

# **Um estudo semi-idealizado para avaliar o papel da topografia no processo de ressurgência costeira em Cabo Frio, RJ**

*A semi-idealized study to evaluate the role of topography on the coastal upwelling at Cabo Frio, RJ*

Rafael Guarino Soutelino<sup>\*</sup>  
Juliana Albertoni Miranda<sup>\*\*</sup>

## Resumo

Neste trabalho é testado o papel da topografia na eficiência do processo de ressurgência costeira ao largo de Cabo Frio (RJ) a partir de simulações numéricas de processos em um oceano semi-idealizado. A hipótese de que a topografia ao largo de Cabo Frio promove eficiência na ascensão de águas relativamente frias para a superfície do mar na região é confirmada. De acordo com os resultados das simulações apresentadas, a ressurgência costeira em plataformas continentais estreitas ocorre de forma mais eficiente do que em plataformas largas, sob a ação de um mesmo vento de NE constante e espacialmente homogêneo.

Palavras-chave: Ressurgência de Cabo Frio. Modelagem numérica. Estudo idealizado.

## Abstract

This work investigates the role of topography on the coastal upwelling efficiency off the coast of Cabo Frio, RJ, through the implementation of process-study numerical simulations in a semi-idealized ocean. The hypothesis that the Cabo Frio continental shelf bathymetry promotes the strength in the upwelling process is confirmed, and according to the simulations results, the coastal upwelling in narrow shelves are stronger than in broad shelves, under the same constant and spatially homogeneous NE wind forcing.

Key words: Upwelling in Cabo Frio. Numerical modelling. Process study.

---

<sup>\*</sup> Graduado em Oceanografia pela Universidade do Estado do Rio de Janeiro (2005), Mestrado em Oceanografia Física pelo Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo - IOUSP (2008) e Doutorado em Oceanografia Física pelo IOUSP (2012). Pesquisador Oceanógrafo pelo Instituto de Estudos do Mar Almirante Paulo Moreira (IEAPM) Rio de Janeiro - Brasil

<sup>\*\*</sup> Doutora em Oceanografia Física pela Universidade de São Paulo. Pesquisadora Oceanógrafa pelo Instituto de Estudos do Mar Almirante Paulo Moreira (IEAPM) - Rio de Janeiro - Brasil

## **Introdução**

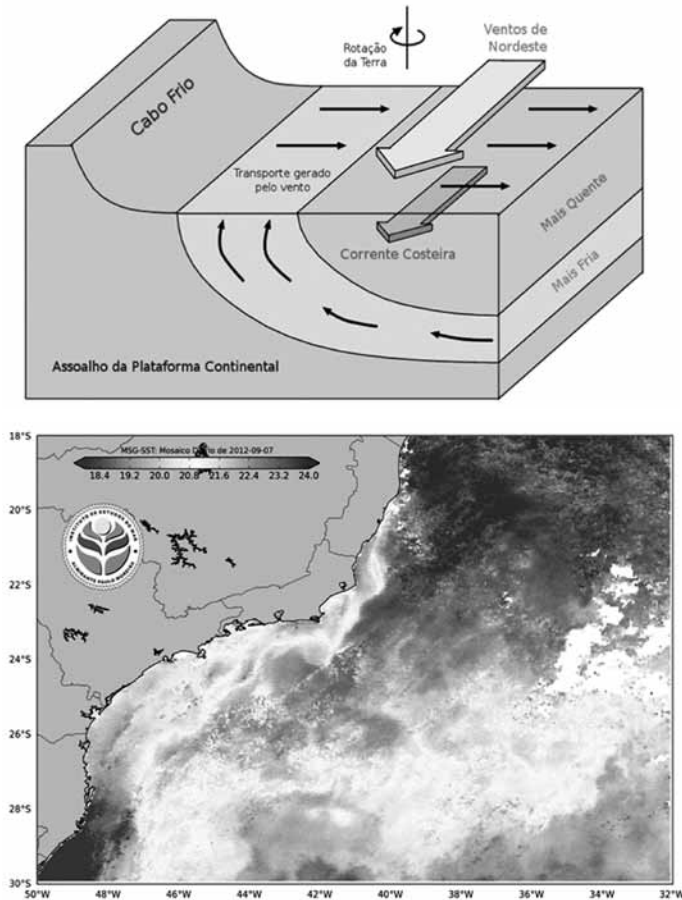
A Plataforma Continental (PC) é uma região peculiar do oceano. A PC tem características regionais próprias que por si só justificam seu estudo de forma desacoplada do oceano como um todo. Os fenômenos físicos que ocorrem na PC são, em sua maioria, independentes da dinâmica do oceano profundo. A PC é a parte mais costeira da margem continental, tem tipicamente em torno de 200 km de largura, entre a costa e a quebra de PC, que geralmente ocorre na profundidade de 200 m ao longo dos continentes mundiais. A presença da costa é importante para intensificar a ocorrência de divergências e convergências. A pequena profundidade, comparada com a média dos oceanos, acentua o cisalhamento vertical. Seu pequeno volume torna mais preponderante as trocas oceano-atmosfera, tornando os processos sazonais mais intensificados. Sua anisotropia horizontal, dada pela marcante diferença entre comprimento e largura, implica, importantemente, a forma como os processos dinâmicos ocorrem. Todas essas características citadas justificam o desenvolvimento de uma série de teorias específicas para a PC.

Os processos que ocorrem na PC são forçados essencialmente pela ação do vento em diferentes escalas temporais e espaciais, marés, gradientes de elevação da superfície do mar e de densidade, atrito e correntes de contorno. Neste trabalho, particularmente, abordaremos um processo que está diretamente ligado à ação do vento em escala sinótica. O vento na PC tem sua consequência mais importante quando sopra paralelo à costa. Dessa forma, ele é capaz de gerar transportes de deriva na direção normal à costa, gerando, assim, convergências e divergências, que por sua vez causam gradientes de pressão nessa direção que, através do equilíbrio geostrófico, terminam por gerar correntes intensas paralelas à costa. Uma das consequências do vento paralelo à costa é a ressurgência costeira, quando consideramos um oceano estratificado.

Entende-se por ressurgência o processo de afloramento da picnoclina na superfície do mar. A ressurgência costeira, portanto, trata-se do afloramento da picnoclina junto à costa. O processo físico que é responsável por tal afloramento é a divergência do transporte de Ekman na costa, provocada pela ação de ventos que causam transporte perpendicular à costa no sentido do oceano aberto. Se os ventos sopram em sentido favorável a um transporte perpendicular à costa em sentido oposto, ou seja, em direção à costa, é usual chamar o processo de subsidência costeira. A ocorrência de um vento paralelo que gere transporte direcionado ao oceano aberto na camada limite superficial (CLS) tem como resposta um transporte de retorno em toda coluna de água, causando um transporte resultante em direção a costa fora da CLS. Esse transporte de retorno, portanto, tem a capacidade de trazer em direção à costa águas mais frias que ficam em regiões mais profundas (longe da CLS, na picnoclina), fazendo-as aflorar. A

Figura 1 ilustra esquematicamente o processo em estado pleno de maturidade, bem como exemplos observacionais da termoclina aflorada na região de Cabo Frio (CF).

**Figura 1:** Painel superior: representação esquemática do fenômeno de ressurgência costeira em CF. Painel inferior: evidência observacional representada através de campo superficial de temperatura, oriundo de SATELITE. A isoterma de 20°C define a interface entre a camada de mistura e a pycnoclina, de acordo com Miranda & Castro (1998)



A ressurgência está evidentemente associada a anomalias negativas de temperatura da superfície do mar próximo à costa. Além disso, há um rebaixamento da superfície livre do mar como consequência da ação do vento paralelo à costa. Novamente, se o cenário oposto ocorre, ou seja, a subsidência costeira, temos uma elevação da superfície do mar.

Ao longo da plataforma continental sudeste brasileira (PCSE), existem algumas localidades que em determinadas ocasiões se tornam favoráveis à ressurgência, tanto

costeira quanto de quebra de plataforma. Particularmente ao largo de CF (23°S - 44°W), a costa brasileira tem uma mudança brusca de orientação da linha de costa. Desde o Cabo Calcanhar (RN), até o CF (RJ), a linha de costa se orienta aproximadamente na direção norte-sul. Nesse caso, os ventos predominantes, sejam eles de SE, associados à dinâmica dos alísios, sejam eles de NE, associados à alta subtropical do Atlântico Sul, têm orientação perpendicular à costa. Sua componente paralela à costa nessas regiões ou é pequena demais para promover afloramento da picnoclina ou é desfavorável a ressurgência. Já ao largo de CF, a costa passa a se orientar no sentido leste-oeste, dando ao vento NE um grande potencial para promover afloramentos, pois este passa a ter uma componente paralela à costa importante. Ainda que a região de CF se destaque, ainda temos alguns pontos de ressurgência ao norte desse município, como o Cabo de São Tomé (CST) e Vitória (VT), que eventualmente também podem apresentar o fenômeno, mesmo que em menor frequência e em menor intensidade.

Ao largo da PCSE, além de CF, a ressurgência costeira já foi observada em diversas localidades, como no Rio de Janeiro, Sepetiba, São Sebastião, Ubatuba e Cabo de Santa Marta. O fenômeno tende a ocorrer em épocas do ano em que tipicamente os ventos NE sopram com mais frequência e intensidade (primavera e verão). Tende a ser mais raro nos meses de outono e inverno, em que a passagem de sistemas frontais é mais frequente, invertendo o sentido do vento e promovendo o processo oposto, ou seja, a subsidência costeira. Também foi relatada na literatura a ocorrência eventual de ressurgências de quebra de plataforma na PCSE. Na próxima seção, conduziremos uma detalhada revisão dos principais trabalhos anteriores que buscaram estudar o fenômeno da ressurgência na PCSE.

Desde a década de 50, alguns autores já mencionavam a forte correlação entre os ventos predominantes de E-NE e presença de águas relativamente frias na superfície do mar próximo ao CF (ALLARD, 1995; EMILSSON, 1961; IKEDA et al., 1974; RODRIGUES ; LORENZZETTI, 2001). Castro & Miranda (1998) acrescentam que mesmo que não haja o afloramento completo da picnoclina, as águas da PCSE sempre contam com a presença da Água Central do Atlântico Sul (ACAS) próximo à costa, principalmente nos meses de verão. A ACAS é água que compõe a picnoclina e, segundo esses autores, seu limite máximo de temperatura é 20°C, o que torna esta isoterma uma boa traçadora para o fenômeno de ressurgência.

Tendo a comunidade entrado em consenso sobre a existência da ressurgência na PCSE e seus principais mecanismos causadores, os estudos mais recentes vêm procurando identificar o papel dos diversos mecanismos envolvidos em maior nível de detalhe. Rodrigues & Lorenzetti (2001), por exemplo, exploraram o papel da topografia e da geometria da linha de costa através do uso de um modelo simples de duas camadas aplicado à PC brasileira. Neste caso, a interface entre as camadas representa o topo da termoclina. Três experimentos de controle foram realizados para isolar os processos de

interesse. Os autores usaram sempre um vento temporal e espacialmente constante, de NE, com magnitude de  $6 \text{ m s}^{-1}$ , usando topografia e linha de costa através de três combinações distintas: (i) topografia real e costa real; (ii) fundo plano e costa real; (iii) topografia real e costa suavizada.

Os autores constataram que no experimento (i) houve uma boa correlação entre o deslocamento da interface e valores de anomalia de TSM observados ao largo de CF, CST e VT. Os valores de menor deslocamento da interface também coincidiram com regiões onde normalmente não há ressurgência. A elevação da interface é menor quando utilizado o fundo plano e ainda menor na presença da linha de costa suavizada. Entretanto, ao suavizar-se a linha de costa, foi percebida uma desintensificação maior do processo de elevação da interface, quando se comparou com a utilização de fundo plano. Os autores por fim mencionam que a linha de costa original contribui para o outro processo intensificador da ressurgência, que é a geração de vorticidade no jato costeiro.

Alguns trabalhos focaram seus esforços na ressurgência de quebra de plataforma. Campos et al. (2000) afirmam que esse processo é esporádico, mas que meandros ciclônicos da Corrente do Brasil (CB) podem causá-lo. Mais recentemente, Palma et al. (2008) afirmaram que tal ocorrência não é tão rara e que a ressurgência de quebra de plataforma pode ser considerada uma feição persistente na PCSE. Castelão et al. (2004) realizaram uma série de experimentos numéricos visando aos estudos de processo relacionados à ressurgência e subsidência costeiras, à ressurgência de quebra de plataforma e à relação entre ambas. Esses autores utilizaram-se de dados termohalinos quase-sinóticos como campos iniciais de alguns de seus experimentos, para que fosse possível a geração da CB, seus meandros e vórtices. Os autores conduziram uma série de experimentos, isolando os processos de interesse. Os autores concluíram que com corrente geostrófica e ação do vento em conjunto, a formação de vórtices ciclônicos ajuda a impulsionar a ACAS, aumentando seu volume na PC, e tornando-a disponível mais rapidamente para a ação do vento junto à costa, que termina por provocar seu

Castelão & Barth (2006) sugerem que o vento promove ressurgência na PCSE, CF, CST e VT de duas formas possíveis: divergência do transporte de Ekman na costa e bombeamento de Ekman provocado pelo rotacional do vento imediatamente ao largo. Em seus esforços, particularmente, eles comparam a contribuição de cada um dos mecanismos, com o auxílio de uma série temporal de ventos medidos por satélite com duração de 5 anos (2000-2004). Os autores calcularam o campo de bombeamento de Ekman causado pelo rotacional do vento na região para as quatro estações do ano. Mostram que o rotacional do vento é máximo ao largo de CF, e diminui em direção ao norte e ao sul. O transporte de Ekman junto à costa, entretanto, é relativamente constante ao longo da área de estudo. Com isso, em CF, a soma entre as contribuições do transporte e do bombeamento é máxima, e sugere-se que este último possa ser um importante mecanismo para explicar a intensificação da ressurgência ao largo de CF.

O mais recente trabalho a ser citado é o de Palma & Matano (2009), que se propôs a estudar os mecanismos de ressurgência em toda a PCSE através de simulações de longo período. Objetivou-se quantificar a contribuição do vento e da CB para a penetração de águas frias do talude em direção a PC. Foi montando um elenco de experimentos numéricos realísticos de longo período inicializados com campos médios climatológicos, forçados com ventos oriundos de observações por satélite, marés, descargas fluviais e fluxos laterais resultantes de modelo global. Conclusões foram tomadas a respeito do papel da circulação do oceano profundo. Foram mostradas análises do balanço de momentum na camada próxima ao fundo. Nesse caso, observou-se que na parte norte do domínio o balanço é dominado pelo gradiente de pressão ao longo da PC, que gera fluxo em direção à costa junto ao fundo, favorecendo a ressurgência. Na porção sul do domínio, entretanto, a costa muda de orientação levando a um gradiente de pressão ao longo da PC que favorece a subsidência.

De acordo com o levantamento de trabalhos pretéritos, a topografia da PC, o rotacional do vento e a presença da CB foram apontados como mecanismos que interferem na eficiência da ressurgência costeira em CF. Temos que a ressurgência costeira é, em primeira ordem, causada pela divergência do transporte de Ekman na costa causada pelo vento paralelo à costa. Do instante em que o vento favorável começa a agir até o momento em que a termoclina de fato aflora, o processo faz com que lentamente, a isoterma de 20°C seja advectada plataforma acima, como resposta ao transporte de retorno junto ao fundo. Então, se supormos que a referida isoterma encontra-se junto a quebra de plataforma em um dado instante inicial, temos que o tempo que ela levará para ser aflorada junto à costa em um cenário favorável a ressurgência, dependerá da intensidade do vento e da largura da PC.

Com isso, a hipótese a ser testada no presente trabalho é: se considerarmos um mesmo vento constante e espacialmente homogêneo, o afloramento da picnoclina ocorrerá mais rapidamente na presença de uma PC mais estreita, quando comparado com uma PC mais larga. Portanto, o objetivo deste trabalho é avaliar o papel da topografia na eficiência do processo de ressurgência costeira em CF, considerando um oceano continuamente estratificado.

## **Metodologia**

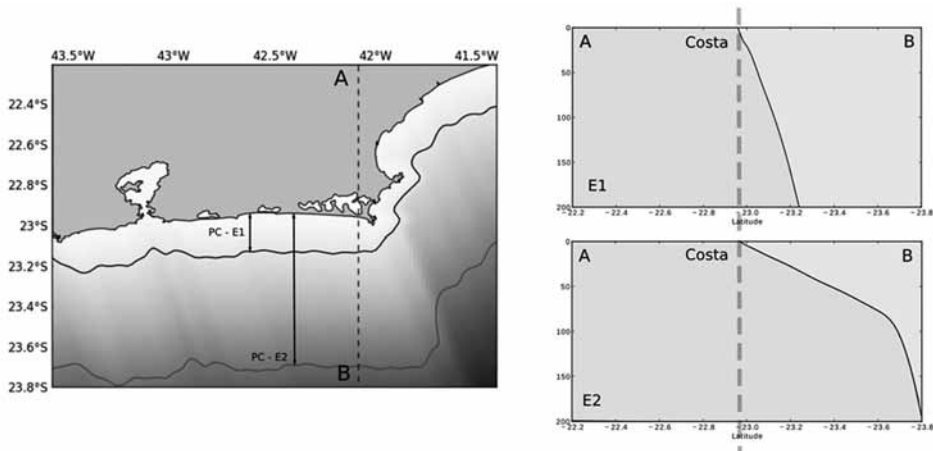
Para alcançar o objetivo de testar a hipótese formulada na Introdução, utilizamos a abordagem da modelagem numérica hidrodinâmica voltada a estudos semi-idealizados de processo, na forma de dois experimentos básicos, com diferentes configurações topográficas, sob ação do mesmo vento de NE invariável no tempo e espacialmente homogêneo. O modelo escolhido é o *Regional Ocean Modelling System* – ROMS

(SHCHEPETKIN; MCWILLIAMS, 2005), que é um modelo de equações primitivas e hidrostático. Esse modelo é amplamente utilizado pela comunidade oceanográfica, com extensos exemplos de aplicações que envolvem o processo de ressurgência costeira ao longo do globo. O domínio de implementação se estende do CST até o norte de Ubatuba, de modo que a região de CF fique relativamente distante dos contornos. A grade ortogonal regular de diferenças finitas foi criada com um espaçamento horizontal de aproximadamente 2 km, e com 21 níveis verticais sigma adensados nas camadas limite, para melhor representar o processo. Veja a Figura 2 para uma representação do domínio utilizado para as simulações.

O campo de massa inicial do modelo é construído de forma semi-idealizada, de modo que não haja variações horizontais de temperatura e salinidade, mas sim uma estratificação vertical básica. Os valores são oriundos de um perfil hidrográfico ao largo de CF na região do talude, onde a isoterma de 20°C encontra-se numa profundidade de aproximadamente 70 m. Estes dados observacionais foram extraídos de campos médios climatológicos oriundos do *Banco Nacional de Dados Oceanográficos* (BNDO) da *Marinha do Brasil*. Esse perfil é repetido para todo domínio do modelo, através de sua interpolação vertical para todos os pontos da grade horizontal do modelo. Dessa forma, garante-se que não haja gradientes horizontais termohalinos e cria-se um campo inicial no qual a isoterma de 20°C está distante da costa. O vento é, portanto, a única forçante do modelo, e foi designado constante no tempo e espacialmente homogêneo, com direção NE e tensão de cisalhamento com magnitude de 0.1 Pa (intensidade média a alta, típica para a região de estudo). Nos contornos abertos, para evitar geração de valores espúrios, os campos termohalinos foram mantidos fixos, evitando, assim, a advecção de informação incorreta para o interior do domínio. Para as velocidades barotrópicas, baroclínicas e elevação da superfície do mar, condições radiacionais foram prescritas, para que os processos e ondas simuladas no interior do domínio pudessem se propagar livremente para o exterior, minimizando reflexões espúrias.

Considerando estas configurações para condições iniciais, de contorno e forçante atmosférica, dois experimentos foram realizados, nos quais duas diferentes configurações topográficas foram consideradas. No experimento 1 (E1), foi utilizada uma plataforma estreita e no experimento 2 (E2), uma plataforma larga. Para construir as topografias semi-idealizadas, utilizamos valores da própria PCSE. No caso do E1, um perfil topográfico representativo da região de CF é utilizado para compor a topografia de todo o domínio, criando um campo de profundidades que varia apenas no sentido perpendicular à costa, mas é constante no sentido ao longo da costa. Para o caso do E2, a mesma técnica foi utilizada, porém através de um perfil representativo da PC de Santos. A Figura 2 ilustra a topografia em ambos os casos.

**Figura 2:** Representação gráfica da configuração topográfica dos experimentos E1 e E2. No painel esquerdo, note a diferença de largura das PC semi-idealizadas para cada caso. As linhas representam a isóbata de 100 m, ou seja, aproximadamente a linha de quebra da PC. Os painéis à esquerda representam os perfis topográficos no corte seccional AB, novamente ilustrando a diferença de configuração para cada experimento



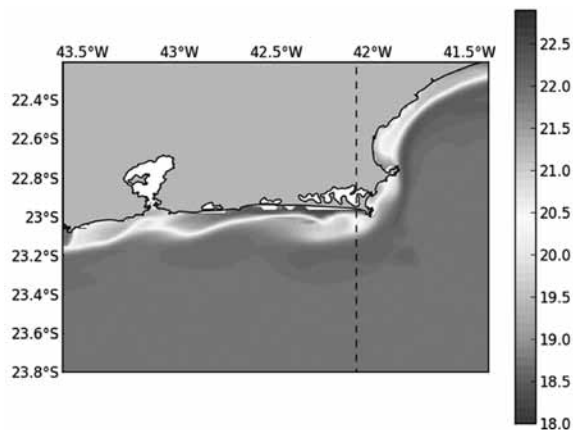
Por se tratar de um experimento semi-idealizado, as simulações são integradas por um tempo de 20 dias, o que para ambos os casos é suficiente para gerar um processo maduro de ressurgência, com afloramento da picnoclina em superfície.

## Resultados

Considerando que o experimento E1 é aquele que mais se assemelha ao oceano realístico ao largo de CF, iniciaremos a apresentação dos resultados por ele. Lembramos, aqui, que a estrutura de massa inicial não representa uma situação típica na região, porque adotamos a posição vertical inicial do topo da picnoclina em 70 m, considerado, segundo trabalhos anteriores, mais profundo que o esperado para a região. A Figura 3 mostra o campo de temperatura da superfície do mar para o quinto dia de simulação no E1, que foi o tempo necessário de ação do vento NE com tensão de cisalhamento de 0.1 Pa para aflorar a isoterma de 20°C. Esses resultados demonstram o funcionamento adequado do modelo, bem como a formulação de condições de contorno. Conforme esperado pela forçante de vento introduzida, que foi espacialmente homogênea, o afloramento de águas frias ocorreu em todo o domínio, uma vez que a orientação da linha de costa é favorável a ocorrência e divergência do transporte de Ekman. Ressaltamos que dado o caráter semi-idealizado da configuração dos experimentos, não é de nossa expectativa a reprodução fidedigna da localidade e geometria da pluma de ressurgência. O foco é apenas a comparação do desenvolvimento do processo de ressurgência em duas configurações topográficas distintas.



**Figura 3:** Campo de temperatura da superfície do mar ( $^{\circ}\text{C}$ ) para o dia 5 de simulação no E1. Note a presença de águas com temperaturas inferiores a  $20^{\circ}\text{C}$  ao largo de CF, caracterizando um processo maduro de ressurgência costeira. A linha tracejada de cor preta representa a localização da seção vertical que será utilizada para as análises neste trabalho



Para uma análise mais clara dos experimentos, utilizaremos uma seção meridional do domínio numérico, representada pela linha tracejada de cor preta na Figura 3. Através dessa seção, poderemos acompanhar a evolução do processo, tanto do ponto de vista de advecção de temperatura quanto de velocidades meridionais e verticais associadas à dinâmica de Ekman no âmbito da ressurgência costeira.

A Figura 4 apresenta as distribuições verticais de temperatura e velocidade durante o E1. Como podemos notar, a estrutura vertical de temperatura responde prontamente a ação do vento, iniciando um processo de afloramento de águas mais frias pelo fundo da plataforma continental. Ao longo dos 6 primeiros dias de simulação, notamos claramente o movimento de águas da picnoclina para cima e em direção à costa junto ao fundo, em uma camada fina com menos de 20 m de espessura. Possivelmente, tal fato, caracteriza a camada de Ekman de fundo, onde se espera que haja a maior parte do fluxo de retorno em resposta ao transporte para fora da costa característico da deriva de Ekman de superfície. O campo médio de velocidade meridional (Figura 4, painel inferior esquerdo) mostra velocidades em direção à costa, novamente em uma fina camada junto ao fundo, com magnitudes da ordem de poucos centímetros por segundo. As velocidades mais offshore, possivelmente estão relacionadas ao estabelecimento do jato costeiro, forçado por gradientes de pressão baroclínico e barotrópico, feição típica em processos de ressurgência costeira. As velocidades verticais confirmam o padrão de circulação de retorno associada ao afloramento de águas frias, com velocidades verticais para cima ao longo da camada de Ekman de fundo (Figura 4, painel inferior direito), da ordem de mm/s, considerando a média do experimento. Como podemos notar, o afloramento da isoterma de  $20^{\circ}\text{C}$  se deu após 4 dias de ação do vento NE. Nos dias 5

e 6, a posição da isoterma pareceu constante, indicando provavelmente que o modelo atingiu o estado de equilíbrio, ficando estacionário no restante da simulação.

Para o caso do E2 (Figura 5), com a plataforma mais larga, o tempo de ação do vento NE para provocar o afloramento da isoterma de 20°C foi consideravelmente maior, conforme a hipótese formulada neste trabalho. No total, foram decorridos 13 dias até que o estabelecimento de um processo maduro de ressurgência costeira. No caso da camada de Ekman de fundo, analisada através dos painéis inferiores da Figura 5, notamos que esta é mais espessa do que no caso do E1, possivelmente devido à diferença de razão de aspecto da PC.

Para promover uma discussão acerca dos resultados das diferentes simulações, utilizamos dois parâmetros para quantificar a eficiência do processo de ressurgência. O primeiro é a distância entre a isoterma de 20°C e a costa, e o segundo é a velocidade média de avanço da mesma em direção a costa. Esses parâmetros para cada experimento estão sumarizados na Tabela 1.

**Tabela 1:** Síntese dos resultados obtidos nos experimentos E1 e E2, evidenciando importantes parâmetros quantificadores da intensidade e velocidade de ocorrência do processo de ressurgência costeira em Cabo Frio

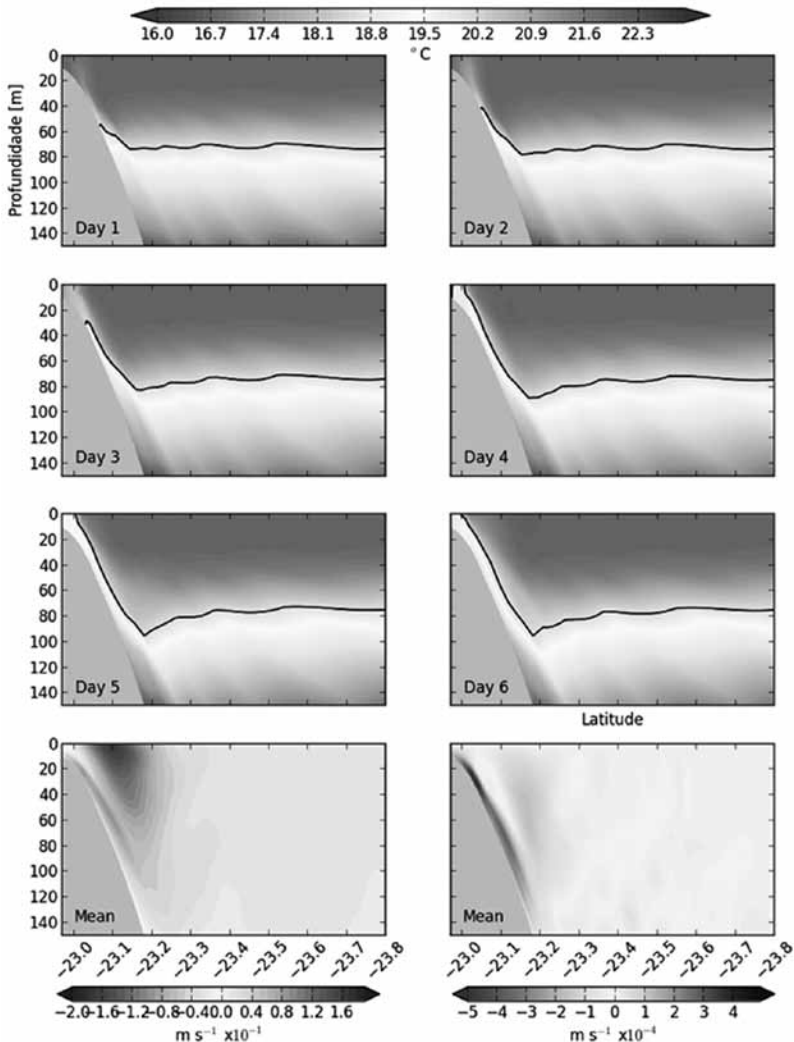
	Distância	Velocidade Média
E1	13.4 km	3.3 km/dia
E2	71.5 km	5.5 km/dia

Os resultados exibidos na Tabela 1 mostram que o acréscimo esperado de tempo para afloramento da isoterma de 20°C do E1 para o E2 não foi linear. A velocidade média de avanço da água fria foi substancialmente maior no caso do E2. Tal fato pode ser explicado pela nítida diferença na espessura da camada de Ekman de fundo entre um experimento e outro, visualizada nos painéis inferiores das Figuras 4 e 5. Para o caso do E2, a espessura da camada de Ekman de fundo é substancialmente maior do que no caso do E1, possibilitando um maior transporte resultante de águas frias em direção a costa, que por sua vez se traduz em uma maior velocidade de avanço no processo de ressurgência.

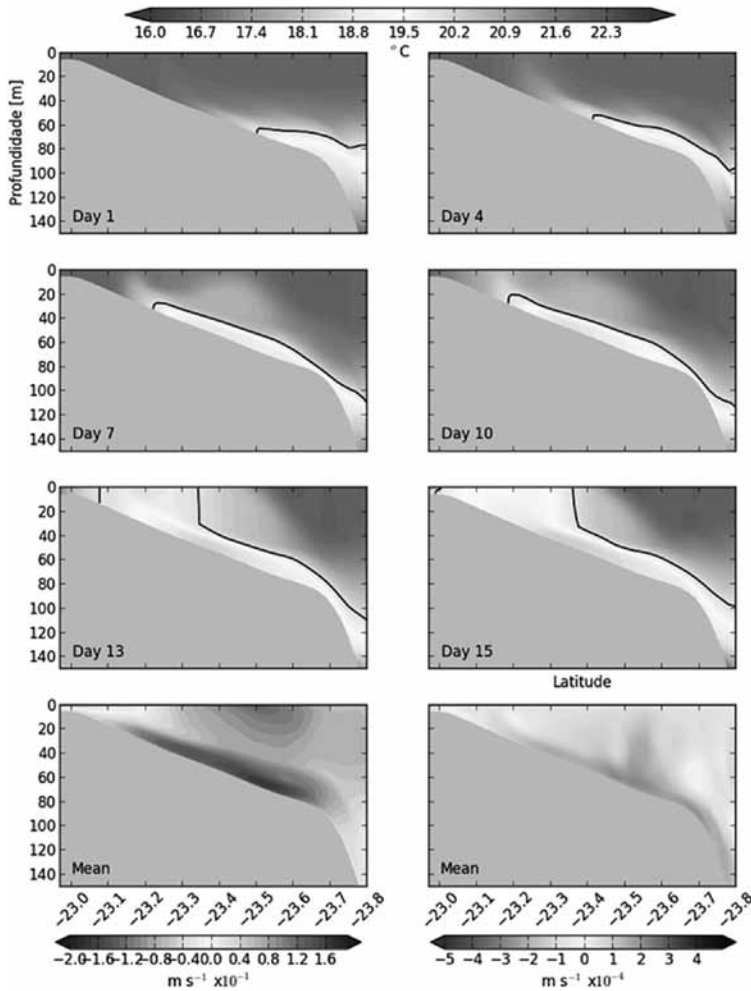
Ao configurarmos os experimentos de modo que a QPC fosse a uma profundidade fixa, automaticamente impomos diferentes declividades para as PC no E1 e E2. A camada de Ekman de fundo se desenvolve a partir do cisalhamento vertical das velocidades horizontais próximo ao fundo, gerando turbulência. No caso do processo de ressurgência, o fluxo de retorno é dado no sentido horizontal, mas velocidades verticais se desenvolvem junto ao fundo devido à declividade da PC. Porém, essas velocidades verticais são em geral 2 ou 3 ordens de grandeza menores do que as horizontais. Portanto, a componente mais importante do fluxo de retorno para gerar a turbulência

capaz de desenvolver a camada de Ekman de fundo é a horizontal. Finalmente, uma plataforma de menor declividade, aumenta a turbulência gerada por esse cisalhamento, pois proporciona uma componente horizontal do fluxo de retorno mais intensa do que uma PC de maior declividade. Isso aumenta a espessura da camada de Ekman de fundo, abrindo por fim mais espaço para a passagem das águas frias plataforma acima.

**Figura 4:** Painéis 1-6: Evolução temporal (dias 1 a 6) dos campos médios diários seccionais de temperatura ao longo do meridiano de 42°W, nos primeiros 150 m de profundidade para o E1. Painel inferior esquerdo: Campo seccional médio de velocidade meridional (normal à PC) ao longo do E1. Velocidades positivas representam fluxo em direção a costa. Painel inferior direito: Campo seccional médio de velocidade vertical. Velocidades positivas representam fluxo do fundo para a superfície



**Figura 5:** Painéis 1-6: Evolução temporal (dias 1 a15) dos campos médios diários seccionais de temperatura ao longo do meridiano de 42°W, nos primeiros 150 m de profundidade para o E2. Painel inferior esquerdo: Campo seccional médio de velocidade meridional (normal à PC) ao longo do E2. Velocidades positivas representam fluxo em direção a costa. Painel inferior direito: Campo seccional médio de velocidade vertical. Velocidades positivas representam fluxo do fundo para a superfície



## Conclusões

Neste trabalho, buscamos comparar a eficiência do processo de ressurgência costeira ao largo de Cabo Frio, RJ em diferentes larguras de plataforma continental, em um estudo semi-idealizado realizado através de simulações numéricas com modelo de equações primitivas. Partindo de um mesmo campo de massa inicialmente horizontalmente homogêneo e estratificado verticalmente, com uma camada de mistura de 70 m de

espessura, e sob ação de um vento constante e espacialmente homogêneo de NE durante 20 dias, duas configurações topográficas distintas foram utilizadas para avaliar o papel da topografia na eficiência do afloramento da picnoclina junto à costa.

De acordo com o resultado dos experimentos, o processo de ressurgência foi substancialmente mais eficiente no caso da plataforma estreita. Apesar de o resultado ser esperado, existem dois fatores principais que influenciaram a eficiência do fenômeno. O mais óbvio é que no caso de uma plataforma mais larga, a distância entre a isoterma representativa do topo da termoclina e a costa é maior no caso da plataforma larga, acarretando com que seu afloramento demore do que no caso da plataforma estreita. Entretanto, outro mecanismo, também dependente da configuração topográfica, revelou-se importante. A velocidade de avanço do processo foi maior no caso da plataforma mais larga. Notamos que neste caso, o desenvolvimento de uma camada de Ekman de fundo foi maior, devido à menor declividade da plataforma, e conseqüentemente, um maior transporte de retorno foi estabelecido.

Esse segundo mecanismo mencionado compete com a distância entre a picnoclina e a costa no contexto do processo de ressurgência para diminuir o tempo de afloramento, mas para o caso dos experimentos aqui realizados, tem influência do que a largura da plataforma em si. De acordo com os experimentos idealizados aqui conduzidos, apontamos que a ressurgência de Cabo Frio poderia ocorrer com muito menos frequência se a configuração topográfica da região fosse similar à da PC ao largo de Santos, mesmo sob ação de ventos de NE tipicamente intensos da região.

## Referências

- ALLARD, P. Anomalies dans le temperature de l'eau de la mer observees au Cabo Frio au Bresil. Bull. Inf. Com. Oceanogr. Etude Cotes, v.7, n. 2, p.58–63, 1995.
- CAMPOS, E. D. J.; VELHOTE, D.; SILVEIRA, I. C. A. Shelf break upwelling driven by Brazil Current cyclonic meanders. Geophysical Research Letters, v.7, n.6, p. 751–754, 2000.
- CASTELÃO, R. M.; BARTH, J. A. Upwelling around Cabo Frio, Brazil: the importance of wind stress curl. Geophysical Research Letters, v.33, p. L03.602, 2006.
- CASTELÃO, R. M.; CAMPOS, E. J. D.; MILLER, J. L. A modelling study of coastal upwelling driven by wind and meanders of Brazil Current. Journal of Coastal Research., v.20, n.3, p.662–671, 2004.
- CASTRO, B. M.; MIRANDA, L. B. Physical oceanography of the western atlantic

continental shelf located between 4° N and 34° S. The Sea, v.11, p.209–251, 1998.

EMÍLSON, I. The shelf and coastal waters off southern Brazil. Boletim do Instituto Oceanográfico, v.11, n.2, p.101–112, 1961.

IKEDA, Y., L.; MIRANDA, B.; MINIUSSI, I. C. Observations on stages of upwelling in the region of Cabo Frio (Brazil) as conducted by continuous surface temperature and salinity measurements. Boletim do Instituto Oceanográfico, v.23, p.33–46, 1974.

PALMA, E. D.; MATANO, R. P. Disentangling the upwelling mechanisms of the South Brazil Bight. Continental Shelf Research, v.29, p.1525–1534, 2009.

PALMA, E. D.; MATANO, R. P.; PIOLA, A. R. A numerical study of the Southwestern Atlantic Shelf circulation: stratified ocean response to local and offshore forcing. Journal of Geophysical Research, v.113, p.C11.010, 2008.

RODRIGUES, R. R.; LORENZZETTI, J. A. A numerical study of the effects of bottom topography and coastline geometry on the Southeast Brazilian coastal upwelling. Continental Shelf Research, v.108(C10), p.371–394, 2001.

SHCHEPETKIN, A. F.; MCWILLIAMS, J. C. The regional oceanic modeling system (ROMS): a split-explicit, free-surface topography-following-coordinate oceanic model. Ocean Modelling, v.9, p.347–404, 2005.

*Artigo recebido em: 21 maio 2013*

*Aceito para publicação em: 14 ago. 2013*