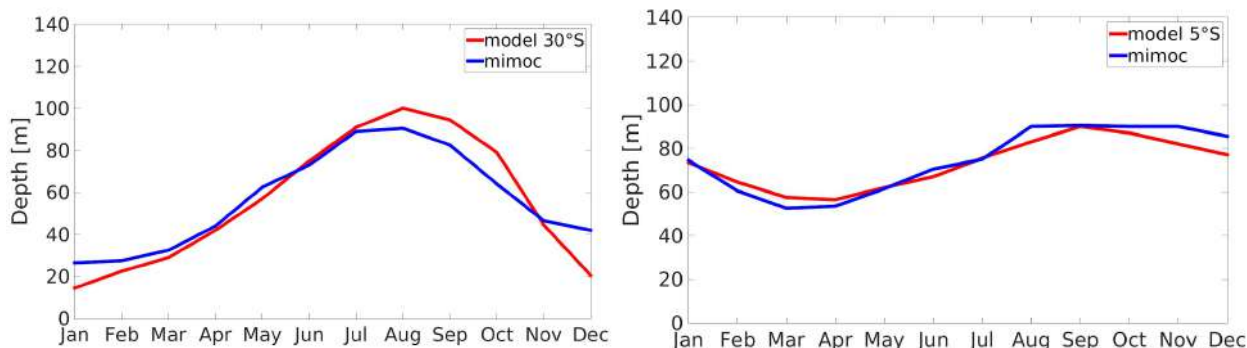
RESULTADOS

Para iniciar as análises mais complexas, tivemos que validar o critério de Obata et al. (1993), para isso plotamos um gráfico que contém a frequência de Brunt-Väisälä, perfil vertical de densidade e a demarcação da PCM pelo critério. Plotamos este gráfico mensalmente para os quatro pontos de estudo.



Figuras 2 e 3: Representação dos perfis verticais do ponto 30°S, frequência de Brunt-Väisälä (linha vermelha), densidade (linha azul) e a demarcação da PCM pelo critério de Obata (linha verde), respectivamente os meses de Janeiro e Agosto.

Resultados do modelo em comparação com os dados da MIMOC, analisando o ciclo anual da profundidade da camada de mistura.



Figuras 4 e 5 : Pontos 30°S e 5°S respectivamente representando giro subtropical e equatorial, onde a linha vermelha representa o resultado do modelo e a linha azul os dados da MIMOC.

CONCLUSÃO

Analisando nossos resultados podemos primeiramente concluir que o modelo utilizado apresentou resultados condizentes com os dados da MIMOC, significando que a hipótese utilizada para representar o balanço de calor dentro dos giros Subtropical e Equatorial é comprovável.

Analisando os gráficos do ciclo anual da profundidade da camada de mistura, observamos que os pontos 30° S e 20°S, os quais se encontram dentro do giro subtropical, apresentam variações maiores comparado com os gráficos dos pontos do giro equatorial, isso é possível identificar pelas figuras 4 e 5. Isso ocorre devido a variação da intensidade de radiação recebida em cada ponto, onde na região equatorial apresenta uma intensidade de radiação constante ao longo do ano do que nos pontos do giro subtropical que apresentam leve sazonalidade.

Porém em todos os gráficos observa-se uma característica em comum, agosto é sempre o mês com a PCM mais protuberante, demonstrando que mesmo no ponto onde a variação é muito pequena, a sazonalidade ainda apresenta seus efeitos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Price, J. F., Weller, R. A., Pinkel, R., 1986. Diurnal cycling: Observations and models of the upper ocean response to diurnal heating, cooling, and wind mixing. **Journal of Geophysical Research: Oceans** 91 (C7), 8411–8427.

Obata, H., Karatani, H., Nakayama, E., 1993. Automated determination of iron in seawater by chelating resin concentration and chemiluminescence detection. **Analytical Chemistry** 65 (11), 1524–1528.

KARA, A. Birol; ROCHFORD, Peter A.; HURLBURT, Harley E. An optimal definition for ocean mixed layer depth. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 105, n. C7, p. 16803-16821, 2000.

Sprintall, J., Cronin, M., 2008. Upper ocean vertical structure.

Comparação dos resultados do modelo HYCOM com perfiladores ARGO na METAREA V.

Freitas¹, A. C.; Mello, R. L.; Alvarenga¹, J. B.

Centro de Hidrografia da Marinha (CHM) - Rua Barão de Jaceguai s/n – Ponta da Armação, Niterói-RJ, Brasil. 24048-900. Tel.: +55 (21) 2189-3613. E-mail: ekmam@yahoo.com

RESUMO

O monitoramento *in-situ* é um componente essencial para o desenvolvimento de modelos numéricos hidrodinâmicos. O aumento no número e na distribuição de perfiladores ARGO permitiu o avanço de modelos aninhados regionais de alta resolução através de processos de assimilação e validação. Neste trabalho foi utilizado o modelo hidrodinâmico HYCOM (*HYbrid Coordinate Ocean Model*) em duas grades aninhadas. Uma grade para todo o Oceano Atlântico (1/12°) aninhada à outra para a METAREA V (1/24°). O objetivo é avaliar os resultados do modelo HYCOM com a assimilação de TSM, AASM e de perfis ARGO no modelo na área de interesse. De maneira geral, os resultados obtidos através das simulações do HYCOM apresentam-se bastante satisfatórios quando comparados aos dados observacionais ARGO. Apesar do HYCOM não representar satisfatoriamente a salinidade superficial, as variáveis estatísticas estão descritas entre fortes e muito fortes para a região e número de perfis analisados. Recomenda-se que, para minimizar as diferenças encontradas, se faça uma assimilação sazonal da climatologia, principalmente para a salinidade.

Palavras-chave: Assimilação, HYCOM, Previsão Oceânica, Perfiladores ARGO, REMO.

INTRODUÇÃO

Com o avanço da tecnologia computacional e aumento das medidas das propriedades físicas dos oceanos, a qualidade dos modelos de circulação oceânica tem aumentado e produzido resultados cada vez mais acurados e realísticos devido, principalmente, às técnicas de assimilação. Consequentemente, a previsibilidade desses modelos tem melhorado e hoje é suficientemente boa para prover informações importantes de propriedades físicas e da circulação dos oceanos para gestores públicos e privados.

Devido à demanda de informações oceanográficas para aplicação na indústria do petróleo e para atividades militares, foi criada a rede REMO (Rede de Modelagem e Observação Oceanográfica), cujo objetivo é o desenvolvimento de ciência e tecnologia em modelagem oceânica, oceanografia física, observacional e operacional com assimilação de dados.

Neste trabalho é feita a avaliação dos resultados de simulações do HYCOM sobre o Oceano Atlântico Sul, particularmente sobre a METAREA V, com assimilação de dados altimétricos de anomalia da altura da superfície do mar (AASM), temperatura da superfície do mar (TSM), além de temperatura, salinidade, e espessura da camada de perfis ARGO. Estes resultados são parte dos esforços realizados pelo grupo REMO-CHM.

OBJETIVO

Para aumentar a confiabilidade dos resultados gerados a partir de modelos matemáticos, se faz necessária uma avaliação estatística periódica. Desta forma, este trabalho tem por objetivo uma primeira avaliação dos resultados do modelo, nos meses de janeiro e julho de 2019, utilizando a metodologia de assimilação de dados no HYCOM, visando um sistema de previsão numérica que será implementado operacionalmente na REMO-CHM.

METODOLOGIA

Neste trabalho foi utilizado o modelo hidrodinâmico HYCOM, um modelo oceânico de coordenadas híbridas que tem como característica principal a capacidade de ajustar suas coordenadas verticais, dependendo da região e das condições do oceano.

Para as simulações foram usadas duas grades, sendo uma grade de maior resolução horizontal aninhada em outra de menor resolução. A grade com menor resolução horizontal, de aproximadamente 9 km ($1/12^\circ$), abrange todo o Oceano Atlântico e parte do Oceano Austral, para o domínio de 50°N a 79°S e de 98°W a 45°E . A esta foi aninhada outra grade com resolução horizontal de aproximadamente 4 km ($1/24^\circ$) para a área 10°N e 45°S e entre 68°W e 24°W , a qual engloba a METAREA V. Verticalmente foram adotados 32 níveis híbridos em ambos os domínios.

Para ambas as grades, o modelo foi inicializado, em dezembro de 2016, a partir de uma rodada livre e toda sua configuração fornecida pelo grupo REMO-COPPE.

As forçantes utilizadas para integração do modelo foram temperatura do ar, precipitação, radiação total, radiação de onda curta, fluxo de momento, razão de mistura de vapor de água, e velocidade do vento a 10 metros, extraídas do *Global Forecast System (GFS)* do *National Center for Environmental Prediction /National Oceanic and Atmospheric Administration (NCEP/NOAA)*, com resolução de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ a cada 3 horas.

A batimetria utilizada é baseada no ETOPO2 e o relevo para profundidades inferiores a 500 m foi digitalizada a partir de cartas náuticas da Diretoria de Hidrografia e Navegação.

Foram incluídas, nos contornos da grade de $1/24^\circ$, as informações das 25 componentes de maré extraídas do modelo global de maré FES14 (K1, O1, P1, Q1, M2, S2, N2, K2, M4, MS4, MN4, M3, 2N2, MU2, NU2, L2, T2, J1, LA2, M6, Mf, Msf, R2, S1, S4).

Foram assimilados os campos de AASM e TSM utilizando o método de interpolação ótima (Oke *et al.*, 2005) e o esquema de projeção vertical (Cooper & Haines, 1996) modificado para incluir alterações nos campos do potencial de Montgomery e pressão barotrópica. Para a assimilação da TSM foi utilizada a base de dados OSTIA (*Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis*) com resolução de 5 km e para assimilação da AASM foi feita uma composição dos campos dos satélites Jason-2-3, Sentinel-a-b e Cryosat-2.

Todos os perfis de temperatura e salinidade ARGO contidos no domínio da METAREA V ([ftp.ifremer.fr/ifremer/argo/latest_data](ftp.ifremer.fr/ifremer/argo/latest_data)) foram selecionados e apenas aqueles que passaram por critérios rigorosos de qualificação foram assimilados utilizando o sistema de Interpolação Ótima por Conjuntos (*Ensemble Optimal Interpolation* – EnOi - Oke *et al.*, 2005). Os termos da matriz de covariância de erros do modelo foram obtidos a partir de arquivos de conjunto (cento e vinte elementos) de anomalias das variáveis a serem assimiladas, obtidas de rodadas livres de quatro anos do modelo.

Com a intenção de avaliar confiabilidade do modelo, foi feita uma comparação entre o conjunto de dados observados, e os resultados gerados a partir da previsão de 24 horas do HYCOM (Exp5 e Exp6) para o período de janeiro e julho de 2019, respectivamente, caracterizando duas situações sazonais distintas. Foram utilizados dados observados diários de temperatura e salinidade obtidos por perfiladores ARGO independentes, isto é, que não foram assimilados. Estes dados foram extraídos de outro banco de dados (<http://www.coriolis.eu.org>) totalizando 423 perfis em janeiro e 389 em julho.

Para comparação dos perfis ARGO, com os respectivos perfis do HYCOM, foram empregados diagramas de Taylor (Taylor, 2001) os quais fornecem um resumo conciso das estatísticas, apresentando padrões de correspondência entre um conjunto de dados referência e outro conjunto a ser avaliado. Este diagrama considera o coeficiente de correlação, raiz do

erro quadrático médio, e desvio padrão (COR, RMS, e STD), em pares, para conjuntos de dados com o mesmo número de amostras.

Devido às diferenças observadas nos perfis verticais entre a superfície e a profundidades superiores a 50 m, considerou-se a necessidade de verificar o comportamento estatístico das

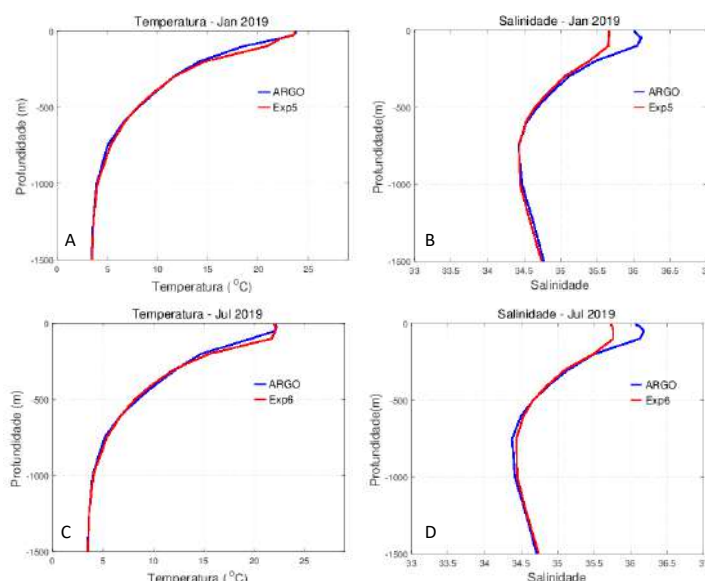


Figura 1 - Perfil médio de temperatura (A, C) e salinidade (B, D) observada (linha azul) e modelada (linha vermelha) em janeiro (painel superior) julho (painel inferior) de 2019.

propriedades separadamente. Dessa forma os intervalos escolhidos foram entre 5 e 50 m e entre 100 e 1500 m.

RESULTADOS

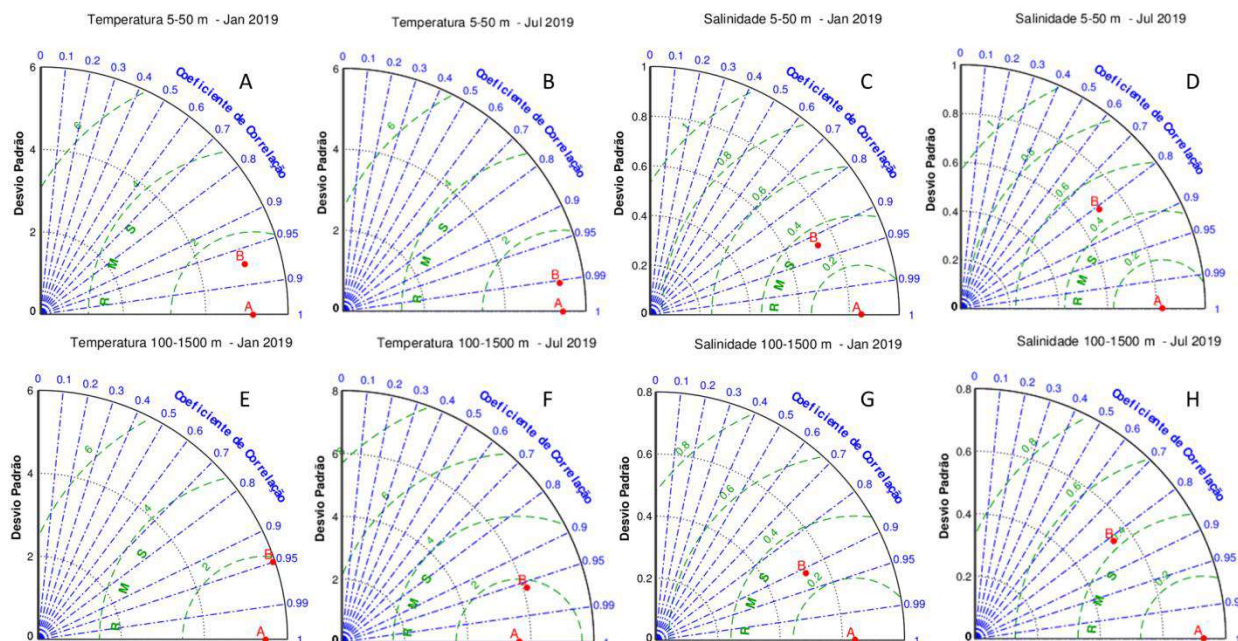
Os perfis médios de temperatura e salinidade, para o mês de janeiro e julho de 2019, são apresentados na figura 1. A linha vermelha representa o perfil médio dos resultados do HYCOM e a linha azul, o perfil médio dos dados ARGO.

É possível observar que os perfis médios de temperatura apresentam boa concordância entre os valores observados (ARGO) e aqueles modelados (Exp5 e 6). Já o perfil médio de salinidade indica que as maiores diferenças ocorrem da superfície até aproximadamente 150 m. Isso ocorre, sobretudo, devido à assimilação superficial da TSM, realizada duas vezes na semana, deixando os valores de temperatura mais acurados e próximos da realidade.

A figura 2 ilustra a comparação estatística, realizada através dos diagramas de Taylor, para temperatura (painéis A, B, E e F) e salinidade (painéis C, D, G e H) nos intervalos de 5-50 m (painel superior) e 100-1500 m (painel inferior). O coeficiente de correlação é representado por linhas pontilhadas-tracejadas em azul. O desvio padrão é indicado por linhas pontilhadas em preto. Já as linhas tracejadas em verde medem a distância entre o ponto de referência o ponto analisado, representando o RMS. O conjunto de referência, representado neste caso pelos dados ARGO (ponto A), é sempre a relação entre o dado observado e ele mesmo. Desta forma a auto correlação sempre será igual a 1, assim como o erro (RMS) sempre será 0. Já o ponto B é a relação estatística entre o dado observado e o resultado do experimento. Quanto mais próximo do ponto A (observacional) estiverem os outros pontos a serem comparados, melhor será o resultado.

Para ambas as condições sazonais, os diagramas de temperatura entre 5 e 50 m apresentam uma correlação muito forte, RMS relativamente baixo e desvio padrão muito próximo ao

conjunto de dados ARGO (fig. 2 A e B). Entre 100 e 1500 m a correlação diminui, o RMS aumenta e o desvio se mantém próximo ao do conjunto referência (fig.2 E e F). Conforme discutido anteriormente, isto se deve à assimilação superficial da TSM que torna os resultados mais realísticos nesta camada. A análise dos diagramas para salinidade em superfície (fig.2 C e D) mostra uma maior distância entre os pontos observados (A) e simulados (B), com valores de correlação menores e maiores valores de RMS, quando comparado com as profundidades maiores do que 100 m (fig.2 G e H) nas duas condições sazonais. Apesar do HYCOM não representar bem a salinidade superficialmente (50 m), em comparação aos dados ARGO, as variáveis estatísticas estão descritas entre fortes e muito fortes para a região e número de perfis analisados.



Diagramas de Taylor para temperatura (A, B, E e F) e para salinidade (C, D, G e H) entre 5 e 50 m de profundidade (painel superior) e entre 100 e 500 m (painel inferior) em janeiro (A, E, C e G) e julho (B, F, D e H) de 2019. O ponto vermelho A, corresponde ao conjunto de dados observados (ARGO), e o ponto vermelho B, ao conjunto de resultados do modelo HYCOM.

CONCLUSÕES

Os resultados indicam uma resposta adequada das simulações do modelo em relação às características hidrográficas básicas da METAREA V. No entanto, diferenças importantes na salinidade são destacadas principalmente nas camadas superiores. Recomenda-se que, para minimizar as diferenças encontradas, se faça uma assimilação sazonal da climatologia, principalmente para a salinidade.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- COOPER, M. & HAINES, K. 1996. Altimetric assimilation with water property conservation. *Journal of Geophysical Research*, 101, 1059-1077.
- OKE, P. R., SCHILLER, A., GRIFFIN, D. A., AND BRASSINGTON, G. B. 2005. Ensemble data assimilation for an eddy-resolving ocean model of the Australian region, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 131, 3301-3311.
- TAYLOR KE. 2001. Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *J. Geophys. Res.*, 106, 7183-7192.

ESTABELECIMENTO DE UM PREDITOR BASEADO EM DADOS ATMOSFÉRICOS PARA A ESTIMATIVA DE ONDAS E MARÉ METEOROLÓGICA – APLICAÇÃO À COSTA DE SANTA CATARINA

Gomes da Silva¹, P.; Fetter¹, A.; Klein¹, A.H.F.; Méndez², F.J.

*¹Universidade Federal de Santa Catarina, Campus Universitário Trindade, Florianópolis, SC
CEP 88040-900 - silvapgomes@gmail.com, antoniofetter@gmail.com, ahfklein@gmail.com*

*²Universidad de Cantabria, Av. Los Castros, 44, Santander, Espanha, CP 39005-
fernando.mendez@unican.es*

RESUMO

As ondas e a maré meteorológica são componentes importantes da inundação costeira e estão fortemente relacionadas com as condições atmosféricas que as geram. Com base nisso, o presente trabalho teve por objetivo estabelecer um preditor baseado em condições atmosféricas no Atlântico Sul para estimar, de forma rápida, ondas e maré meteorológica na costa de Santa Catarina. O preditor foi definido com base em dados de pressão e gradiente de pressão de reanálises atmosféricas, levando em consideração mapas de isócronas de ondas e maré meteorológica. Adicionou-se, assim, informação sobre o tempo de propagação entre a zona de geração de ondas e marés e o ponto de interesse próximo à costa. Uma análise de componentes principais foi aplicada para reduzir a dimensionalidade do preditor. As PCs foram então relacionadas com o clima de ondas e maré meteorológica em um ponto localizado em frente à costa catarinense através de uma regressão multivariada. O modelo de regressão baseado no novo preditor foi capaz de explicar a altura e período de ondas, assim como a maré meteorológica com coeficiente de correlação de Pearson maior que 0.74 para o período de calibração e maior que 0.58 para o período de validação. Os resultados demonstram a aplicabilidade deste tipo de metodologia e do preditor estabelecido para representar as diferentes componentes da inundação costeira.

Palavras chave: downscaling estatístico, regressão multivariada, padrões atmosféricos.

INTRODUÇÃO

A inundação costeira é o resultado da interação de múltiplos processos oceanográficos. Entre as principais componentes da inundação na costa está o nível do mar resultante da ação das ondas e da maré meteorológica. A análise de eventos extremos de inundação costeira demanda, por tanto, a utilização de séries longas de maré meteorológica e ondas em pontos próximos à linha de costa. Tais dados são normalmente obtidos a partir de reanálises globais transferidos a escalas regionais e locais através de metodologias de downscaling. Entre as abordagens de downscaling disponíveis na literatura estão o downscaling dinâmico e o downscaling estatístico. O downscaling dinâmico trata da propagação dos dados de reanálises globais até a costa através de modelos numéricos que representam todo o processo físico de transformação das ondas e a circulação hidrodinâmica. Tal abordagem é complexa e pode demandar alto custo computacional. Já o downscaling estatístico trata de relacionar diretamente dados de escala global e dados de escala local, estabelecendo assim modelos simples de transformação (como os modelos de regressão). Apesar de simplificada, esta segunda abordagem é mais rápida e exige baixo custo computacional, sendo bastante útil uma

vez que a eficácia da relação é comprovada.

Conhecendo o fato de que o clima de ondas e o nível de maré meteorológica em um ponto próximo à costa estão fortemente relacionados com as condições atmosféricas no período que antecede o evento de inundação, alguns trabalhos tratam de relacionar dados atmosféricos diretamente com dados oceanográficos na costa (*e.g.* Rueda *et al.*, 2016). Tais trabalhos se baseiam no fato de que a variabilidade das variáveis atmosféricas pode ser explicada pelos modos principais de oscilação e pela variação temporal dos mesmos, e relacionam tais modos com as componentes do nível do mar. A principal vantagem deste tipo de abordagem está na possibilidade de relacionar diretamente os eventos de inundação com as diferentes condições atmosféricas atuantes na zona de estudo. A aplicação deste tipo de metodologia pode ser bastante relevante, especialmente em costas onde a disponibilidade de dados medidos é limitada, como é o caso da costa sul do Brasil. Para uma aplicação deste tipo é necessário, como primeiro passo, estabelecer um preditor atmosférico que seja capaz de representar ambas componentes, ondas e maré meteorológica, na costa.

OBJETIVOS

Estabelecer um preditor único baseado em dados atmosféricos capaz de explicar o clima de ondas e a maré meteorológica na costa do estado de Santa Catarina.

METODOLOGIA

i) **Preditando (ondas e maré meteorológica no ponto de interesse):** Em um primeiro momento, definiu-se um ponto de interesse próximo à costa (80m profundidade - ver localização na Figura 1A), no qual o preditor deveria ser capaz de representar o clima de ondas e a maré meteorológica. Em tal ponto foram obtidos dados de ondas (H_s e T_p) e maré meteorológica das reanálises ROW (*Regional Ocean Waves*) e GOST (*Global Ocean Surge and Tide*). Estas bases de dados foram desenvolvidas especificamente para a costa catarinense dentro do projeto C3StaCatarina (Losada e Izaguirre, 2016), e foram devidamente validadas com dados medidos em campo. Médias diárias das séries foram calculadas para serem utilizadas como base (preditando) nas análises.

ii) **Dados atmosféricos e tempos de propagação:** O preditor foi estabelecido com base em médias diárias calculadas a partir de dados pressão e gradiente de pressão da *Climate Forecast System Reanalysis* (CFSR). Inicialmente utilizaram-se os dados da zona que cobre todo o Atlântico Sul (zona de geração de ondas que alcançam a costa de Santa Catarina) e, a seguir, somente os dados cobrindo a zona costeira do sul do continente americano (zona de propagação da onda de maré). Para levar em conta o tempo entre a ocorrência do evento de pressão nos diferentes pontos das áreas analisadas e a “chegada” das ondas e maré no ponto de interesse na costa, duas abordagens foram aplicadas: i) em um primeiro momento aplicou-se o método ESTELA (Pérez *et al.*, 2014) para definir isócronas de propagação de ondas no Atlântico Sul; ii) a seguir, uma análise de correlação entre dados de maré meteorológica junto a costa sul do continente foi realizada para obter as isócronas de propagação da onda de maré. Tais tempos de propagação foram considerados no preditor. Isso significa que, para aqueles pontos incluídos na zona de geração com distância de t dias do ponto de interesse, utilizou-se o dado de pressão de t dias antes. Por exemplo, para os pontos incluídos na zona com distância de propagação de 1 dia, foram utilizados os dados de pressão referentes ao dia anterior (1 dia antes); para os pontos incluídos na zona com distância de propagação de 2 dias, foram utilizados os dados de pressão de 2 dias antes, e assim por diante.

iii) Análise de componentes principais: Aplicou-se uma análise de componentes principais aos dados de pressão do Atlântico Sul e aos dados inseridos na zona de propagação da maré meteorológica com o objetivo de reduzir a dimensionalidade dos dados. Apenas os modos que representam 99% da variabilidade dos dados foram utilizados (711 PCs do preditor de ondas e 58 do preditor de maré meteorológica). Todas as 769 PCs foram utilizadas na análise de regressão. A figura 1 mostra os principais modos de variação do preditor final.

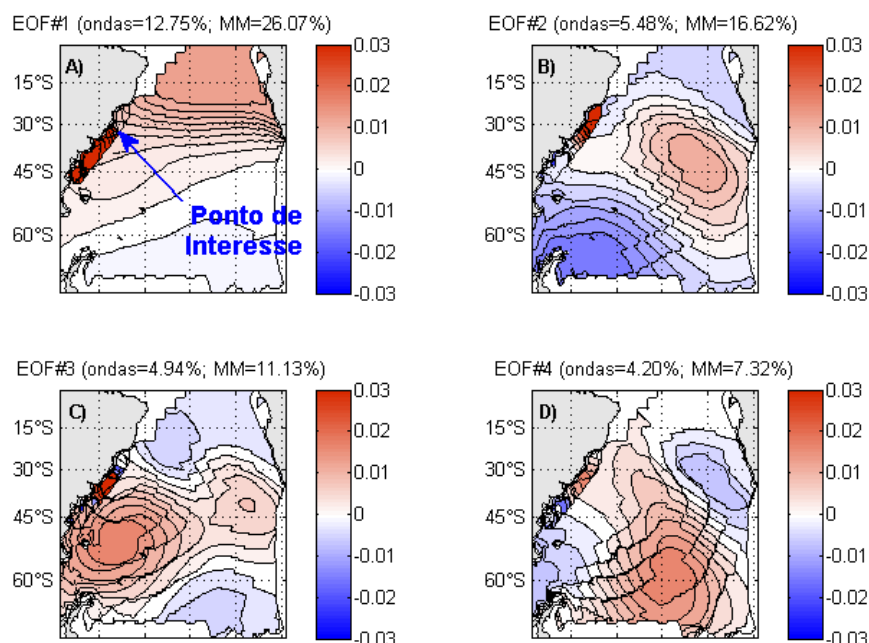


Figura 1: EOFs obtidas da análise com dados de pressão na zona de geração e propagação de ondas (todo Atlântico Sul) e da análise com dados de pressão na zona de propagação da onda de maré meteorológica- MM (Costa Sul do Continente).

iv) Modelo de regressão multivariada: Finalmente uma análise de regressão entre as PCs dos dois preditores e as variáveis no ponto de interesse foi realizada para verificar a eficiência do preditor em descrever as componentes da inundação.

RESULTADOS

Os resultados da correlação entre dados da reanálise e dados calculados a partir da regressão estão apresentados na tabela 1. De maneira geral o modelo de regressão demonstrou eficiência ao representar as variáveis de interesse ($r > 0.74$ para o período de calibração e $r > 0.58$ para o período de validação). O teste de significância indicou p crítico igual a 0 em todas as correlações testadas. A Figura 2 apresenta um exemplo de comparação entre dados da reanálise ROW e os dados calculados com base no novo preditor (exemplo para Hs).

Tabela 1: Resultados da correlação entre dados da reanálise e dados calculados com base no modelo de regressão para as diferentes componentes da inundação costeira.

R calibração (N=7639)			R validação (N=4016)		
Hs	Tp	SS	Hs	Tp	SS
0.83	0.74	0.88	0.77	0.68	0.58

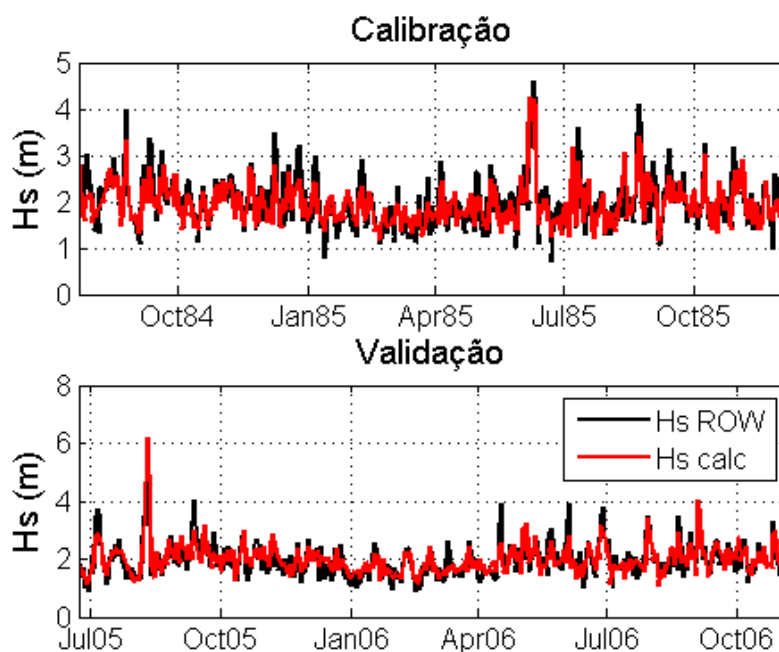


Figura 2: Comparação entre dados de Hs da reanálise ROW e os dados calculados com o modelo de regressão multivariada.

CONCLUSÕES

Os resultados apresentados aqui demonstram a aplicabilidade da metodologia em questão e do preditor estabelecido para representar as variáveis oceanográficas relacionadas à inundação costeira. Além da utilização para a geração de dados oceanográficos ao (através do downscaling estatístico), são inúmeras as possibilidades de aplicação do preditor, uma vez comprovada sua eficácia em explicar o clima de ondas e a maré local. Entre elas pode-se citar a classificação das EOFs em grupos que representam os diferentes padrões atmosféricos responsáveis pela geração de ondas e maré no ponto de interesse, trabalho a ser realizado nas seguintes etapas deste estudo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- PERÉZ, J., MENÉNDEZ, M., MÉNDEZ, F.J., LOSADA, I.J. 2014. ESTELA: A method for evaluating the source and travel-time of the wave energy reaching a local area. *Ocean Dynamics*, 64:1181-1191.
- RUEDA, A., CAMUS, P., TOMÁS, A., VITOUSEK, S., MÉNDEZ, F.J. 2016. A multivariate extreme wave and storm surge climate emulator based on weather patterns. *Ocean Modelling*, 104: 242-251.
- LOSADA, I.J.; IZAGUIRRE, C. 2016. Efectos del cambio climático en la costa de América Latina y el Caribe: generación de las bases de datos climáticos para el análisis de riesgo en las costas de Santa Catarina (Brasil), CEPAL. Disponível em: www.cepal.org/es/publicaciones/40642-efectos-cambio-climatico-la-costa-america-latina-caribe-generacion-bases-datos

AVALIAÇÃO DA PREVISÃO DE VENTOS NUM HORIZONTE DE 24 H DOS MODELOS GFS E ICON PARA A REGIÃO DO OCEANO ATLÂNTICO SUL

Lopes^{1*}, I. R.; Marangoni, P; Cabral, B.; Nogueira, I. C. M.; Kaiser, J; Parente¹, C. E.; Gallo¹, M. N.

¹Laboratório de Instrumentação Oceanográfica- LIOc (COPPE – UFRJ) - Avenida Athos da Silveira Ramos, Centro de Tecnologia, Bloco I, sala 104e – Cidade Universitária, Ilha do Fundão, Rio de Janeiro – RJ CEP 21945-970

**italoreislopes@gmail.com*

RESUMO

O conhecimento das condições meteoceanográficas no oceano Atlântico Sul é substancial para a segurança e otimização de operações no mar. Dentre as variáveis meteoceanográficas, o vento em superfície compõe um importante papel tanto direto, na análise de riscos, quanto indireto, no fornecimento de dados de contorno para modelos oceânicos e de ondas. Dessa forma, é de grande relevância avaliar as previsões de ventos disponibilizadas atualmente a fim de definir qual delas melhor representa as características da região. Neste sentido, o presente trabalho avalia a qualidade das previsões de intensidade do vento para 24 horas dos modelos GFS e ICON para o Atlântico Sul no período de março a julho de 2019 (5 meses), confrontando-as com dados de escaterômetro. Os resultados mostram que apesar dos modelos apresentarem bons resultados para a maior parte do Atlântico Sul, os maiores erros se concentram na costa e em regiões de formação de ondulação.

Palavras chave: GFS, ICON, ASCAT, AVALIAÇÃO

INTRODUÇÃO

A economia da maioria dos países banhados pelo Oceano Atlântico Sul, como é o caso do Brasil, se baseia na exploração e comercialização de *commodities*, como petróleo, gás, minérios, dentre outros. Assim, o conhecimento das condições meteoceanográficas é substancial para a segurança e otimização das atividades que são desenvolvidas tanto nas zonas costeiras como em região *offshore*.

Neste âmbito, a previsão dos ventos à 10 metros (V10M) se soma em importância às previsões de ondas e correntes. Em relação à modelagem de ondas, por exemplo, a energia para o campo de ondas é alcançada através da tensão de cisalhamento superficial aplicada pelo vento, que varia aproximadamente com o quadrado da intensidade do mesmo. Dessa forma, um erro de 10% na especificação do vento leva, em teoria, a erros de 40% na energia das ondas e, conseqüentemente, em parâmetros importantes para o dimensionamento de estruturas e planejamento de atividades, como é o caso da altura significativa das ondas (CAMPOS, 2014). Portanto, as previsões atmosféricas de V10M compõem um importante papel tanto direto, na análise de riscos, quanto indireto, no fornecimento de dados de contorno para modelos oceânicos e de ondas.

No contexto da modelagem atmosférica, modelos globais de previsão como o *Global Forecast System* (GFS) e o *Icosahedral Non-Hydrostatic Model* (ICON) são dois dos modelos mais utilizados para fins tanto científicos quanto de operação. Tais modelos apresentam diferenças em suas resoluções temporais e espaciais, parametrizações físicas, esquemas

numéricos e de assimilação de dados. Sabendo que estas diferenças influenciam as características dos ventos superficiais, é necessário que se faça uma avaliação da qualidade das previsões para a correta utilização das mesmas, principalmente nas regiões de interface oceano-terra onde as mudanças de rugosidade apresentam uma fonte conhecida de erro (WERTH e GARRETT, 2011).

OBJETIVOS

Avaliar a qualidade das previsões de intensidade dos ventos para o horizonte de 24 horas do GFS e do ICON, confrontando-as com dados do *Advanced Scatterometer* (ASCAT) a bordo dos satélites METOP-A e METOP-B para a região do Atlântico Sul no período de março à julho de 2019 (5 meses).

METODOLOGIA

Os dados utilizados neste estudo são os de intensidade dos ventos fornecidos pelo escaterômetro ASCAT a bordo dos satélites de órbitas polares METOP-A e METOP-B da *European Organization for the Exploitation of Meteorological Satellites* (EUMETSAT).

Os dados diários de V10M do ASCAT são interpolados para uma grade regular com resolução espacial de 12.5 km sobre o oceano com nível de tratamento L3. Cada dia contém dois conjuntos de dados referentes às passagens ascendente e descendente. Os dados do ASCAT são disponibilizados no site do COPERNICUS, um dos maiores programas espaciais atualmente em curso e antes conhecido como GMES (*Global Monitoring for Environment and Security*).

O GFS é um modelo espectral global do *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP). Possui resolução horizontal T1534 de, aproximadamente, 13 km, vertical de 64 níveis híbridos (sigma-pressão) e é resolvido utilizando uma técnica de diferenças finitas com uma grade Arakawa C retangular na horizontal (NCEP, 2016). Como condição inicial, utiliza o *Gridpoint Statical Interpolation* (GSI), onde um módulo de assimilação de dados variacional de três dimensões (3DVAR) assimila dados observados ajustando-os para manter a solução do modelo dinamicamente balanceada (KLEIST et al., 2009). Os dados incluem satélites, estações meteorológicas, dados de aeronaves, navios e radio sondas.

O modelo é simulado 4 vezes ao dia (00, 06, 12 e 18 UTC) com seus resultados sendo pós processados e interpolados para uma grade de 0.25° (aproximadamente 25 km) e resolução temporal de 3 horas. Os dados de previsões passadas do GFS podem ser encontrados no site da *Research Data Archive* (RDA) do *National Center for Atmospheric Research* (NCAR).

O ICON (ZÄNGL et al., 2015) é um modelo de abrangência global desenvolvido em conjunto pelo *German Weather Service* (DWD) e o *Max Planck Institute for Meteorology* (MPI-M). Possui resolução horizontal de 13 km, vertical de 90 níveis híbridos (sigma-pressão) e é resolvido utilizando uma técnica de diferenças finitas com uma grade Arakawa C triangular na horizontal. Para a condição inicial, também utiliza assimilação de dados 3DVAR. Este modelo é simulado 4 vezes ao dia (00, 06, 12 e 18 UTC) com resolução espacial de 13 km e resolução temporal horária. Os dados de previsões passadas do ICON podem ser encontrados no site da DWD através da plataforma pamore.

No estudo, será avaliado o horizonte de 24 horas de previsão das simulações realizadas às 00 UTC para o período de março a julho de 2019 (5 meses). Para comparação entre os dados medidos e observados, será feita uma interpolação dos dados de escaterômetro para a grade de resolução de cada modelo utilizando o programa *Climate Data Operator* (CDO). Além disso, a fim de delimitar um intervalo máximo de horário para realizar as comparações entre os dados observados e os resultados dos modelos, os dados medidos serão considerados

como referentes a hora cheia mais próxima. Ou seja, uma medição às 00:29 será comparada aos resultados dos modelos para às 00:00 enquanto uma medição de 00:31 será comparada com os resultados para 01:00. Desta forma, é possível agrupar os dados com pares medição-modelo que possuem o mesmo ponto espacial e temporal de forma que análises estatísticas possam ser elaboradas.

Com o auxílio da estatística, é possível estudar dois tipos de erro de uma previsão: os erros aleatórios e os erros sistemáticos. As métricas estatísticas a serem calculadas serão as dadas por WILKS (2011) sendo o Erro Médio - EM, Raiz do Erro Quadrático Médio - REQM, e Correlação Temporal de Pearson - CORR (Equações 1, 2 e 3). Portanto, ao fim das comparações, serão gerados mapas das métricas estatísticas sendo possível avaliar as características dos erros espacialmente.

$$EM = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (P_i - O_i) \quad (\text{EQUAÇÃO 1})$$

$$REQM = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2} \quad (\text{EQUAÇÃO 2})$$

$$CORR = \frac{\sum_{i=1}^n (P_i - \bar{P}) \times (O_i - \bar{O})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (P_i - \bar{P})^2} \times \sqrt{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2}} \quad (\text{EQUAÇÃO 3})$$

RESULTADOS

A Figura 1 apresenta a REQM da intensidade do vento (m/s) para a previsão de 24 horas do GFS. Percebe-se que, na maior parte do Atlântico Sul, os erros são abaixo de 1.5 m/s. Porém, é possível notar que os maiores erros (acima de 1.5 m/s) se encontram próximos à costa, em latitudes altas, na região de ciclogênese próximo ao Uruguai apresentada por REBOITA (2008) e na região mais ao sul da África. Tais características são observadas também nos mapas de EM e CORR (Figuras não apresentadas) com os valores de erro médio na maior parte do Atlântico Sul entre 1 e -1 m/s e correlações maiores que 90%.

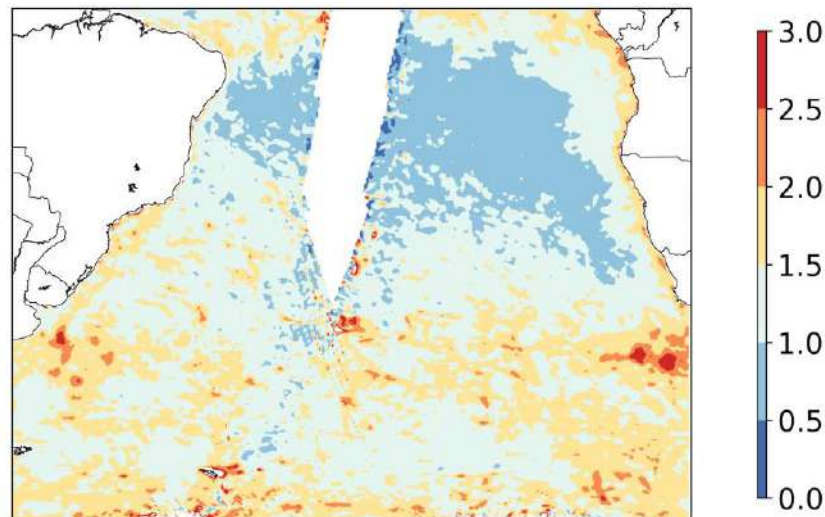


Figura 1 – Raiz do Erro Quadrático Médio (REQM) da intensidade do vento à 10 m (m/s) para a previsão de 24 horas do GFS.

CONCLUSÕES

Das análises realizadas, percebe-se que os modelos conseguem representar de maneira acurada o comportamento dos ventos à 10 m na maior parte do Atlântico Sul. Porém, os maiores erros se encontram nas regiões costeiras e na região de ciclogênese, próximo ao Uruguai. Considerando que os ventos em regiões costeiras são responsáveis pela geração de ondas locais, e que os ventos na região de ciclogênese geralmente são responsáveis pela geração de ondulações que chegam na costa brasileira, fica evidenciado que a determinação do modelo atmosférico mais representativo destas regiões impactará significativamente as modelagens oceânicas e de ondas. Além disso, o estudo de tais erros de forma espacial permite a discussão sobre possíveis formas de correção dos campos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

CAMPOS, R. M., 2014, ANÁLISE ESPACIAL DE EVENTOS EXTREMOS DE ONDA USANDO MODELAGEM NUMÉRICA. Tese de Doutorado, COPPE/UFRJ.

FIGA-SALDAÑA, J., WILSON, J. J., ATTEMA, E., et al., 2002, “The advanced scatterometer (ASCAT) on the meteorological operational (MetOp) platform: A follow on for European wind scatterometers” , Canadian Journal of Remote Sensing, v. 28, n. 3, pp. 404 – 412. doi: 10.5589/m02-035. Disponível em: <<https://doi.org/10.5589/m02-035>>.

KLEIST, D. T., PARRISH, D. F., DERBER, J. C., et al., 2009, “Introduction of the GSI into the NCEP Global Data Assimilation System” , Weather and Forecasting, v. 24, n. 6, pp. 1691 – 1705. doi: 10.1175/2009WAF2222201.1. Disponível em: <<https://doi.org/10.1175/2009WAF2222201.1>>.

NCEP, 2016. “The Global Forecast System (GFS) - Global Spectral Model(GSM)”. Disponível em: <<https://www.emc.ncep.noaa.gov/GFS/doc.php>>.

REBOITA, M. S., 2008, CICLONES EXTRATROPICAIS SOBRE O ATLÂNTICO SUL: SIMULAÇÃO CLIMÁTICA E EXPERIMENTOS DE SENSIBILIDADE. Tese de Doutorado, USP.

WERTH, D., GARRETT, A., 2011, “Patterns of Land Surface Errors and Biases in the Global Forecast System”, Monthly Weather Review, v. 139, n. 5, pp. 1569 – 1582. doi: 10.1175/2010MWR3423.1. Disponível em: <<https://doi.org/10.1175/2010MWR3423.1>>.

WILKS, D. S., 2011, Statistical methods in the atmospheric sciences. Amsterdam; Boston, Elsevier Academic Press. ISBN: 9780123850225140123850223. Disponível em: <https://www.amazon.com/Statistical-Atmospheric-Sciences-International-Geophysics/dp/0123850223/ref=pd_bxgy_14_img_3?encoding=UTF8&psc=1&refRID=ESPQQ0R2PB1TP1VJSGCZ>.

ZÄNGL, G., REINERT, D., RÍPODAS, P., et al., 2015, “The ICON (ICOsahedral Non-hydrostatic) modelling framework of DWD and MPI-M: Description of the non-hydrostatic dynamical core, Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, v. 141, n. 687, pp. 563 – 579. doi: 10.1002/qj.2378. Disponível em: <<https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/qj.2378>>

MODELAGEM NUMÉRICA DE TSUNAMI OCASIONADO PELO COLAPSO LATERAL DO VULCÃO CUMBRE VIEJA, LA PALMA, ILHAS CANÁRIAS: ANÁLISE NA COSTA BRASILEIRA

Bortoli¹, N.; Fetter¹, A.

*¹Universidade Federal de Santa Catarina - UFSC
Rua Eng. Agrônomo Andrei Cristian Ferreira, Trindade, Florianópolis - SC, 88040-900
nandaradebortoli@gmail.com*

RESUMO

Neste trabalho, foi estudado ondas do tipo tsunami geradas pelo potencial colapso do flanco localizado na porção oeste do vulcão Cumbre Vieja, La Palma, Ilhas Canárias, Espanha. Foram feitas simulações numéricas para três diferentes perturbações iniciais, variando o tamanho do volume correspondente ao colapso, utilizando o Regional Ocean Modeling System (ROMS), propagando as ondas até a costa do Brasil. Os parâmetros de altura e tempo de chegada foram analisados para cinco cidades brasileiras e três cenários de deslizamento para gerar a perturbação inicial no modelo foram adotados.

Palavras-chave: Tsunami, simulação numérica, deslizamento.

INTRODUÇÃO

Períodos de grande atividade vulcânica ocorreram ao longo da evolução geológica da Terra. Um grande número de ilhas oceânicas têm origem vulcânica, apresentando potencial de ocorrência de colapsos laterais destas formações rochosas, gerando deslizamentos rápidos e bastante energéticos no seu perímetro (WARD; DAY, 2001). Eventualmente, estes fluxos de massa encontram o oceano e geram tsunamis de alta intensidade, que se propagam por longas distâncias e estes eventos são capazes de cruzar uma bacia oceânica em poucas horas.

O Vulcão Cumbre Vieja, localizado na Ilha de La Palma (28°39' N 17°51' O, Fig. 1), pertence ao Arquipélago das Canárias (DAY *et al.*, 1999). Sabe-se que parte deste vulcão deslizará para dentro do Oceano Atlântico, em algum momento no futuro e irá potencialmente gerar um tsunami catastrófico, que tem inquietado a comunidade científica por anos (WARD; DAY, 2001; ABADIE *et al.*, 2012). Sua área instável corresponde a 20 km de comprimento e 8 km de largura. Para tanto o modelo de circulação oceânica foi inicializado com três cenários distintos. Nesta análise, o modelo foi configurado para gerar séries temporais de nível em: Recife, Salvador, Rio de Janeiro, Santos e Florianópolis.

OBJETIVOS

Investigar o impacto e tempo de propagação de um tsunami, gerado devido a um colapso parcial do Vulcão Cumbre Vieja, até cidades selecionadas da costa brasileira.

METODOLOGIA

Um dos aspectos físicos mais importantes referentes a propagação de um tsunami até regiões

costeiras é a largura da plataforma continental em questão. Segundo Goes & Ferreira-Jr. (2017), a plataforma continental da região norte do Brasil apresenta uma largura variando de 300 km, em sua porção oeste, até 80 km na porção leste. A orientação da linha de costa sofre variações de direção importantes, que potencializam ou reduzem o impacto de ondas de larga escala oriundas da região das Ilhas Canárias.

As simulações numéricas dos tsunamis foram feitas utilizando-se o Regional Ocean Modeling System (ROMS) (SHCHEPETKIN; MCWILLIAMS, 2005), com resolução horizontal média de $1/10^\circ$. Foram realizadas três simulações no modo bidimensional, as quais foram inicializadas com anomalias de elevação superficial produzidas por deslizamentos subaéreos de 20km^3 , 40km^3 e 80km^3 , inicializadas a partir do repouso. Para o cálculo das anomalias de elevação superficial, foi considerado que o centro de gravidade destas massas estava situado a uma altura de 500 m acima do nível do mar, onde as perturbações iniciais tem um formato gaussiano e foi calculado suas respectivas energias potenciais.

O modelo foi integrado por 18 h e as boias virtuais foram posicionadas próximas as cidades de interesse, sobre o talude continental. Foi empregado um passo de tempo de 30s em todas as rodadas do modelo, suficiente para garantir a estabilidade das integrações numéricas.

RESULTADOS

Tabela 1: Alturas máximas (Hm) dos tsunamis calculadas em pontos sobre o talude continental, e tempos de propagação (Tp) desde de sua região de geração até estes pontos, para os três cenários de condições iniciais considerados. As isóbatas dos pontos de observação são apresentadas entre parênteses ao lado dos nomes das cidades.

	20 km ³		40 km ³		80 km ³	
	Tp	Hm	Tp	Hm	Tp	Hm
Recife (140m)	6h8min	4,85 m	6h8min	6,0 m	6h8min	9,8 m
Salvador (246m)	7h6min	1,24 m	7h6min	1,76 m	7h6min	2,5 m
Rio de Janeiro (114m)	8h46min	0,55 m	8h46 min	0,76 m	8h46min	1,08 m
Santos (89m)	9h48min	0,33 m	9h48min	0,46 m	9h48min	0,65 m
Florianópolis (104m)	10h27min	0,49 m	10h27min	0,7 m	10h27min	0,98 m

O tempo de propagação é independente da quantidade de energia potencial da perturbação inicial, sendo o mesmo em todas as cidades nas três simulações (Tab. 1). A região da cidade de Recife seria impactada por uma onda de amplitude considerável (4,85m), pois sofreria a incidência quase que direta da onda gerada. A energia da onda incidente decai rapidamente nas cidades mais ao sul. As ondas para atingirem essas regiões sofrem difração significativa (Fig. 1), reduzindo assim a quantidade de energia transportada pelas ondas. As amplitudes observadas em Santos seriam inferiores as amplitudes observadas em Florianópolis (Tab. 1), provavelmente devido ao processo de difração. As Figs. 2, 3 e 4 mostram as séries temporais de elevação superficial calculadas. As ondas incidentes de maior amplitude para Recife, Salvador e Florianópolis são, respectivamente, a segunda, a terceira e a segunda, enquanto que para Rio de Janeiro e Santos é a primeira onda.

Figura 1: a) Observação da chegada das ondas próximo da região de Cabo Frio (área quadrada em vermelho). b) Aproximação da região no tempo de 9h30min, c) no tempo de 10h10min e d) no tempo de 11h.

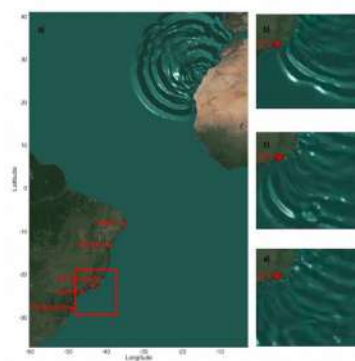


Figura 2: Séries temporais de elevação superficial (m) geradas pela simulação de 20 km³ de deslizamento rochoso subaéreo em: Recife, Salvador, Rio de Janeiro, Santos e Florianópolis.

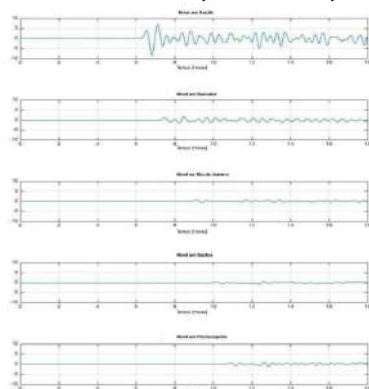
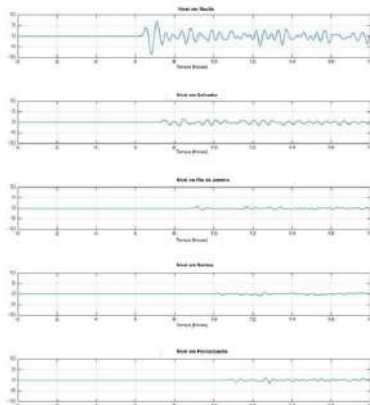


Figura 3: Séries temporais de elevação superficial (m) geradas pela simulação de 40 km³ de deslizamento rochoso subaéreo em: Recife, Salvador, Rio de Janeiro, Santos e Florianópolis.

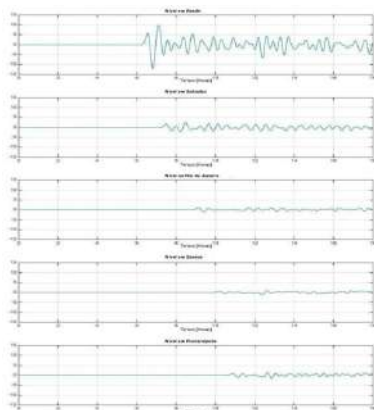


CONCLUSÕES

Todos os experimentos apresentaram tempos iguais de deslocamento do tsunami até as diferentes cidades consideradas, independentemente da quantidade de energia potencial das perturbações iniciais.

A orientação da linha de costa desempenha um papel importante na determinação das alturas das ondas incidentes.

Figura 4: Séries temporais de elevação superficial (m) geradas pela simulação de 80 km³ de deslizamento rochoso subaéreo em: Recife, Salvador, Rio de Janeiro, Santos e Florianópolis.



No caso em discussão, com a perturbação inicial localizada próximo da Ilha de La Palma, a costa norte brasileira, até Natal, está diretamente voltada para a região de geração sendo, portanto, a parte da costa que sofreria o maior impacto. A cidade de João Pessoa representa um ponto importante de mudança de orientação da costa, assim como Cabo Frio. Esses dois pontos provocam difração da onda incidente, diminuindo significativamente a quantidade de energia incidente por comprimento de crista de onda. Desta forma, a onda incidente de maior amplitude foi calculada em Recife (4,85m; 6,9m e 9,8m; para os experimentos de 20 km³, 40 km³ e 80 km³) com um rápido decaimento de altura de onda nas cidades mais ao sul. Outro aspecto observado foi que, para as cidades em que as ondas incidentes sofreram forte difração, devido a mudança de orientação da linha de costa, a onda de maior amplitude sempre foi a primeira, enquanto que para as demais cidades a segunda e terceira ondas foram mais intensas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABADIE, S. M.; HARRIS, J.C.; GRILLI, S.T.; FABRE, R. 2012. Numerical modeling of tsunami waves generated by the flank collapse of the Cumbre Vieja Volcano (La Palma, Canary Islands): Tsunami source and near field effects. *Journal of Geophysical Research*. 117: 1-26.
- DAY, S.J.; CARRACEDO, J.C.; GUILLOU, H. & GRAVESTOCK, P. 1999. Recent structural evolution of the Cumbre Vieja volcano, La Palma, Canary Islands: volcanic rift zone reconfiguration as a precursor to volcano flank instability. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 94: 135–167.
- GOES, E. R & FIGUEIREDO, A. V. 2017. Caracterização morfo sedimentar da Plataforma Continental Brasileira. *Revista Brasileira de Geografia Física*. 10: 1595-1613.
- SHCHEPETKIN, A. F. & MCWILLIAMS, J. C. 1994. The regional oceanic modeling system (ROMS): a split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model. *Ocean Modelling*. 9: 347-404.
- WARD, S. N. & DAY, S. Cumbre Vieja Volcano-Potential collapse and tsunami at La Palma, Canary Islands. *Geophysical Research Letters*. 28: 3397-3400.

MODELAGEM HIDRODINÂMICA APLICADA À MARGEM EQUATORIAL BRASILEIRA

Nehme¹, D. M.; Toste¹, R.; Sancho¹, L.; Assad^{1,2}, L. P. F.; Landau¹, L.

¹Universidade Federal do Rio de Janeiro - Laboratório de Métodos Computacionais em
Engenharia - LAMCE

Rua Paulo Emídio Barbosa, 485, Quadra 8, Lote 1 - Cidade Universitária, RJ CEP 21941-907

²Universidade Federal do Rio de Janeiro - Departamento de Meteorologia
Av. Athos da Silveira Ramos, 274 - Cidade Universitária, RJ CEP 21941-916
medeiros.douglas3@gmail.com

RESUMO

A região marinha da margem equatorial Brasileira surge como a próxima fronteira de atuação da indústria de óleo e gás no Brasil. A hidrodinâmica costeira e oceânica desta área é significativamente complexa, impondo desafios às operações de toda a cadeia produtiva. Dentre os forçantes ambientais atuantes sobre a circulação local, tem-se: a Corrente Norte do Brasil, os Ventos Alísseos, as marés, e a descarga fluvial, com destaque para o Rio Amazonas. A fim de resolver tanto os fenômenos de mesoescala como a hidrodinâmica costeira dessa área o *Regional Ocean Modeling System* (ROMS) foi implementado para uma grade com resolução espacial de 3km, dentro dos limites longitudinais 52°W e 42°W e latitudinais 3°S e 4°N, para o período entre 01/04/2016 e 30/06/2017. Como contorno oceânico foram utilizados os resultados de uma grade mais abrangente, com resolução de 9km e com assimilação dados. Os resultados desse sistema de modelagem representaram de maneira consistente a variabilidade das principais feições oceanográficas da região, sendo validados junto a dados coletados local e remotamente.

Palavras chave: *Regional Ocean Modeling System*, circulação costeira, aninhamento

INTRODUÇÃO

A indústria de óleo e gás no Brasil concentra suas operações em áreas oceânicas, especialmente na região *offshore* das bacias sedimentares marinhas de Campos e Santos, na região sudeste (SANTOS *et al.*, 2015). A exploração realizada nesses campos corresponde a mais de 90% da produção nacional (SANTOS *et al.*, 2015). Entretanto, mesmo com a descoberta das reservas do pré-sal, novas áreas tornam-se cada vez mais atrativas à exploração, especialmente nas regiões norte e nordeste do Brasil.

Como consequência da região marinha da margem equatorial brasileira estabelecer-se como a próxima fronteira dessa indústria, estudos sobre os impactos de suas operações sobre os ambientes oceânicos e costeiros são de extrema relevância. A existência de grandes extensões de manguezais na costa dos estados das regiões norte e nordeste do Brasil tornam tais medidas ainda mais

relevantes, visto a vulnerabilidade desses ecossistemas a possíveis vazamentos de óleo e sua importância pela grande biodiversidade. Destaca-se que este estudo foi produzido no contexto do projeto Desenvolvimento de Metodologia para o Entendimento dos Processos Costeiros e Definição da Vulnerabilidade de Manguezais das Bacias do Pará-Maranhão e Foz do Amazonas (Projeto Costa Norte - PESSOA *et al.*, 2018), em parceria com as empresas Prooceano e Enauta e laboratórios da Universidade do Estado do Rio de Janeiro e da Universidade Federal do Pará.

OBJETIVOS

O presente estudo tem como objetivo principal produzir simulações numéricas acuradas do ambiente oceanográfico da margem equatorial brasileira a fim de subsidiar avaliações dos ecossistemas costeiros. De maneira prática, os resultados hidrodinâmicos gerados serão aplicados em estudos de dispersão de óleo e inundação costeira.

METODOLOGIA

No contexto do Projeto Costa Norte, foi desenvolvido um sistema de modelagem hidrodinâmica mustiescalar para a margem equatorial Brasileira, onde grades numéricas foram aninhadas de forma a otimizar a avaliação de processos oceânicos e costeiros em diferentes escalas espaciais e temporais. Dentre as implementações, a que abrangeu a área delimitada pelas longitudes 52°W e 42°W e latitudes 3°S e 4°N, apresentou 30 níveis verticais e resolução horizontal de 1/36° ($\approx 3\text{km}$) (Figura 1) é tratada aqui.

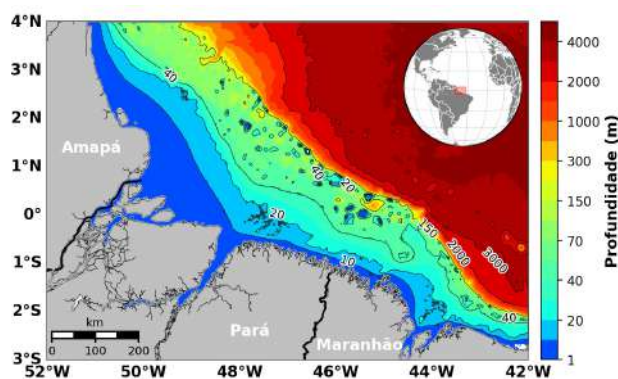


Figura 1: Área de estudo representativa dos limites da grade numérica e a delimitação dos estados brasileiros com linha de costa dentro da região avaliada.

Esta grade foi implementada no ROMS (SHCHEPETKIN e MCWILLIAMS, 2005) para o período de 01 de abril de 2016 a 30 de junho de 2017, onde os três primeiros meses foram dedicados ao ajustamento numérico do modelo e os doze meses seguintes para as análises e validações. Utilizaram-se como contorno oceânico os resultados de uma grade mais ampla do mesmo projeto, de resolução horizontal 1/12° ($\approx 9\text{km}$) e que assimilou dados *in situ* e remotos da região. A Tabela 1 apresenta outras configurações utilizadas na simulação.

Tabela 1: Configurações da simulação utilizada no presente estudo

<i>Input</i>	<i>Fonte</i>	<i>Resolução</i>	<i>Frequência</i>
Condição Inicial	<i>Mercator Ocean Analysis</i>	1/12°	-
Contorno Oceânico	Projeto Costa Norte	1/12°	Diária
Forçante Atmosférico	NCEP <i>Reanalysis</i> 2	≈ 1,9°	6 Horas
Forçante de Maré	TPXO 7.2	1/12°	-
Forçante de Rio	Amazonas	LAPMAR/UFPA ¹	Pontual
	Tocantins	LAPMAR/UFPA	Pontual
	Pindaré	HYBAM ² e ANA ³	Pontual
			Mensal

¹ Laboratório de Pesquisa em Monitoramento Ambiental Marinho da Universidade Federal do Pará.

² Serviço de observação dos controles geodinâmico, hidrológico e biogeoquímico da erosão/alteração e dos transportes de matérias nas bacias dos rios Amazonas, Orinoco e Congo.

³ Agência Nacional de Águas

Os resultados foram validados frente as observações remotas diárias de temperatura da superfície do mar (SST) e elevação da superfície livre (SSH) obtidas através das bases *The Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis* (OSTIA, DONLON *et al.*, 2012) e *Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic data* (AVISO), através do cálculo dos respectivos *bias*.

RESULTADOS

Os resultados foram validados frente às observações citadas, bem como avaliou-se o ajustamento numérico da simulação através da energia cinética integrada em toda área (Figura 2).

Tais análises demonstraram que além da simulação estar energeticamente estabilizada ao longo dos quinze meses em que foi realizada (Figura 2a) seus resultados possuem elevada acurácia. Isso se comprova por eles apresentarem, para maior parte da área de estudo, *bias* da SST entre -0,8°C e 0,8°C (Figura 2b) e *bias* da variância de SSH entre -0.015 m^2 e 0.01 m^2 (Figura 2c). Sabendo que os dados do OSTIA possuem acurácia média de 0,57K (DONLON *et al.*, 2012), os resultados de SST ganham ainda maior relevância, pois parte do *bias* obtido pode estar relacionado à base de dados e não aos resultados da simulação. Destaca-se também que o máximo *bias* da variância de SSH na foz do rio Amazonas se deu pela sua intensa descarga fluvial ter sido inserida no modelo em uma região de pequenas profundidades, o que gera a elevação no nível do mar localmente, mas sem trazer erros nesta variável no restante da grade.

CONCLUSÕES

Tendo em vista o aumento das operações da indústria de óleo e gás na região marinha da margem equatorial brasileira e seus consequentes impactos sobre os ambientes costeiros, é de suma importância que tais efeitos sejam analisados e constantemente monitorados. Com isso, a existência de modelos hidrodinâmicos bem ajustados é imprescindível para este acompanhamento, fato que foi alcançado durante o presente estudo, visto a elevada acurácia dos resultados frente observações diárias de SST e SSH.

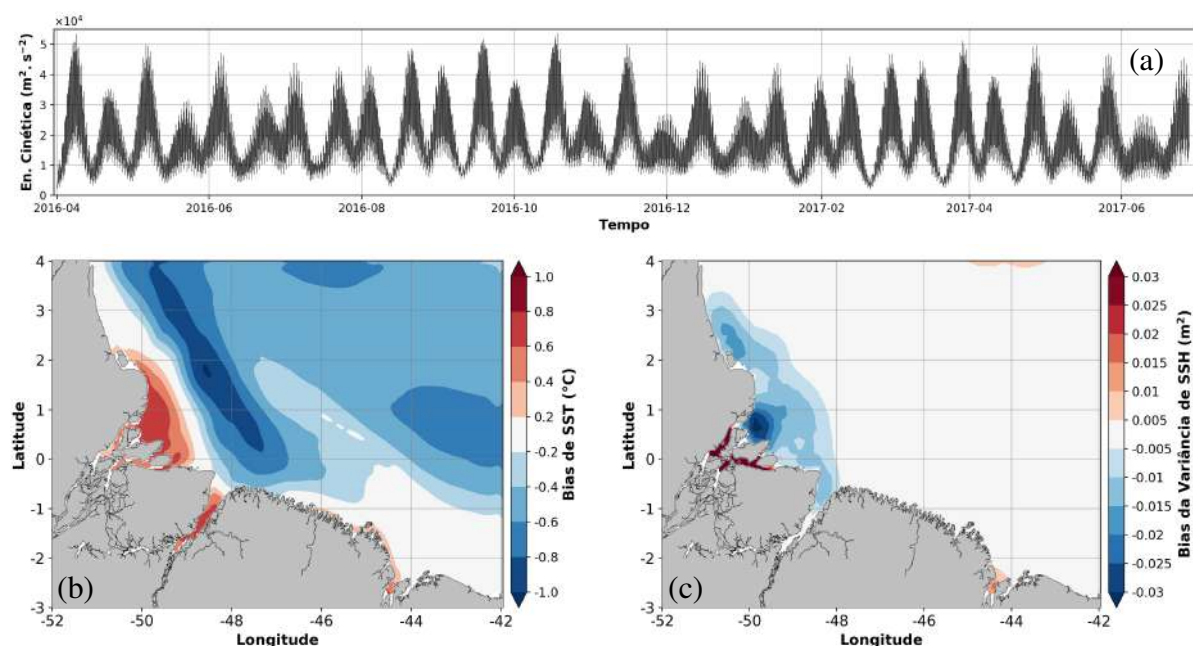


Figura 2: Somatório da energia cinética em toda a grade simulada para o período de 01 de abril de 2016 a 30 de junho de 2017 e *bias* da (b) SST entre os resultados modelados e os dados remotos do OSTIA e da (c) variância da SSH entre os dados modelados e os dados remotos do AVISO, ambos para o período de 01 de julho de 2016 a 30 de junho de 2017. O *bias* foi calculado pela diferença do resultado modelado e observação, nessa ordem.

Referências

- DONLON, C. J., MARTIN, M., STARK, J., et al., 2012, “The Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis (OSTIA) system”, *Remote Sensing of Environment*, v. 116, pp. 140–158. Advanced Along Track Scanning Radiometer(AATSR) Special Issue.
- PESSOA, M. C., GUEDES, A., QUEIROZ, D. S., et al., 2018, “Costa Norte Project: Enhancing Environmental Protection Against Oil Spills in the Northern Brazilian Coast Through the Combination of Data Collection, Numerical Forecasts and Impact Assessment.” Abu Dhabi. Society of Petroleum Engineers, SPE International Conference and Exhibition on Health, Safety, Security, Environment, and Social Responsibility.
- SANTOS, F. A., OLIVEIRA, A. L. S. C., SOARES, F. L. M., et al., 2015, “Projeto Azul: Operational Oceanography in an Active Oil and Gas Area Southeastern Brazil”. In: Liu, Y., Kerkering, H., Weisberg, R. H. (Eds.), *Costal Ocean Observing Systems*, Elsevier, cap. 7, pp. 99–118.
- SHCHEPETKIN, A. F., MCWILLIAMS, J. C., 2005, “The regional oceanic modeling system (ROMS): a split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model”, *Ocean Modelling*, v. 9, pp. 347–404.

IMPACTO DE DIFERENTES REANÁLISES ATMOSFÉRICAS GLOBAIS NA MODELAGEM HIDRODINÂMICA DO ATLÂNTICO SUL

Nehme¹, D. M.; Toste¹, R.; Assad^{1,2}, L. P. F.; Landau¹, L.

¹Universidade Federal do Rio de Janeiro - Laboratório de Métodos Computacionais em
Engenharia - LAMCE

Rua Paulo Emídio Barbosa, 485, Quadra 8, Lote 1 - Cidade Universitária, RJ CEP 21941-907

²Universidade Federal do Rio de Janeiro - Departamento de Meteorologia

Av. Athos da Silveira Ramos, 274 - Cidade Universitária, RJ CEP 21941-916
medeiros.douglas3@gmail.com

RESUMO

O conhecimento do padrão médio e da variabilidade dos processos marinhos possibilita a melhor gestão das atividades cotidianas e emergenciais realizadas no mar. Nesse contexto, a modelagem hidrodinâmica se põe como ferramenta extremamente útil no monitoramento dos oceanos, onde o forçante atmosférico é um fator preponderante para a produção de simulações acuradas, em especial nas primeiras centenas de metros. Nesse sentido, o presente estudo avalia o impacto da utilização de duas reanálises atmosféricas globais, o ERA-Interim (DEE *et al.*, 2011) e o ERA5 (COPERNICUS CLIMATE CHANGE SERVICE, 2017), sobre o estado do oceano Atlântico Sul em uma simulação utilizando o *Regional Ocean Modeling System* (ROMS - SHCHEPETKIN e MCWILLIAMS, 2005). Nessa, a área delimitada pelas longitudes 55°W e 20,25°E e as latitudes 34,8°S e 2,55°S foi modelada para o período de 2014 a 2018, com uma resolução horizontal de 0,25° (≈ 28 km) e 50 camadas verticais.

Palavras chave: *Regional Ocean Modeling System*, interação ar-mar, fluxos superficiais

INTRODUÇÃO

Sabendo que a atmosfera desempenha um papel imprescindível sobre a dinâmica dos oceanos, em especial nas primeiras centenas de metros (EKMAN, 1905; SVERDRUP, 1947), fica evidente a influência das condições de contorno superficiais sobre a modelagem do ambiente marinho (DEE *et al.*, 2014). Estudos já avaliaram os impactos de diferentes produtos atmosféricos sobre simulações hidrodinâmicas (METZGER, 2003; CHAUDHURI *et al.*, 2016), entretanto, nenhum orientado ao Atlântico Sul. ESCOFFIER e PROVOST (1998) e NEHME *et al.* (2018) avaliaram a acurácia de determinadas reanálises atmosféricas globais para essa região, permitindo inferências iniciais sobre os efeitos de cada produto sobre a modelagem hidrodinâmica local. Nesse sentido, NEHME *et al.* (2018) indicaram que a reanálise de maior resolução horizontal avaliada também foi a mais energética espacial e temporalmente, o que é capaz de atuar diretamente sobre o estado do oceano devido aos diferentes conteúdos de energia na atmosfera.

OBJETIVOS

O presente estudo busca quantificar o impacto de duas reanálises atmosféricas globais, o ERA-Interim e o ERA5, utilizadas como forçantes superficiais de simulações realizadas no ROMS, sobre a hidrodinâmica de parte do oceano Atlântico Sul.

METODOLOGIA

Com a intenção de avaliar as diferentes influências destes produtos sobre o estado do oceano Atlântico Sul entre as coordenadas 55°W, 20,25°E, 34,8°S e 2,55°S (Figura 1), simulações hidrodinâmicas foram produzidas para o período de 2014 a 2018, de maneira que possíveis extremos sazonais fossem minimizados nas análises. A grade foi configurada com resolução horizontal de 0,25° (≈ 28 km), 50 níveis verticais, batimetria do ETOPO1 (AMANTE e EAKINS, 2009) e condições inicial e de contorno do *Global Ocean 1/12° Physics Analysis and Forecast updated Daily* produzido pelo *Copernicus Marine Environment Monitoring Service*.

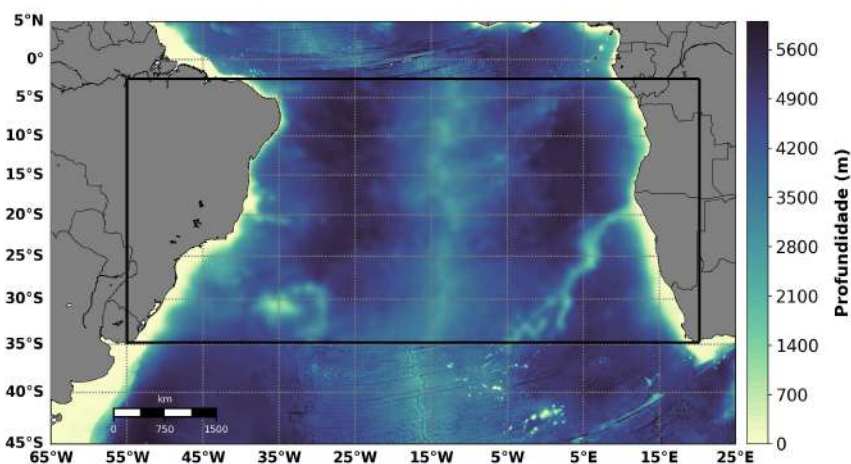


Figura 1: Mapa do oceano Atlântico Sul com a área da grade utilizada no ROMS destacada em preto. A batimetria no exterior da região modelada é a original do ETOPO1 (AMANTE e EAKINS, 2009), enquanto em seu interior tem-se o mesmo produto alisado com o qual foram produzidas as simulações.

Seus resultados foram validados em relação aos dados de temperatura da superfície do mar (TSM) do *The Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis* (OSTIA, DONLON *et al.*, 2012) e elevação da superfície livre do *Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic data* (AVISO).

RESULTADOS

Os resultados presentes na Figura 2 caracterizam o oceano Atlântico Sul de maneira semelhante em relação à salinidade da superfície do mar e as correntes superficiais que, em diferenças

absolutas, não atingem, respectivamente, $0,2 \text{ g.kg}^{-1}$ e $0,2 \text{ m.s}^{-1}$. Entretanto, é possível perceber relevante contraste de TSM, onde a simulação forçada superficialmente pelo ERA-Interim apresenta valores mais elevados em praticamente toda a porção leste do oceano, atingindo diferenças superiores a 2°C .

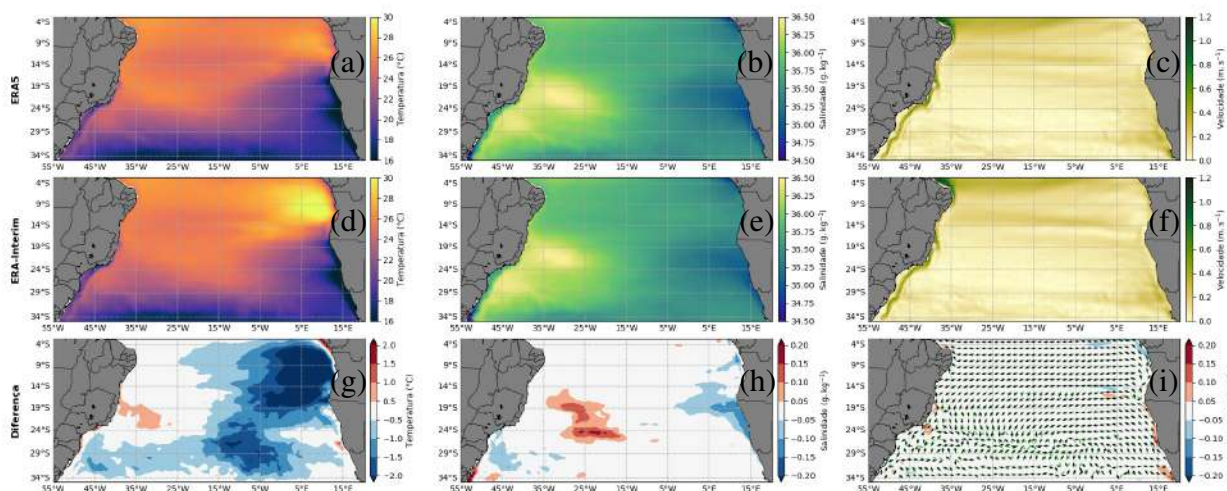


Figura 2: Mapas da temperatura da superfície do mar para a (a) simulação ERA5, (d) simulação ERA-Interim e (g) diferença entre as simulações ERA5 e ERA-Interim. Mapas da salinidade da superfície do mar para a (b) simulação ERA5, (e) simulação ERA-Interim e (h) diferença entre as simulações ERA5 e ERA-Interim. Mapas da velocidade das correntes superficiais para a (c) simulação ERA5, (f) simulação ERA-Interim e (g) diferença entre as simulações ERA5 e ERA-Interim. As setas verdes representam a direção das correntes superficiais na simulação ERA5 e as pretas na simulação ERA-Interim

CONCLUSÕES

A partir da análise dos resultados médios entre as simulações hidrodinâmicas forçadas superficialmente pelo ERA-Interim e pelo ERA5 foi possível perceber diferenças na caracterização da TSM do oceano Atlântico Sul. Contudo, destaca-se que mais análises ainda precisam ser realizadas para definir as principais causas do contraste térmico observado, em especial a leste da latitude de 15°W .

Referências

AMANTE, C., EAKINS, B., 2009, *ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis*. Relatório Técnico NESDIS NGDC-24, NOAA, Colorado. Disponível em: <<http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/global.html>>.

- CHAUDHURI, A. H., PONTE, R. M., FORGET, G., 2016, “Impact of uncertainties in atmospheric boundary conditions on ocean model solutions”, *Ocean Modelling*, v. 100, pp. 96–108. ISSN: 14635003. doi: 10.1016/j.ocemod.2016.02.003.
- COPERNICUS CLIMATE CHANGE SERVICE, ., 2017. “ERA5: Fifth generation of ECMWF atmospheric reanalyses of the global climate”. Disponível em: <<https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/home>>.
- DEE, D. P., UPPALA, S. M., SIMMONS, A. J., et al., 2011, “The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system”, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 137, n. 656, pp. 553–597. ISSN: 00359009. doi: 10.1002/qj.828.
- DEE, D. P., BALMASEDA, M. A., BALSAMO, G., et al., 2014, “Toward a consistent reanalysis of the climate system”, *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 95, n. 8, pp. 1235–1248. ISSN: 00030007. doi: 10.1175/BAMS-D-13-00043.1.
- DONLON, C. J., MARTIN, M., STARK, J., et al., 2012, “The Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis (OSTIA) system”, *Remote Sensing of Environment*, v. 116, pp. 140–158. Advanced Along Track Scanning Radiometer(AATSR) Special Issue.
- EKMANN, V. W., 1905, *On the Influence of the Earth's Rotation on Ocean-Currents*. Relatório Técnico 11.
- ESCOFFIER, C., PROVOST, C., 1998, “Surface forcing over the south west Atlantic according to NCEP and ECMWF reanalyses over the period 1979-1990”, *Physics and Chemistry of the Earth*, v. 23, n. 5-6, pp. 537–542. ISSN: 00791946. doi: 10.1016/S0079-1946(98)00067-6.
- METZGER, E. J., 2003, “Upper ocean sensitivity to wind forcing in the South China Sea”, *Journal of Oceanography*, v. 59, n. 6, pp. 783–798. ISSN: 09168370. doi: 10.1023/B:JOCE.0000009570.41358.c5.
- NEHME, D. M., TOSTE, R., ASSAD, L. P. D. F., 2018, “Comparação climatológica do vento na superfície do mar entre duas reanálises atmosféricas globais para a margem continental leste/sudeste Brasileira”, *Anuário do Instituto de Geociências*, v. 42, n. 1, pp. 117–126. ISSN: 1982-3908.
- SHCHEPETKIN, A. F., MCWILLIAMS, J. C., 2005, “The regional oceanic modeling system (ROMS): a split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model”, *Ocean Modelling*, v. 9, pp. 347–404.
- SVERDRUP, H. U., 1947, “Wind-Driven Currents in a Baroclinic Ocean; with Application to the Equatorial Currents of the Eastern Pacific.” *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, v. 33, n. 11, pp. 318–326. ISSN: 0027-8424. doi: 10.1073/pnas.33.11.318.

A INFLUÊNCIA DO MOVIMENTO DAS BOIAS NAS MEDIÇÕES DO VENTO

**Nunes², L.M.P.; Freitas¹, A.L.; Furtado¹, G.D.L.; Palmeira¹, A.C.P.A.;
Lima², J.A.; Ribeiro², E.O.**

¹ LADSIN/UFRJ – Av. Athos da Silveira Ramos, 274 – Sala H2005 – Cidade Universitária
Rio de Janeiro – RJ - CEP 21941-909

² PETROBRAS/CENPES – Av. Horácio de Macedo, 950 – Cidade Universitária
Rio de Janeiro – RJ - CEP 21941-598

*lmanoel@petrobras.com.br; alfreitas.ocn@gmail.com; gilfurt@gmail.com;
anactn@gmail.com; jamlima@petrobras.com.br; eric_oliveira@petrobras.com.br*

RESUMO

A partir de medições de vento feitas em boia oceânica, foi analisada a influência do movimento da boia e das ondas nos valores do vento, principalmente das rajadas. O vento induzido pelo movimento da boia foi extraído das medições e comparado com variáveis externas, como a declividade das ondas e os movimentos angulares da boia. Foi verificado que o movimento da boia não altera de forma significativa o vento médio medido. No entanto, para rajadas e movimentos angulares maiores, as medições podem apresentar erros da ordem de 1 m/s.

Palavras chave: boia oceânica, vento, rajada, turbulência.

INTRODUÇÃO

Medições de vento sobre o mar são raras, caras e mais difíceis de realizar do que sobre o continente. Em geral são utilizados locais de oportunidade, como navios e plataformas de petróleo, ou boias oceânicas, que normalmente medem parâmetros meteorológicos e oceanográficos. As boias oceânicas são muito utilizadas e, apesar de não apresentarem obstáculos significativos para os ventos, têm o problema de estarem em constante movimento, o que pode interferir nos valores obtidos pelos instrumentos e devem ter essa influência estudada.

Existem diversos artigos e livros abordando a influência dos movimentos das boias sobre as medições de ondas (Tucker and Pitt 2001; Earle et al., 1999). No entanto, pouca literatura é disponível sobre o efeito dos movimentos nas medições de vento, particularmente nas rajadas, aqui definidas como perturbações do vento instantâneo de 1 segundo. A norma DNV (2014) define rajadas como perturbações inferiores a 20 segundos. Gilhousen (1987) apresentou um trabalho sobre avaliação dos padrões espaciais do vento médio, não abordando o efeito dos movimentos sobre as rajadas.

Neste trabalho foi avaliada a influência do movimento da boia nas medições de vento, para um pequeno período de medições, numa boia meteo-oceanográfica instalada no litoral Sudeste brasileiro. A boia dispõe de um sistema autônomo de monitoração, aquisição, processamento, armazenamento e transmissão de dados. As medições foram feitas a cada segundo, tanto do vento como dos movimentos da boia.

OBJETIVOS

Avaliar se o movimento da boia, gerado pela dinâmica das ondas, influencia significativamente nas medições do vento, principalmente nas rajadas e no desvio padrão.

Instituto de Estudos do Mar Almirante Paulo Moreira

METODOLOGIA

Para a realização do estudo foi utilizada uma boia meteo-oceanográfica equipada com dois anemômetros Young (Figura 1), com uma diferença de 40 cm de altura entre eles, e um conjunto de acelerômetros, responsáveis pela medição dos movimentos da plataforma e das ondas (Pereira 2006; Axys Technologies 2019).

Os equipamentos instalados na plataforma coletam dados de hora em hora. A medição de vento representativa da hora é feita durante o período de 10 minutos a 1 Hz, finalizando na hora cheia. Os movimentos angulares da boia nas direções X (*roll*) e Y (*pitch*), são obtidos através de acelerômetros na boia. Estes são medidos a 1 Hz durante 20 minutos, iniciando 10 minutos antes da hora cheia. Para este estudo foram utilizados somente os primeiros 10 minutos de medição de movimento, coincidindo com a de vento. O período total de dados medidos nesta campanha de coleta foi de 2 meses (Out a Dez/2006).

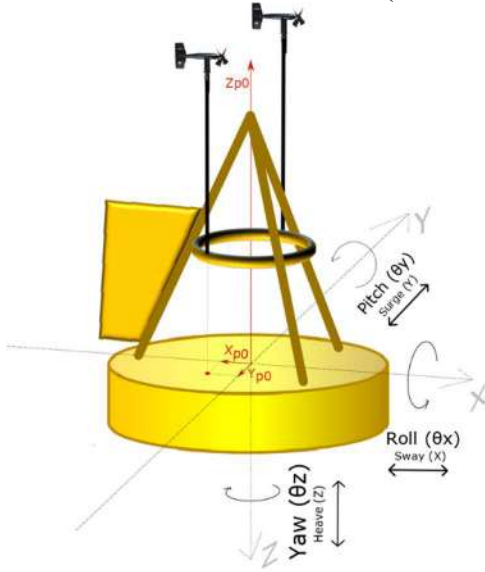


Figura 1. Esquema da boia utilizada para medição. Os dois anemômetros encontram-se em alturas diferentes: 4.2 m e 4.6 m a partir da linha d'água. Os vetores em vermelho representam a posição do anemômetro em relação ao centro de gravidade da boia (origem das coordenadas).

Para estimar a influência do movimento da boia na medição do anemômetro, foi necessário calcular o deslocamento do anemômetro devido ao movimento da boia, o que induz um vento “aparente”, mas que é registrado pelo instrumento junto com o vento real. Para isso, foi utilizada uma matriz de transformação de movimentos (equação 1), que calcula, a partir dos movimentos angulares da boia e das coordenadas X_{p0} , Y_{p0} e Z_{p0} do anemômetro, as posições, a cada segundo, do anemômetro (Barreira 2019). Com as posições do instrumento (X_p , Y_p e Z_p), é possível calcular a velocidade do vento também a cada segundo, e estimar o vento médio e as rajadas induzidas a cada hora.

$$\vec{S}_p = R_{\theta_z \theta_y \theta_x}^T \cdot \vec{r} \quad \text{Equação 1}$$

Desprezando a rotação no eixo Z (Yaw), que não altera a velocidade do vento, e reescrevendo a equação 1 na forma matricial, temos:

$$\begin{bmatrix} X_p \\ Y_p \\ Z_p \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos \theta_y & \sin \theta_x \sin \theta_y & \cos \theta_x \sin \theta_y \\ 0 & \cos \theta_x & \sin \theta_y \\ -\sin \theta_y & \sin \theta_x \cos \theta_y & \cos \theta_x \cos \theta_y \end{bmatrix} \begin{bmatrix} x_{p0} \\ y_{p0} \\ z_{p0} \end{bmatrix} \quad \text{Equação 2}$$

Desenvolvendo a matriz, ficamos com as equações que descrevem o movimento do anemômetro (Equação 3, 4 e 5):

$$X_p = x_{p0}(\cos \theta_y) + y_{p0}(\sin \theta_x \sin \theta_y) + z_{p0}(\cos \theta_x \sin \theta_y) \quad \text{Equação 3}$$

$$Y_p = x_{p0}(0) + y_{p0}(\cos \theta_x) - z_{p0}(\sin \theta_x) \quad \text{Equação 4}$$

$$Z_p = -x_{p0}(\sin \theta_y) + y_{p0}(\sin \theta_x \cos \theta_y) + z_{p0}(\cos \theta_x \cos \theta_y)$$

Equação 5

A velocidade de deslocamento do anemômetro (velocidade “aparente”) – nas componentes x e y – foi obtida através das diferenças de posição do instrumento a cada passo de tempo nos eixos, considerando os valores de *roll* e *pitch*. Essa velocidade foi então subtraída das componentes da velocidade medidas pelo anemômetro obtendo o que chamamos de velocidade real (velocidade descontando o movimento da boia). A velocidade instantânea medida pelo anemômetro (velocidade total) é a velocidade real mais a velocidade “aparente”.

Para avaliar se os valores obtidos da velocidade “aparente” estão dentro dos valores esperados, foi considerado como limite superior da velocidade, o máximo vento obtido a partir de um modelo teórico da boia com movimento angular imposto. Os ângulos variaram entre 2° e 18°, valores compatíveis com as medições efetuadas. Nestas condições, as velocidades máximas foram calculadas, considerando um movimento harmônico da boia com o anemômetro a 4,6 m de altura. Os valores obtidos foram comparados com os ventos “aparentes” obtidos a partir das medições (Figura 2a).

O valor médio do vento medido, com e sem a correção do movimento da boia, foi também calculado (Figura 2b), assim como a turbulência, também com e sem a correção do movimento da boia.

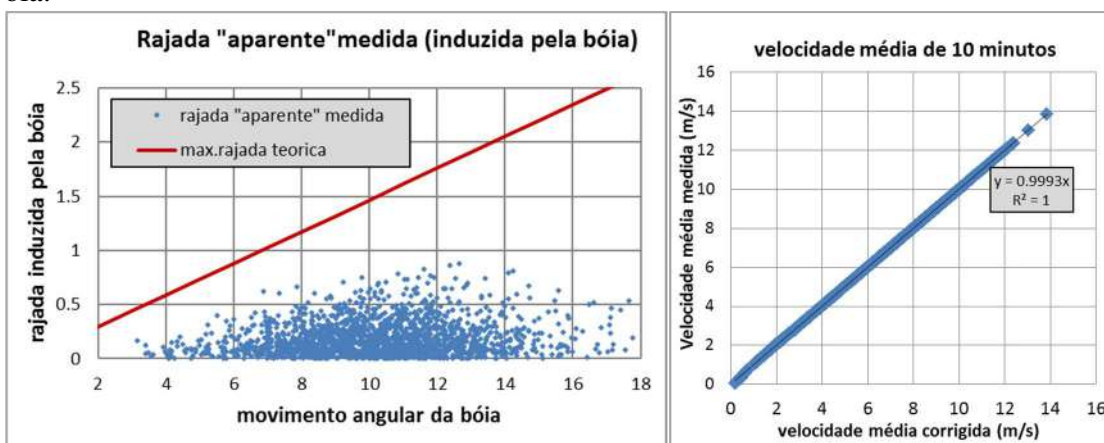


Figura 2. (a) Modelo teórico da máxima rajada induzida a partir do movimento da boia e comparação com as rajadas “aparentes” estimadas a partir das medições e (b) Vento médio medido e corrigido.

RESULTADOS

Várias comparações foram feitas entre a rajada induzida pela boia e parâmetros de movimento da boia e da onda. As melhores correlações foram com a *idade da onda* (Hanley, Belcher, and Sullivan 2010) e com o movimento de *roll* da boia, conforme Figura 3. A turbulência do vento também só foi alterada significativamente para baixas intensidades, conforme pode ser visto na Figura 4.

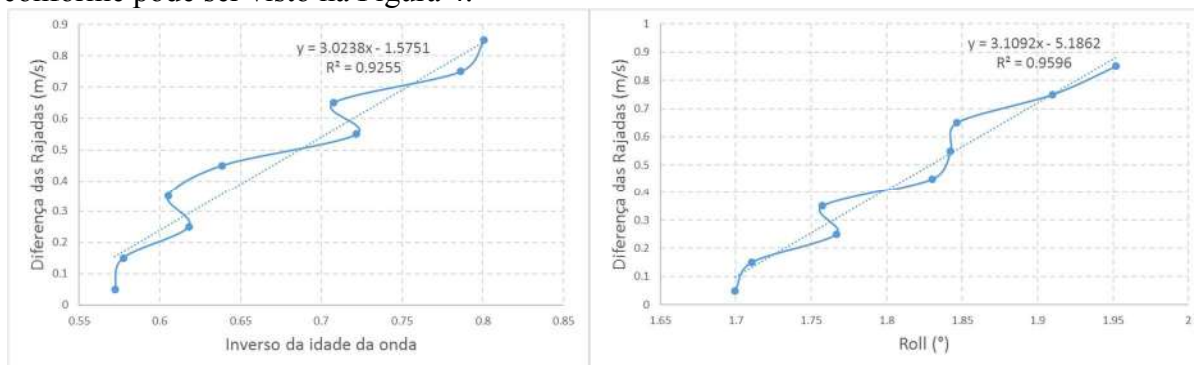


Figura 3. Relação entre a diferença das rajadas real e total e idade da onda (a) e comparação entre a diferença das rajadas e o ângulo de roll (b) a partir dos dados medidos pela boia.

Com relação a turbulência do vento, observou-se que o erro aumenta conforme o vento diminui sua velocidade. A Figura 4 apresenta a diferença entre a turbulência medida e a real (descontado o movimento da boia) pela intensidade do vento medido. Verificou-se que o erro da turbulência só é significativo para ventos muito baixos, menores que 1 m/s.

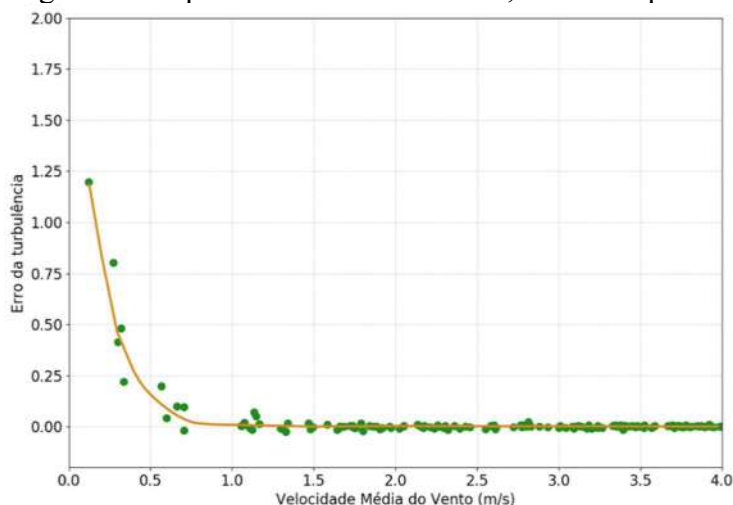


Figura 4. Diferença entre o erro da turbulência do vento por intensidade média.

CONCLUSÕES

Concluiu-se que o movimento da boia NÃO ALTERA de forma significativa o vento médio medido, conforme pode ser constatado pela Figura 2b. Isso permite utilizar as medições de vento médio de boias sem nenhum tipo de correção. No entanto, o valor da rajada pode apresentar um erro da ordem de 1 m/s (Figura 2a). Estes resultados foram obtidos para uma boia oceânica com um período natural de oscilação próximo a 3 segundos e um anemômetro a 4,6 metros de altura.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- DNV GL AS. 2014. Recommended Practice Environmental Conditions and Environmental Loads.
- AXYS TECHNOLOGIES INC. 2019. 3 Metre - Met Ocean Buoy. Axys.
- BARREIRA, R.A. 2019. Memória de Cálculo: Movimento de um Ponto P qualquer Solidário ao Corpo, Conhecido como Movimento Medido em P_0 . **Apresentação Oral Interna - CENPES/PETROBRAS**.
- EARLE, M.D., STEELE, K.E. & WANG, D.W.C. 1999. Use of Advanced Directional Wave Spectra Analysis Methods. **Ocean Engineering** 26: 1412 – 34.
- GILHOUSEN, D. B. 1987. A Field Evaluation of NDBC Moored Buoy Winds. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology** 4: 94 – 104.
- HANLEY, K. E., BELCHER, S.E. & SULLIVAN, P.P. 2010. A Global Climatology of Wind-Wave Interaction. **Journal of Physical Oceanography** 40 (6): 1263 – 82. <https://doi.org/10.1175/2010JPO4377.1>.
- PEREIRA, R.M. 2006. Instalação e Partida do Sistema de Monitoração, Aquisição, Processamento, Armazenamento e Transmissão de Dados de Boia Meteo-oceanográfica. **Relatório Interno CENPES - PETROBRAS**.
- TUCKER, M.J. & PITT, E.G. 2001. Waves in Ocean Engineering. Elsevier Science Ltd.

VARIABILIDADE DA TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR NA PLATAFORMA INTERNA DO PARANÁ: INTERCOMPARAÇÃO DE DADOS REMOTOS E *IN-SITU*

Paloschi¹, N.G.; Noernberg¹, M.A.

¹Universidade Federal do Paraná – Centro de Estudos do Mar – CEM
Laboratório de Oceanografia Costeira e Geoprocessamento
Av. Beira-Mar, s/n – Pontal do Sul – Pontal do Paraná – PR CEP 83255-000
nicolepaloschi@gmail.com

RESUMO

Este estudo compara dados de temperatura da superfície do mar (TSM) *in-situ*, de satélite (MODIS Terra e Aqua diurnos e noturnos) e de reanálise (*Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis* – OSTIA) da região da plataforma interna do Paraná em escala diária. Em relação aos dados *in-situ*, o coeficiente de determinação (R^2) para o satélite Aqua foi 0,96 e 0,87, para o Terra foi 0,94 e 0,65 (diurnos e noturnos, respectivamente) e de 0,82 para a série OSTIA. Apesar da boa concordância, os dados MODIS apresentam muitas lacunas por conta da alta cobertura de nuvens na região. Assim, as feições dominantes de variabilidade da TSM foram caracterizadas com base nos 34 anos (1985-2018) de dados de reanálise. Há tendência de aumento de $0,019^{\circ}\text{C}\cdot\text{ano}^{-1}$, coerente com a taxa de aquecimento do oceano global ($0,011^{\circ}\text{C}\cdot\text{ano}^{-1}$). A partir de Funções Ortogonais Empíricas foi possível identificar forte influência da Corrente Costeira do Brasil em contraste com a Corrente do Brasil. A variabilidade não-sazonal é dominada por forçantes de escala local de alta frequência. Fica evidente a complexidade de interação entre as forçantes que alteram a TSM em diferentes escalas espaço-temporais, enfatizando a importância da análise conjunta de dados remotos e *in-situ* a fim de preencher lacunas e garantir séries temporais confiáveis e de alta resolução.

Palavras chave: temperatura da superfície do mar (TSM), MODIS, OSTIA.

INTRODUÇÃO

A superfície oceânica é a fronteira entre o oceano e a atmosfera, e a temperatura da superfície do mar (TSM) é variável chave para sistemas de previsões e modelos numéricos, uma vez que está associada às trocas de *momentum*, gás, calor e umidade entre esses dois meios (Donlon *et al.*, 2012), além de influenciar a formação e evolução de sistemas meteorológicos (Thiebaut *et al.*, 2003). Por esse motivo, existe demanda crescente por produtos de TSM de alta resolução e acurácia, com erros quantificados e séries temporais longas e homogêneas, capazes de fornecer informações acerca do papel dos oceanos na variabilidade climática em escalas de curto e longo prazo.

OBJETIVOS

O presente trabalho tem como objetivo comparar diferentes produtos de satélite com dados obtidos *in-situ*, a fim de identificar as escalas dominantes da variabilidade da TSM na plataforma interna do Paraná. Análises de TSM permitem que sejam estabelecidas tendências

de mudanças, fornecendo o conhecimento oceanográfico necessário para avaliar os potenciais efeitos de futuros cenários climáticos.

METODOLOGIA

Dados horários de TSM foram registrados a 0,5 m de profundidade por um ADCP *Nortek ADpp Z-Cell 600 kHz* (resolução de 0,01°C) acoplado a uma boia *WatchKeeper* instalada na isóbata de 16 m (48°19'46"W, 25°40'17"S) de dezembro de 2013 a outubro de 2015.

Foram obtidas séries diárias do sensor MODIS a bordo dos satélites Terra e Aqua correspondentes às passagens diurnas e noturnas, com resolução espacial de 4x4 km. As imagens são de nível 3, disponíveis na plataforma *Ocean Color* (<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov>). Também foi utilizada uma série de reanálise (*Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis – OSTIA*) que combina dados de satélites de infravermelho e de micro-ondas e *in-situ* em produtos diários da TSM de nível 4, com resolução de 1/20° (~6 km), disponibilizadas no *OSTIA SST Monitoring* (http://ghrsst-pp.metoffice.com/pages/latest_analysis/ostia.html).

Para comparação dos dados foram utilizados o coeficiente de determinação (R^2), para medir a variabilidade explicada pelo modelo de regressão ajustado, o erro sistemático (viés) como medida de discrepância e a raiz quadrada do erro quadrático médio (RMSE, *Root Mean Squared Error*), que mede a distância absoluta entre os valores sendo comparados. Como métrica de decisão foi adotada uma comparação por pares do residual (= satélite – *in-situ*) ou habilidade absoluta, proposta por Seegers *et al.* (2018). Para cada observação, o satélite que apresenta menor residual é considerado ganhador, com o resultado sendo o somatório de vitórias (% Vit.). Os padrões de variabilidades temporais foram separados dos espaciais por meio de decomposição modal por meio de Funções Ortogonais Empíricas (EOFs) na série de anomalia da TSM.

RESULTADOS

A frequente cobertura de nuvens na área de estudo durante o período de dezembro de 2013 a outubro de 2015 fez com que as séries diárias do MODIS apresentassem grande quantidade de lacunas. Mesmo assim, as comparações com os dados *in-situ* mostram boa correspondência (Fig. 1).

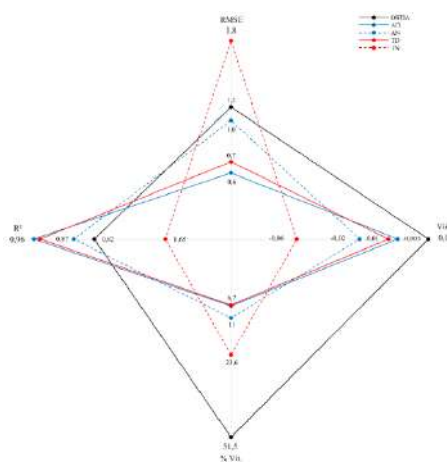


Figura 1 – Resultado das análises estatísticas aplicadas nas séries OSTIA, Aqua diurna (AD) e noturna (AN) e Terra diurna (TD) e noturna (TN): viés, coeficiente de determinação (R^2), raiz quadrada do erro quadrático médio (RMSE) e habilidade absoluta (%Vit.).

Embora a série OSTIA não tenha apresentado a maior correspondência estatística com os dados *in-situ*, foi a que obteve melhor desempenho absoluto em mais de metade das observações, sendo considerada adequada para gerar a climatologia diária para o período de 1985–2018 a partir do pixel mais próximo da boia *WatchKeeper*.

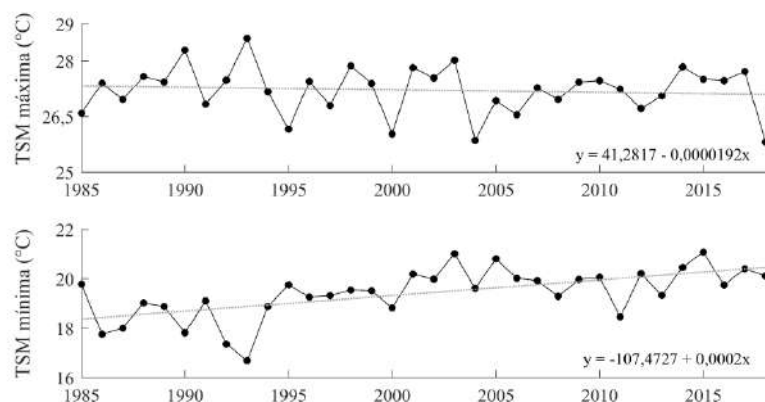


Figura 2 – Variabilidade interanual ($^{\circ}\text{C}\cdot\text{ano}^{-1}$) dos valores máximos (acima) e mínimos (abaixo) da TSM na plataforma interna do litoral do Paraná de 1985-2018.

Os três primeiros modos EOF explicam 77,8% da variância (Fig. 3). O primeiro apresenta variações em fase para todo o domínio, com maior amplitude na porção central do Embaiamento Sul Brasileiro (ESB), resultado da atuação de forçantes locais (ventos, marés, passagem de frentes frias, etc.) que predominam na plataforma interna do ESB (Palma e Matano, 2009). O segundo mostra um contraste entre as regiões costeira e oceânica relacionado a influência da Corrente do Brasil (CB), que transporta águas tropicais em direção à costa durante a primavera e o verão (Castro *et al.*, 2006; Em í lsson, 1961). O terceiro modo separa meridionalmente o ESB em torno de 46°W , relacionado à intrusão da Corrente Costeira do Brasil (CCB), em sentido oposto à CB durante a primavera e o inverno (Souza e Robinson, 2004).

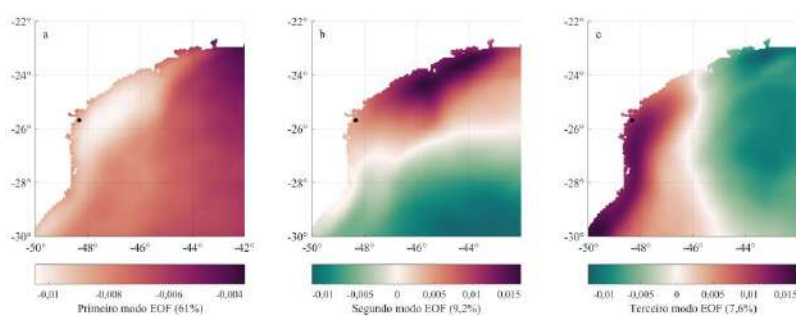


Figura 3 – Análise EOF das anomalias de TSM da série OSTIA a partir da climatologia diária. Primeiro modo (a), segundo modo (b), terceiro modo (c).

CONCLUSÕES

Embora a alta cobertura de nuvens na região resulte em lacunas nas séries temporais, de modo geral, a relação dos produtos de satélite com os dados *in-situ* é encorajadora. Assim, foi

possível apresentar pela primeira vez uma série climatológica da TSM na plataforma interna do Paraná.

A TSM média ao longo de 34 anos (1985-2018) é de 23,1°C °C. Existe padrão de aquecimento em torno de 0,02°C.ano⁻¹, coerente com a tendência global de 1971-2010 (Rhein *et al.*, 2013). A variabilidade não-cíclica do Embaiamento Sul Brasileiro é predominantemente governada por eventos de escala sinótica (frentes frias).

Este estudo evidencia a complexidade da interação entre diferentes forçantes que alteram a temperatura da superfície do mar em diferentes escalas de tempo e espaço. Além disso, ressalta a importância da obtenção de séries temporais de alta resolução para que essas interações sejam monitoradas e melhor compreendidas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Castro, B. M., Brandini, F. P., & Pires-Vanin, A. M. (2006). Multidisciplinary Oceanographic Processes On the Western Atlantic Continental Shelf Between 4N and 34S. In A. R. Robinson & K. H. Brink (Eds.), *The Sea: Ideas and Observations on Progress in the Study of the Seas* (p. 810). Harvard University Press.
- Souza, R. B., & Robinson, I. S. (2004). Lagrangian and satellite observations of the Brazilian Coastal Current. *Continental Shelf Research*, 24(2), 241–262. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2003.10.001>
- Donlon, C. J., Martin, M., Stark, J., Roberts-Jones, J., Fiedler, E., & Wimmer, W. (2012). The Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis (OSTIA) system. *Remote Sensing of Environment*, 116, 140–158. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2010.10.017>
- Emílsson, I. (1961). The shelf and coastal waters off southern Brazil. *Boletim Do Instituto Oceanográfico*, 11(2), 101–112. <https://doi.org/10.1590/S0373-55241961000100004>
- Palma, E. D., & Matano, R. P. (2009). Disentangling the upwelling mechanisms of the South Brazil Bight. *Continental Shelf Research*, 29(11–12), 1525–1534. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2009.04.002>
- Rhein, M., Rintoul, S. R., Aoki, S., Campos, E., Chambers, D., Feely, R. A., ... Wang, F. (2013). Observations: Ocean. In T. F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, ... P. M. Midgley (Eds.), *Climate Change 2013 - The Physical Science Basis* (pp. 255–316). <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.010>
- Seegers, B. N., Stumpf, R. P., Schaeffer, B. A., Loftin, K. A., & Werdell, P. J. (2018). Performance metrics for the assessment of satellite data products: an ocean color case study. *Optics Express*, 26(6), 7404. <https://doi.org/10.1364/OE.26.007404>
- Thiebaux, J., Rogers, E., Wang, W., & Katz, B. (2003). A new high-resolution blended real-time global sea surface temperature analysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 84(5), 645–656+549. <https://doi.org/10.1175/BAMS-84-5-645>

IDENTIFICAÇÃO DAS ÁREAS DE RECORRÊNCIA DAS PLUMAS SUPERFICIAIS DE TURBIDEZ ORIGINADAS NA FOZ DO RIO DOCE, BRASIL

Fernandes¹, M. S.; Ghisolfi¹, R. D.; Mill¹, G. N.; Rangel¹, E. S.

¹Universidade Federal do Espírito Santo – Laboratório de Pesquisa e Simulação sobre a Dinâmica do Oceano – POSSEIDON

Avenida Fernando Ferrari, 514 – Goiabeiras, Vitória– ES CEP 29075-910

mahatmafernandes@gmail.com

RESUMO

A dinâmica das plumas superficiais de turbidez da região costeira do estado do Espírito Santo e Sul do estado da Bahia, Brasil, ainda é uma incógnita quando o objetivo é compreender os padrões de dispersão de sedimento suspenso proveniente dos principais rios da região. Em novembro de 2015, o rompimento de uma barragem de rejeitos de mineração despejou no Rio Doce milhões de toneladas de rejeitos que, eventualmente, chegaram à região marinha adjacente. A fim de se avaliar a dinâmica da turbidez superficial aplicou-se conjuntamente as técnicas propostas por Aurin *et al.* (2013) e Dogliotti *et al.* (2015) em dados diários de reflectância da banda do vermelho e infravermelho próximo adquiridos pelo sensor *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS) a bordo do satélite Aqua. Usando-se imagens entre janeiro de 2003 a abril de 2019 quantificou-se a frequência de recorrência das plumas superficiais de turbidez maiores que 1 NTU em condições de alta e baixa vazão do rio. Plumais superficiais de alta turbidez (maior que 10 NTU) apresentaram distribuição radial ao redor da foz do Rio Doce atingindo até 8,5 km do seu ponto de origem. A dispersão de plumas superficiais de baixa turbidez ao nível de pelo menos 1 NTU alcançaram mais de 45 km para sul a partir da desembocadura do Rio Doce em resposta a atuação dos ventos nordeste prevalentes na região. Neste sentido, concluiu-se que a Área de Proteção Ambiental Costa das Algas está sobre influência direta da pluma superficial de turbidez decorrente do aporte continental do Rio Doce.

Palavras chave: Pluma, Rio Doce, Sensoriamento remoto

INTRODUÇÃO

A delimitação das áreas costeiras sob atuação de plumas de sedimentos em suspensão decorrentes do aporte de rios é um importante resultado para se levar em consideração em estudos de dispersão de parâmetros físico-químicos no mar em regiões próximas às desembocaduras fluviais. Apesar de cada composto exportado pelos rios ter seu comportamento particular no ambiente marinho, a turbidez, considerada como um indicador da presença de sedimentos em suspensão, pode evidenciar a área de atuação de grande parte desse material.

Em novembro de 2015 o Rio Doce sofreu o aporte de milhões de toneladas de rejeito de mineração em decorrência do rompimento de uma barragem, podendo uma boa parte desses rejeitos ter alcançado o mar a partir da sua foz, no Espírito Santo. Nesse contexto, o acoplamento das técnicas propostas por Aurin *et al.* (2013) e Dogliotti *et al.* (2015) permitem a quantificação da turbidez superficial a partir do sensoriamento remoto da cor do oceano que, associadas a extensas séries temporais de dados, permitem a quantificação de áreas

OBJETIVOS

Identificar possíveis regiões de recorrência de dispersão de plumas superficiais de turbidez no oceano provenientes da foz do Rio Doce.

METODOLOGIA

A turbidez superficial da água a uma distância mínima de 750 metros da costa foi derivada a partir de técnicas de processamento de dados de reflectância da luz (*Remote Sensing Reflectance*) nos comprimentos de onda de 645 nm (banda da luz na cor vermelha do espectro visível) e 859 nm (banda do infravermelho próximo) em ambientes marinhos de alta e baixa turbidez de acordo com Aurin *et al.* (2013) e Dogliotti *et al.* (2015). Esses processamentos consistiram na conversão de dados diários entre janeiro de 2003 e abril de 2019, do nível 1A de processamento em nível 2 e posteriormente em nível 3, ($L1A > L1B > L2 > L3b > L3m$) utilizando o software SeaDAS, disponibilizado pelo portal *oceancolor* da NASA.

O percentual de recorrência no tempo amostrado de plumas de turbidez superficial foi quantificado para os períodos de alta e baixa vazão do Rio Doce. Mapas de distribuição espacial de plumas superficiais de turbidez foram construídos para valores maiores que 1, 2, 5, 10, 15 e 20 NTU. As três primeiras concentrações foram denominadas arbitrariamente de baixa turbidez e as três últimas de alta turbidez. Em todos os mapas construídos, o valor de 1% de recorrência foi o limiar adotado como indicador da área de presença de pluma superficial de turbidez para cada uma das concentrações adotadas, excluindo-se os eventos extremos e esporádicos.

RESULTADOS

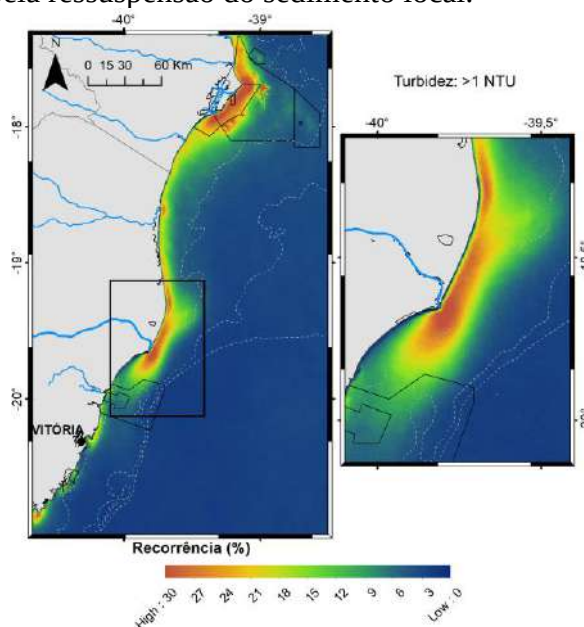
Nos períodos de alta vazão do Rio Doce as áreas de dispersão e os percentuais de recorrência das plumas superficiais de alta turbidez foram maiores do que durante a baixa vazão. Em plumas superficiais com turbidez acima de 20 NTU, o campo de recorrência maior que 1% do tempo amostrado apresentou distribuição radial partindo da foz do Rio Doce, com diâmetro aproximado de 6,0 km. Reduzindo o limiar mínimo de turbidez para 15 NTU, o diâmetro da área de recorrência de pelo menos 1% do tempo amostrado aumentou para 7,5 km. Especificamente durante a baixa vazão, a área de dispersão com pelo menos 1% de recorrência do tempo amostrado da pluma de turbidez superficial com mais de 10 NTU associada à desembocadura do Rio Doce teve formato elipsoidal com eixo perpendicular à costa de aproximadamente 2 km e paralelo à costa com aproximadamente 5,5 km. Já na alta vazão essa área apresentou formato semicircular com diâmetro de 8,5 km. Não foram identificadas recorrências maiores do que 1% do tempo amostrado para plumas de turbidez superficial com mais de 15 NTU durante a baixa vazão do Rio Doce.

Com relação a distribuição espacial e temporal das plumas superficiais de baixa turbidez, a dinâmica dessas feições apresentou comportamento diferente quando comparado à dinâmica das plumas superficiais de alta turbidez. Para plumas com mais de 5 NTU, novamente, a área de recorrência maior que 1% do tempo amostrado foz do Rio Doce foi maior durante a alta vazão do rio. Nesse período o diâmetro da feição alcançou 16,5 km, reduzindo para 8,0 km na baixa vazão. Todavia, principalmente durante as amostragens na baixa vazão, também foi possível observar a manutenção de valores de recorrência maiores do que 1% do tempo amostrado pela maior parte da região trapeada à costa entre as desembocaduras dos rios Doce e Caravelas (Bahia), com núcleos de maiores recorrências nas

XIII Simpósio sobre Ondas, Marés, Engenharia Oceânica e Oceanografia por Satélite

desembocaduras de pequenos rios locais. Esse comportamento também foi observado em regiões litorâneas ao norte e ao sul da cidade de Vitória. Contudo essas feições foram mais facilmente observadas nos mapas de recorrência das plumas superficiais com turbidez mínimas de 2 e 1 NTU.

Foi identificada uma feição ao sul da foz do Rio Doce que se deslocou entre os sentidos sul e sudoeste, afastada da costa e com os maiores valores de recorrência associados às isóbatas mais profundas. Essa foi a única região com mais de 40 metros de profundidade onde houve recorrências de plumas de turbidez superficial naqueles níveis. Como essa feição se encontrava conectada à foz do Rio Doce, isso sugere que um dos sentidos de propagação da pluma superficial de turbidez aportada por ele seja para sul/sudoeste, alcançando a quebra da plataforma continental. Em períodos de alta vazão do Rio Doce, a região central da Área de Proteção Ambiental Costa das Algas, por exemplo, apresentou recorrência de 6% do tempo amostrado com a presença de plumas de turbidez superficial com pelo menos 1 NTU e de 0,7% do tempo com plumas de 2 NTU, enquanto que durante a baixa vazão a recorrência foi de 9% para turbidez de 1 NTU e 1% para turbidez de 2 NTU. Essa região se localiza em uma profundidade de 44 metros e a 16 km da praia mais próxima, o que reduz as chances dessa turbidez ter sido induzida pela ressuspensão do sedimento local.



Recorrência de plumas superficiais de turbidez com valor maior ou igual a 1 NTU.

CONCLUSÕES

Na metodologia utilizada para a quantificação da turbidez superficial se obteve, basicamente, a resposta do alvo no primeiro metro da coluna de água. Por isso, a dinâmica dessa variável em profundidades maiores pode ter um comportamento distinto do apresentado neste trabalho e o entendimento das suas variações espaciais e temporais demanda o emprego de outras técnicas. Mas, somente com a avaliação da dinâmica superficial das plumas de turbidez associadas à presença de sedimentos em suspensão, pôde-se obter como principal conclusão que a Área de Proteção Ambiental Costa das Algas é passiva de ser influenciada direta e indiretamente por alterações na composição físico-química da água do Rio Doce. Porém a quantificação dessas influências demandaria o emprego de um conjunto maior de técnicas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AURIN, D. *et al.* Spatially resolving ocean color and sediment dispersion in river plumes, coastal systems, and continental shelf waters. *Remote Sensing of Environment*, v. 137, p. 212-225. 2013.

DOGLIOTTI, A. I. *et al.* A single algorithm to retrieve turbidity from remotely-sensed data in all coastal and estuarine waters. *Remote Sensing of Environment*, v. 156, p. 157-168. 2015.

REDE GEODÉSICA DE REFERÊNCIA COSTEIRA: AÇÕES PRELIMINARES PARA INTEGRAÇÃO DE ALTITUDES E PROFUNDIDADES

Soares, S.; Santos, E.G; Siqueira, J.C.S; Lima, M.K; Luz, R.T

*Gerência de Geodésia– Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE
Av. República do Chile, 500 Centro- Rio de Janeiro – RJ CEP 20031-170
salomao.soares@ibge.gov.br*

RESUMO

Uma das ações essenciais ao enfrentamento da vulnerabilidade da zona costeira frente a fenômenos naturais extremos é a quantificação rigorosa dos riscos de inundações costeiras. Para tanto, é necessário compatibilizar os níveis de referência utilizados na mensuração das altitudes e profundidades que constituem os insumos básicos para a modelagem da propagação das ondas, maré meteorológica, etc. Este trabalho visa apresentar, discutir e mostrar os mais recentes esforços coordenados pelo IBGE no sentido de contribuir para os estudos de integração das referências altimétricas e batimétricas, por meio da Rede Geodésica de Referência Costeira - RGRC. As análises preliminares mostram que suas especificações mais rigorosas resultam, por exemplo, em incertezas significativamente menores na vinculação entre estações maregráficas, contribuindo para uma melhor calibração de modelos de circulação costeira.

Palavras chave: zona costeira, rede geodésica, altimétrica

INTRODUÇÃO

O Brasil possui uma área costeira muito extensa, cerca de 9 mil km, que necessita de cuidados adicionais na sua gestão frente às mudanças climáticas globais. Quantificar rigorosamente os riscos e vulnerabilidades nesse cenário é imperativo, pois os estudos recentes mostram uma taxa de elevação do nível médio do mar de cerca de $3,4 \pm 0,4$ mm/ano, com projeção de 65 ± 12 cm para 2100 (NEREM et al., 2018).

Diante da necessidade de enfrentar corretamente tal questão, o MMA lançou em 2018 o Procosta - Programa Nacional de Conservação da Linha de Costa, com o objetivo de compreender a situação atual da Zona Costeira a fim de tratar os cenários futuros frente aos riscos e vulnerabilidades em decorrência das mudanças climáticas (MMA, 2018). No escopo do Procosta, o subprojeto ALT-BAT trata de questões voltadas para a componente altimétrica, que já vinha sendo discutida pelo CICVTM - Comitê de Integração das Componentes Verticais Terrestre e Marítima no âmbito da CONCAR - Comissão Nacional de Cartografia que é composto por diversas instituições que têm a finalidade de contribuir com suas expertises na realização do Projeto.

O IBGE vem desenvolvendo a RGRC, Rede Geodésica de Referência Costeira, como núcleo de um dos projetos piloto estabelecidos pelo CICVTM. A RGRC visa subsidiar os estudos sobre a vinculação de referenciais verticais aplicados à zona costeira por meio da avaliação, definição e consolidação de arcabouço técnico direcionado ao estabelecimento de uma rede ao longo do litoral brasileiro de forma que os níveis de referência marítimos sejam vinculados aos sistemas de altitudes terrestres e possuam precisão adequada à descrição dos

fenômenos que se deseja estudar.

A primeira parte do projeto RGRC está sendo desenvolvida no estado do Rio de Janeiro, compreendendo a faixa litorânea entre os municípios de Macaé e Niterói. Algumas inovações importantes foram implementadas na rede, tais como: a construção de marcos mais robustos, o levantamento dos dados altimétricos com maior rigor, a cobertura gravimétrica densa em grade de 2,5' (5km), e a instalação de marégrafos e estações GNSS (*Global Navigation Satellite Systems*). Todos esses cuidados e inovações vislumbram fomentar uma rede geodésica de alta qualidade, que contribua para os diversos estudos direcionados à integração das componentes marítimas e terrestres.

OBJETIVOS

Este trabalho tem como objetivo relatar os resultados preliminares do ajustamento dos desníveis oriundos das etapas 1 e 2 da RGRC (Macaé - Arraial do Cabo - Niterói) e mostrar as inovações implementadas para subsidiar a futura integração de altitudes e profundidades na zona costeira.

METODOLOGIA

Basicamente, a concepção de uma rede geodésica é composta por: materialização, medição e cálculo. A construção dos marcos seguiu os parâmetros estabelecidos no Manual de Padronização de Marcos Geodésicos (IBGE, 2008), com algumas adaptações, devido à necessidade de cuidados adicionais em função da proximidade com a linha de costa. O método de nivelamento empregado foi o de leituras ré-vante-vante-ré, com dupla medição (nivelamento/contranivelamento). Todos os cuidados e valores de referência adotados como tolerância no processo de medição foram os que constam nas novas normas do IBGE para Levantamento Altimétrico Científico (IBGE, 2017, p.36-37).

Ao todo, foram construídas cerca de 500 referências de nível (RRNN) distribuídas entre as cidades de Macaé e Niterói no estado do Rio de Janeiro. A construção e medição de todo o trecho foi dividido em duas etapas. A etapa 1 com 15 circuitos e 250 km e a etapa 2 com 7 circuitos e 300 km. Essas atividades foram realizadas entre março de 2017 e junho de 2019.

Visando a concepção de uma rede geodésica moderna, o nivelamento científico foi complementado com campanhas de conexão gravimétrica sobre RRNN e densificação gravimétrica em malha densa (5km). Campanhas de observações GNSS sobre algumas RRNN também foram realizadas entre os pontos nodais de conexão entre circuitos.

Neste projeto, o IBGE fez algumas adaptações na construção e levantamento da rede conforme já explicitado, tendo como principal inovação a instalação de um conjunto de três marcos fiduciais espaçados a cada 40 km, com um padrão construtivo inovador, a fim de ancorar a rede em locais de comprovada estabilidade como afloramento rochosos, ou substratos rochosos que seriam alcançados através de hastes de aço profundas (c.f. FNCGG, 2011; HAILEGEBEREL et al., 2018). Em todos os marcos fiduciais serão realizadas medições geodésicas, i.e., nivelamento, gravimetria e GNSS. Espera-se que estes sejam os pontos prioritários para manutenção e acompanhamento temporal da rede e para futuras densificações.

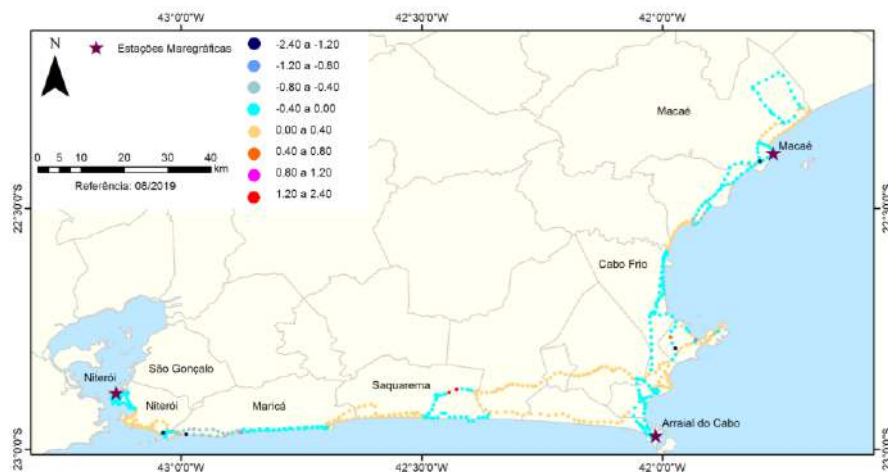
O controle de qualidade inicial da rede altimétrica foi realizado com as análises dos erros de fechamento das seções e dos circuitos. Foi realizado o ajustamento preliminar da rede pelo método dos mínimos quadrados (MMQ) com o programa GHOST (*Geodetic adjustment using Helmert blocking Of Space and Terrestrial data*), conforme adotado comumente pelo

IBGE. Este cálculo foi apoiado em duas RRNN que apresentavam boa estabilidade temporal, anteriormente calculadas com toda a RAAP - Rede Altimétrica de Alta Precisão - e divulgadas no Banco de Dados Geodésicos do IBGE (BDG) em 2018. O ajustamento seguiu a mesma metodologia adotada no REALT2018 (c.f., IBGE, 2018), que consiste em ajustar diretamente as diferenças de número geopotencial de cada seção nivelada, obtidas a partir dos desníveis brutos e do valor de gravidade observado ou interpolado de cada RRNN. Esta nova metodologia possibilita o cálculo de altitudes com significado físico para todas as estações. Os erros relativos dos desníveis após o ajustamento, bem como os desvios padrão das altitudes das estações foram os parâmetros analisados no controle final do processamento.

RESULTADOS

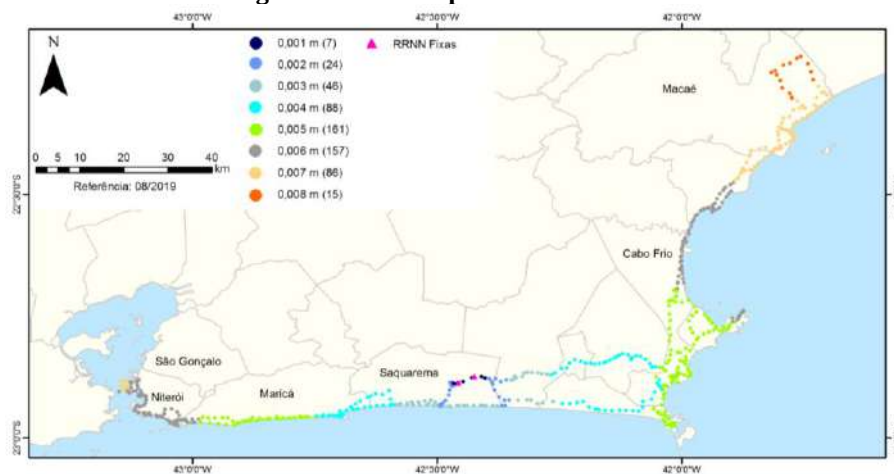
A análise dos erros de fechamento entre nivelamento e contranivelamento de todas as 663 seções mensuradas ao longo do projeto mostra que, na etapa 1, 81,38% ficaram abaixo de $1\text{mm}\sqrt{\text{km}}$, e as demais em até $2\text{mm}\sqrt{\text{km}}$. Para a etapa 2, os valores correspondentes foram 75,76% para $1\text{mm}\sqrt{\text{km}}$ e 24,24% para $2\text{mm}\sqrt{\text{km}}$.

Figura 1 – Erros relativos dos desníveis.



Fonte: Os autores

Figura 2 – Desvios padrão das altitudes



Fonte: Os autores

Todos os circuitos apresentaram fechamento abaixo da tolerância de 2 mm por raiz da distância nivelada expressa em quilômetros ($\text{mm}/\sqrt{\text{km}}$), demonstrando uma alta consistência nos dados. Após o ajustamento, os erros relativos foram calculados e são apresentados na Figura 1. Na análise da distribuição espacial do erro relativo, identificou-se que 1,20% das seções apresentaram discrepâncias incompatíveis com a variação local, e estão sendo analisadas.

O desvio padrão das altitudes das RRNN após o ajustamento, em relação às altitudes fixas, apresentou uma variação entre 1mm e 8mm ao longo de todo o trecho, conforme ilustra a Figura 2 o comportamento está dentro do esperado refletindo de forma homogênea a propagação das incertezas da rede.

CONCLUSÕES

Os erros de fechamento das seções e circuitos se mostraram abaixo da tolerância estabelecida, o que revela a ótima qualidade do levantamento. No tocante a propagação interna do desvio padrão, ao longo da rede, pôde-se confirmar a homogeneidade esperada para uma rede de nivelamento de altíssima precisão.

Os próximos passos do estudo seguem a diretriz de integrar os dados provenientes dos marégrafos de Macaé, Arraial do Cabo e Niterói, bem como calcular as séries do nível médio do mar para estes três sítios e executar a vinculação destes ao Sistema Geodésico Brasileiro e aos Níveis de Redução da Marinha. Tal atividade visa fomentar estudos avançados sobre a integração de informações das componentes marítimas e terrestres.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

FNCGG, French National Committee of Geodesy and Geophysics . Rapport Quadriennal Du Cnfgg A L'uggi Quadrennial Report Of Cnfgg To Iugg, 2011. Disponível em: <https://hydrologie.org/ACT/UGGI2011.pdf>. Acesso:06 de junho de 2019.

HAILEGEBEREL et al. User's Guide to Vertical Control and Geodetic Leveling for CO-OPS Observing Systems. NOAA. 2018. Disponível em 02/04/2019: https://tidesandcurrents.noaa.gov/publications/Users_Guide_to_Vertical_Control_and_Geodetic_Leveling_for_CO-OPS_Observing_Systems-May_2018.pdf

IBGE. Padronização de Marcos Geodésicos, 2008.

IBGE. Especificações e Normas para Levantamentos Geodésicos associados ao Sistema Geodésico Brasileiro, Manual, Rio de Janeiro, 2017. 56p.

IBGE. Reajustamento da Rede Altimétrica com Números Geopotenciais. 2018.Relatorio. Rio de Janeiro, 2018. 47p.

MMA. Procosta – Programa Nacional para Conservação da Linha de Costa. 2018.

NEREM R. S.; BECKLEY B. D.; FASULLO, J. T.; HAMLINGTON, B. D.; MASTERS, D &. MITCHUM, G. T. 2018.Climate-change-driven accelerated sea-level rise detected in the altimeter era. <https://doi.org/10.1073/pnas.1717312115>.

ANÁLISE DE EXTREMOS DE INTENSIDADE DO VENTO E ALTURA DE ONDA SOBRE O OCEANO ATLÂNTICO SUL A PARTIR DE DADOS ALTIMÉTRICOS DO GLOBWAVE

Silva¹, N. P.; Camargo¹, R.

*¹Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas - Rua do Matão, 1226 - Cidade Universitária São Paulo-SP - Brasil - 05508-090
natalia.pillar@usp.br*

RESUMO

No presente trabalho, analisamos o padrão espacial dos valores extremos de altura das ondas sobre o Oceano Atlântico Sul a partir de altímetros durante o período de 1993 a 2015. Diferentemente da abordagem tradicional adotada em estudos anteriores, aplicamos um procedimento de interpolação objetiva para manutenção de eventos geradores de condições meteorológicas extremas em curto prazo. Valores extremos de retorno para longos períodos foram estimados através da aplicação do método Peaks-Over-Threshold (POT) e do ajuste dos dados a uma distribuição generalizada de Pareto (GPD). Os resultados apontam para padrões espaciais de extremos comparáveis a estudos anteriores e, além disso, a aplicação da interpolação objetiva permitiu capturar mais informações em prazos mais curtos sem comprometer a cobertura espacial. Uma comparação com observações de bóias do projeto PNBOIA demonstrou que essa abordagem aprimora a representatividade de eventos extremos associados com a passagem de ciclones na região.

Palavras-chave: extremos de onda, Peaks-Over-Threshold, altimetria, GlobWave

INTRODUÇÃO

O estudo ondas extremas tem uma relevância fundamental dadas as alterações em padrões meteorológicos e atmosféricos regionais e como isso pode afetar a infraestrutura costeira, transporte sedimentar e erosão de praias em zonas com baixa elevação (Mori et al. 2010). Nos últimos anos, estudos de extremos de onda usando dados satelitais mostraram-se úteis e com grande confiabilidade (Young et al., 2011, 2012) na estimativa de valores de retorno. Porém, a alta dispersão temporal e espacial conferem aos dados de altimetria uma limitação evidente. Sendo assim, o presente estudo busca apresentar um processo de interpolação objetiva que conserve eventos mais curtos nos sinais dos extremos, garantindo boa cobertura espacial e sem grandes suavizações nos picos elevados.

OBJETIVOS

(1) Oferecer uma detalhada análise de eventos extremos de ondas na região da bacia sudeste do Oceano Atlântico Sul nos dados dos altímetros GlobWave. (2) Aplicar um procedimento de interpolação objetiva para lidar com as limitações do espalhamento de observações dos altímetros e ainda assim preservar eventos de curto período. (3) Gerar estimativas de valores

extremos de retorno para a altura das ondas e associá-los à passagem de eventos altamente energéticos sobre a região.

METODOLOGIA

Foram obtidas observações de altura das ondas dos altímetros do Laboratoire d'Océanographie Spatiale (LOS) e do Centre ERS d'Archivage et de Traitement (CERSAT) (Queffeulou, 2004). Um processo de interpolação objetiva foi aplicado aos dados no domínio entre 0 e 60°S de latitude e 70°W a 25°E longitude, durante o período de 1993–2015. Esse processo busca manter informações de eventos de curto prazo (5 dias ou menos) e consiste em uma combinação linear ponderada de observações distribuída irregularmente (Melnichenko et al., 2014) com o intuito de garantir uma variação mínima em cada ponto. Uma descrição detalhada desta aplicação pode ser encontrada em Daley (1991). Depois disso, o método Peaks-Over-Threshold (POT) foi utilizado para o ajuste dos valores intensos e independentes a uma curva de probabilidade conhecida, a Distribuição Generalizada de Pareto (Generalized Pareto Distribution - GPD). A partir dos parâmetros estimados por esse ajuste, foram calculados valores extremos de retorno para 10, 25 e 50 anos. A verificação da qualidade do processo de interpolação baseou-se na comparação dos dados interpolados com séries temporais de observações obtidas por bóias do projeto PNBOIA em quatro localidades: Recife, Santos, Florianópolis e Rio Grande.

RESULTADOS

A correspondência entre os dados interpolados com as medições da bóia foi testada para o período de março a junho de 2012, de acordo com a disponibilidade de observações. Também foram obtidas as trajetórias de ciclones sobre a região, oferecidas pelo Grupo de Estudos Climáticos do IAG/USP. Na figura 1 nota-se valores crescentes de onda em todos os locais para casos de ciclones A, B e I, descritos como eventos extratropicais afetando toda a costa sul do Brasil. Os ciclones D, G e J, casos subtropicais, afetam principalmente a localização mais setentrional (Santos). Eventos como os ciclones E e F apareceram afetando apenas Rio Grande e Florianópolis. Para todos os eventos, nota-se uma boa correspondência entre dados de bóia e dados interpolados na estação de Santos. Florianópolis apresentou um comportamento variável, ao passo que Rio Grande superestimou dos valores interpolados. Em geral, a variabilidade de curto prazo é bem captada pelos dados otimamente interpolados, mesmo

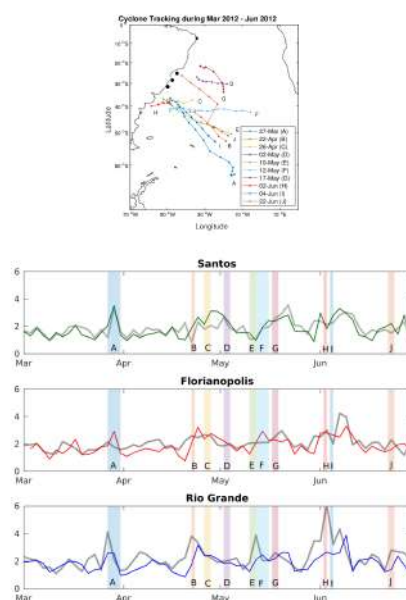


Figura 1: (a) Rastreamento de ciclones no Oceano Atlântico Sul (MAR-JUN 2012). A - J: ocorrências de ciclones. (b-d) Estações (cinza) e das interpolações para Santos (verde, b), Florianópolis (vermelho, c) e Rio Grande (azul, d).

com comportamento diferenciado entre as estações.

Limiares (Fig. 2 mais elevados são observados ao sul de 35°S, com no Atlântico Sudeste (> 5m). Esses resultados corroboram a climatologia apresentada por Hemer et al. (2010), com um intenso gradiente latitudinal e maiores alturas de onda nas proximidades da África do Sul. Nossos resultados também são consistentes com os descritos por outros autores, como Mori et al. (2010) (< 2m no Equador e > 6m na região sudoeste do Atlântico Sul).

Quanto aos extremos de retorno para 50 anos (Fig. 3), nossos resultados são semelhantes aos encontrados por Young et al. (2012), com concordância no padrão zonal e extremos mais elevados entre 45°S e 60°S (Chen et al., 2004). Porém, muito embora nossos resultados tenham gerado um mapa mais detalhado, os valores extremos foram subestimados em comparação a bibliografia (Chen et al., 2004). Essa diferença pode surgir uma vez que tais trabalhos utilizaram dados de apenas um altímetro (TOPEX) por um período de 8 anos. Essa divergência foi destacada por Shanas et al. (2014), que argumentam as vantagens em se utilizar um conjunto de altímetros para estimativas de ondas extremas.

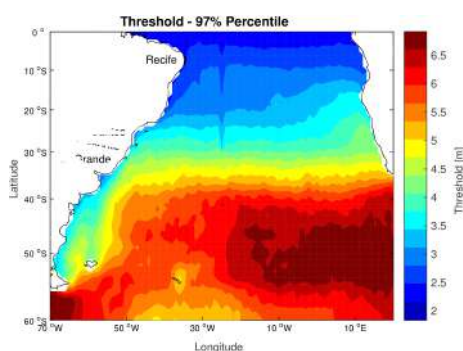


Figura 2: Limiares

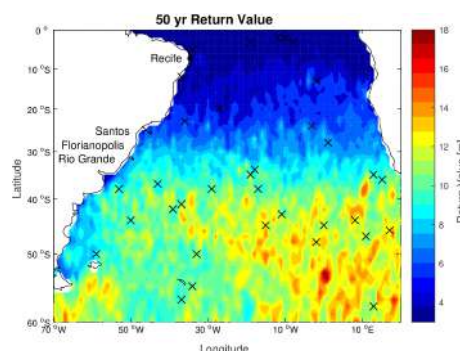


Figura 3: Extremos de 50 anos.

CONCLUSÕES

Uma nova abordagem metodológica foi proposta neste estudo. Dados satelitais de altímetros foram interpolados para uma grade regular através de um processo objetivo e, com a aplicação da metodologia POT, parâmetros resultantes do ajuste à GPD foram utilizados para estimar valores extremos de retorno.

A comparação de dados interpolados com as séries de bóias mostrou uma boa concordância, onde a maior parte da variabilidade de curto prazo associada à passagem dos ciclones foi mantida. Consequentemente, o mapeamento dos períodos extremos de retorno da altura das ondas apresentou similaridades com estudos anteriores e forneceu características mais detalhadas devido à natureza dos dados e à janela temporal de curto prazo.

REFERÊNCIAS

CHEN, G.; BI, S.-W.; EZRATY, R. Global structure of extreme wind and wave climate derived from TOPEX altimeter data. *International Journal of Remote Sensing*, v. 25, n. 5, p. 1005–1018, mar. 2004. ISSN 0143-1161.

III Simpósio sobre Ondas, Marés, Engenharia Oceânica e Oceanografia por Satélite

DALEY, R. Book; Book/Illustrated. *Atmospheric data analysis*. [S.l.]: Cambridge ; New York : Cambridge University Press, 1991. ISBN 0521382157.

HEMER, M. A. Historical trends in Southern Ocean storminess: Long-term variability of extreme wave heights at Cape Sorell, Tasmania. *Geophysical Research Letters*, v. 37, n. 18, p. n/a–n/a, set. 2010.

MELNICHENKO, O. et al. Spatial optimal interpolation of aquarius sea surface salinity: Algorithms and implementation in the north atlantic*. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, v. 31, p. 1583–1600, 2014.

MORI, N. et al. Projection of Extreme Wave Climate Change under Global Warming. *Hydrological Research Letters*, v. 4, p. 15–19, 2010.

QUEFFEULOU, P. Long-Term Validation of Wave Height Measurements from Altimeters. *Marine Geodesy*, v. 27, n. 3-4, p. 495–510, jul. 2004. ISSN 0149-0419.

SHANAS, P.; Sanil Kumar, V.; HITHIN, N. Comparison of gridded multi-mission and along-track mono-mission satellite altimetry wave heights with in situ near-shore buoy data. *Ocean Engineering*, Elsevier, v. 83, p. 24–35, jun. 2014.

YOUNG, I. R. et al. Investigation of trends in extreme value wave height and wind speed. *Journal of Geophysical Research*, v. 117, n. November 2011, p. C00J06, mar. 2012.

YOUNG, I. R.; ZIEGER, S.; BABANIN, a. V. Global trends in wind speed and wave height. *Science (New York, N.Y.)*, v. 332, n. 6028, p. 451–5, abr. 2011.

Deteccão de Água Modal Subtropical do Atlântico Sul utilizando os dados do Banco Nacional de Dados Oceanográficos (BNDO) e de flutuadores ARGO.

Bach¹, V; Ferreira¹, T.

*¹Marinha do Brasil – Centro de Hidrografia da Marinha (CHM)
Rua Barão de Jaceguay, s/n – Ponta D’Areia, Niterói – RJ CEP 24048900
vanessabach.r@gmail.com*

RESUMO

Este trabalho teve como objetivo o estudo da ocorrência Água Modal Subtropical do Atlântico Sul (AMSTAS), formada na margem oeste do Atlântico Sul, na região de Confluência Brasil-Malvinas. A AMSTAS apresenta três tipos, as quais podem ser discernidas a partir de suas características específicas (como espessura, vorticidade potencial, gradiente vertical de temperatura e valores quase constantes de temperatura e salinidade) e local de formação. Considerando as dificuldades em se realizar comissões específicas para a coleta e identificação da AMSTAS, uma alternativa para este estudo foi o uso de bases de dados públicas: como o BNDO, que representa a maior e melhor fonte de dados oceanográficos de perfis de verticais de temperatura e salinidade (CTD e XBT) para o Atlântico Sul; e os dados de flutuadores ARGO da base de dados *Coriolis*. Neste conjunto de dados foram identificadas em sua maioria, AMSTAS do tipo 1, formada na recirculação da Corrente do Brasil; AMSTAS do tipo 2, formada na porção leste do Atlântico Sul e; em menor quantidade, a AMSTAS do tipo 3, formada na parte sul do giro subtropical. Além disso, de acordo com o mapa de ocorrência de água modal gerado é possível observar que há duas regiões que apresentam uma maior incidência de AMSTAS: uma nas proximidades da Confluência Brasil-Malvinas, ao sul de 35°S e a oeste de 047°W, onde foram identificados até três perfis com águas modais no mesmo grau de latitude e longitude; e outra a leste de 043°W, onde foram identificados até dois perfis no mesmo grau de latitude e longitude. Esses resultados já eram esperados, principalmente pelo período de análise ser durante o mês de outubro, na época de formação da mesma e corroboram com o descrito na literatura para a região.

Palavras chave: Água Modal, Confluência Brasil-Malvinas, Atlântico Sul.

INTRODUÇÃO

Águas Modais são formações oceânicas caracterizadas por uma camada de água quase homogênea, vertical e horizontalmente, que ocupa extensas áreas oceânicas (Havana & Talley, 2001). Estes autores afirmam que este tipo de formação geralmente ocorre no lado mais quente das correntes de contorno ou em frentes oceânicas e apresentam baixos valores de vorticidade potencial (VP). A vorticidade potencial apresenta uma relação diretamente proporcional a estabilidade hidrostática da coluna de água. Isto quer dizer que quanto menor o gradiente de densidade (como no caso das águas modais em que os valores de temperatura e salinidade são praticamente constantes), menor será a estratificação desta coluna de água e, consequentemente, a vorticidade potencial.

O foco deste trabalho é a Água Modal Subtropical do Atlântico Sul (AMSTAS), formada na margem oeste deste do Atlântico Sul, na região de Confluência Brasil-Malvinas. Seu período de formação é durante o outono e inverno, quando há um intenso resfriamento da superfície do mar, devido a perda de calor para a atmosfera (Sato & Polito, 2014). Durante este período ocorre a

erosão da termoclina sazonal (Sutton e Allen, 1997) e a camada de mistura se torna mais densa e espessa e, por subducção (Price 2001), acaba empurrando para o fundo uma camada de água, com as características da superfície (Holte et al. 2012). A configuração é uma camada com baixo gradiente de temperatura e salinidade entre duas camadas altamente estratificadas. Dessa forma, a água modal desempenha um papel importante na ventilação da termoclina permanente, permitindo a inclusão de uma água renovada, com alta concentração de oxigênio nas camadas mais profundas do oceano (McCartney & Talley, 1982). Enquanto o processo de convecção exerce influência sobre a homogeneização e aprofundamento da camada, fenômenos como vórtices, intrusões de massas de água e o transporte de Ekman possuem um papel efetivo sobre a variação das propriedades adquiridas durante o processo de formação (Holte *et al.*, 2012).

Há três principais tipos de AMSTAS, que podem ser discernidas a partir de suas assinaturas e localização: tipo 1, que se concentra na margem oeste do Atlântico, na recirculação da Corrente do Brasil (CB); tipo 2, que representa a água menos densa das três, e ocupa a porção leste do mesmo oceano; e tipo 3, que é a mais densa das três e é formada na parte sul do giro subtropical (Sato & Polito, 2014).

Ainda há poucos trabalhos na literatura sobre a AMSTAS, onde destacam-se os estudos de Felix (2006), Sato & Polito (2014), Ferreira (2016) e Bernardo (2016). Entretanto, considerando que não há muitos dados coletados na região, ainda há algumas incertezas com relação a suas regiões de ocorrência e sua formação.

OBJETIVOS

Identificar por meio de mapas de ocorrência os diferentes tipos de Água Modal Subtropical do Atlântico Sul a partir da análise de dados do mês de outubro do Banco Nacional de Dados Oceanográficos (BNDO) e de flutuadores ARGO. A escolha do mês de outubro se deve a intenção de se estudar a mesma durante o período de formação.

METODOLOGIA

Considerando as dificuldades em se realizar comissões específicas para a coleta e identificação da AMSTAS, uma alternativa para o seu estudo é o uso de bases de dados públicas. Neste contexto, duas bases de dados se apresentam como ótimas alternativas: o BNDO, que representa a maior e melhor fonte de dados oceanográficos de perfis de verticais de temperatura e salinidade (CTD e XBT) para o Atlântico Sul; e dados de flutuadores ARGO da base de dados *Coriolis*.

Para a identificação da ocorrência da AMSTAS foi realizada a análise de dados de temperatura (T), salinidade (S) e pressão (P) dessas bases de dados. Foram selecionados 800 perfis na área compreendida entre 25°S a 45°S e 065°O a 030°O, para o mês de outubro dos anos de 1985 a 2018, referentes a região e período de formação da AMSTAS.

Para os dados do BNDO, os perfis selecionados já haviam passado por um controle de qualidade, onde haviam sido eliminados perfis com erros de localização, inversão de temperatura e spikes. No entanto, de modo a facilitar a identificação da água modal, optou-se por mediar verticalmente os dados a cada metro. O equipamento XBT somente proporciona medições de temperatura, então para estes perfis, foi necessária fixar a salinidade em um valor aceitável para a região (Bernardo, 2016). Além disso, foram analisados dados somente até 1000 m de profundidade, visto que a água modal encontra-se normalmente entre 30 e 350 m. A partir dos dados de S, T e P foi realizado o cálculo da vorticidade potencial.

Neste conjunto de dados foram selecionados os perfis que apresentavam as características específicas da água modal subtropical do Atlântico Sul, de acordo com os seguintes critérios (Sato & Polito, 2014):

- Espessura mínima de 70 m;
- Gradientes de temperatura menores que $0.01^{\circ}\text{C}/\text{m}$;
- Valores de vorticidade potencial inferiores a $1,5 \times 10^{-10} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$;
- Valores de temperatura entre:

Tipo 1	Tipo 2	Tipo 3
$15,0 \pm 0,9$	$16,7 \pm 0,9$	$13,2 \pm 0,9$

- Valores de salinidade entre:

Tipo 1	Tipo 2	Tipo 3
$35,6 \pm 0,2$	$35,7 \pm 0,2$	$35,7 \pm 0,2$

Por fim, foram gerados mapas de ocorrência de AMSTAS do tipo 1, tipo 2 e tipo 3 a cada de latitude e longitude.

RESULTADOS

A partir dessas características específicas foi possível identificar os locais e perfis onde houve a ocorrência da AMSTAS (Figura 1).

Foram identificadas em sua maioria, AMSTAS do tipo 1, formada na recirculação da Corrente do Brasil; AMSTAS do tipo 2, formada na porção leste do Atlântico Sul e; em menor quantidade, a AMSTAS do tipo 3, formada na parte sul do giro subtropical.

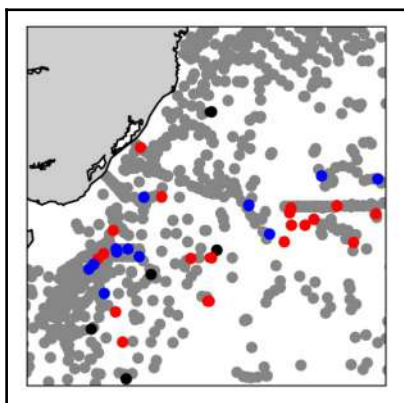


Figura 1. Perfis de CTD, XBT e dados de subida e descida de flutuadores ARGO (cinza), perfis com AMSTAS do tipo 1 (vermelho), AMSTAS do tipo 2 (azul) e AMSTAS do tipo 3 (preto).

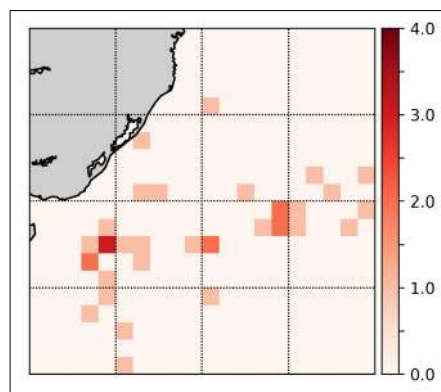


Figura 2. Mapa de ocorrência de AMSTAS a cada grau de latitude e longitude.

O mapa de ocorrência de água modal (figura 2) mostra que há duas regiões que apresentam uma maior incidência de AMSTAS: uma nas proximidades da Confluência Brasil-Malvinas, ao sul de 35°S e a oeste de 047°W , onde foram identificados até três perfis com águas modais no mesmo grau de latitude e longitude; e outra a leste de 043°W , onde foram identificados até dois perfis no mesmo grau de latitude e longitude.

Os resultados corroboraram com o descrito na literatura para a região (Sato & Polito, 2014). Como os dados utilizados neste trabalho são restritos ao mês de outubro, os pontos de maior ocorrência estão associadas a áreas próximas a de formação. Uma análise sazonal, possivelmente mostraria uma maior ocorrência de água modal na porção leste da área de estudo, quando esta já apresentou um deslocamento no sentido das correntes marítimas ali atuantes. Cabe destacar que há

também a ocorrência de AMSTAS fora do período de formação, a leste de 043°W.

Embora este estudo não tenha delimitado a profundidade em que a AMSTAS foi encontrada, se estas fossem separadas em de superfície ou de subsuperfície, seria possível uma inferir se a água modal estaria em fase de formação ou completamente formada.

CONCLUSÕES

Confirmou-se ocorrência dos três tipos de águas modais para a região de estudo, com maior ocorrência da AMSTAS tipo 1. Esses resultados já eram esperados, principalmente pelo período de análise ser durante o mês de outubro, na época de formação da mesma.

Como perspectivas futuras, será realizada uma análise da espessura e profundidade da AMSTAS, de modo a estudar a sua formação e seu transporte horizontal. Também é necessário analisar dados de todas os meses do ano, para entender como é sua variação anual.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BERNARDO, P. S. 2016. Estudo da variação espaço-temporal da Água Modal Subtropical do Atlântico Sul. **Tese de Doutorado**. Universidade de São Paulo.

FELIX, C. 2006. Caracterização das águas modais subtropicais do Atlântico Sul. **Dissertação de Mestrado**. Universidade Federal do Rio de Janeiro.

FERREIRA, M.B. 2016. Caracterização da Água Modal Subtropical na região da Confluência Brasil-Malvinas. **Tese de Doutorado**. Universidade de São Paulo.

HANAWA, K.; TALLEY, L.D. 2001. “Mode waters”. In: Siedler, G., et al. (eds.), Ocean circulation and climate: observing and modelling the global ocean, v.77, chapter 5.4, **International Geophysics Series**, pp. 373-386.

HOLTE, J.W.; TALLEY, L. D.; CHERESKIN, T. K.; SLOYAN, B.M. 2012. The role of air-sea fluxes in Subantarctic Mode Water formation. **Journal of Geophysical Research: Oceans** 117(C3).

MCCARTNEY, M.S.; TALLEY, L.D. 1982. “The subpolar mode water of the North Atlantic Ocean”, **Journal Physical Oceanography**, v.12, pp. 1169-1188.

PRICE, J.F. 2001. “Subduction”. In: Siedler, G., et al. (eds.), Ocean circulation and climate: observing and modelling the global ocean, v.77, chapter 5.3, **International Geophysics Series**, pp. 357-371.

SATO, O.; Polito, P. 2014. Observation of South Atlantic subtropical mode waters with Argo profiling float data. **Journal of Geophysical Research**, submitted.

SUTTON, R.; ALLEN, M. 1997. Decadal predictability of North Atlantic sea surface temperature and climate. **Nature** 388(6642), 563–567.

CLIMATOLOGIA DO ÍNDICE DE RESSURGÊNCIA PARA ARRAIAL DO CABO.

Dos Santos ¹, R. G.; Oda ¹, T. O.; Fernandes ¹, L. D. A;

*¹Marinha do Brasil - Instituto de Estudos do Mar Almirante Paulo Moreira – IEAPM
Rua Kioto, 253 - Praia dos Anjos Arraial do Cabo – RJ CEP 28930-000
renato.goncalvesl@marinha.mil.br*

RESUMO

O objetivo do presente trabalho foi desenvolver uma climatologia do índice de ressurgência (IR) que pudesse ser utilizada como ferramenta em estudos Oceanográficos. Para isso foi calculado o transporte de Ekman utilizando os dados de vento, oriundos da reanálise ERA-Interim, e de temperatura da superfície do mar (TSM), observados pela companhia Álcis, em Arraial do Cabo, RJ - Brasil. A partir desta série de dados foram gerados gráficos de médias mensais para análise sazonal de TSM e IR, e foram calculadas as anomalias de TSM e IR para análise interanual. Os resultados mostraram que a variação sazonal do índice de ressurgência é similar a variação de TSM. A análise interanual mostrou que anomalias de IR superiores a $2000 \text{ m}^3/\text{s} \cdot \text{km}$ podem indicar anomalias na TSM.

Palavras chave: Ressurgência, índice de ressurgência, climatologia, transporte de Ekman e reanálise ERA-Interim.

INTRODUÇÃO

A ressurgência costeira é o fenômeno caracterizado pelo afloramento de águas mais frias e profundas próximo à costa. Em geral, esse tipo de ressurgência é provocado pelos ventos que transportam a água superficial da costa em direção ao oceano e por continuidade águas mais profundas e frias são trazidas à superfície. Essa água ressurgida é rica em nutrientes e responsável pelos ecossistemas biologicamente ricos e produtivos das correntes costeiras. Regiões de ressurgência são economicamente importantes, e apesar de compreenderem apenas 1% das regiões costeiras do mundo, são responsáveis por cerca de 20% da pesca mundial. Diante da dificuldade do monitoramento in situ e partindo do pressuposto que quanto mais intenso é o vento, maior é o transporte das águas superficiais, aumentando a entrada de nutrientes na camada eufótica, o presente trabalho vislumbra calcular um índice que expressa a probabilidade de ocorrência da ressurgência para a Região de Arraial do Cabo (Índice de Ressurgência - IR).

OBJETIVOS

Analisar o comportamento sazonal e interanual do IR na região de Arraial do Cabo, utilizando dados de vento de reanálise.

METODOLOGIA

Considerando os diversos estudos relacionando a ressurgência de Cabo Frio ao regime

de ventos na região, foi desenvolvido um índice baseado no transporte de Ekman para caracterizar o fenômeno da ressurgência em termos deste transporte.

Partindo do pressuposto que o transporte superficial da água gerado pela tensão do vento (*wind stress*) é a causa a ressurgência costeira, BAKUN (1973) desenvolveu um método para calcular a ressurgência baseado na teoria do transporte de EKMAN (1905).

O transporte de massa por seção de superfície do oceano é direcionado 90 graus à esquerda (no hemisfério sul) da direção do vento. A magnitude deste transporte está relacionada com a intensidade do vetor tensão do vento sendo representados pelas seguintes expressões matemáticas:

$$Q_y = \frac{\tau_x}{f \cdot \rho_w} \cdot 10^3 \quad (1)$$

$$\tau_x = \rho_a \cdot C_d \cdot \sqrt{u^2 + v^2} \cdot u \quad (2)$$

Onde: Q_y componente meridional do transporte de Ekman; τ_x componente zonal do vetor tensão do vento; u e v são respectivamente as componentes zonal e meridional do vento; ρ_a é a densidade do ar (1,22 kg m⁻³ a 15°C); C_d é o coeficiente de arrasto adimensional empírico ($C_d = 0,0014$); f é o parâmetro de Coriolis [$f = 7,27 \cdot 10^{-5} \sin(\text{latitude})$]; e ρ_w é a densidade da água (~1025 kg m⁻³).

Como dado de entrada para a equação 2 foram utilizadas as informações de vento provenientes do projeto ERA-Interim. Esse projeto é a versão mais atual de reanálise atmosférica global produzida pelo ECMWF, sendo os dados disponibilizados em horários sinóticos (00, 06, 12 e 18TMG) desde 1 de janeiro de 1979 até os dias atuais. Para este estudo foi eleita a versão com resolução espacial de 0,75° (~83 km) que possui um ponto de grade nas coordenadas 23° Sul e 42° Oeste. Este ponto fica localizado na Ilha de Cabo Frio, próximo à Praia do Farol, e, portanto, dentro da área de estudo.

SILVA et al (2006) calcularam o tempo de resposta da ressurgência, ou seja, o tempo que leva para a TSM chegar a 18°C a partir do momento que o vento começa a soprar do quadrante NE. O tempo de resposta varia durante o ano, sendo menor no verão, entre 20 a 40 horas, e maior no inverno, ficando superior a 80 horas. Com base no tempo de resposta e em estudo anteriores, o presente trabalho adotou o somatório de dois dias do índice Q (Q_{E2}) para análise dos resultados.

A empresa Álcalis realizava medições rotineiras da temperatura da água do mar para avaliar a eficiência dos trocadores de calor da fábrica. Essas medições geraram uma das maiores série de TSM do Atlântico Sul, de 1971 até 2002. Neste trabalho foram usadas as médias diárias destas observações.

RESULTADOS

Utilizando o índice ressurgência (Q) calculado a partir da reanálise ERA-Interim, juntamente com a TSM da Álcalis, foi possível realizar uma análise da variação interanual e da sazonalidade.

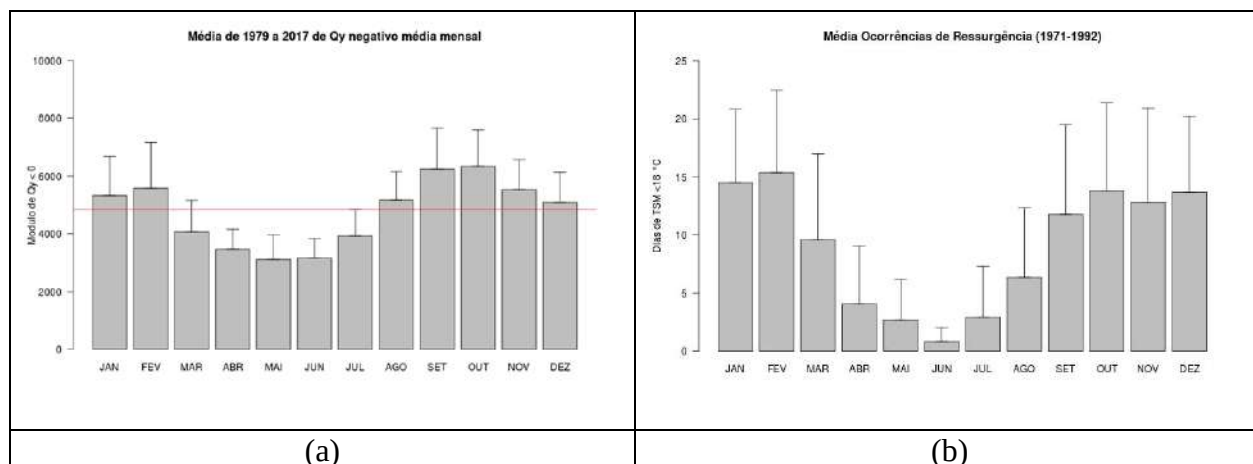


Figura 1. Comportamento médio anual de Q_y e dias com ressurgência: (a) Média mensal do módulo da componente meridional negativa do índice de ressurgência de 1 janeiro de 1979 a 31 dezembro de 2017 para série QE_2 , linha vermelha média de todo o período, (b) Média mensal do número de dias com ocorrência de ressurgência ($TSM < 18^\circ C$) de 1 janeiro de 1971 a 31 dezembro de 1992, para os dados medidos pela Álcis.

A figura 1(a) ilustra a média mensal da componente meridional negativa do índice de ressurgência no período de 1979 a 2017, para série QE_2 . A linha vermelha representa a média total de QE_2y negativo. Destaque para os meses de abril, maio e junho que ficaram abaixo da média mesmo considerando a variância. VALENTIN (1987) indica que a ressurgência de Cabo Frio possui duas fases distintas, uma onde o fenômeno ocorre de forma mais acentuada (primavera e verão), outra menos regular (outono e inverno), associando esse fato a uma maior frequência de passagens de frentes frias.

Outro fator atmosférico importante é o posicionamento da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), que climatologicamente fica centralizada perto de $32^\circ S$ e $5^\circ W$ com um valor um pouco maior que 1021 hPa (PETERSON e STRAMMA, 1991) durante o verão no Hemisfério Sul (HS). Este posicionamento da ASAS, e a presença da Baixa Pressão Continental, formam um gradiente de pressão que intensifica os ventos na região de estudo. Durante inverno no hemisfério Sul, o centro intensifica (1025 hPa) e desloca-se para noroeste, para aproximadamente $27^\circ S$ e $10^\circ W$. Este deslocamento da ASAS, e a ausência da Baixa Pressão Continental, reduz a intensidade dos ventos mantendo a predominância do vento NE.

Os ventos mais amenos refletem no índice abaixo da média anual nos meses de março a julho, época do ano com menor ocorrência de ressurgência como é mostrado na figura 1(b). Um fator que não pode ser desconsiderado para justificar uma menor ocorrência de ressurgência no período do inverno HS é a profundidade da Água Central do Atlântico Sul (ACAS). CANDELLA (1999) verificou que a profundidade da ACAS tem considerável variação sazonal sobre a plataforma continental, influenciando diretamente a ressurgência de Cabo Frio. O período do verão HS são os meses em que essa massa d'água pode ser encontrada em menores profundidades, coincidindo com o período de maior incidência do fenômeno.

A partir das médias de TSM e do índice Q , foram calculadas as anomalias (média de todo o período menos média do ano), para observar as variações interanuais. A figura 2(a) mostra as anomalias mensais do módulo de Q e a figura 2(b) as anomalias mensais de TSM, ambas para o ano de 1989. Neste tipo de análise espera-se que uma anomalia positiva de Q , ou seja, um transporte mais forte, gere uma anomalia negativa da temperatura e *vice versa*.

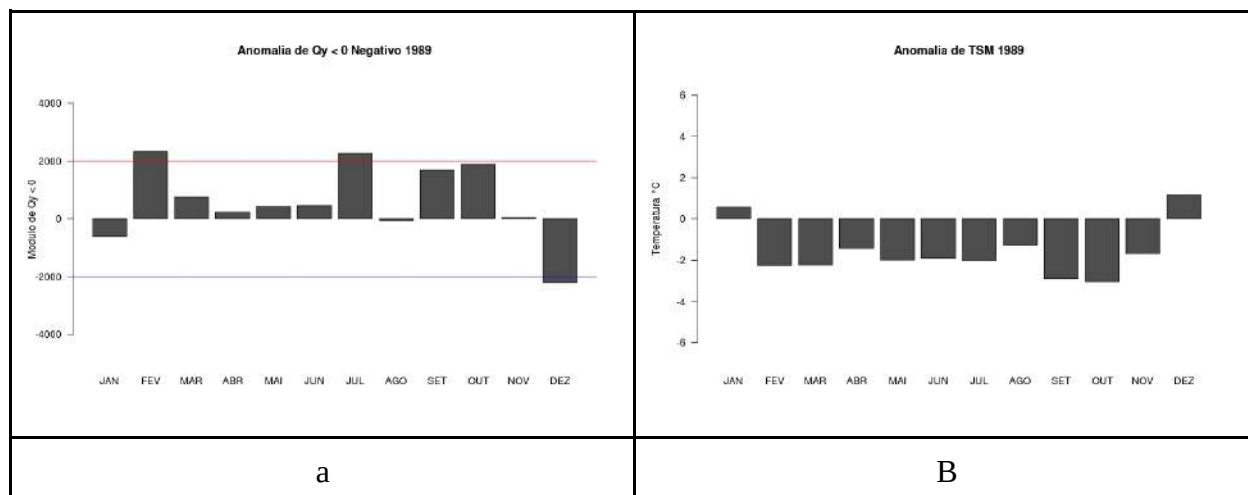


Figura 2. Gráfico em barras das anomalias de 1989: (a) anomalia mensal do módulo de Qy, (b) anomalia mensal de TSM.

Durante a análise das anomalias foi observado que quando ocorriam anomalias de Q maiores que $2000 \text{ m}^3/\text{s} \cdot \text{km}$, na maioria das vezes, havia uma anomalia negativa de temperatura. De modo similar, uma anomalia de Q menor que $-2000 \text{ m}^3/\text{s} \cdot \text{km}$ está relacionada a anomalia positiva de temperatura. O ano de 1989 foi escolhido para ilustrar este fato, onde nos meses de fevereiro e julho houve anomalias de Q maiores que $2000 \text{ m}^3/\text{s} \cdot \text{km}$ e anomalias de TSM de aproximadamente -2°C , no mês de dezembro a anomalia de Q foi menor que $-2000 \text{ m}^3/\text{s} \cdot \text{km}$ e a de TSM foi aproximadamente 1°C .

CONCLUSÕES

O uso de dados Reanálise possibilitou o estudo sazonal do índice de ressurgência, onde verificou-se que nos meses de abril, maio, junho, julho e agosto, o índice apresenta menor intensidade. Nesses meses, há uma menor probabilidade de ocorrência de ressurgência. Através da análise interanual verificou-se que anomalias maiores que $2 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{s} \cdot \text{km}^3$ estão relacionadas com anomalias negativas de TSM. O inverso também foi observado: anomalias de Q inferiores a $-2000 \text{ m}^3/\text{s} \cdot \text{km}$ estão correlacionadas com anomalias positivas de TSM.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BAKUN A.. **Coastal upwelling indexes, west coast of north America, 1946–71**. Relatório técnico do National Oceanic and Atmospheric Administration NOAA, Monterey, California, EUA, v. 671 , p. 103, 1973.
- EKMAN, W.K., **On the influence of earth's rotation on ocean currents**. Arkiv fo "r Matematik, Astonomi Och Fysik, p. 53, 1905.
- CANDELLA R. N.. **Correlação Temperatura X Salinidade e Variação Sazonal da Água Central do Atlântico Sul no Quadrado de Marsden 376**. Pesquisa Naval, v. 12, p. 13, 1999.
- SILVA G. L., DOURADO M. S. e CANDELLA R. N.. **Estudo preliminar da climatologia da ressurgência na região de Arraial Do Cabo, RJ**. XI Encontro Nacional dos Grupos PET , Florianópolis, p. 11, 2006.
- VALENTIN J. L., ANDRÉ D. L., JACOB S. A.. **Hydrobiology in the Cabo Frio (Brazil) upwelling: two dimensional structure and variability during a wind cycle**. Continental Shelf Research, v.7, p. 77-88, 1987.
- PETERSON R.G. e STRAMMA L.. **Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean**. Progresin Oceanography, v. 26, p. 1-73, 1991.
- BOYER, T.; LEVITUS, S.; GARCIA, H.; LOCARNINI, R. A. & STEPHENS, C. 2005. Objective Analyses of Annual, Seasonal and Monthly Temperature and Salinity for the World Ocean on a 0.25° grid. *International Journal of Climatology*. 25:931–945.

ANEXO C

Resumos expandidos das palestras.

TAXAS HISTÓRICAS DE EROÇÃO AO LONGO DA PRAIA DA ENSEADA (GUARUJÁ - SP) E SUA CORRELAÇÃO COM MODELOS HIDRODINÂMICOS

Celia Regina de Gouveia Souza¹, Anderson T. S. Ferreira², Samuel Hora Yang³, Joseph Harari⁴, Tiago Cortez⁴ & Renan Braga Ribeiro³

*1: Instituto Geológico - Secretaria de Infraestrutura e Meio Ambiente do Estado de São Paulo
R. Joaquim Távora, 822 – Vila Mariana – São Paulo (SP) – CEP: 04015-011.*

celia@sp.gov.br ; celiagouveia@gmail.com

*2: Universidade Guarulhos – R. Eng. Prestes Maia, 88 - Centro, Guarulhos - SP, 07023-070
andersontsferreira@gmail.com*

*3: Instituto de Energia e Ambiente - Universidade de São Paulo
Av. Professor Luciano Gualberto, 1289 – Butantã – São Paulo (SP) – CEP: 05508-010
samyang@usp.br; renanbribeiro@usp.br*

*4: Instituto Oceanográfico - Universidade de São Paulo
Praça do Oceanográfico, 191 – Butantã – São Paulo (SP) – CEP: 05508-120
joharari@usp.br; tiagocortez@usp.br;*

RESUMO

O trabalho apresenta uma avaliação sobre de causas naturais da variabilidade das taxas de erosão ao longo da Pr. da Enseada (Guarujá/SP), baseadas em modelos hidrodinâmicos, no contexto do Projeto “Resposta Morfodinâmica de Praias do Sudeste Brasileiro aos Efeitos da Elevação do Nível do Mar e Eventos Meteorológico-Oceanográficos Extremos até 2100” (proc. CAPES 88887.145855/2017-00). Foram efetuados trabalhos de retroanálise em produtos de sensoriamento remoto (1962 a 2018), e de modelagem de correntes e de nível do mar para situações de ressaca e de tempo bom. Os resultados mostraram um comportamento setorizado das taxas históricas de erosão ao longo da praia, influenciados por variações no comportamento das correntes e de nível do mar nessas duas condições.

Palavras chave: erosão, modelagem hidrodinâmica, eventos extremos.

INTRODUÇÃO

A passagem de uma ressaca pode ocasionar empilhamento de água sobre a praia, aumento da velocidade das correntes costeiras e inversões no seu sentido, afetando o transporte de sedimentos e provocando mudanças no balanço sedimentar da praia. Assim, analisar as taxas de erosão costeira de longo termo à luz de modelos hidrodinâmicos em diferentes condições de tempo constitui ferramenta fundamental para compreender parte dos mecanismos naturais envolvidos na variabilidade morfodinâmica da praia.

OBJETIVOS

O objetivo deste trabalho é apresentar uma avaliação do comportamento da variabilidade histórica das taxas de erosão obtidas ao longo da Praia da Enseada do Guarujá à luz de modelos numéricos hidrodinâmicos, em condições de ressaca e tempo bom.

METODOLOGIA

A retroanálise de praias baseada em séries temporais de produtos de sensoriamento remoto é uma técnica clássica na avaliação de taxas de erosão e balanço sedimentar de praias (e.g. Souza e Luna, 2010). Para o presente trabalho foram selecionados 35 produtos entre 1962 e 2018, incluindo fotografias aéreas, imagens de satélite e fotos produzidas por veículo

remotamente pilotado (drone). Em cada produto foram traçados 10 transectos de controle, que correspondem aos perfis praias monitorados desde fevereiro/2018 (Figura 1). A partir da largura da pós-praia medida em cada perfil ao longo do tempo, são obtidas as taxas de variação da linha de costa e os processos predominantes: recuo, progradação ou equilíbrio.

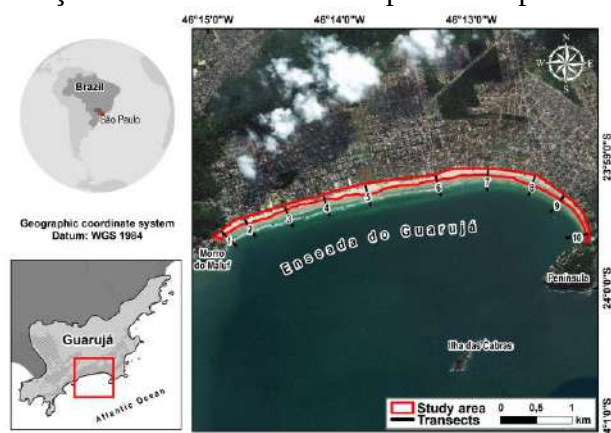


Figura 1. Localização da área de estudo e dos perfis de monitoramento praias.

A modelagem hidrodinâmica foi efetuada por Yang *et al.* (2019), que utilizaram o módulo hidrodinâmico FLOW do software *Delft3D*. Os processamentos realizados para o presente estudo (espaçamento horizontal de 100 m e 15 camadas Sigma) incluíram modelagens de elevação do NM e de correntes no ponto 24°00,79'S/46°13,96'W, para dois eventos extremos de ressacas ocorridos nos dias 11 (quadratura) e 21-22 (sizígia) de agosto/2016, e uma data entre eles (16/sizígia), selecionada em função da condição de tempo bom e da disponibilidade de imagem de satélite. A escolha dos eventos foi feita com base no Banco de Dados de Eventos Extremos para a Baixada Santista (Souza et al., 2019).

RESULTADOS

Modelagem Hidrodinâmica

A Figura 2 mostra o comportamento de elevação do NM e de correntes de superfície para as datas selecionadas. O evento do dia 11 teve 1 dia de duração, no qual o NM atingiu 0,40m acima do nível médio, e com máximas intensidades de corrente entre 0,14-0,17m/s (sentido ENE), que perduraram o dia todos, desde as 10:00h. No dia 16 o NM atingiu 0,66m (sizígia), e as correntes variaram entre 0,02-0,06m/s, para W-SW entre os perfis 1 e 6, e para E-SE nos perfis 8 a 10, portanto com um giro na área do perfil 7. O evento dos dias 21-22 foi notoriamente mais intenso, pela duração, maior sobrelevação do NM, que atingiu 1,03m (dia 22), e intensidade das correntes, com máximas de 0,15-0,36 m/s entre 16:00h do dia 21 e 11:00h do dia 22, sempre com sentido ENE. De maneira geral, as correntes se mostraram mais intensas entre os perfis 2 e 7 e diminuíram entre os perfis 8 e 10 e no perfil 1, e há intensa fuga de sedimentos para SE durante os eventos de ressaca e para SW em tempo bom. Durante os eventos extremos observou-se maior empilhamento de água entre os perfis 7 e 10 (>).

Análise Histórica da Variação da Largura da Pós-Praia

De acordo com a Figura 3, a Pr. da Enseada apresenta comportamento histórico erosivo, com taxa média de erosão elevada (-0,8 m/ano) e variações bem marcadas em 4 setores, a saber: perfis 1 e perfil 5 - menores taxas de erosão (equilíbrio), respectivamente de -0,1 e -0,2 m/ano; perfis 2 a 4 - taxas entre -0,4 e -0,5 m/ano; perfis 6 a 10 - maiores taxas de erosão da praia, entre -0,6 (perfil 8) e -2,9 m/ano (perfil 10). A taxa de erosão do perfil 10 foi obtida em relação a 2010, na tentativa de refletir melhor a realidade desse perfil, na maior parte do tempo com ausência da pós-praia. As médias de largura de toda a praia variaram entre 11,8 (26/09/2013) e 91,3m (03/07/1977).

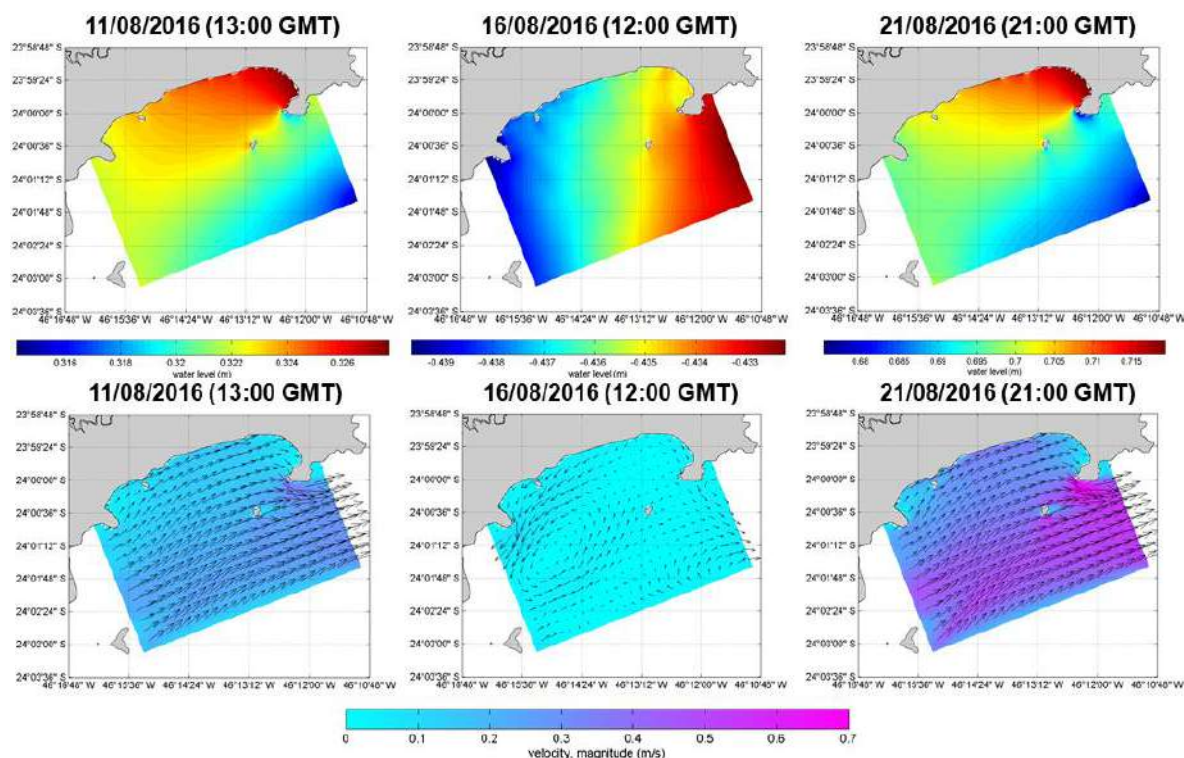


Figura 3. Elevação do nível do mar (acima do nível médio) e correntes em superfície nos dias 11 (ressaca/quadratura), 16 (tempo bom/sizígia) e 21 (ressaca/sizígia) de agosto/2016, na Pr. da Enseada (Guarujá).

Comparando os dados de eventos extremos na região, modelagens hidrodinâmicas, retroanálise (Figura 3) e monitoramentos realizados na praia, foi possível estabelecer 4 indicadores representativos dos efeitos de ressacas: largura média da praia $\leq 31\text{m}$ + largura do perfil 5 inferior a 80m + largura do perfil 1 inferior a 10m + largura do perfil 9 $< 40\text{m}$ + redução drástica e simultânea da largura em todos os perfis.

DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

Durante as ressacas as correntes permanecem com sentido ENE e há intensa fuga de sedimentos da praia rumo a SE, através do canal entre a Ilha das Cabras e a Península. Durante condições de tempo bom, o sentido se inverte para W entre os perfis 1 e 6 e há fuga de sedimentos para SW através da mega-corrente de retorno presente ali e associada à difração das ondas no Mo. do Maluf (vide Figura 1). Porém, as correntes de sentido E permanecem entre os perfis 8 e 10, definindo assim um centro de divergência no segmento entre os perfis 6 e 8. Nessas condições, o segmento praiial onde se insere o perfil 7 passa a fornecer sedimentos para os perfis a oeste e a leste, o que explicaria, pelo menos em parte, o comportamento mais erosivo desse perfil 7 ($-0,9\text{ m/ano}$) em relação a seus vizinhos (perfil 6: $-0,7\text{ m/ano}$; perfil 8: $-0,6\text{ m/ano}$).

Os perfis 1 e 5 estão em equilíbrio relativo ($-0,1$ e $-0,2\text{ m/ano}$, respectivamente), e também são os locais menos antropizados da praia. O perfil 1 é o mais abrigado da ação de ondas de tempestade e correntes associadas; a mega-corrente de retorno, apesar de muito intensificada durante as ressacas, contribui para a manutenção desse equilíbrio sedimentar no cômputo final. A manutenção histórica das dunas e a ausência de quiosques deve ser uma das principais causas desse equilíbrio sedimentar.

Os perfis 2 a 4 apresentam taxas de erosão moderadas ($-0,4$ a $-0,5\text{ m/ano}$) e abaixo da média da praia ($-0,8\text{ m/ano}$), apesar de estarem no setor historicamente mais antropizado da praia, com remoção constante de dunas, presença massiva de quiosques (removidos em 2017) e avanços do calçadão e outras estruturas sobre a praia. Os padrões de inversões de correntes

destacados acima também parecem explicar o comportamento morfodinâmico desse setor, que sofre intensa erosão durante as ressacas (fortes correntes), mas durante o tempo bom é retroalimentado com sedimentos provenientes dos perfis 6 e 7 (principalmente), o que também explica as elevadas taxas de erosão destes 2 perfis.

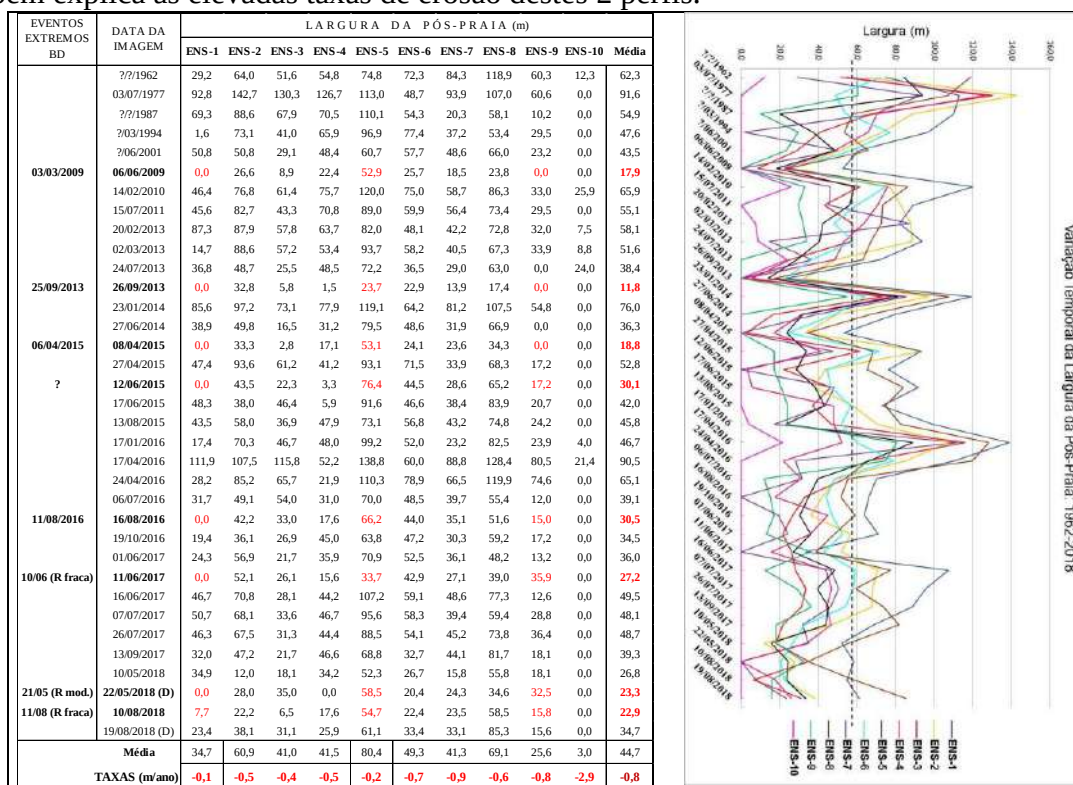


Figura 3. Variação temporal da largura da pós-praia e taxas de erosão na Praia da Enseada. Imagens (D) são de Drone, obtidas durante o monitoramento (fonte dos Eventos Extremos: Souza et al., 2019).

Entre os perfis 6 e 8, embora o calçadão tenha sido mantido historicamente na mesma posição e seja rara a presença de quiosques na praia, até 2017 ocorria remoção de dunas da pós-praia e do calçadão (prática esta interrompida por sugestão do presente projeto). Este fato se soma aos demais destacados acima para explicar as elevadas taxas de erosão nesse setor.

O perfil 10 sofre erosão crônica desde antes de 1962 e, portanto, a taxa de -2,9 m/ano deve estar subestimada. Além de estreito, esse perfil apresenta declividade muito baixa, assim como o perfil 9, que vem sofrendo cada vez mais a influência dessa erosão crônica. Portanto, o maior empilhamento de água nesse segmento da praia e a intensa fuga de sedimentos para SE durante os eventos extremos, parecem ser alguns dos principais fatores naturais da erosão nesses perfis.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- SOUZA, C.R. de G. & LUNA, G.C. 2010. Variação da linha de costa e balanço sedimentar de longo período em praias sob risco muito alto de erosão no município de Caraguatatuba (Litoral Norte de São Paulo, Brasil). *Revista de Gestão Costeira Integrada*, 10(2): 179-199. (<http://www.aprh.pt/rgci/revista10f2.html>).
- SOUZA, C.R. de G.; SOUZA, A.P. & HARARI, J. 2019. Long Term Analysis of Meteorological-Oceanographic Extreme Events for the Baixada Santista Region. In: Nunes LH, Greco R, Marengo JA (eds). *Climate Change in Santos Brazil: Projections, Impacts and Adaptation Options*, p. 97-134, Springer Nature Switzerland. ISBN 9783319965352 (https://link.springer.com/chapter/10.1007/978-3-319-96535-2_6).
- YANG, S.H.; HARARI, J.; RIBEIRO, R.B.; CORTEZ, T. & RUIZ, M.S. 2019. Efeitos da Intensificação de Tempestades em Praias do Estado de São Paulo, Brasil. In: *9º Congresso sobre Planejamento e Gestão das Zonas Costeiras dos Países de Expressão Portuguesa*.

APLICAÇÃO DE ASSIMILAÇÃO DE DADOS PARA UMA BASE CLIMATOLÓGICA PARA A BACIA DE SANTOS

Toste^{1*}, R.; Böck¹, C. S.; Assad^{1,2}, L. P. F.; Landau¹, L.

¹Universidade Federal do Rio de Janeiro - LAMCE

Rua Paulo Emídio Barbosa, 485, Quadra 8, Lote 1 - Cidade Universitária, RJ CEP 21941-907

²Universidade Federal do Rio de Janeiro - Departamento de Meteorologia

Av. Athos da Silveira Ramos, 274 - Cidade Universitária, RJ CEP 21941-916

*rtoste@lamce.coppe.ufrj.br

RESUMO

O Projeto Azul tem como objetivo principal o estabelecimento de um sistema de observação oceânica para a Baía de Santos, o que inclui o desenvolvimento de uma base hidrodinâmica de longo período com assimilação de dados remotos e *in situ*. O presente trabalho tem como objetivo apresentar os resultados referentes à segunda fase de execução do projeto, reiniciada em 2017, que correspondem aos desenvolvimentos na área de pesquisa de modelagem oceânica regional com assimilação de dados. Os resultados mostram que o sistema se mostrou efetivo na redução dos erros do modelo em relação às observações e que a base hidrodinâmica representa de forma adequada a dinâmica local.

Palavras chave: sistema de observação oceânica, modelo hidrodinâmico regional, assimilação de dados, Projeto Azul

INTRODUÇÃO

O Projeto Azul, iniciado em 2012, tem como objetivo principal o desenvolvimento de um sistema de observação oceânica para a Baía de Santos. Tal sistema é baseado na integração de três áreas de pesquisa: a coleta de dados meteo-oceanográficos (*in situ* e remotos), a modelagem numérica regional e a aplicação de técnicas de assimilação de dados (SANTOS *et al.*, 2015). Na primeira fase do projeto, o sistema utilizou derivadores e gliders para a coleta de dados oceanográficos e foi elaborado um *hindcast* oceânico com assimilação de dados para o ano de 2013 para a Baía de Santos e região oceânica adjacente. Atualmente, em sua segunda fase, o Projeto dispõe de linhas de fundeio instrumentadas, ainda em fase de implantação, e um sistema computacional operacional de previsão oceânica e atmosférica com alta resolução espacial com resultados disponibilizados em tempo real.

Um dos objetivos atuais do projeto é o aprimoramento do modelo hidrodinâmico regional desenvolvido na primeira fase (FRAGOSO *et al.*, 2016) e a elaboração de uma base hidrodinâmica de longo período, com assimilação de dados, para a região de interesse. O desenvolvimento dessa base hidrodinâmica é bastante relevante para o conhecimento dos padrões climatológicos e da variabilidade dos processos oceânicos, principalmente da Corrente do Brasil, em uma área de grande interesse econômico na costa leste brasileira.

OBJETIVOS

O presente trabalho tem como objetivo apresentar os resultados da base hidrodinâmica de 20 anos desenvolvida para a região da Baía de Santos com o uso de modelagem numérica computacional com assimilação de dados, durante a segunda fase de execução do Projeto Azul.

METODOLOGIA

O modelo hidrodinâmico utilizado no estudo é o Regional Ocean Modelling System (ROMS, SHCHEPETKIN e MCWILLIAMS, 2005), amplamente difundido na comunidade científica, sendo utilizado tanto em aplicações costeiras como oceânicas, e possui embutido em seu código, um esquema de assimilação de dados variacional no espaço tridimensional e no tempo (4D-Var).

A simulação de longo período (*hindcast*) para a Baía de Santos e região oceânica adjacente, entre 50,5°W-25°W e 30°S-15°S, foi desenvolvida em uma grade com resolução espacial de ≈ 9 km e 40 níveis verticais. O *hindcast* foi realizado utilizando a formulação primal do 4D-Var, que busca minimizar a função custo no espaço total composto pelo vetor controle, sujeita à restrição forte. A assimilação de dados com essa configuração assume um modelo livre de erros e o vetor controle é compreendido dos incrementos associados às condições iniciais, de contorno laterais e aos forçantes de superfície.

A função custo (J), dada na Eq. 1, é uma medida da distância entre a solução do modelo numérico e os dados observacionais (MOORE *et al.*, 2011). O objetivo da assimilação de dados é minimizar J a cada iteração de forma que a solução numérica obtida seja a mais próxima do estado provável do oceano. Tal processo é realizado de forma iterativa em janelas temporais de assimilação nas quais versões lineares do modelo são executadas em cada *inner loop* e não lineares a cada *outer loop*.

$$J(x) = \frac{1}{2}(x_b - x)^T B^{-1}(x_b - x) + \frac{1}{2}[y - H(x)]^T R^{-1}[y - H(x)] \quad (1)$$

onde, x é o vetor de estado do modelo, x_b é a estimativa inicial (*background*), y são as observações, H é o operador que mapeia x nas posições de y , B é a matriz de covariância do erro de *background* e R das observações. O T sobrescrito indica o vetor transposto.

O experimento foi realizado para o período de 1997 a 2017 em janelas de assimilação de 7 dias, considerando 2 *outer* e 10 *inner loops*, e desvios-padrões e os coeficientes de normalização calculados com base em um *hindcast* sem assimilação de dados para o mesmo período. A condição inicial para o primeiro ciclo se baseou no resultado desta rodada livre, já os ciclos subsequentes utilizam como condição inicial o último resultado do ciclo anterior. As condições de contorno correspondem aos resultados de 1/4 e 1/12° do CMEMS (Copernicus Marine Environment Monitoring Service) e os forçantes atmosféricos à Reanálise II do NCEP. Foram assimilados dados *in situ* e remotos de bases públicas e oriundas da primeira fase do Projeto (gliders). Estes dados correspondem à anomalia da superfície do mar (SLA L3, *along-track* distribuído pelo CMEMS, tratado e inserido como topografia dinâmica absoluta), temperatura da superfície do mar (1997-2006: Pathfinder Version 5.0; 2006-2017: OSTIA e POES) e dados de temperatura e salinidade do EN4 (European Union ENSEMBLES project) disponibilizados pelo UK Met Office.

A assimilação de dados foi executada considerando o ajuste das condições iniciais, de contorno laterais e dos forçantes de superfície, e foram salvos resultados com resolução temporal de 12 horas.

RESULTADOS

A Fig. 1 apresenta a série temporal de J ao longo do período de integração do modelo, com valores normalizados. Observa-se que os menores valores de J são encontrados ao final do segundo *outer loop* (linha azul) em cada janela de assimilação, o que mostra que os dados observacionais considerados no sistema estão efetivamente auxiliando o modelo a convergir para uma solução mais acurada. De forma geral, é observada uma redução em J a partir de 2007. Esse comportamento indica o impacto da resolução espacial da condição de contorno lateral, que a partir deste período passou a corresponder à base de $1/12^\circ$ do CMEMS. Em 2013, é observada a maior redução relativa de J , o que provavelmente está associado ao papel dos dados dos gliders do Projeto coletados naquele ano. Além disso, são observados picos associados ao número de observações consideradas, que varia entre os ciclos.

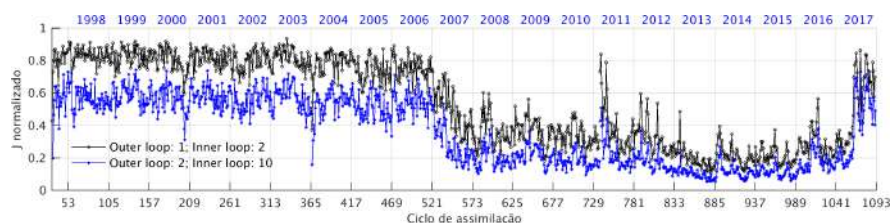


Figura 1: Representação da função custo (J) na segunda iteração iteração do primeiro *outer loop* (preto) e no final do segundo *outer loop* (azul) normalizados em relação ao valor global de J .

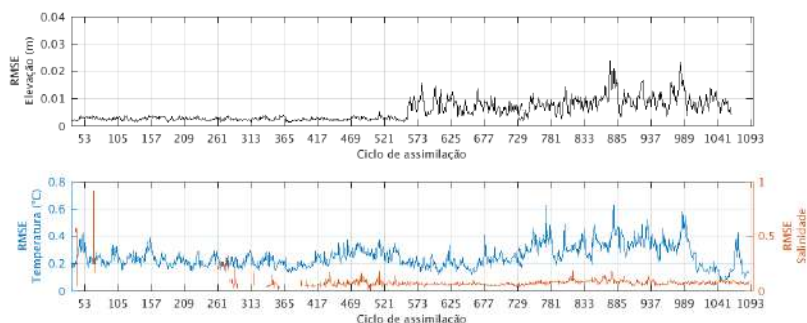


Figura 2: Erro médio quadrático (RMSE) entre as observações assimiladas de elevação da superfície livre, temperatura e salinidade e os resultados do modelo, médios para os ciclos de assimilação.

Esse impacto do número de observações assimiladas também é visto no erro médio quadrático (RMSE) apresentado na Fig. 2, médio para cada ciclo de assimilação. Esse RMSE é calculado em relação às observações assimiladas e tende a aumentar quando o número de observações é menor. Apesar disso, observa-se que os erros são inferiores a 2,5 cm e 0.7°C , para elevação da superfície

livre e temperatura, respectivamente. O RMSE para a salinidade, com exceção dos primeiros ciclos, é inferior a 0,25. Em termos espaciais, o impacto da assimilação é observado em todo o domínio de modelagem, no entanto, no dia apresentado como exemplo, seus efeitos são mais evidentes junto à costa (Fig. 3). Para a elevação da superfície livre, os principais incrementos são observados na região ao largo do Rio de Janeiro, e na TSM e SSM, são observados incrementos positivos e negativos significativos distribuídos também em porções mais oceânicas. Como as observações de salinidade são esparsas no espaço e no tempo, observa-se o impacto das assimilação das demais variáveis no ajuste dos campos de salinidade.

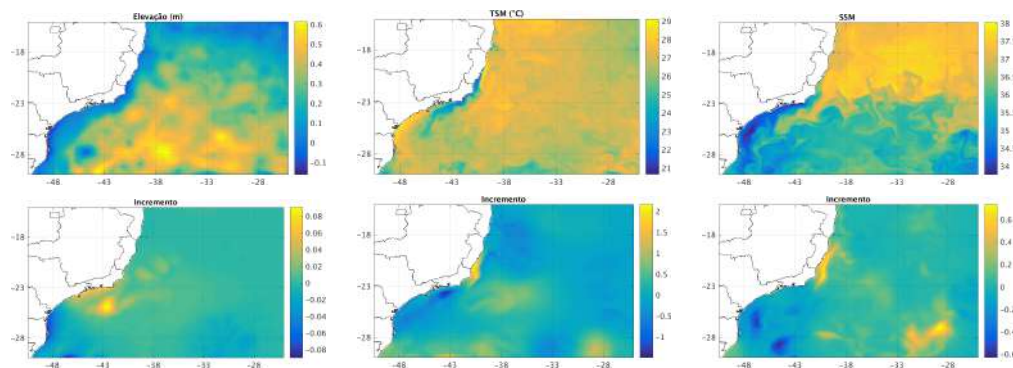


Figura 3: Campos de elevação, temperatura (TSM) e salinidade (SSM) da superfície do mar calculados para o dia 7 de março de 2007 e os incrementos aplicados em relação ao *background*.

CONCLUSÕES

A assimilação de dados se mostrou efetiva em aproximar os resultados da modelagem hidrodinâmica das observações assimiladas, e, de forma geral, foi observada uma redução no erro nos prognósticos de elevação da superfície livre, temperatura e salinidade com o uso dessa técnica.

REFERÊNCIAS

FRAGOSO, M. D. R., DE CARVALHO, G. V., SOARES, F. L. M., *et al.*, 2016, “A 4D-variational ocean data assimilation application for Santos Basin, Brazil”, *Ocean Dynamics*, v. 66, n. 3, pp. 419-434. ISSN: 1616-7228. doi: 10.1007/s10236-016-0931-5.

MOORE, A. M., ARANGO, H. G., BROQUET, G., *et al.*, 2011, “The Regional Ocean Modeling System (ROMS) 4-dimensional variational data assimilation systems: Part I – System overview and formulation”, *Progress in Oceanography*, v. 91, n. 1, pp. 34–49. ISSN: 0079-6611. doi: 10.1016/j.pocean.2011.05.004.

SANTOS, F.A., OLIVEIRA, A.L.S.C., SOARES, F.L.M., *et al.*, 2015, “Chapter 7 - Projeto Azul: Operational Oceanography in an Active Oil and Gas Area Southeastern Brazil”. In: Liu, Y., Kerker, H., Weisberg, R.H. (Eds.), *Coastal Ocean Observing Systems*, Academic Press, pp. 99-118, Boston. ISBN: 978-0-12-802022-7. doi:10.1016/B978-0-12-802022-7.00007-9.

SHCHEPETKIN, A. F., MCWILLIAMS, J. C., 2005, “The regional oceanic modeling system (ROMS): a split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model”, *Ocean Modelling*, v. 9, pp. 347–404.

Se o óleo vazar, para onde IREMOS?

Fernando Túlio Camilo Barreto; Luciana de Freitas Tessarolo; Valdir Innocentini¹

¹Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
vinnocentini@hotmail.com

O aumento no consumo de óleo tem acompanhado o rápido crescimento de países emergentes. Nas últimas décadas a produção de óleo em regiões aquáticas tornou-se viável devido a avanços tecnológicos e crescimento dos preços em mercados internacionais.

Atualmente, várias empresas extraem óleo em regiões imersas em profundidades de 1000 a 2000 m de profundidade. Ao longo da costa brasileira, vários poços estão em franca produção, e muitos blocos estão sendo oferecidos em licitações para serem explorados.

Embora o risco de vazamento em águas profundas tenha diminuído com o avanço tecnológico, a possibilidade de ocorrência não deve ser descartada, pois os prejuízos a vários segmentos são incalculáveis. Em caso de vazamento em águas profundas, respostas às seguintes questões serão de grande valia para mitigar seus efeitos nocivos:

Em que área da superfície o óleo irá emergir?

Qual a dimensão da mancha?

Quais propriedades terá o óleo na superfície?

Que segmentos da costa serão atingidos?

No uso de dispersantes, para onde irão as gotículas de óleo e com que propriedades?

Que regiões serão atingidas pela água contaminada pelo óleo dissolvido?

Estas questões podem ser respondidas por um conjunto de modelos numéricos, que simulem a trajetória do óleo vazado e a evolução de suas propriedades. Com este objetivo, está sendo desenvolvido um sistema, denominado IREMOS (Integrated Regional Models of Oil Spill), composto por 3 modelos: um modelo Lagrangiano de partículas, um modelo de superfície e um modelo de vazamento em águas profundas.

Aqui serão apresentados resultados do modelo Lagrangiano, em casos de vazamentos hipotéticos nas bacias ao longo da costa brasileira.

EFEITO DO VENTO NA ESTIMATIVA DE TEMPO DE RESIDÊNCIA NO ALTO E MÉDIO ESTUÁRIO DA LAGOA DOS PATOS, BRASIL

Orozco¹, P.M.S.; Ávila¹, R.A.; Toledo¹, C.W.S.; Cavalcanti¹, A.M.; Möller¹, O.O.

*¹Universidade Federal do Rio Grande (FURG) – Laboratório de Oceanografia Costeira e Estuarina – LOCOSTE
Avenida Itália, km 8, Campus Carreiros – Rio Grande – RS CEP 96203-900
dfsomj@furg.br*

RESUMO

O Tempo de Residência (Tr) das águas em uma região estuarina é normalmente calculado em função da variação na descarga fluvial. Como a Lagoa dos Patos tem a sua circulação forçada tanto pela descarga fluvial quanto pelo efeito do vento, procurou-se avaliar o efeito deste último no Tr em um período de baixas descargas ($Q < 2000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$). Sob esta condição, ventos predominantes de Sudoeste (SO) tendem a introduzir águas salgadas no estuário, enquanto que ventos de Nordeste (NE) costumam facilitar a saída das mesmas. Acima deste valor, a descarga fluvial é a forçante dominante, consequentemente resultando em baixos Tr . Considerando $Q < 1000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ e ventos predominantes de SO, Tr foi igual a 1,5 meses. Em condição extrema oposta, com $Q > 1000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ e ventos predominantes de NE, Tr resultou em apenas 3 dias.

Palavras-chave: tempo de residência, estuário da Lagoa dos Patos, efeito do vento

INTRODUÇÃO

Tempo de residência (Tr) corresponde ao tempo que uma partícula/propriedade permanecerá dentro de uma delimitada região após ela ter atingido certo ponto (Zimmerman, 1976). Os mecanismos que afetam o Tr são, geralmente, o efeito local do vento na troca de volume, mistura por marés, gradiente de pressão barotrópico e circulação submareal (Meyers, 2017). Apesar de relativamente simples, este conceito é frequentemente usado de forma equivocada e confundido com outras definições, e.g. tempo de descarga (T_q) e tempo de trânsito da água doce (T_{fwt}). No estuário da Lagoa dos Patos (LP; Fig. 1), região de estudo deste trabalho, a maioria dos trabalhos desenvolvidos baseiam-se no cálculo de T_q ou T_{fwt} (e.g. Mata & Möller, 1993; Möller, 1996; Pereira & Niencheski, 2004), muitas vezes querendo se referir ao Tr . Segundo Möller *et al.* (2001), a circulação estuarina da LP é regida principalmente por ventos de Nordeste (NE)/Sudoeste (SO) e pela descarga fluvial (Q). Durante períodos de baixa descarga ($Q < 3000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$), o vento associado a frentes frias é a principal forçante em uma escala de 3-17 dias. Durante $Q > 4000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, a influência de ventos de SO é sobreposta pela vazão, até mesmo impedindo a entrada de águas costeiras no estuário (Möller & Castaing, 1999). Neste trabalho, estimou-se o Tr do sal com base no efeito do vento em um período de baixa descarga fluvial. Além disso, procurou-se esclarecer aplicações deste conceito.

OBJETIVOS

O objetivo geral deste trabalho é estimar o Tr do sal no médio/alto estuário da LP em um período de baixa descarga fluvial, onde o vento é o fator preponderante na circulação

deste sistema costeiro.

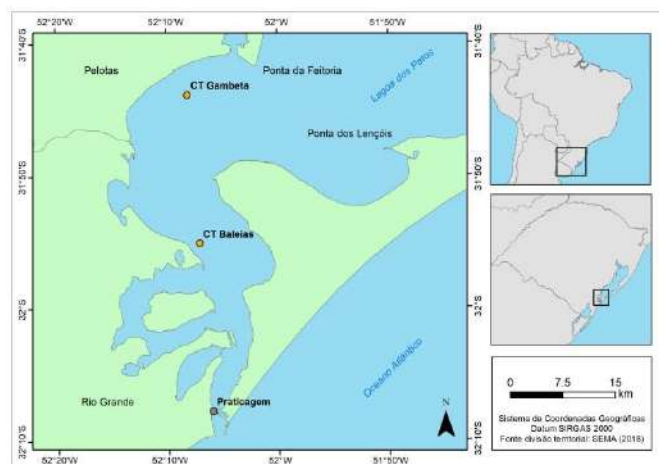


Figura 1 Estuário da Lagoa dos Patos (ELP). Os pontos de cor laranja e cinza indicam as localizações dos fundeios dos Termocondutivímetros (CTs) e da estação meteorológica da Praticagem, respectivamente.

METODOLOGIA

Dois Termocondutivímetros SBE 37-SM (CTs) fundeados junto aos faróletes da Gambeta e Baleias (Fig. 1) registraram dados horários de salinidade entre o período de 09 de dezembro de 2016 a 26 de abril de 2018. Para o cálculo da Fração de Água Doce (Dyer, 1973), a máxima salinidade (S) em Baleias ($S = 36,1$) representou a salinidade no oceano. Dados de descarga fluvial foram obtidos através da Agência Nacional de Águas (ANA – <http://hidroweb.ana.gov.br/HidroWeb/>). O tratamento destes dados seguiu a metodologia empregada por Vaz *et al.* (2006). Os dados de vento foram disponibilizados pela estação meteorológica da Praticagem e decompostos em componentes N-S e Leste-Oeste. A componente N-S foi rotacionada de 37° (ν) para que sua orientação ficasse paralela à costa e ao eixo principal da LP. O tratamento dos dados foi realizado através da análise de séries temporais, dando enfoque para o efeito do vento no período entre janeiro e abril de 2018.

RESULTADOS

Nas séries temporais completas (Fig. 2), verifica-se a rápida resposta da queda de salinidade em consequência de altas descargas fluviais ($Q \geq 4000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$), principalmente no CT-Gambeta (alto estuário). Diante de condições de baixa descarga ($Q < 2000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$), os valores de salinidade tendem a aumentar, condizendo com o efeito do vento em importar águas costeiras para o interior do estuário. Esta situação fica mais clara na Figura 3, visto que acima de $2000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ – com exceções pontuais ligadas a eventos extremos –, a água salgada não atinge a região do alto/médio estuário. Já para situações de $Q < 2000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, a permanência das águas de maior salinidade é modulada pelo efeito do vento, como observado na Figura 4. Ventos predominantes – neste caso com duração $\geq 16 \text{ h}$ – de SO provocam a entrada de sal no estuário, enquanto que ventos de NE facilitam sua exportação.

Objetivando minimizar o efeito da descarga fluvial no Tr , o período de menor descarga média (de janeiro a abril de 2018; $Q_{\text{média}} \sim 716 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$) foi analisado (Fig. 4). Para determinar o Tr do sal pelo efeito do vento, $S = 20$ no CT-Gambeta (sob vento de SO) foi utilizada como traçador, correspondente a uma Fração de Água Doce (F_{fw}) igual a 0,45. No CT-Baleias, $S = 5$ (sob vento de NE) determinou a saída deste sal da região, com $F_{fw} = 0,86$. Para $Q > 1000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ ($Q < 1000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$) e vento de NE predominante, o Tr foi igual a 3 dias (5,7 dias). No caso de $Q < 1000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ e vento de SO predominante, Tr chegou próximo a 1,5 meses. Apesar dos

picos de descarga apresentarem a mesma magnitude, somente ventos de SO com intensidades maiores do que 10 ms^{-1} foram capazes de introduzir águas salgadas no médio estuário.

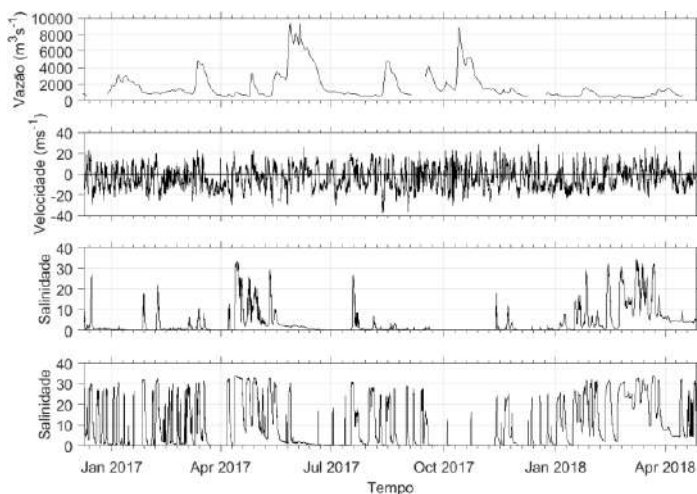


Figura 2 Séries temporais de **a)** descarga fluvial; **b)** vento longitudinal à costa (v), onde $v < 0$ e $v > 0$ representam as direções de NE e SO, respectivamente; e salinidade no **c)** CT-Gambeta e **d)** CT-Baleias.

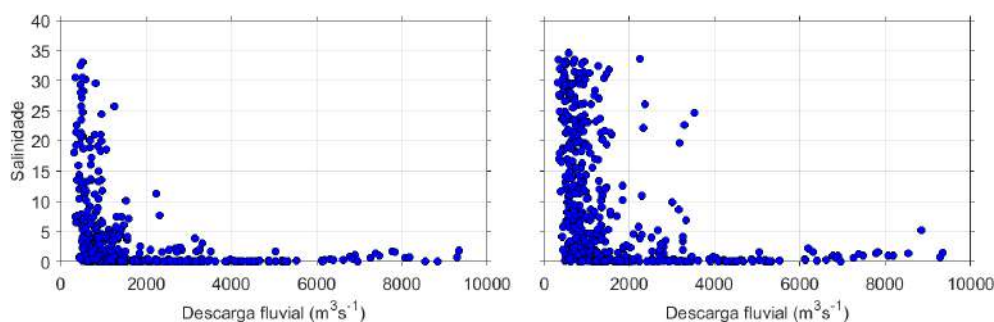


Figura 3 Descarga fluvial versus salinidade no farolete da **a)** Gambeta e de **b)** Baleias.

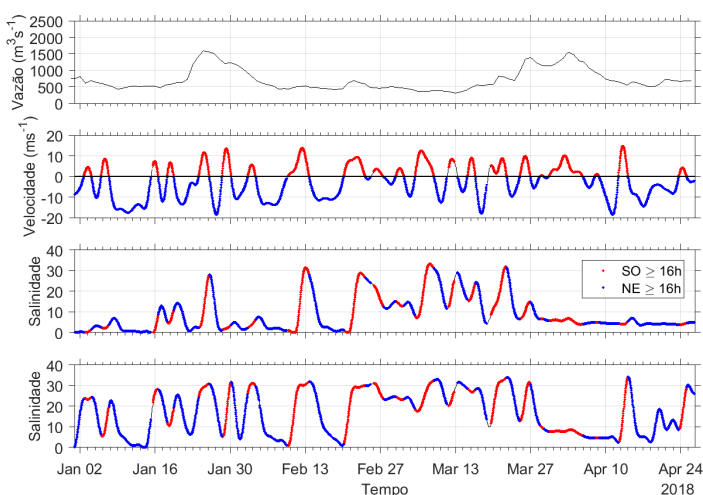


Figura 3 Séries temporais em um período de baixa **a)** descarga fluvial; **b)** vento longitudinal à costa (v), onde $v < 0$ e $v > 0$ representam as direções de NE e SO, respectivamente; e salinidade no **c)** CT-Gambeta e **d)** CT-Baleias. Os pontos vermelhos e azuis indicam ventos com duração ≥ 16 horas nas direções SO e NE, respectivamente.

CONCLUSÕES

O vento paralelo à costa consegue modular a dinâmica do sal no alto e médio estuário da Lagoa dos Patos (ELP) em descargas fluviais ($Q < 2000 \text{ m}^3 \text{s}^{-1}$). Ventos predominantes de

SO e NE provocam a entrada e saída de águas salgadas no estuário, respectivamente. No verão e início da primavera, sob descargas fluviais baixas ($Q < 1000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$) e ventos de SO (NE) predominantes, o tempo de residência (Tr) foi igual a 1,5 meses (5,7 dias). Por outro lado, com $Q > 1.000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ e ventos predominantes de NE, Tr foi correspondente a apenas 3 dias.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- DYER, K. R. 1973. Estuaries: A Physical Introduction. *John Wiley and Sons*. London, U.K.
- MATA, M. M. & MÖLLER, O. O. Jr. 1993. Sobre o tempo de descarga do estuário da Lagoa dos Patos, RS-Brasil. *Atlântica, Rio Grande*. 15:37–48.
- MEYERS, S. D.; MOSS, A. J. & LUTHER, M. E. 2017. Changes in residence time due to large-scale infrastructure in a coastal plain estuary. *Journal of Coastal Research*. 33(4):815–828.
- MÖLLER, O. O. Jr. 1996. Hidrodynamique de la lagunes dos Patos. Mesures et Modélisation. Dissertação de Mestrado, *L'Universite Bordeaux I*, Bordeaux, França.
- MÖLLER, O. O. Jr. & CASTAING, P. 1999. Hydrological Characteristics of the Estuarine Area of Patos Lagoon (30° S, Brazil). In: PERILLO, G. M.; PICCOLO, M. C.; PINO-QUIVIRA, M. (Eds.), *Estuaries of South America*. Springer, New York, pp. 83–100.
- MÖLLER, O. O. Jr.; CASTAING, P.; SALOMON, J. & LAZURE, P. 2001. The Influence of Local and Non-local Forcing Effects on the Subtidal Circulation of Patos Lagoon. *Estuaries and Coasts*. 24(2):275–289.
- PEREIRA, R. S. & NIENCHESKI, L. F. H. 2004. Simulação do tempo de residência da Lagoa dos Patos. *Anais do XXI Congresso Latino Americano de Hidráulica*. São Pedro-SP, 6 pp.
- VAZ, A. C.; MÖLLER, O. O. Jr. & ALMEIDA, T. L. 2005. Análise Quantitativa da Descarga dos Rios Afluentes da Lagoa dos Patos. *Atlântica, Rio Grande*. 28(1):13–23.
- ZIMMERMAN, J. T. F. 1976. Mixing and flushing of tidal embayments in the western Dutch Wadden Sea. Part I: Distribution of salinity and calculation of mixing time scales. *Netherlands Journal of Sea Research*. 10:149–191.

LIBERAÇÕES HIPOTÉTICAS DE ÓLEO/GÁS NOS CAMPOS DE FRADE E LULA

Tessarolo^{1,2}, L. F. ; Innocentini^{1,3}, V.

¹ Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE

Avenida dos Astronautas, 1758, Jardim da Granja, São José dos Campos – SP, 12227-010

²lutessarolo@hotmail.com; ³vinnocentini@hotmail.com

RESUMO

Simulações de vazamentos hipotéticos de óleo e gás a partir de poços localizado nos Campos de Frade (CF) e Lula (CL) foram realizadas utilizando um modelo numérico Lagrangiano, a fim de se determinar a trajetória dos componentes ao longo da coluna de água em locais distintos. Em ambos os locais, as liberações foram simuladas para o dia 15/01/2018. As trajetórias foram influenciadas pelas variações na direção das correntes oceânicas. Em CF, o deslocamento foi para Noroeste até $z \approx -400$ m, mudando para Sudeste acima dessa profundidade até a superfície. Em CL, a trajetória seguiu para Nordeste ao longo de toda coluna de água. Após 24 h, grande parte do óleo já havia alcançado a superfície, enquanto o gás foi completamente dissolvido logo nas primeiras 1,5 h.

Palavras chave: Vazamentos, Óleo, Gás, Águas profundas, Campo de Lula, Campo de Frade.

INTRODUÇÃO

O importante papel desempenhado pelo petróleo e seus derivados na sociedade moderna como uma grande fonte de energia proporciona um aumento de seu consumo, resultando em uma crescente demanda de sua exploração e seu transporte. Essa intensificação das atividades petrolíferas é motivo de grande preocupação devido ao risco de acidentes, os quais provocam danos envolvendo o meio ambiente e a população local (NRC, 2003).

No Brasil, a descoberta das reservas de petróleo e gás na região do Pré-Sal aumentou a exploração desses recursos naturais. Em 2018, a produção marítima nacional foi de 903,47 milhões de barris de petróleo e 32,8 bilhões de m³ de gás natural, sendo as Bacias de Campos e de Santos responsáveis por 96,8% da produção total em mar (ANP, 2019). Com base na complexidade do processo de produção de petróleo, o crescimento dessas atividades em território brasileiro torna evidente a preocupação com as liberações acidentais de óleo e gás.

Diante de um panorama atual repleto de possibilidade de ocorrência de vazamentos, a simulação de cenários que descrevam o comportamento do óleo e do gás é uma importante ferramenta que pode ser utilizada na elaboração de planos de controle de emergência em situações de risco. Utilizando modelos numéricos para fornecer as previsões dos cenários de vazamentos, podem ser antecipadas informações importantes, como o tempo gasto pelo óleo para atingir a superfície e sua localização aproximada; se o gás alcançará ou não a superfície; e a quantidade de componentes dissolvidos no ambiente (ZHENG et al., 2002).

OBJETIVOS

O objetivo deste trabalho é simular liberações hipotéticas de óleo e gás a partir de

poços localizados nos Campos de Frade (Bacia de Campos) e Lula (Bacia de Santos), a fim de se determinar o comportamento da pluma sob diferentes condições oceânicas.

METODOLOGIA

Foram realizadas simulações hipotéticas de vazamentos de óleo e gás utilizando um modelo numérico Lagrangiano empregado em liberações subaquáticas, construído com base nos modelos *Comprehensive Deepwater Oil and Gas Blowout Model (CDOG)* (ZHENG et al., 2002) e *DeepBlow* (JOHANSEN, 2000). Nesse modelo, a trajetória da pluma e sua interação com o ambiente foram formuladas em dois estágios: dinâmico e advectivo-difusivo.

No primeiro estágio, o transporte da pluma é governado pela dinâmica da mistura de óleo, gás, água e hidrato, sendo modelado pelo Método do Volume de Controle Lagrangiano. A pluma é representada por uma série de elementos definidos como um volume de controle, cujas propriedades variam ao longo de sua trajetória. As mudanças na composição e na massa dos elementos estão vinculadas à ocorrência dos seguintes processos: entranhamento de água do meio, perda de bolhas de gás a partir da pluma, dissolução de óleo e gás e formação/dissolução /decomposição de hidratos, um aglomerado sólido composto por gás e água e formado ao redor das bolhas. A distribuição de tamanho de partículas (bolhas de gás ou gotículas de óleo) determinada pelo modelo é influenciada pelos efeitos da turbulência inicial e dos processos de quebra e coalescência. Em cada passo de tempo, as equações de conservação de momentum, energia e massa dos componentes foram resolvidas para cada elemento de pluma, a fim de se determinar a evolução de suas propriedades.

No momento em que as densidades da pluma e do meio tornam-se semelhantes, cujo nível é denominado nível de flutuabilidade neutra (NFN), o movimento das gotículas de óleo e das bolhas de gás passa a ser baseado em sua velocidade de ascensão individual e nas condições do meio, caracterizando o início do estágio advectivo-difusivo. Nesse segundo estágio, os processos de dissolução do óleo e do gás e aqueles relacionados ao hidrato continuam alterando a massa e a concentração dos componentes, e o transporte das partículas é dominado pelos processos de advecção e difusão. Para implementar essa fase no modelo, foi utilizado o Método das Parcelas Lagrangiana, através do qual os componentes são agrupados em parcelas compostas por milhares de bolhas ou gotículas. O deslocamento de cada parcela dependerá da velocidade do meio, da velocidade de ascensão individual da partícula e de uma velocidade que contabiliza a difusão.

Os vazamentos hipotéticos de óleo e gás foram simulados a partir de dois locais distintos: Poço 7FR25HPRJS (21,8959°S/39,8286°O), localizado no Campo de Frade na profundidade de 1181,85 m (Experimento CF), e Poço 9LL2RJS (25,1872°S/42,9208°O), localizado no Campo de Lula em 2213,0 m (Experimento CL). Ambos os experimentos foram realizados com as mesmas características: descarga de 0,007 m³/s de óleo e 0,48 m³/s de gás, com duração de 1 h, iniciando em 15/01/2018 às 12 h. O óleo foi considerado ser composto por uma mistura de pseudo-componentes e o gás apenas por metano. As condições oceânicas (velocidades zonal e meridional, temperatura e salinidade) utilizadas nas simulações foram as médias diárias fornecidas pelo sistema operacional de previsão numérica desenvolvido pela *Mercator Ocean* e disponibilizadas através de *Copernicus Marine Environment Monitoring Service* (COPERNICUS, 2019).

RESULTADOS

Para as duas simulações, os resultados mostraram que não houve escape de bolhas a partir da pluma e os cristais de hidrato foram formados de imediato a seu redor. Na Figura 1,

estão ilustradas as localizações do óleo e do gás nas direções x-z e y-z após 1h do início da liberação para os Exps. CF e CL. O eixo positivo-negativo de x (y) representa a direção Leste-Oeste (Norte-Sul). No Exp. CF (CL), a pluma ascendeu 298 m (432 m) tendendo para Noroeste (levemente para Nordeste) até atingir o NFN. A partir desse nível, as gotículas de óleo (círculos pretos) e as bolhas de gás (círculos cinza) seguiram independentemente suas trajetórias em direção à superfície.

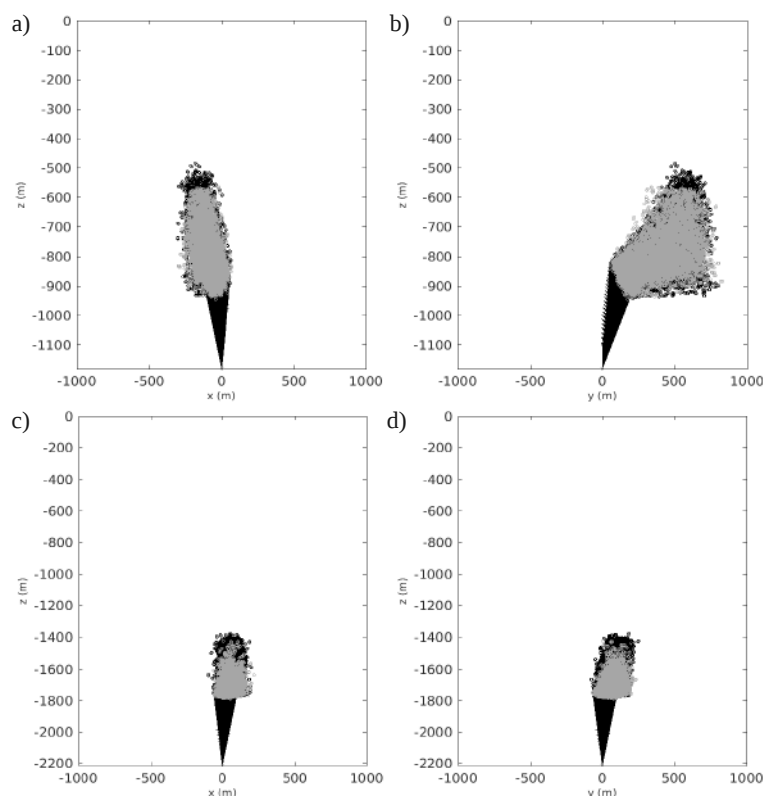


Figura 1: Localização do óleo e do gás após 1h de vazamento: a pluma é representada pela mancha preta; as gotículas de óleo (bolhas de gás) pelos círculos pretos (cinza). Direção x: a) Exp. CF; c) Exp. CL. Direção y: b) Exp. CF; d) Exp. CL.

As primeiras gotículas de óleo atingiram a superfície após 2,2 h (3,6 h) no Exp. CF (Exp. CL). As bolhas de gás-hidrato não chegaram a atingir a superfície em ambos os experimentos devido à total dissolução do gás no intervalo de 1,5 h.

Na Figura 2, são visualizadas as localizações do óleo nas direções x-z e y-z após 24 h do início da liberação para os dois experimentos. É possível notar que, ao longo de sua ascensão, o óleo apresentou mudanças na direção de seu deslocamento, influenciadas pelas variações na direção das correntes oceânicas. No Exp. CF, as gotículas que permaneceram na coluna de água chegaram a alcançar aproximadamente 5 km (15 km) para Oeste (Norte), invertendo a direção do deslocamento em $z \approx -400$ m. Já para o Exp. CL, a trajetória do óleo seguiu para Nordeste ao longo de toda coluna de água, atingindo $x \approx 2$ km e $y \approx 5$ km.

CONCLUSÕES

Vazamentos hipotéticos de óleo e gás a partir de águas profundas foram simulados utilizando um modelo numérico Lagrangiano. Os experimentos consideram dois locais diferentes, a fim de se verificar o efeito das condições oceânicas no comportamento da pluma. Os resultados mostraram diferenças na trajetória do óleo e do gás influenciadas pelas

variações na direção das correntes oceânicas. Observou-se que as gotículas de óleo podem percorrer horizontalmente grandes distâncias e aflorar em superfície em locais afastados do ponto de descarga. Foi verificada a formação de cristais de hidrato ao redor das bolhas de gás, as quais não chegaram a alcançar a superfície devido à dissolução total do gás.

A realização de simulações de descargas de óleo e gás fornece resultados que podem ajudar a compreender o comportamento da pluma durante um vazamento e auxiliar no planejamento de controle de emergências em caso de acidentes reais.

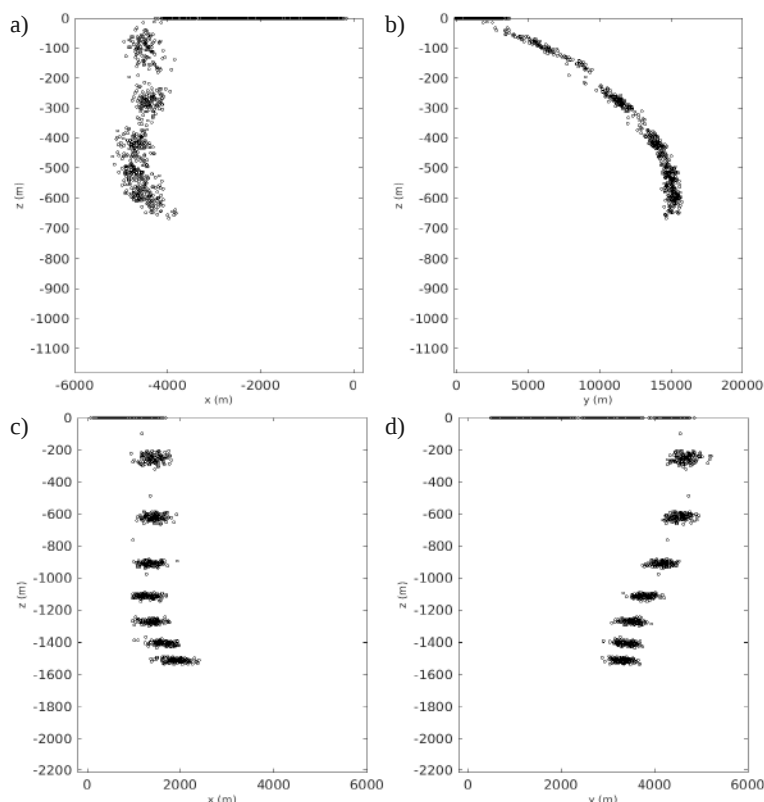


Figura 2: Localização do óleo após 24 h de vazamento: as gotículas de óleo são representadas pelos círculos pretos. Direção x: a) Exp. CF; c) Exp. CL. Direção y: b) Exp. CF; d) Exp. CL.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AGÊNCIA NACIONAL DO PETRÓLEO, GÁS NATURAL E BIOCOMBUSTÍVEIS(ANP). 2019. **Produção por poços**. Ano 2018. Disponível em: <<http://www.anp.gov>>.

COPERNICUS MARINE ENVIRONMENT MONITORING SERVICE. **Global Ocean 1/12° Physics Analysis and Forecast updated Daily**. 2019. Services Portfolio - Access to Products. Disponível em: <<http://marine.copernicus.eu/>>.

JOHANSEN, Ø. 2000. DeepBlow - a Lagrangian plume model for deep water blowouts. *Spill Science & Technology Bulletin*. 6:103-111.

NATIONAL RESEARCH COUNCIL (NRC). 2003. **Oil in the sea III: inputs, fates and effects**. Washington, DC: The National Academies Press. 278 p.

ZHENG, L.; YAPA, P. D.; CHEN, F. 2002. A model for simulating deepwater oil and gas blowouts. Part I: theory and model formulation. *Journal of Hydraulic Research*. 41:339-351.

ACOPLAMENTO ENTRE O VENTO E A CIRCULAÇÃO EM SUPERFÍCIE: UMA ANÁLISE A PARTIR DE DADOS DO ERA-5 E DERIVADORES RASTREADOS POR SATÉLITE

Rafael R. Pereira¹, Arcilan T. Assireu¹, Marcelo M. Cabral², Francisco A. dos Santos²,

¹Natural Resources Institute, Federal University of Itajubá, Itajubá, 37500-903, Minas Gerais, Brazil. arcilan@unifei.edu.br

²PROOCEANO Serviço Oceanográfico, 20030-003, Rio de Janeiro, Brazil.

RESUMO

Trabalhos recentes como Assireu et al. (2017) e Freitas et al. (2019) mostraram que as correntes quase-inerciais explicam expressiva porcentagem da variabilidade das correntes em superfície na costa sudeste/sul do Brasil. Isto, associado a crescente importância do entendimento da circulação da camada superficial, impõe a necessidade de um melhor entendimento sobre as escalas deste movimento mais influenciadas pelo vento. Neste contexto, dados de reanálise são amplamente utilizados tanto para fins acadêmicos quanto operacionais, e assimilados em modelos de circulação oceânica e para fins de prospecção eólica offshore. Neste trabalho, dados de reanálise do ERA-5, que apresenta resolução espacial e temporal bem acima dos produtos precedentes, foram comparados com dados medidos em plataformas offshore e por um LIDAR instalado sobre um píer, na costa de Santa Catarina. Estes dados foram cotejados com dados de 37 derivadores especialmente projetados para representar a deriva em superfície. Resultados de análises de ajustes entre estes dois campos (vento x corrente em superfície) foram quantificados através de métricas como coeficiente de correlação complexa, admitância e coerência do espectro cruzado.

Palavras chave: Corrente de ressonância, frequência inercial efetiva, vórtice.

INTRODUÇÃO

Estudos sobre a deriva na camada superficial do oceano são importantes para operações em alto mar relacionadas, por exemplo, a deriva de óleo (Jones et al., 2016), a deriva de objetos para busca e resgate (Breivik et al., 2011, 2013) e a busca por poluição flutuante (plástico, isopor, cordas, etc.) (Erik van Sebille et al., 2015). Experimentos com derivadores vêm contribuindo para o melhor conhecimento dos movimentos horizontais e da deriva induzida pelo vento na camada de Ekman (Poulain et al., 2013; Assireu et al., 2017) dentre outros. Entretanto, apenas recentemente estudos específicos para a camada mais superficial, aquela que mais efetivamente responde ao vento, vêm sendo estudados com auxílio de derivadores especialmente projetados para esta finalidade (Rohrs e Christensen, 2015), os quais são denominados iSphere. Neste trabalho foi investigado como 40 iSphere lançados na costa brasileira, respondem às forçantes em escala típica de horas a dias. A análise foi baseada na técnica do espectro rotacional cruzado, descrito em Röhrs e Christensen (2015), aplicado simultaneamente ao vento e aos dados dos iSphere. As análises basearam-se nos termos de coerência e admitância, derivados deste espectro, onde a coerência expressa quão bem o vento e a velocidade de deriva estão em fase, enquanto a admitância é uma medida da correlação em amplitude dos componentes rotacionados. A influência da deriva de Stokes foi avaliada a partir da formulação apresentada em Breivik et al. (2016).

METODOLOGIA

Observações de intensidade e direção do vento utilizados neste estudo são provenientes de três estações de medição indicados por S1, S2 e S3 na Figura 1. A primeira, S1, localizada mais ao sul na costa de Santa Catarina, realizou medidas horárias a 31 m da superfície do mar a partir de um LIDAR instalado sobre um píer ($28,96^{\circ}\text{S}$ e $49,38^{\circ}\text{O}$) e abrange um período de aproximadamente todo o ano de 2017. A segunda, S2, é uma estação offshore localizada a aproximadamente 180km da costa de Santa Catarina que realizou medidas horárias a 78 m da superfície do mar a partir de uma plataforma de petróleo ($26,76^{\circ}\text{S}$ e $46,78^{\circ}\text{O}$) e abrange um período de três meses no inverno de 1998. A terceira, S3, também é uma estação offshore sobre uma plataforma de petróleo ($22,50^{\circ}\text{S}$ e $10,16^{\circ}\text{O}$), localizada a 100 km da costa do Rio de Janeiro, que realizou medidas horárias a 34 m de altura durante o verão de 1994/1995. Os dados destas três estações foram utilizados para avaliar os dados de vento provenientes da reanálise ERA-5. Os dados de direção e intensidade do vento a 10 m são provenientes do banco de dados ERA5 do ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather). Foram utilizados os dados de vento do ponto de grade mais próximo, no tempo e espaço, aos pontos da trajetória de cada derivador como o exemplo apresentado na Figura 3. O ERA5 é a quinta, e mais recente, geração de reanálises do ECMWF e apresenta importantes avanços em relação à reanálise do ERA-Interim (sua versão anterior) como resolução temporal horária, resolução espacial de $0,25^{\circ}$ (~ 31 km) e, de acordo com Rivas e Stoffelen (2019), uma melhora de 20% na representação dos ventos em superfície. Para verificação da sua acurácia foram utilizados os dados do ponto de grade mais próximo aos pontos de cada estação de medição, que foi de 19 km, 3,8 km e 8,5 km para S1, S2 e S3, respectivamente.

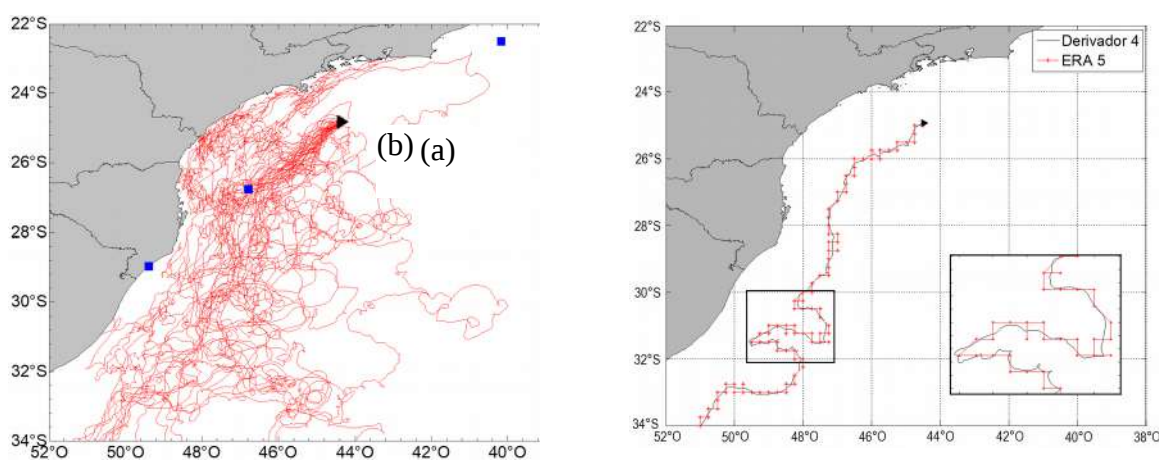


Fig. 1 – (a) Trajetórias dos 40 derivadores usados neste estudo com a marcação, em preto, do ponto de lançamento. As posições das estações de medição do vento S1, S2 e S3 estão indicadas em azul.. (b) Trajetória do derivador 4 e os respectivos pontos de grade do ERA5 onde foram extraídos os dados de vento. Para um melhor entendimento da coerência o autor gerou uma animação disponível em <https://youtu.be/13WXQ9oiA4o>. Nela é possível notar um acoplamento visual entre os movimentos quase inerciais do derivador e da direção do vento.

RESULTADOS

A série temporal das componentes u e v dos dados observados e do ERA-5 para as três

estações é apresentada na Figura 2. Em geral os dados do ERA-5 coincidem com os dados das estações S1, S2 e S3 (Fig.1) para ambas as componentes zonal e meridional para as três estações.

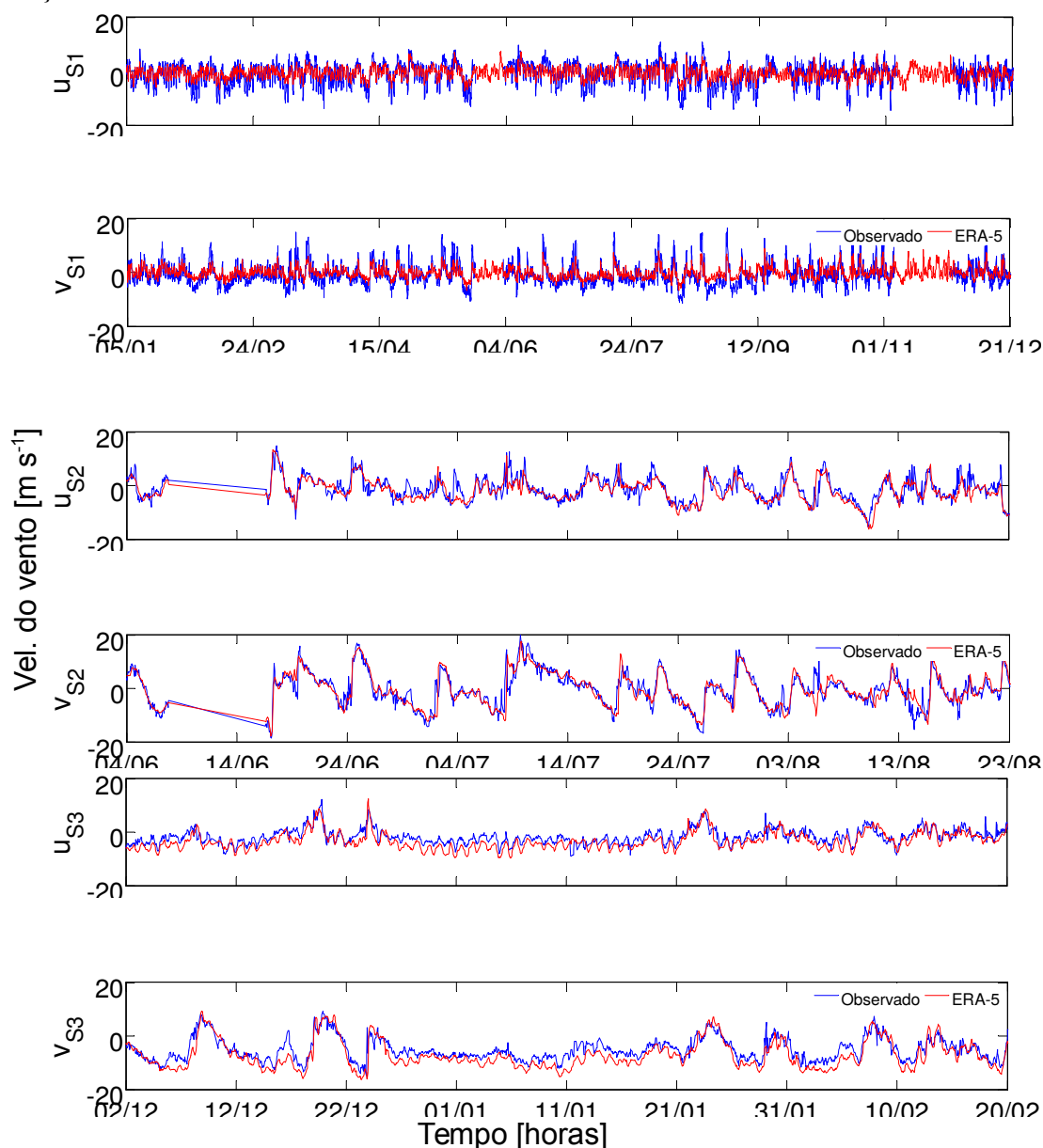


Figura 2. Série temporal da componente zonal (u) e meridional (v) da velocidade do vento observado (azul) e ERA-5 (vermelho) para as três estações.

A coerência (Fig. 3a) aumenta com a diminuição da frequência a partir de $\pm 12^{-1}$ cph, aproximadamente, assim como em Rohrs e Christensen (2015), indicando que além desse limiar os movimentos superficiais não estão em fase com o vento. Na banda inercial local (sombreado em cinza) a coerência média foi de 0,36 com um pico de 0,43 na frequência diurna, o que indica que o vento influencia na direção do movimento do derivador. A admitância máxima foi de 0,074 e coincidiu com a frequência diurna. Os maiores valores ao longo da frequência inercial local para o movimento anti-horário indicam que a amplitude do movimento do derivador, neste intervalo de frequência, é induzido pela velocidade do vento.

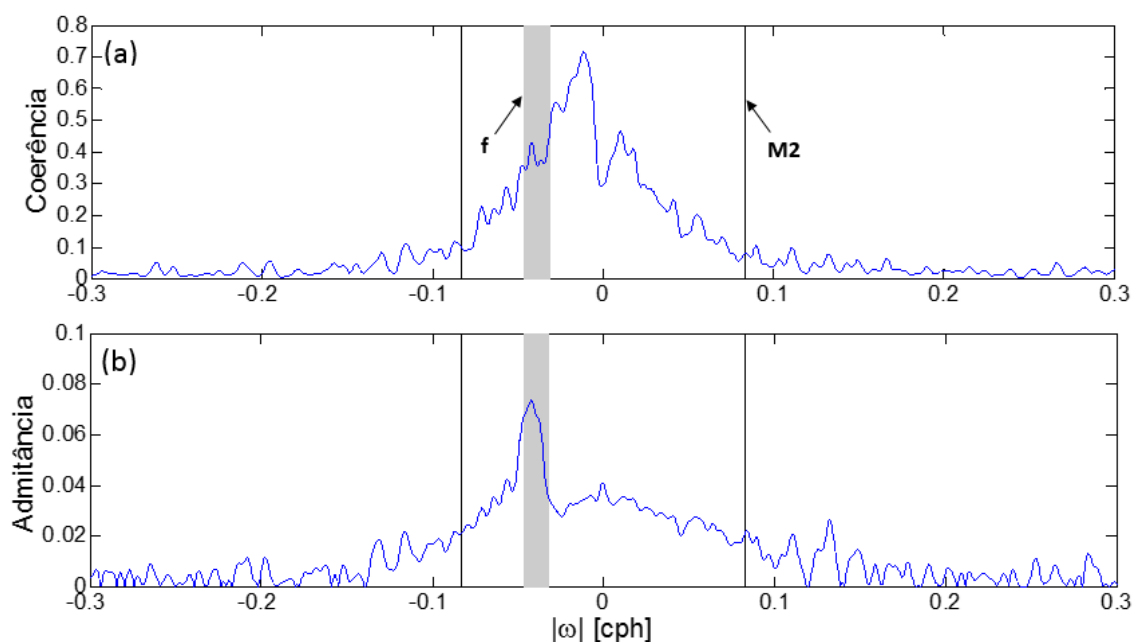


Figura 3. Espectro de coerência (a) entre a velocidade do derivador com o vento, e admitância (b) para a resposta do derivador com a forçante vento, para todas as latitudes.

CONCLUSÕES

De uma forma geral, os dados de vento do ERA-5 coincidem com os dados medidos. A correlação acima de 0,7, o VIES abaixo de 7° para a direção e os demais índices apontam que na ausência de dados observados o ERA-5 pode uma fonte confiável na representação dos ventos. As trajetórias do iSphere representam a deriva na camada superficial do oceano na região, onde a deriva devido ao vento (leeway) foi de 2,1%. Os termos de coerência e admitância indicaram que estes movimentos têm dependência com o vento e sofrem uma deflexão de 24° para a esquerda.

Agradecimentos

Os autores agradecem à PROOCEANO pela disponibilização de dados usados neste trabalho.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ASSIREU, A. T.; DAUHUT, T.; DOS SANTOS, F. A.; LORENZZETTI, J.A. 2017. Near-inertial motions in the Brazil Current at 24°S-36°S: observations by satellite tracked drifters. *Continental Shelf Research*, v. 145, p. 1-12.
- ROHRS, J; CHRISTENSEN, K. H. Drift in the uppermost part of the ocean. *Geophysical Research Letters*, v. 42, p. 10349-10356, 2015..

PROPAGAÇÃO ACÚSTICA NO TALUDE CONTINENTAL DA REGIÃO SUDESTE BRASILEIRA

Valente, Marcia H.M.¹; Guimarães, Luiz G.²

*¹Marinha do Brasil - Instituto de Estudos do Mar Almirante Paulo Moreira – IEAPM
Rua Kioto, 253 - Praia dos Anjos Arraial do Cabo – RJ CEP 28930-000
marcia.helena@marinha.mil.br*

*²Universidade Federal do Rio de Janeiro - Engenharia Oceânica - COPPE/UFRJ
Centro de Tecnologia Bloco C - Cidade Universitária, Rio de Janeiro (RJ)
lgg@oceanica.ufrj*

RESUMO

Um modelo teórico da propagação acústica foi desenvolvido a partir das proposições iniciais para oceano profundo, sugeridas por Bucker e Munk. Mais especificamente, devido à uma variabilidade mais complexa das massas d'água brasileiras, em algumas situações os modelos não se mostraram adequados para descrever acuradamente a propagação acústica em tais regiões. Com intuito de contribuir para superar tais dificuldades, foi adotado um novo perfil médio regional da velocidade do som, calculado a partir de dados históricos de CTD (Condutividade, Temperatura e Densidade) da região sudeste do Brasil. O perfil médio modelado foi então testado para a situação específica frontal a Arraial do Cabo. Foi estabelecido de forma pioneira os critérios para os quais existe uma robusta equivalência entre as teorias de propagação modal e traçamento de raios para os calculos das variáveis acústicas. Por fim, foram obtidos os autovalores e respectivas velocidade de grupo, que proporcionaram o conhecimento das distâncias máximas e tempos percorridos pela propagação do som. Espera-se que essas informações venham auxiliar no planejamento futuro de campanhas voltadas ao conhecimento da paisagem acústica em grandes áreas de interesse, tanto econômico quanto de defesa

Palavras chave: Munk, Propagação, Modos

INTRODUÇÃO

A propagação acústica é uma das linhas de pesquisa do ramo da Oceanografia Acústica. Ela estuda o comportamento do som na coluna d'água e o entendimento de muitos processos no oceano que vão desde a identificação e quantificação de inomogeneidades físicas e biológicas, tais como microbolhas, variabilidade do zooplâncton, peixes e mamíferos, à medição remota de chuva distante e a rugosidade superficial do mar, a identificação e detalhamento de montes submarinos, rochas consolidadas e de sedimento em suspensão, bem como a forma e a força das ondas internas, sistemas frontais oceânicos e imensos turbilhões oceânicos com centenas de quilômetros de extensão [1].

OBJETIVOS

Este trabalho tem como objetivo apresentar os resultados da propagação acústica por modos na região do talude sudeste brasileiro, a partir de uma modelagem regional e aspectos locais no talude frontal a cidade de Arraial do Cabo (RJ).

METODOLOGIA

A solução para a equação da onda foi obtida a partir da equação no domínio da frequência de Helmholtz, onde para uma dada frequência temporal f , tem-se frequência circular $\omega=2\pi f$,

onde o perfil de velocidade sonora $c=c(z)$ depende apenas com a profundidade z (“*Range Independent*”). A equação da onda para $p(z)$ é obtida a partir da equação para pressão acústica $p(r,z)$, acompanhando o proposto por [2, 3]. Para contornar as soluções para equações complexas, que acarretariam grande gasto computacional, optou-se por se utilizar da aproximação WKB, que já foi testada para funções semelhantes e apresentou bom desempenho.

O perfil médio da velocidade do som foi obtido utilizando mais de 100 perfis de temperatura e salinidade adquiridos por perfiladores CTD ao longo de várias comissões oceanográficas, em todas as épocas do ano. Os modelos teóricos de Bucker e Munk para oceano profundo [3] foram utilizados inicialmente com o intuito de verificar o que melhor se ajustava ao perfil médio da velocidade do som regional para se obter uma equação transcendental da onda acústica. O modelo de Bucker sugere que o perfil da velocidade do som varie linearmente com a profundidade até uma velocidade mínima em z_{Min} , sem considerar a superfície como condição de contorno, mas apenas como contorno físico. O perfil de Munk sugere uma variação exponencial de $c(z)$ com a profundidade até um valor mínimo c_{Min} (z_{Min}) [3]. Foram utilizadas estas proposições para testar a validade da aproximação WKB e para se obter uma equação transcendental mais aproximada da realidade. Dentro das proposições da aproximação WKB, foram obtidos os valores para k_z , e o potencial de deslocamento, Ψ_n , para cada modo de propagação (n), onde:

$$\frac{d^2 \Psi_n(z)}{dz^2} + [k^2(z) - q_n^2] \Psi_n(z) = 0 \quad (1)$$

Para as condições de contorno:

$$|\Psi_n(z)|_{z=0} = 0 \quad \text{e} \quad \left[\Psi_n(z) + g(q_n) \frac{d\Psi_n(z)}{dz} \right]_{z=H} = 0$$

A aproximação WKB é aplicável se $c(z)$ variar suavemente com a profundidade z . Em geral, por ser um “método assintótico” a acurácia deste método aumenta com a frequência ou com o aumento da escala da variabilidade da velocidade do som. [4].

As soluções obtidas para a equação transcendental de Bucker&Munk tinham como unidades de deslocamento mínimos (L) de acordo com os seguimentos de reta, obtidos pela solução da equação linear de Bucker (L_B) utilizando a aproximação WKB e a variação exponencial da equação de Munk (L_M). Com a equação de Munk foram calculados os segmentos ajustados para o fundo e para a termoclina, O resultado final utilizando WKB foi eficaz, mas a junção Munk&Bucker (Figura 1) se mostrou inviável para o processamento numérico e inconsistente devido as flutuações regionais.

Assim sendo, procurou-se uma equação analítica própria e ajustada à variação média do perfil estudado. Este novo Perfil Modelado Regional (PMR) é o resultado da equação (2) a seguir, e apresenta parcelas de Munk ajustadas a partir da aproximação WKB e variações do parâmetro de Bucker

$$\text{PMR}(z) \equiv CM(z) + CM_F \Delta_{[CM]} \quad (2)$$

onde o perfil modelado regional $\text{PMR}(z)$ pode ser interpretado como uma correção do modelo de Munk ($CM(z)$) por um resíduo, $\Delta_{[CM]}$, descrito pela seguinte equação:

$$\Delta_{[CM]} \equiv \varepsilon_F \left(\tanh \left(\frac{2(z - Z_M)}{L_F} \right) - 1 + e^{-\tanh \left(\frac{2(z - Z_M)}{L_F} \right)} \right) - \varepsilon \left(\frac{2(z - Z_M)}{L_M} \right) - 1 + e^{-\frac{2(z - Z_M)}{L_F}}$$

e que agora, além dos parâmetros usais do perfil de Munk (L_M , C_{Mk} , EP), tem-se que ajustar três novos parâmetros a saber: L_F , ε_F e C_{MF} . A solução desta equação seguiu a formulação da aproximação WKB utilizando a função $\Gamma_H = [\text{PMR}]^2$ como ponto de partida e a teoria de Bohr-

Sommerfeld, ou seja, diferenciando a equação transcendental para os modos que visualizam o fundo, e após reflexão total no fundo, atingem também a superfície.

RESULTADOS

O PMR da região sudeste (Figura 2) apresenta uma equação que contorna pequenas variações na termoclina, em direção a superfície, mas manteve o valor fixo de Z_M . Isso ocorre porque a região entre Vitória e Santos apresenta peculiaridades, especialmente em relação à inclinação do talude, às variações da largura da plataforma continental entre as regiões de Cabo Frio, São Sebastião e Santos, e à presença de canais submersos próximos a ilhas e baías. Estas peculiaridades determinam os valores regionais e locais a serem utilizados nos cálculos dos autovalores e nas demais propriedades acústicas.

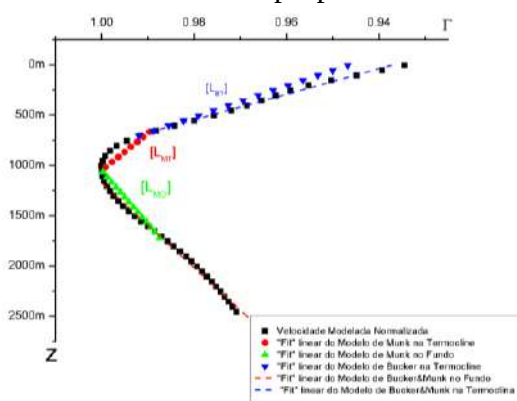


Figura 1 - Perfil parametrizado da função para Bucker&Munk, utilizando para tal a função $\Gamma = \frac{c_{Min}^2}{c(z)^2}$

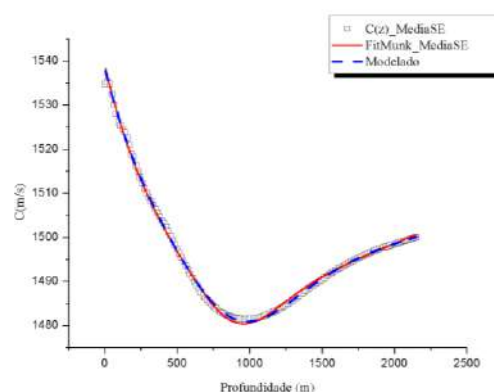


Figura 2 - Perfil médio modelado da velocidade do som para a região Sudeste brasileira

A solução obtida para o potencial de deslocamento (Ψ_n) permitiu avaliar o comportamento dos modos (n) a partir da profundidade onde a velocidade “c” é mínima (Z_M, C_{Min}), na região do SOFAR (*Sound Fixing and Ranging*). Utilizou-se frequências que variaram de 50Hz a 750Hz. Os modos mais longínquos permaneceram com pequena perda de potência. Os resultados para os autovalores (K_b), para a Velocidade de Grupo (C_g) e de Fase (C_f) demonstraram que existe uma situação onde o método de propagação por traçado de raios e por modos podem ser usados concomitantemente.

A figura 3 apresentam o resultado do cálculo da velocidade de grupo e da velocidade de fase normalizadas (NC) para a região sudeste variando a frequência até a frequência de trabalho (750Hz) e a figura 4 apresenta os pontos de retorno (PR) obtidos para um perfil no talude frontal a Arraial do Cabo, no período de verão. É observado, que a velocidade de fase tende a aumentar progressivamente, mas levemente, enquanto os modos se afastam da região do mínimo da velocidade e se distanciam entre si, pois a velocidade de grupo tende a diminuir quando começa a sentir a presença do fundo, após reflexão no fundo, e tão logo quando sente a presença da superfície.

Após a passagem do feixe sonoro pelo fundo até atingirem a superfície, foram escolhidos os modos $n=400, 500$ e 550 , pois seriam estes que mostrariam os maiores alcances (comprimento de interferência - D_n) e os equivalentes tempos de percurso (τ). Os de saída obtidos para estes modo, α_f foram usados para apresentar o Diagrama de Raios da região de Arraial do Cabo para um ciclo completo do feixe acústico (Figura 5) A tabela 01 apresenta os valores das variáveis acústicas para cada modo selecionado.

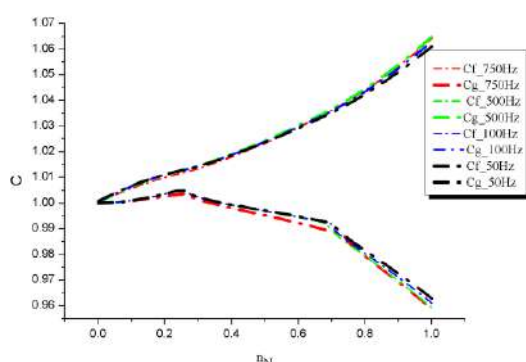


Figura 3 - Variação do comportamento normalizado de C_f e C_g para a região Sudeste nas frequências de 50 a 750Hz. ($n_N = n$ modos parametrizado ao total de modos)

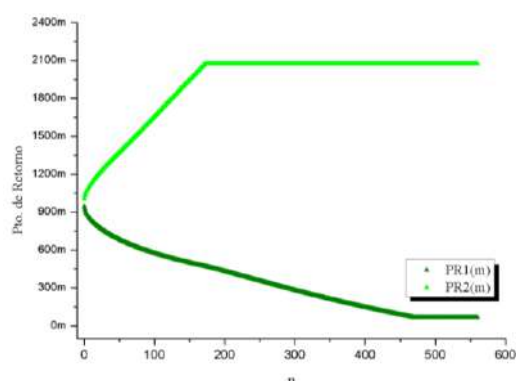


Figura 4 – Pontos de Retorno (PR1 de ZMin até a superfície e PR2 de ZMin até o fim do perfil) para o talude de Arraial no verão ($f=750\text{Hz}$)

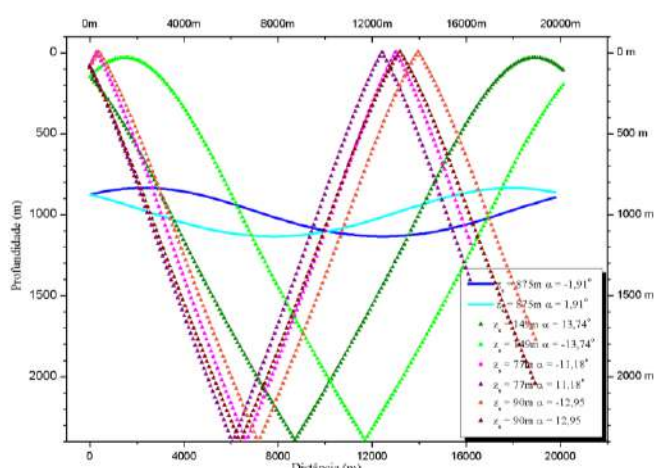


Figure 5 - Diagrama de Raios para a região frontal de Arraial no verão. Os valores para Z_s (profundidade da fonte) e α_f (ângulo de saída da fonte) são valores obtidos para os pontos de retorno PR1 dos modos escolhidos ($n=5, 400, 450$ e 500).

Tabela 1 - Valores das variáveis Dn , α_f e τ , para os modos selecionados do perfil de verão frontal a Arraial do Cabo ($f=750\text{Hz}$).

Nº de Modos	Dn (m)	α_f (°)	τ (s)
400	20181	14,16	13,74
450	18948	15,30	12,95
500	16243	16,47	11,18
5	19792	1,91	13,36

CONCLUSÕES

O estudo obteve uma equação transcendental modelada regionalmente e os resultados aplicados para um perfil frontal apresentaram boa relação. As variáveis acústicas obtidas foram capazes de mostrar como os modos acústicos se comportam, as distâncias que alcançam e os tempos de propagação, em um ciclo completo da onda sonora no talude continental.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- [1] CLAY, C. S. & MEDWIN. H. *Fundamentals of Acoustical Oceanography*. San Diego: Academic Press, 1998
- [2] BREKHOVSKIKH, L. M. and LYSANOV Yu P. *Fundamentals of Ocean Acoustics*. Springer Verlag 3th ed. New York, Inc. 2003.
- [3] JENSEN F. B., KUPERMAN W.A., PORTER M. B. and SCHMIDT H. *Computational Ocean Acoustics*. 2nd Ed. Modern Acoustic and Signal Processing. Springer. New York, 2011
- [4] KATSNELSON B., PETNIKOV V. and LYNCH J. *Fundamentals of Shallow Water Acoustic*. Springer. New York, 2012

COMPARAÇÃO ENTRE DOIS MÉTODOS DE IDENTIFICAÇÃO DE EVENTOS DE TEMPESTADE E IMPACTOS ASSOCIADOS NAS PRAIAS OCEÂNICAS ENTRE A ILHA GRANDE E O CABO FRIO (1986 A 2018)

Carvalho¹, B. C.; Araujo², T. A. A.; Guerra¹, J. V.

¹*Universidade do Estado do Rio de Janeiro – Faculdade de Oceanografia – FAOC/UERJ
Rua São Francisco Xavier, 524, Bloco E, sala 4028 – Rio de Janeiro – RJ CEP 20550-900
breylla.carvalho@uerj.br, josefa@uerj.br*

²*Marinha do Brasil – Centro de Hidrografia da Marinha – CHM
Rua Barão de Jaceguai, s/n – Niterói – RJ CEP 24048-900
thalles.araujo@marinha.mil.br*

RESUMO

Investigações sobre o impacto da energia das ondas nos sistemas costeiros, em especial em praias arenosas, são de extrema importância não apenas para compreender as tendências a que estes sistemas estão submetidos, mas também por estas serem regiões com alta vulnerabilidade costeira. Neste trabalho buscou-se avaliar dois métodos de caracterização de eventos de tempestade (Índice de Energia da Tempestade e Energia Total das Ondas), bem como seus efeitos sobre as praias oceânicas entre a ilha Grande e o cabo Frio. Durante o período analisado (1986-2018), foram contabilizados pouco mais de 400 eventos de tempestade, com clara variabilidade interanual, marcada por eventos mais energéticos durante *La Niña*, conforme o Índice de Energia da Tempestade. Nos quatro episódios mais energéticos houve remobilização de sedimentos entre a linha de costa e a isóbata de 30 m e recuo em mais de 80% da linha costa.

Palavras-chave: fluxo de energia, índice de energia da tempestade, energia total das ondas

INTRODUÇÃO

A ocorrência de eventos de tempestade e seus efeitos sobre o setor do litoral fluminense voltado para o quadrante sul já foram objeto de alguns estudos (p. ex. SANTOS et al., 2004; LINS-DE-BARROS et al., 2018) que evidenciaram sua vulnerabilidade a esses eventos, que são mais frequentes entre abril e agosto. Neste sentido, investigar a magnitude e as características destes eventos e a resposta da linha de costa a estes fenômenos é de extrema importância, tendo em vista o aumento do número de eventos extremos (YOUNG & RIBAL, 2019), a crescente subida do nível do mar (LOSADA et al., 2013) e o aumento da erosão costeira (MENTASCHI et al., 2018) em âmbito global.

OBJETIVOS

Este trabalho teve como objetivo principal identificar e caracterizar os eventos de tempestade ocorridos entre 1986 e 2018 no setor do litoral fluminense compreendido entre a ilha Grande e o cabo Frio, cuja orientação oeste-leste o expõe às ondulações do quadrante sul. Para tanto, (1) dois métodos para quantificação da magnitude de cada evento foram avaliados e (2) os efeitos referentes aos quatro eventos de maior magnitude foram analisados nas praias oceânicas da área de estudo.

METODOLOGIA

Informações sobre altura significativa (H_s), período de pico (T_p) e direção de pico (D_p), entre janeiro de 1986 e dezembro de 2018, foram extraídas do modelo WAVEWATCH III (WW3) e validadas com séries registradas entre 2016 e 2018 por uma boia do programa PNBOIA, posicionada na plataforma continental do litoral fluminense a 200 m de profundidade (Figura 1). Adicionalmente, calculou-se a magnitude do fluxo de energia (Eq. 1):

$$P = \left(\frac{\rho g^2 H_s^2}{16T} \right) \left(\frac{\lambda}{2} + \frac{2\pi d}{\sinh\left(\frac{4\pi d}{\lambda}\right)} \right) \quad (\text{Eq. 1})$$

onde ρ é a densidade da água do mar ($\sim 1026 \text{ kg/m}^3$), g é a aceleração da gravidade ($9,81 \text{ m/s}^2$), λ é o comprimento da onda e d é a profundidade local, igual a 116 m nas coordenadas de extração dos resultados do modelo WW3.

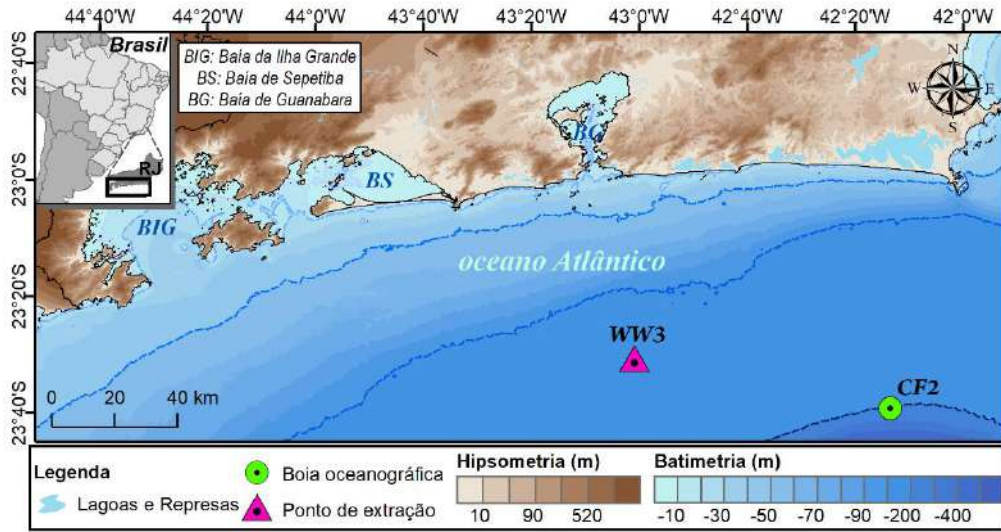


Figura 1 – Localização do ponto de extração do modelo WW3 e da boia oceanográfica (CF2).

A separação individual dos eventos de tempestade levou em conta os parâmetros estatísticos da série amostral do WW3, onde os valores limiares para definição dos eventos foram obtidos a partir do 95º percentil de H_s e P . Em seguida, foram aplicados filtros para a separação dos eventos, considerando que valores iguais ou superiores aos limiares adotados fossem mantidos por 12 horas ou mais. A magnitude de cada evento foi estimada pelo Índice de Energia da Tempestade (SPI) e pela Energia Total das Ondas (E). O SPI foi desenvolvido por Dolan & Davis (1992) para classificar a intensidade dos eventos de tempestade levando-se em conta o quadrado da altura da onda e a duração do evento (Eq. 2):

$$SPI = \int_0^{di} H_s^2 dt \quad (\text{Eq. 2})$$

onde, H_s representa a altura significativa da onda, igual ou superior ao limiar definido, e di , a duração do evento. Já a Energia Total das Ondas (E) é estimada através da integração do fluxo de energia das ondas pela duração do evento (MOLINA et al., 2019) (Eq. 3):

$$E = \int_0^{di} P dt \quad (\text{Eq. 3})$$

Aos resultados gerados foi aplicado o teste de *Student*, para avaliar a significância das diferenças entre os valores obtidos em cada método, e calculados os coeficientes de correlação de Pearson (r). Além disto, uma análise de agrupamento (*cluster*) a partir da

XIII Simpósio sobre Ondas, Marés, Engenharia Oceânica e Oceanografia por Satélite

distância euclidiana foi realizada para criação de cinco classes de eventos de tempestade. Os possíveis impactos dos eventos de tempestade na linha de costa e plataforma continental foram avaliados com base na análise das velocidades orbitais junto ao fundo durante os quatro eventos mais energéticos. Para tal foi aplicado o módulo WAVE do programa Delft3D para malhas retangulares em escala espacial regional (1 km × 1 km), intermediária (0,25 km × 0,25 km) e local (25 m × 25 m). Adicionalmente, foi mapeada a posição da linha de costa antes e após cada evento de tempestade, por meio de imagens Landsat 5, órbita/ponto 217/076, usando a interface oceano-continente como indicadora da linha de costa (BOAK & TURNER, 2005).

RESULTADOS

Entre os anos de 1986 e 2018, os eventos de tempestade discriminados por $H_s \geq 3$ m e $P \geq 48$ kW/m apresentaram ondas predominantemente do quadrante SSW, com períodos de 10 s, em alguns momentos alcançando 18 s. O número total de eventos, sua duração média, intervalo e intensidade média, calculados segundo os dois métodos, são apresentados na Tabela 1. Pelo método do *SPI* foram contabilizados 167 eventos em anos *El Niño* e 135 durante *La Niña*, com magnitude média de, respectivamente, 322 m²h e 394 m²h (Figura 2a). Pelo método da *E* foram identificados 158 eventos durante anos *El Niño* e 143 durante anos *La Niña*, com magnitude média de, respectivamente, 749 kJ/m e 719 kJ/m (Figura 2b).

Tabela 1 - Ocorrência e características dos eventos de tempestade segundo os métodos do *SPI* e do *E*. Período amostral entre 1986 e 2018.

Método	Número total de eventos	Duração média de cada evento (horas)	Intervalo médio entre eventos (dias)	Intensidade média
<i>SPI</i>	425	28,7	19,9	351,6 (m ² h)
<i>E</i>	436	27,8	19,5	713,3 (kJ/m)

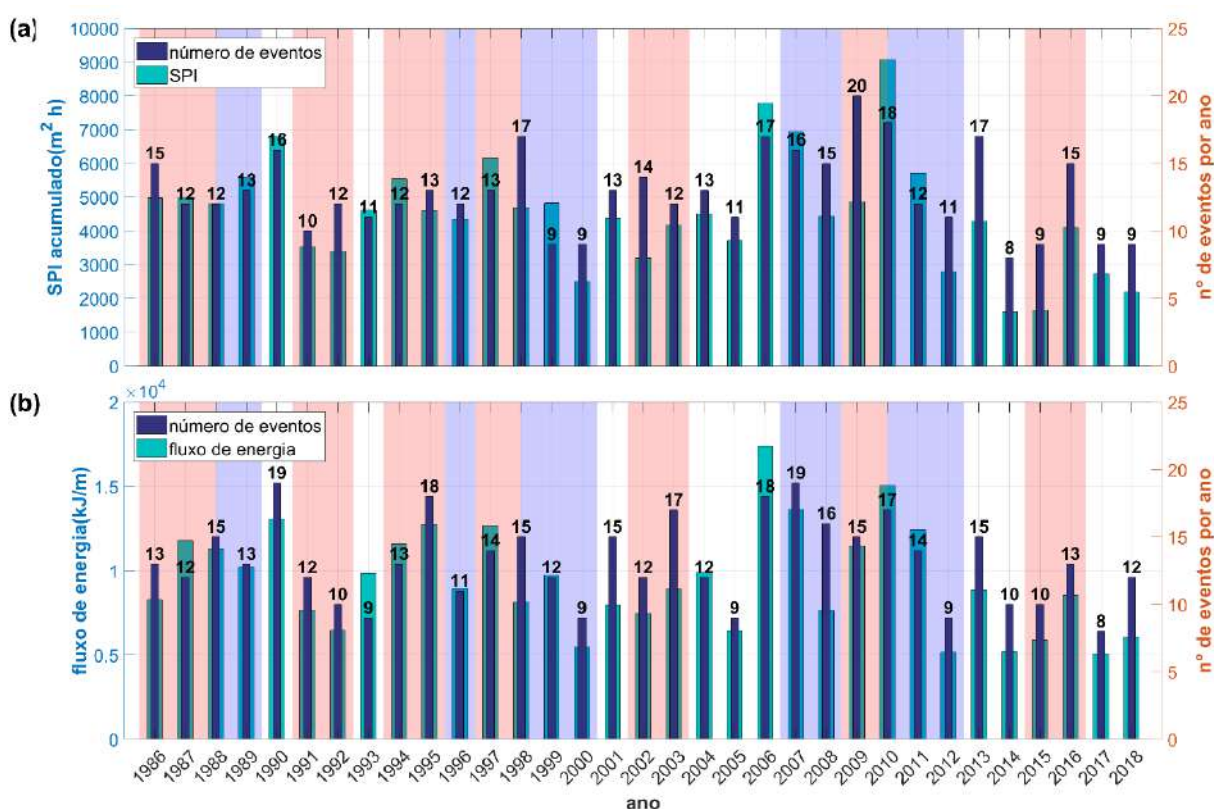


Figura 2 – Número de eventos e magnitude acumulada por ano pelo (a) *SPI* e (b) *E* entre 1986 e 2018. Áreas destacadas em vermelho e azul correspondem, respectivamente, a anos *El Niño* e *La Niña*.

Verificou-se que a definição das classes por um método não necessariamente corresponde à mesma classe quando definida pelo outro. Por exemplo, enquanto pelo método do *SPI* foram determinados cinco eventos extremos, pelo método da *E* foram detectados apenas três. Além disto, os meses em que foram calculadas as maiores magnitudes acumuladas pelo *SPI* não correspondem aos meses com os maiores valores acumulados pela *E*; para este conjunto de dados houve uma variação significativa ($p < 0,001$) e ausência de correlação ($r = 0,009$). Em contrapartida, a detecção dos meses com maior número de eventos foi similar para 85% dos casos, apresentando correlação moderada ($r = 0,74$). Durante os quatro maiores eventos de tempestade detectados no período amostral pelos dois métodos, nos anos de 1988, 1997, 2001 e 2011, as velocidades orbitais próximo ao fundo situaram-se entre 0,5 e 0,8 m/s entre as isóbatas de 20 e 50 m enquanto próximo à linha de costa apresentaram valores superiores a 0,8 m/s. Os eventos de 1997 e 2001 causaram retrogradação da linha de costa em mais de 80% das praias oceânicas do setor costeiro estudado, alcançando valores máximos de, respectivamente, 207 e 114 m. No evento de 1988, houve recuo em apenas 11% da área analisada, enquanto em 2011, 48% apresentou recuo, e 46% apresentou avanço da linha de costa.

CONCLUSÕES

O cálculo do *SPI* leva em consideração H_s^2 e a duração da tempestade (dimensão de área vezes tempo), não representando fisicamente a quantidade de energia do sistema de ondas. Por sua vez, o cálculo de *E* leva em consideração todas as variáveis que descrevem o sistema de ondas (H_s , T , λ e d), além da duração da tempestade (dimensão de energia por unidade de metro de crista de onda), representando a real quantidade de energia que, durante um evento de tempestade, atinge a costa. Assim, o segundo método mostrou-se mais efetivo para calcular a magnitude dos eventos de tempestade que atingiram o litoral fluminense entre 1986 e 2018.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BOAK, E. H. & TURNER, I. L. 2005. Shoreline definition and detection: a review. *Journal of Coastal Research*, 214: 688–703.
- DOLAN, R. & DAVIS, R. E. 1992. An intensity scale for Atlantic Coast Northeast storms. *Journal of Coastal Research*, 8 (4): 840–853.
- LINS-DE-BARROS, F. M.; KLUMB-OLIVEIRA, L. A. & LIMA, R. de F., 2018. Avaliação histórica da ocorrência de ressacas marinhas e danos associados entre os anos de 1979 e 2013 no litoral do estado do Rio de Janeiro (Brasil). *Revista de Gestão Costeira Integrada*, 18 (2): 85–102.
- LOSADA, I. J.; REGUERO, B. G.; MÉNDEZ, F. J.; CASTANEDO, S.; ABASCAL, A. J. & MÍNGUEZ, R. 2013. Long-term changes in sea-level components in Latin America and the Caribbean. *Global and Planetary Change*, 104: 34–50.
- MENTASCHI, L.; VOUSDOKAS, M. I.; PEKEL, J. F.; VOUKOUVALAS, E. & FEYEN, L. 2018. Global long-term observations of coastal erosion and accretion. *Scientific Reports*, 8 (1): 1–11.
- MOLINA, R.; MANNO, G.; LORE, C.; ANFUSO, G. & CIRAIOLO, G. 2019. Storm energy flux characterization along the mediterranean coast of Andalusia (Spain). *Water*, 11 (3): 509.
- SANTOS, C. L.; SILVA, M. A. M. & SALVADOR, M. V. S. 2004. Dinâmica sazonal e os efeitos das ressacas nas praias de Niterói/RJ. *Revista Brasileira de Geociências*, 34 (3): 355–360.
- YOUNG, I. R. & RIBAL, A. 2019. Multiplatform evaluation of global trends in wind speed and wave height. *Science*, 9527: 1-9.

ANÁLISE DAS TENDÊNCIAS E VARIABILIDADES DO NÍVEL DO MAR MEDIDO POR ALTIMETRIA DE SATÉLITE NO ATLÂNTICO SUL

Joseph Harari¹, Samuel Hora Yang², Jeferson Barbosa Sousa³ & Tiago Cortez¹

*1: Universidade de São Paulo – Instituto Oceanográfico
Praça do Oceanográfico, 191 – Butantã – São Paulo (SP) – CEP: 05508-120
joharari@usp.br ; tiagocortez@usp.br*

*2: Universidade de São Paulo – Instituto de Energia e Ambiente
Avenida Professor Luciano Gualberto, 1289 – Butantã – São Paulo (SP) – CEP: 05508-010
samyang@usp.br*

*3: Universidade de São Paulo – Instituto de Matemática e Estatística
Rua do Matão, 1010 – Butantã – São Paulo (SP) – CEP: 05508-090
jeferson.sousa@usp.br*

RESUMO

O presente trabalho analisou a variação espaço-temporal do nível do mar medido por altimetria de satélite, de 01/01/1993 a 01/01/2018, no Oceano Atlântico Sul (de 5°S a 55°S e de 70°W a 25°E). As séries temporais foram analisadas através de técnicas estatísticas e espectrais, incluindo Transformadas de Ondaletas. O processamento dos dados indicou que a variabilidade do nível do mar tem valores máximos na Confluência Brasil-Malvinas e na Retroflexão da Corrente das Agulhas, ultrapassando 0,3 m. Taxas de elevação do nível do mar são por volta de 0,3 m/século nas baixas latitudes, enquanto na faixa de latitudes entre 35°S e 50°S há alternâncias pontuais de tendências muito elevadas, acima de 1 m/século, com taxas negativas, de -0,3 m/século. Componentes de Fourier semianuais e anuais são maiores em latitudes ao Sul de 25°S, tendo máximos pontuais na região da Confluência Brasil-Malvinas e da Retroflexão da Corrente das Agulhas, com uma feição peculiar nessas áreas: a componente semianual (acima de 0,4 m) chega a ser maior que a anual (abaixo de 0,3 m).

Palavras chave: Nível do Mar, Altimetria, Ondaletas.

INTRODUÇÃO

O uso de dados de nível do mar obtidos por vários satélites altimétricos desde 1986 tem proporcionado a obtenção de séries temporais com cobertura uniforme no espaço e no tempo, quase global, e de alta qualidade. De fato, desde a utilização de dados da missão TOPEX / POSEIDON, até as séries JASON, ERS, ENVISAT e SENTINEL, e incluindo os atuais satélites CRYOSAT, HY-2A e SARAL, tem sido possível a obtenção de séries temporais de alta resolução espacial e temporal (AVISO, 2019). A aplicação de técnicas de análise de séries temporais a estas séries possibilita a determinação de suas tendências e suas variabilidades, indicando assim ciclos de oscilações e variações climáticas globais (SOPPA *et al.*, 2009). A região de interesse desta pesquisa compreende o Oceano Atlântico Sul, cujas principais feições hidrodinâmicas são o giro subtropical, a Confluência Brasil-Malvinas e a Retroflexão da Corrente das Agulhas (PETERSON & STRAMMA, 1991).

OBJETIVOS

O objetivo do presente estudo foi o de analisar a variação espaço-temporal do nível do mar medido por altimetria de satélite, no período de 01/01/1993 a 01/01/2018 (25 anos), na área compreendida pelas latitudes de 5°S a 55°S e pelas longitudes de 70°E a 25°W.

METODOLOGIA

Dados gradeados de nível do mar, provenientes dos altímetros instalados em todos os satélites em missões oceanográficas desde 1993, foram obtidos para a região de estudo (Figura 1) no banco de dados SEALEVEL_GLO_PHY_L4_REP_OBSERVATIONS_008_047 do *Copernicus Marine Environment Monitoring System* (CMEMS, 2019), com resolução espacial de 0,25° e temporal de 24 h, para o período entre 01/01/1993 e 01/01/2018. Esses dados são na forma de Topografia Dinâmica Absoluta. O software MATLAB foi usado para o posterior tratamento dos dados, o qual incluiu cálculos estatísticos e espectrais das séries temporais, como tendências lineares e ondaletas.

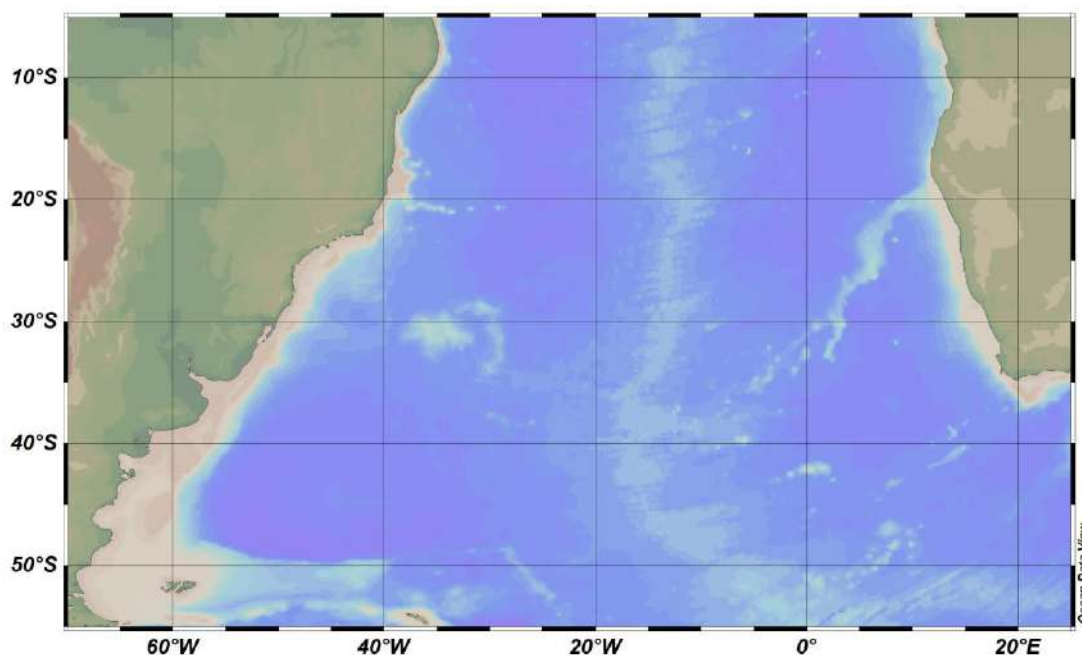


Figura 1 – Área de estudo selecionada para a análise estatística e espectral.

RESULTADOS

Todas as séries temporais de nível do mar na região de interesse foram analisadas, permitindo a plotagem das distribuições espaciais dos parâmetros estatísticos calculados. Como seleção dos resultados obtidos, a Figura 2 apresenta as distribuições do desvio padrão do nível do mar (em metros) e a tendência do nível do mar (em metros/século); a Figura 3 contém as amplitudes das componentes de Fourier semianual e anual (em metros); e por fim, a Figura 4 demonstra a Transformada de Ondaleta do nível do mar medido em metros, na região da Confluência Brasil-Malvinas (42°S 50°W) e no centro do giro subtropical do Atlântico Sul (22,5°S 30°W).

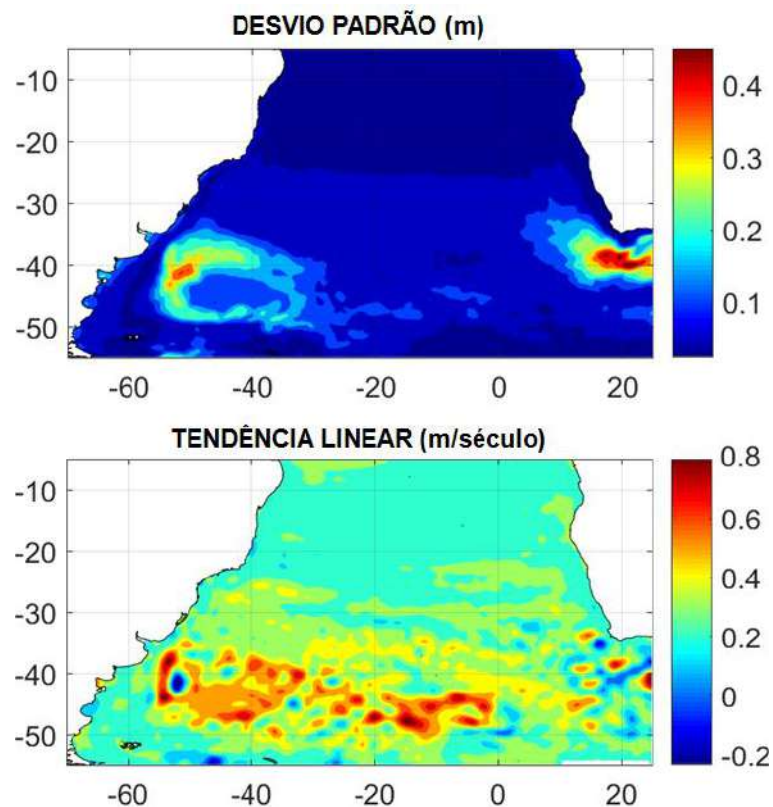


Figura 2 – Distribuições do desvio padrão (em metros) e da tendência linear (em metros por século) calculados para o nível do mar.

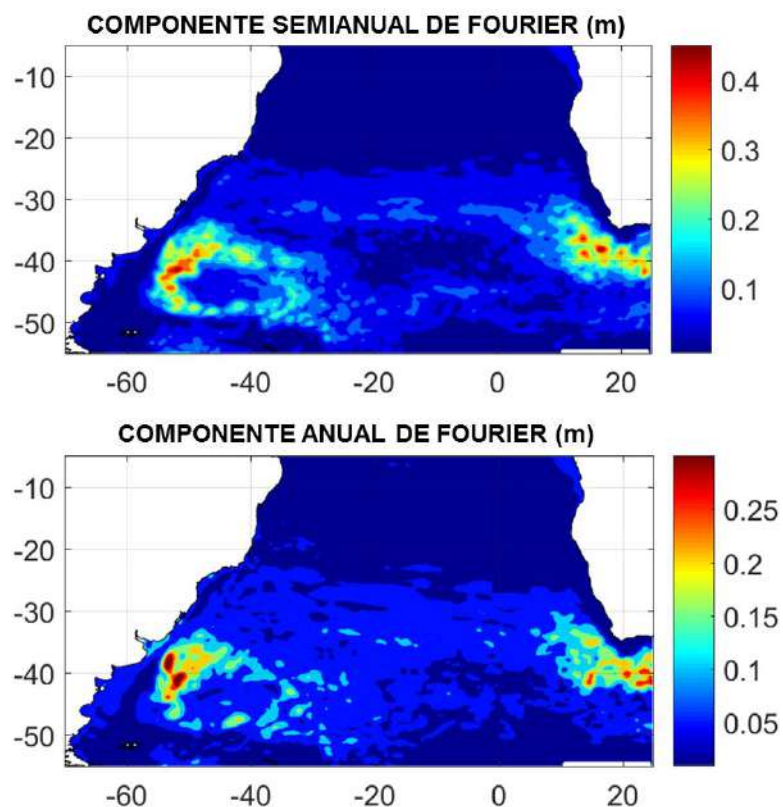


Figura 3 – Distribuições das amplitudes das componentes de Fourier semianual e anual (em metros) calculadas para o nível do mar.

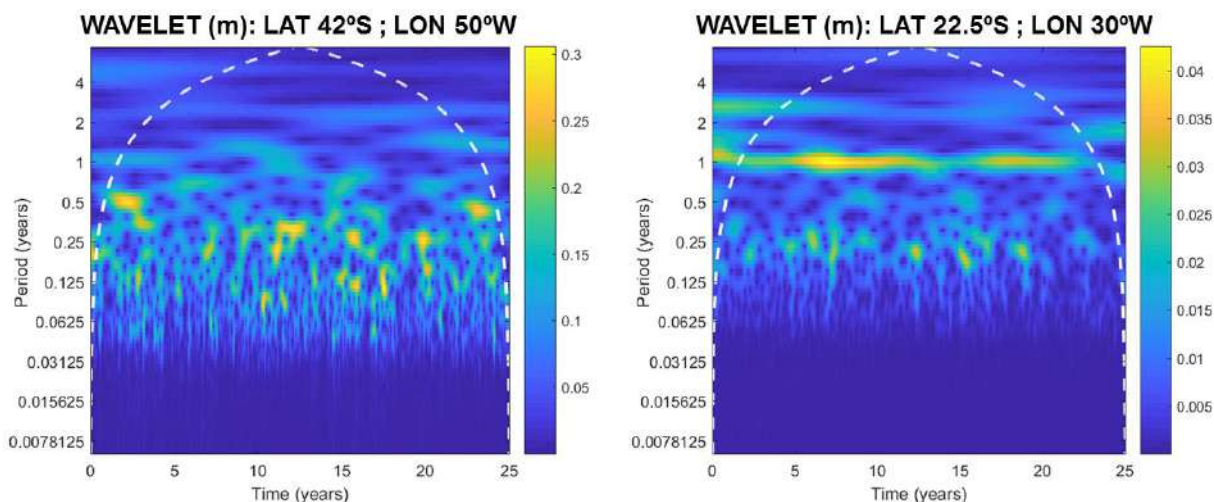


Figura 4 – Transformadas de Ondaleta do nível do mar (em metros) na região da Confluência Brasil-Malvinas (42°S 50°W) e no centro do giro subtropical do Atlântico Sul (22,5°S 30°W).

CONCLUSÕES

A variabilidade do nível do mar, caracterizada pelo desvio padrão das medições altimétricas, tem valores máximos na Confluência Brasil-Malvinas e na Retroflexão da Corrente das Agulhas, ultrapassando 0,3 m (Figura 2). Taxas de elevação do nível do mar são por volta de 0,3 m/século nas baixas latitudes, enquanto na faixa de latitudes entre 35°S e 50°S há alternâncias pontuais de elevações muito altas, acima de +0,8 m/século, com taxas negativas, de -0,3 m/século (Figura 2). Componentes de Fourier semianuais e anuais são maiores em latitudes ao Sul de 25°S (Figura 3), tendo máximos pontuais na região da Confluência Brasil-Malvinas e da Retroflexão da Corrente das Agulhas, com uma feição peculiar nessas áreas: a componente semianual (acima de 0,4 m) é maior que a anual (abaixo de 0,3 m). Na Figura 4, as Transformadas de Ondaleta do nível do mar na região da Confluência Brasil-Malvinas tem componentes semianual e de periodicidades menores muito intensas; no centro do giro subtropical do Atlântico Sul a componente anual predomina, mas com pequena intensidade.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AVISO. 2019. Missions. Disponível em: <<https://www.aviso.altimetry.fr/en/missions.html>>. Acesso em: 07 ago. 2019.
- CMEMS. 2019. Global Ocean Gridded L4 Sea Surface Heights and Derived Variables Reprocessed (1993-Ongoing). Disponível em: <http://marine.copernicus.eu/services-portfolio/access-to-products/?option=com_csw&view=details&product_id=SEALEVEL_GL_O_PHY_L4_REP_OBSERVATIONS_008_047>. Acesso em: 25 jun. 2019.
- SOPPA, M.A.; CROMWELL, D. & SOUZA, R.B. 2009. Interannual variability of the sea level height anomaly in the Southwestern Atlantic Ocean. In: *Anais do XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*, 6649 – 6656.
- PETERSON, R.G. & STRAMMA, L. 1991. Upper-Level circulation in the South Atlantic Ocean. *Progress in Oceanography*. 26(1): 1 – 73. doi: 10.1016/0079-6611(91)90006-8.

VARIABILIDADE GLOBAL DAS ONDAS OCEÂNICAS DURANTE FASES SIMULTÂNEAS DO ENSO E DA MJO

Godoi¹, V. A.; de Andrade², F. M.; Durrant³, T. H.; Torres Júnior¹, A. R.

¹*Instituto de Ciências do Mar (ICMar) – Universidade Federal do Maranhão (UFMA)
Av. dos Portugueses, 1966, São Luís – MA, Brasil CEP 65080-805*

victorgodoirj@gmail.com

²*Department of Meteorology, Harry Pitt Building – University of Reading
Whiteknights campus, Earley Gate PO Box 243, Reading, RG6 6BB – United Kingdom*

³*Oceanum Ltd*

7 Bow Street, Raglan – New Zealand 3225

RESUMO

Neste estudo, analisa-se a relação entre a variabilidade global das ondas oceânicas e a co-ocorrência do El Niño–Oscilação Sul (ENSO) com a Oscilação Madden-Julian (MJO). Para isso, compostos de anomalias diárias na altura significativa de onda (H_s), período de pico (T_p) e vento a 10 m foram calculados para períodos entre novembro e março ocorridos nos anos 1979–2018. Teleconexões trópico-trópico e trópico-extratropical são evidentes nos resultados, além da dominância de uma das oscilações sobre a outra em determinadas combinações de fases. Tal dominância tem um impacto considerável em regiões como a Califórnia, Caribe e o Mar do Sul da China. Diferentemente de estudos anteriores, neste, mostramos que condições relacionadas ao ENSO têm contribuições expressivas para o clima de ondas do Atlântico Norte. Globalmente, anomalias em H_s e T_p durante combinações de fases entre o ENSO e a MJO podem atingir valores duas vezes maiores que aqueles relacionados apenas à MJO, o que demonstra a importância de se entender as variações das condições de onda relacionadas a períodos de coexistência de múltiplos padrões climáticos.

Palavras chave: variabilidade global de ondas superficiais de gravidade, padrões climáticos, ENSO, MJO, atividade combinada ENSO-MJO, clima de ondas

INTRODUÇÃO

A construção de estruturas costeiras e *offshore* e o transporte de pessoas e cargas são algumas das atividades que demandam conhecimento sobre as condições do mar. Diversos processos, como a erosão e a inundação costeira, também são diretamente influenciados pelas ondas de gravidade superficial (neste trabalho, aquelas com períodos de até 30 s). Portanto, entender a dinâmica de tais ondas é de fundamental importância para o planejamento de mitigação dos riscos relacionados às suas condições mais severas.

Variações significativas nas condições de onda estão muitas vezes associadas a padrões climáticos que variam em diversas escalas espaço-temporais, como, por exemplo, o El Niño–Oscilação Sul (ENSO) e a Oscilação Madden-Julian (MJO). O primeiro (ENSO), é normalmente identificado através de anomalias interanuais (2–7 anos) (Trenberth & Hurrell, 1994) na temperatura da superfície do mar na região central e leste do Pacífico equatorial. Já o segundo (MJO), é mais evidenciado por anomalias na convecção atmosférica, que se propagam para leste ao longo da região tropical do globo em escalas intrasazonais (10–90 dias) (Mo & Nogues-Paegle, 2005). Ambos ENSO e MJO são reconhecidos por suas naturezas

teleconectivas (e.g., Alexander *et al.*, 2002; Roundy *et al.*, 2010), as quais permitem que os fenômenos associados à estas oscilações sejam observados em localidades bem distantes de onde suas assinaturas são mais pronunciadas. Além disso, a interação entre tais oscilações e sua relação com a/o intensificação/enfraquecimento de fenômenos meteorológicos e oceanográficos já foram reportadas em diversos trabalhos (e.g., Godoi *et al.*, 2019).

OBJETIVOS

A fim de contribuir para o entendimento da dinâmica das ondas de gravidade superficial e, por conseguinte, auxiliar o planejamento de mitigação dos riscos relacionados a elas, investigou-se neste trabalho a associação entre a variabilidade global desta classe de ondas e a co-ocorrência de fases do ENSO e da MJO.

METODOLOGIA

Compostos (promediações temporais) de anomalias diárias na altura significativa de onda (H_s), período de pico da onda (T_p) e vento a 10 m foram calculados para combinações de fases entre o ENSO e a MJO. H_s e T_p foram obtidos dos resultados de um *hindcast* de longa duração (1979–2018) (Durrant *et al.*, 2014), já os campos de vento foram adquiridos das versões 1 e 2 da base de dados do *Climate Forecast System Reanalysis* (Saha *et al.*, 2010, 2014). Os campos de vento foram usados apenas para explicar a origem das anomalias nos parâmetros de onda, e são os mesmos que aqueles utilizados como condição de contorno para o *hindcast*. As atividades do ENSO e da MJO foram identificadas através dos índices climáticos *Oceanic Niño Index* e *real-time multivariate index*, respectivamente. O cálculo dos compostos foi realizado para os meses de maior atividade do ENSO e da MJO (novembro–março), e compreendeu o período do *hindcast*. A significância estatística dos compostos foi verificada através de um teste *t* de *Student* bi-caudal para o nível de confiança de 95%. Com o propósito de avaliar a independência das anomalias diárias utilizadas nos cálculos dos compostos, utilizou-se o número efetivo de graus de liberdade espaciais no teste de significância estatística, o qual incorpora um coeficiente de autocorrelação com atraso de uma amostra (*lag-1*). As análises foram focadas nas três fases do ENSO (La Niña, El Niño e ENSO neutro) combinadas com as oito fases ativas da MJO.

RESULTADOS

A Figura 1 é um exemplo dos compostos calculados para anomalias diárias em H_s . Nela, é possível observar o resultado de teleconexões trópico-trópico e trópico-extratropical, causadas por alterações nos fluxos de momento e calor associados às células de Walker e Hadley, respectivamente. Uma outra característica interessante é a presença de anomalias em H_s ao longo da costa da Califórnia apenas durante El Niño-MJO fases 2 e 3, o que mostra que a fama desta região em receber ondas maiores durante anos de El Niño (Barnard *et al.*, 2015) está, na verdade, condicionada à fase da MJO. Ao longo de parte das costas europeias e em uma porção considerável do Oceano Atlântico Norte, anomalias positivas em H_s associadas à MJO são substancialmente reforçadas pelos ventos relacionados ao El Niño durante El Niño-MJO fases 4–6, em contradição a trabalhos anteriores que verificaram uma baixa correlação entre o clima de ondas na região e índices climáticos representativos do ENSO. Globalmente, as anomalias atingem valores quase duas vezes maiores que aqueles reportados por Marshall *et al.* (2015), os quais desconsideraram a estratificação do ENSO na análise da relação entre a variabilidade global das ondas e a MJO.

Devido ao espaço limitado, os resultados referentes às combinações da MJO com a La Niña e o ENSO neutro serão discutidos apenas na apresentação, assim como os resultados para T_p e vento em combinações El Niño-MJO.

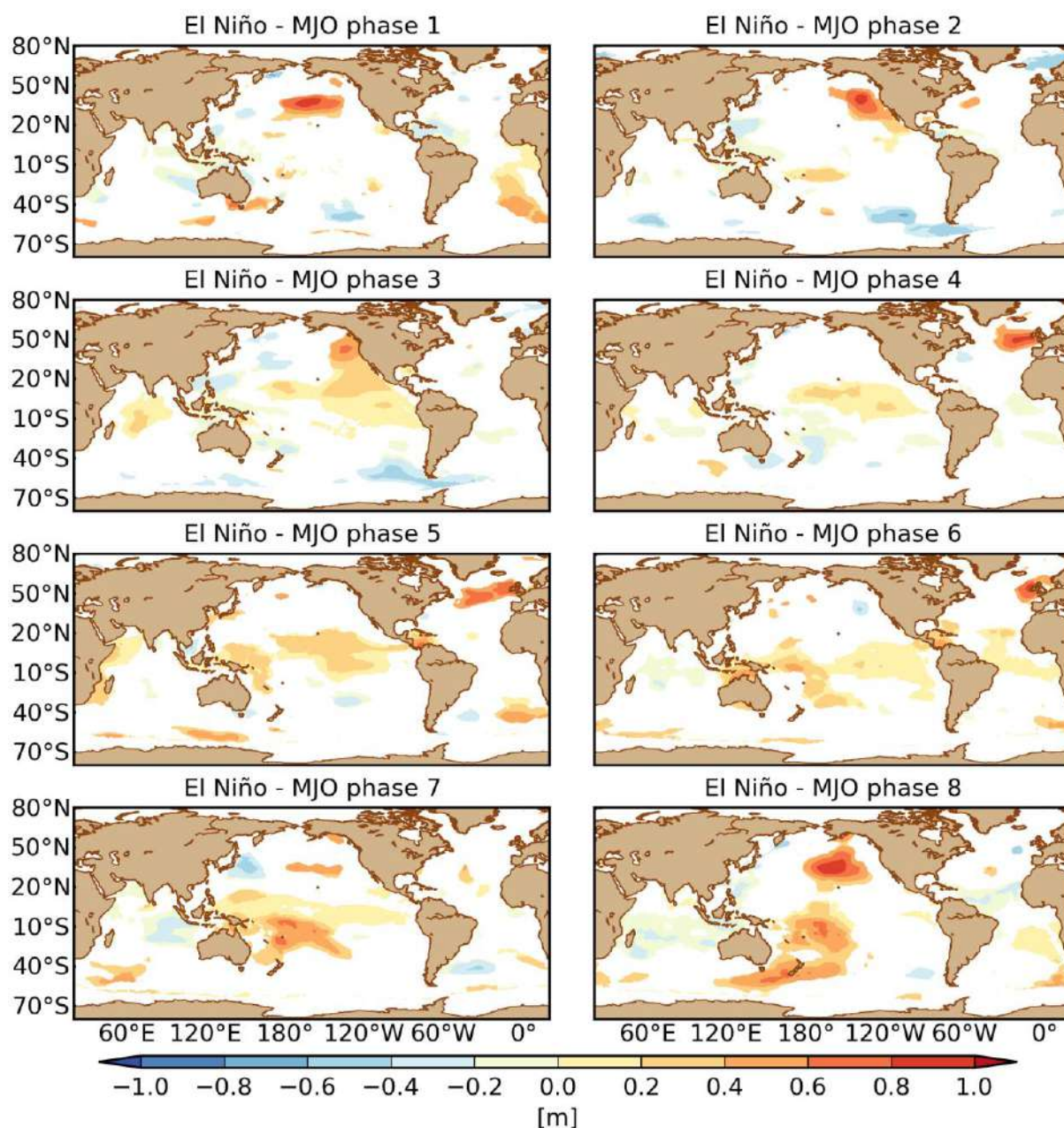


Figura 1: Compostos de anomalias diárias na altura significativa de onda para combinações de fases entre o El Niño e a MJO. Os compostos foram calculados para períodos entre novembro e março ocorridos nos anos 1979–2018. Apenas resultados estatisticamente significativos no nível de confiança de 95% são mostrados.

CONCLUSÕES

Como consequência de teleconexões trópico-trópico e trópico-extratropical, as quais transportam momento, umidade e calor de uma dada região tropical para áreas remotas, anomalias de onda são observadas em todos os oceanos, com notável magnitude em diversas combinações de fases ENSO-MJO. Nos oceanos Pacífico, Atlântico e Índico, as anomalias em H_s [T_p] mais intensas foram identificadas durante El Niño-MJO fase 8 [La Niña-MJO fase 8], ENSO neutro-MJO fase 3 [El Niño-MJO fase 1] e ENSO neutro-MJO fase 4 [El Niño-MJO fase 8], respectivamente. No oceano Austral, as anomalias em H_s mais acentuadas ocorrem

durante El Niño-MJO fase 8, enquanto na região entre a Indonésia e o Pacífico Oeste, elas são observadas durante ENSO neutro-MJO fases 5–6. Resumidamente, as anomalias em H_s e T_p podem ser explicadas pelo fato de os ventos relacionados ao ENSO serem intensificados, atenuados ou inibidos pela propagação da MJO, e vice-versa. Apesar de estudos anteriores terem identificado uma baixa correlação entre índices climáticos representativos do ENSO e a variabilidade de onda no oceano Atlântico Norte, nossos resultados sugerem um papel importante de fenômenos relacionados ao ENSO sobre esta região quando este se combina à MJO. Nosso estudo revela que as anomalias em parâmetros de onda associadas às combinações de fases ENSO-MJO podem ser até duas vezes mais intensas que àquelas relacionadas apenas à MJO (identificadas em trabalhos anteriores). Além disso, os resultados deste trabalho destacam a importância de se considerar a inter-relação entre padrões climáticos na análise de anomalias em parâmetros de onda. Por fim, e mais importante, nossos resultados provêm informações que podem auxiliar a segurança de estruturas costeiras e atividades *offshore*.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alexander, M. A. *et al.* 2002. The Atmospheric Bridge: The influence of ENSO teleconnections on air-sea interaction over the global oceans. **J. Climate**. 15(16):2205–2231.
- Barnard, P. L. *et al.* 2015. Coastal vulnerability across the Pacific dominated by El Niño/Southern Oscillation. **Nat. Geoscience** 8:801–807.
- Durrant, T. *et al.* 2014. A global wave hindcast focussed on the Central and South Pacific. **CAWCR Technical Report** 70.
- Godoi, V. A. *et al.* 2019. Regional-scale ocean wave variability associated with El Niño–Southern Oscillation-Madden-Julian Oscillation combined activity. **Int. J. Climatol.** 39:483–494.
- Marshall, A. G. *et al.* 2015. Madden Julian Oscillation impacts on global ocean surface waves. **Ocean Model.** 96:136–147.
- Mo, K. C. & Noguez-Paegle, J. 2005. Pan-America. In: Intraseasonal variability in the atmosphere-ocean climate system. **Springer Praxis Books** (Environmental Sciences). Springer, Berlin, Heidelberg, pp 95–124.
- Roundy, P. E. *et al.* 2010. Modulation of the global atmospheric circulation by combined activity in the Madden-Julian Oscillation and the El Niño-Southern Oscillation during boreal winter. **J. Climate** 23:4045–4059.
- Saha, S. *et al.* 2010. The NCEP climate forecast system reanalysis. **Bull. Am. Meteorol. Soc.** 91:1015–1057.
- Saha, S. *et al.* 2014. The NCEP Climate Forecast System version 2. **J. Climate** 27:2185–2208.
- Trenberth, K. E. & Hurrell, J. W. 1994. Decadal atmosphere-ocean variations in the Pacific. **Clim. Dyn.** 9(6):303–319.

CARACTERÍSTICAS DAS ONDAS SUPERFICIAIS DE GRAVIDADE GERADAS PELO VENTO AO LARGO DO LITORAL DO CEARÁ

Candella, R. N. (Rogério Neder)

Instituto de Estudos do Mar Almirante Paulo Moreira

r.candella@marinha.mil.br

RESUMO

Características do regime de ondas do litoral do Ceará foram estimadas a partir de um ano de dados medidos por um ondógrafo, fundeado ao largo do litoral do estado, numa lâmina d'água de 200 m. Foi observada uma forte sazonalidade, tanto na direção principal, quanto no período de pico, devido à variação de intensidade dos ventos alísios. Nos meses correspondentes ao inverno no hemisfério norte, foram observados registros de ondas geradas a grande distância no hemisfério norte, configurando chegadas dispersivas. Ondas relacionadas ao furacão Irma foram registradas, também como chegadas dispersivas. As tempestades (*wave storms*) estão basicamente concentradas nos meses de setembro e outubro e têm como característica principal a curta duração. Foram encontradas 37 ondas anormais (*freak/rogue waves*), com alturas entre 2,52 e 5,87 m.

Palavras chave: clima de ondas, litoral NE do Brasil, chegadas dispersivas, tempestades, ondas anormais

INTRODUÇÃO

O litoral norte-nordeste do Brasil está, basicamente, exposto às ondulações geradas pelos ventos alísios. Segundo diversos autores, essa exposição causa um constante transporte de sedimentos na direção oeste, sendo a erosão ainda agravada por ações antrópicas. É notável também, na região, a presença de marulho (*swell*) gerado a grandes distâncias, na forma de chegadas dispersivas, caracterizadas pela redução quase linear do período de pico (T_p) nos registros.

Embora alguns trabalhos já tenham sido realizados com esse tema na região (Melo F^o et al, 1995; Fisch, 2008; Silva et al, 2011; Farias & Souza, 2012), todos utilizaram dados coletados em lâminas d'água de cerca de 20 m, em campanhas notadamente voltadas para a engenharia, principalmente para a construção dos portos de Pecém e Mucuripe. O Programa Nacional de Boias (PNBOIA) fundeou diversas boias ao longo da costa brasileira, sendo uma delas, uma

Axys 3M (Argos ID: 146448; WMO ID: 31229), ao largo de Fortaleza, nas coordenadas 3.21°S; 38.44°W, que permaneceu em operação entre outubro de 2016 a dezembro de 2017. Os dados coletados por essa boia foram utilizados, então, para estimar algumas características do regime ondas local.

OBJETIVOS

Estimar parâmetros médios das ondas que chegam ao litoral do Ceará, bem como suas variações. Além disso, investigar a chegada dispersiva de swell gerado no hemisfério norte, a ocorrência de ondas anormais e as características das tempestades locais.

METODOLOGIA

Foram utilizados os seguintes parâmetros estatísticos processados pelo software embarcado na boia:

Hm0 - altura significativa no domínio da frequência, em metros;

Hmax - altura máxima individual em cada registro, em metros;

Tp - Período de pico ou período com maior energia no espectro bidimensional;

Além disso, foram extraídos dos espectros direcionais, também processados pelo software interno:

Direção de pico - direção associada com o período de maior energia, em graus

Direção com maior energia (De) - dada por
$$De(\theta) = \int_0^{0.64} E(f, \theta) df$$

RESULTADOS

A altura significativa (Hm0) média para todo o período amostrado foi 1.78 ± 0.39 m, com valor máximo (3.61 m) registrado em setembro. A média das alturas máximas (Hmax) foi 2.71 ± 0.66 m, com valor extremo de 5.87 m. Esses valores são muito superiores aos encontrados por Fisch (2008) e Silva et al (2011). A regressão linear entre Hm0 e Hmax mostrou a relação $Hmax = 1.56 \cdot Hm0 - 0.07$, um pouco menor que a encontrada por Candella (2016) para as regiões sul e sudeste ($Hmax = 1.60 \cdot Hm0 + c$).

O ciclo sazonal aparece bem marcado, tanto na direção, quanto no período de pico. Entre junho e novembro a direção é, praticamente, constante da direção SE, com períodos de pico curtos, em torno de 8 s.. No restante do ano, a variância é bastante pronunciada nos dois parâmetros, com a direção tendendo para NE.

As ondas em água profundas são dispersivas, já que suas velocidades são dependentes do período. Isso é facilmente visualizado na aproximação da velocidade para águas profundas $c = 1,56 \cdot T^2$. Assim, se as ondas são geradas a grandes distâncias, seus registros apresentam

como característica a diminuição gradativa do período de pico, sendo denominadas de chegadas dispersivas. A distância da zona geração pode ser obtida através da expressão

$$X = \frac{g\Delta t}{4\pi\Delta f}$$

onde X é a distância em metros, Δt é o tempo entre o início e o fim do evento, Δf a variação da frequência ($f = 1/T$) Nos dados analisados, foram encontradas diversas condições desse tipo, sendo a grande maioria gerada no Mar do Norte ou no Mar de Labrador, com distâncias de propagação entre, aproximadamente, 4 a 7 mil quilômetros, sendo praticamente restritas aos meses entre dezembro e junho. Um caso particular ocorreu em setembro, onde ondas com período inicial de 15,4 s foram geradas pelo furacão Irma, a cerca de apenas 2.000 km do litoral.

Para analisar as tempestades, foi utilizado o critério proposto por Boccotti (2000), onde o valor crítico é dado por $H_{crit} = 1,5 \cdot \overline{Hm0}$, nesse caso, 2,67 m. Foram registrados 40 eventos, a grande maioria com menos de 6 horas de duração. O caso mais extremo ocorreu em setembro, com duração de 10 horas, $Hm0$ média de 3,06 m (máx. 3,61 m), $Hmax$ média de 4,53 m (máx. 5,05 m), Dp média de 115° e Tp variando entre 7,1 e 8,7 s. As ocorrências estiveram concentradas entre os meses de setembro e outubro, sendo que 75% das tempestades aconteceram nesses dois meses.

Embora existam outros critérios para se determinar se uma onda é anormal, nesse caso, o único aplicável é o índice de anormalidade (IA), definido por Dean (1990) como a relação entre a altura significativa e a altura máxima do registro. Se $IA \geq 2$, a onda máxima é anormal. Por esse critério, foram encontradas 37 *freak waves*, com alturas que variaram entre 2,51 m ($IA = 2,04$, $Hm0 = 1,23$ m) e 5,87 ($IA = 2,22$, $Hm0 = 2,64$ m). Essa última foi, também, a maior onda individual medida em todo o período de amostragem.

CONCLUSÕES

Os dados permitiram apenas uma estimativa das características das ondas ao largo do litoral do Ceará, visto que o tempo de amostragem foi muito curto.

Como esperado, o regime é mais "ameno" que nas regiões sul e sudeste, tendo características sazonais bem marcadas.

Praticamente todos os registros com direção entre NNW e NNE mostram chegadas dispersivas de marulho (swell) gerado a grandes distâncias, no hemisfério norte. Além disso, pode-se comprovar que furacões podem também gerar ondas dispersivas, que se propagam até a costa norte/nordeste do Brasil.

A altura crítica considerada para definição de tempestade foi de 2,67 m, sendo registrados 40 eventos, 75% deles em setembro e outubro, a grande maioria com menos de 6 horas de duração.

Foram encontrados 37 registros nos quais a onda máxima individual pode ser considerada anormal, sendo a maior delas (5,87 m) a maior onda medida em todo o período.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Boccotti P (2000) Wave Mechanics for Ocean Engineering. Elsevier Science, New York.

Dean R (1990) Freak waves: a possible explanation. In: Tørum A, Gudmestad OT (eds) Water wave kinematics, Kluwer Academic Publishers, Norwell, pp 609–612

Melo F^o E, Alves JEGM, JORDEN W, ZAGO F (1995) Instrumental Confirmation of the Arrival of North Atlantic Swell to the Ceará Coast. Proceedings of the 4th International Conference on Coastal and Port Engineering in Developing Countries – COPEDEC IV, pp. 1984-1996, Rio de Janeiro, Brazil.

Farias EGG, Souza JMAC (2012) Chegada Dispersiva de Campos de Ondas Swell na Costa Oeste do Estado Ceará – Brasil. Arq. Ciên. Mar, Fortaleza, 45(1): 69 - 74.

Fisch CI (2008) Caracterização do Clima de Ondas na Costa do Ceará. Dissertação de Mestrado, COPPE-UFRJ, 118 p., Rio de Janeiro, Brazil.

Silva AC, Façanha P, Bezerra C, Araujo A, Pitombeiras E (2011) Características das Ondas “Sea” e “Swell” Observadas no Litoral do Ceará-Brasil: Variabilidade Anual e Inter-Anual. Tropical Oceanography, Recife, v. 39, n. 2, p. 123-132.

Patrocínio



Apoio



Realização

XIII Simpósio sobre Ondas, Marés, Engenharia
Oceânica e Oceanografia por Satélite