

# INFLUÊNCIA DA TOPOGRAFIA NA CIRCULAÇÃO ATMOSFÉRICA NA REGIÃO DE RESSURGÊNCIA COSTEIRA DE CABO FRIO

*Flávia Noronha Dutra Ribeiro<sup>1</sup>, Jacyra Soares<sup>2</sup>, Amauri Pereira de Oliveira<sup>3</sup>*

<sup>1</sup> Aluna de doutorado do IAG-USP, Rua do Matão, 1226, São Paulo, SP, tel.: 3091-2851, fax: 3091-4714, fndutra@model.iag.usp.br

<sup>2</sup> Professora Doutora do IAG-USP, tel.: 3091-4711, fax: 3091-4711, jacyra@usp.br

<sup>3</sup> Professor associado do IAG-USP, tel 3091-4701, apdolive@usp.br

**RESUMO:** Um modelo oceânico de 1 ½ camada acoplado ao modelo atmosférico tridimensional TVM-NH foi utilizado neste trabalho para investigar numericamente a interação entre oceano e atmosfera na região de ressurgência costeira de Cabo Frio (RJ-Brasil). Perfis verticais de temperatura potencial e vento foram comparados com dados de radiossondagens do local e ambos evidenciaram uma atmosfera mais estável na presença de ressurgência e a presença de jatos de baixos níveis na região. Simulações considerando a topografia plana não mostram tais jatos, sugerindo que a topografia tem um importante papel na circulação atmosférica da região.

**ABSTRACT:** A 1 ½ layer oceanic model coupled to the three-dimensional atmospheric model TVM-NH was used in this work to numerically investigate the ocean-atmosphere interaction at the coastal upwelling area of Cabo Frio (RJ-Brazil). Vertical profiles of the potential temperature and wind were compared to radiosoundings data and both showed that the atmosphere is more stable with the presence of the coastal upwelling and that there are low level jets at the area. Simulations considering a flat topography do not show this low level jets, suggesting that the topography has an important role at the atmospheric circulation of this region.

**Palavras-Chave:** acoplamento de modelos numéricos, ressurgência costeira, brisa marítima.

## 1. INTRODUÇÃO

A região de Cabo Frio (RJ) na plataforma continental sudeste (PCSE) do Brasil frequentemente apresenta o fenômeno da ressurgência costeira, caracterizado por anomalias frias de temperatura da superfície do mar (TSM), devido à presença do centro da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) (Stech e Lorenzetti, 1992), que gera ventos predominantes de NE, favoráveis ao desenvolvimento do fenômeno. Porém, com uma frequência de 5 a 10 dias (Castro e Miranda, 1998), frentes frias atingem a região, mudando a direção do vento predominante para de SW, criando uma situação desfavorável à ocorrência de ressurgência e provocando o aumento da TSM.

Muitos trabalhos têm estudado o fenômeno do ponto de vista oceanográfico, mas poucos investigaram a interação oceano-atmosfera nessa região. Oda (1997) realizou radiossondagens e obteve o perfil vertical de vento e temperatura em ocasiões com ressurgência (ventos predominantes de NE) e sem ressurgência (ventos predominantes de SW). Ela concluiu que a ressurgência torna a atmosfera mais estável e observou-se a formação de jatos de baixos níveis na região, tanto na presença quanto na ausência de ressurgência. Esses jatos foram atribuídos a: brisa marítima, oscilação inercial e baroclinicidade de grande escala.

O objetivo desse trabalho é investigar numericamente a influência da topografia na circulação atmosférica da região, nas situações com ressurgência e sem ressurgência.

## 2. METODOLOGIA

Para a execução deste estudo foi utilizado um modelo oceânico de 1 ½ camada acoplado ao modelo atmosférico TVM-NH (Topographic Vorticity-mode Mesoscale - Non Hydrostatic).

O modelo oceânico, baseado na descrição de Carbonel (2003), possui uma camada mais profunda inerte, de temperatura e densidade constantes e homogêneas, e uma camada superficial ativa governada pelas equações turbulentas, não lineares e verticalmente integradas de momento, continuidade e calor. O modelo utiliza o método de diferenças finitas, com um esquema numérico avançado no tempo e centralizado no espaço. Utiliza a condição de fronteira “weakly-reflective boundary condition” para as fronteiras abertas (Verboom and Slob, 1984; Van Dongeren and Svendsen, 1997). É um modelo que representa bastante bem a

distribuição espacial de TSM e o fenômeno da ressurgência costeira. O passo de tempo utilizado foi de 600 segundos.

O modelo atmosférico TVM-NH é tridimensional, não hidrostático e utiliza as equações da vorticidade com a aproximação de Boussinesq, eliminando a necessidade de tratar a pressão (Thunis, 1995). Também utiliza diferenças finitas e usa coordenadas sigma na direção vertical para poder incluir a topografia. Esse modelo foi utilizado com sucesso para representar processos atmosféricos de meso-escala, como brisa marítima (Clappier *et al.*, 2000; Orgaz and Fortes, 1998) e lacustre (Stivari *et al.* 2003). O passo de tempo usado foi de 30 segundos.

O acoplamento se dá da seguinte forma: na inicialização do modelo atmosférico, o modelo oceânico é chamado e gera um campo de TSM relativo a dois dias de simulação, forçado com ventos de NE e  $9\text{ms}^{-1}$ . O modelo atmosférico então calcula os fluxos de calor na superfície, tanto da água como do continente, e força a camada superficial atmosférica. Depois de 20 passos de tempo do modelo atmosférico, o modelo oceânico é chamado novamente, sendo forçado pelo atrito do vento e pelo fluxo de calor para a água ou solo. Então o campo de TSM ou de temperatura da superfície é atualizado e o ciclo recomeça.

### 3. CONDIÇÕES INICIAIS

O domínio considerado nesse trabalho é de  $200 \times 200$  km ( $41^\circ\text{W}$  a  $43,1^\circ\text{W}$  e  $21,8^\circ\text{S}$  a  $23,8^\circ\text{S}$ ) que envolve parte do continente e parte do oceano da região. Apenas os resultados da área central são considerados, para eliminar a influência das fronteiras do modelo atmosférico. O espaçamento horizontal dos dois modelos coincide: a área central de  $100 \times 100$  km tem espaçamento de 3 km. Esse espaçamento aumenta segundo uma P.G. de razão 1,2 nas quatro direções, totalizando  $49 \times 49$  pontos de grade. O espaçamento vertical do modelo atmosférico começa com 15m nas duas primeiras camadas e segue aumentando até 1200m na última camada, usando 25 pontos de grade no total. A topografia da área central está representada pela figura 1 e a figura 2 apresenta os tipos de ocupação do solo considerados.

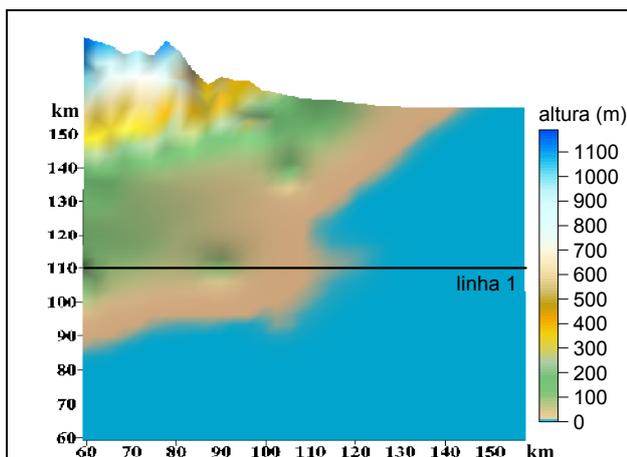


Figura 1: Topografia da área de estudo, segundo o IGBP. A linha horizontal representa a posição do corte vertical que será estudado neste trabalho.

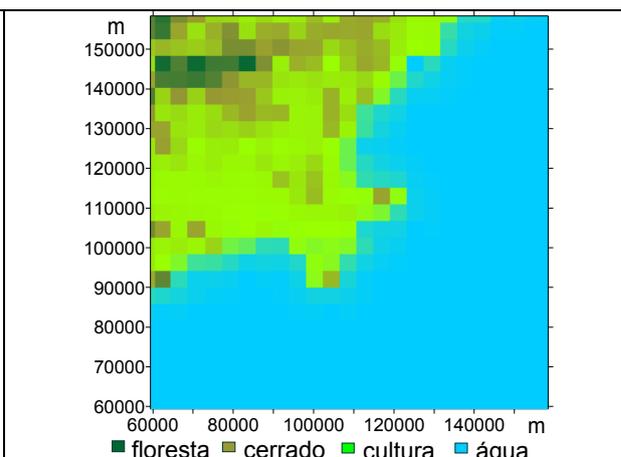


Figura 2: Tipo de ocupação de solo da área de estudo, segundo classificação do IGBP.

A tabela 1 descreve os experimentos realizados. Os resultados são comparados com dados de radiossondagens feitas na região de Cabo Frio por Oda (1995) em sua dissertação de mestrado. Foram escolhidas apenas duas séries de sondagens: a primeira do dia 09/01/1995, representando uma situação com ressurgência; a segunda do dia 04/08/1995, representando uma situação sem ressurgência.

	Com ressurgência (Vento de NE de $9\text{ms}^{-1}$ )	Sem ressurgência (Vento de SE de $9\text{ms}^{-1}$ )
Topografia realística	EXP1	EXP3
Topografia plana	EXP2	EXP4

### 4. RESULTADOS

A Figura 3 mostra, na situação com ressurgência, os perfis verticais de temperatura potencial (a) virtual observada, (b) modelada do EXP1, (c) modelada do EXP2. Nota-se que o perfil observado (Fig.3a)

mostra uma atmosfera mais estratificada e com uma inversão térmica mais intensa que os perfis modelados, sugerindo uma camada de mistura de no máximo 150mgp. O perfil do EXP1 (Fig.3b) sugere uma camada de mistura menor que o perfil obtido com o EXP2 (Fig.3c), com exceção do horário 24GMT.

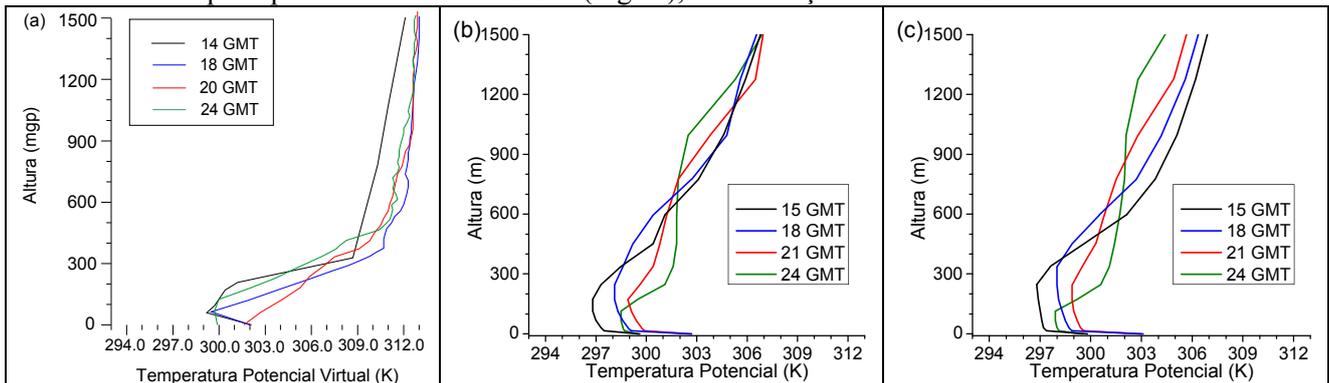


Figura 3: Perfil vertical da temperatura potencial (a) virtual observada por Oda (1997) em 09/01/1995, (b) modelado com topografia realística, EXP1 e (c) modelado com topografia plana, EXP2. Situação com ressurgência. O perfil observado está em metros geopotenciais e os modelados em metros.

A figura 4 apresenta o perfil vertical da componente zonal do vento (a) observada, (b) modelada com o EXP1 e (c) modelada com EXP2. Percebe-se um pico de intensidade entre 200 e 300mgp no perfil observado (Fig.4a) às 18GMT e às 20GMT e entre 200 e 300m no perfil do EXP1 (Fig.4b) em todos os horários. O perfil com topografia plana (Fig.4c) apresenta intensidades mais baixas que o perfil com topografia realística em todos os horários. A maior velocidade acima de 600m nos perfis modelados se deve à forçante de larga escala imposta pelo modelo.

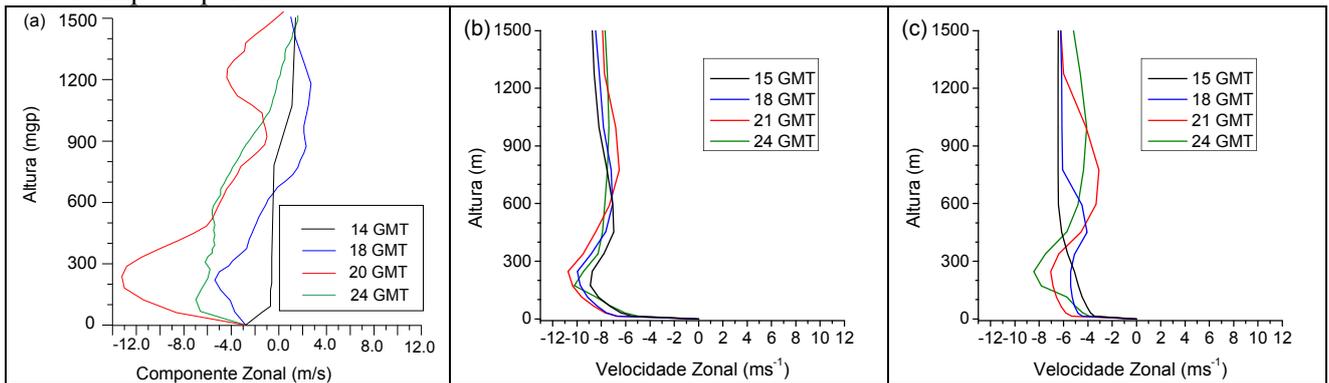


Figura 4: Perfil vertical da componente zonal do vento na situação com ressurgência (a) observado por Oda (1997) em 09/01/1995, (b) modelado com topografia realística, EXP1 e (c) modelado com topografia plana, EXP2.

A figura 5 apresenta o perfil vertical da componente meridional do vento (a) observada, (b) modelada com EXP1 e (c) modelada com EXP2. Percebe-se um pico de intensidade entre 100 e 200mgp no perfil observado (Fig.5a) às 18GMT e às 24GMT e entre 200 e 300mgp às 20GMT e no perfil modelado com topografia realística (Fig.5b) os picos estão em altitudes maiores que no perfil de velocidade zonal (Fig.4b) em todos os horários. O perfil com topografia plana novamente apresenta intensidades muito mais baixas que o perfil com topografia realística em todos os horários.

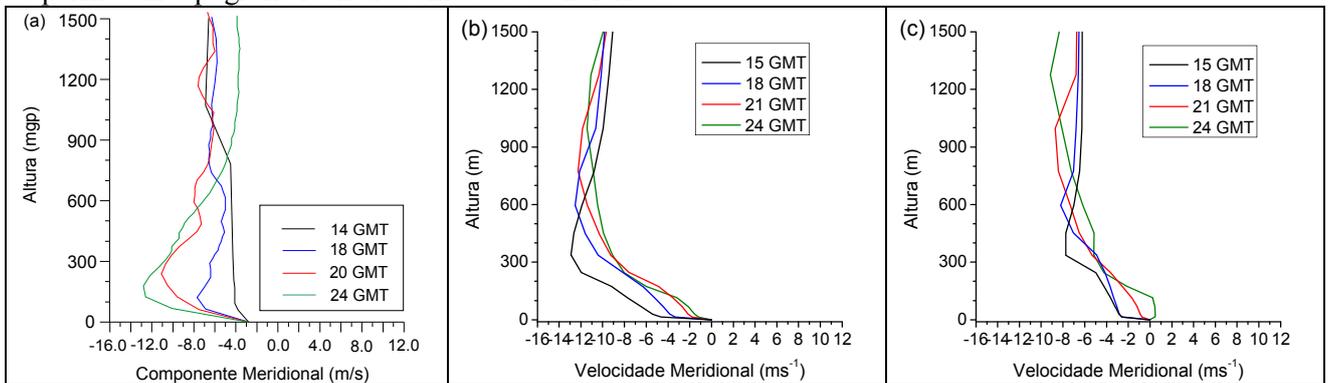


Figura 5: Perfil vertical da componente meridional do vento na situação com ressurgência (a) observado por Oda (1997) em 09/01/1995, (b) modelado com topografia realística, EXP1 e (c) modelado com topografia plana, EXP2.

A Figura 6 mostra, para a situação sem ressurgência, os perfis verticais de temperatura potencial (a) virtual observada, (b) modelada com EXP3 e (c) modelada com EXP4. Nota-se que o perfil observado (Fig.6a) apresenta uma atmosfera mais homogênea, sugerindo uma camada de mistura de 300m às 14GMT e aumentando com o tempo até pelo menos 600m às 22GMT. O perfil modelado com topografia realística (Fig.6b) sugere uma camada de mistura de no máximo 300m, mas que também aumenta com o tempo. O perfil com topografia plana (Fig.6c) tem uma camada de mistura um pouco maior que o perfil com topografia realística em todos os horários.

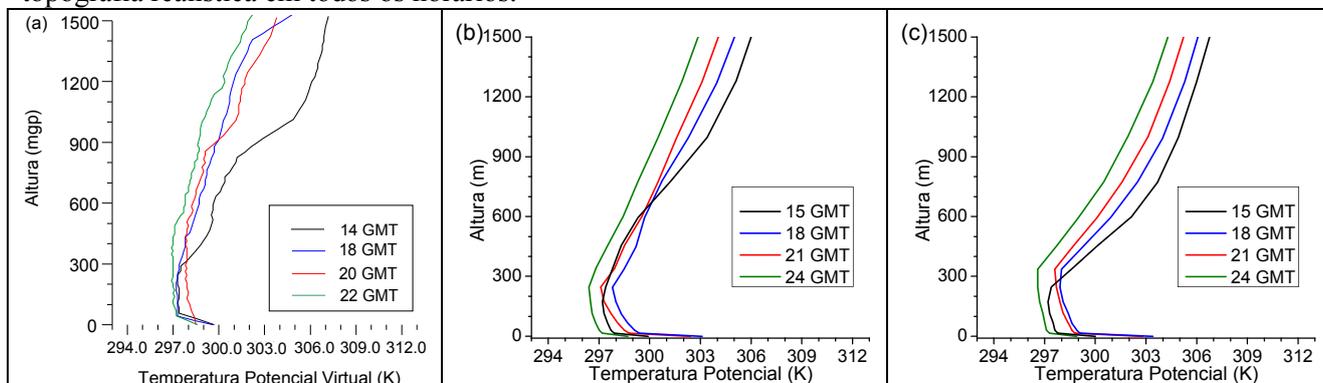


Figura 6: Perfil vertical da temperatura potencial (a) virtual observado por Oda (1997) em 04/08/1995, (b) modelado com topografia realística, EXP3 e (c) modelado com topografia plana, EXP4. Situação sem ressurgência.

A figura 7 apresenta o perfil vertical da componente zonal do vento (a) observada, (b) modelada com EXP3 e (c) modelada com EXP4(c). Percebe-se um pico de intensidade entre 200 e 300m no perfil observado (Fig.7a) e entre 300 e 400m no perfil modelado com topografia realística (Fig.7b) em todos os horários. Nota-se que os horários de 14GMT e 18GMT do perfil observado são muito parecidos com os horários de 15GMT e 18GMT do perfil modelado. O perfil com topografia plana (Fig.7c) apresenta intensidades mais baixas que o perfil com topografia realística em todos os horários.

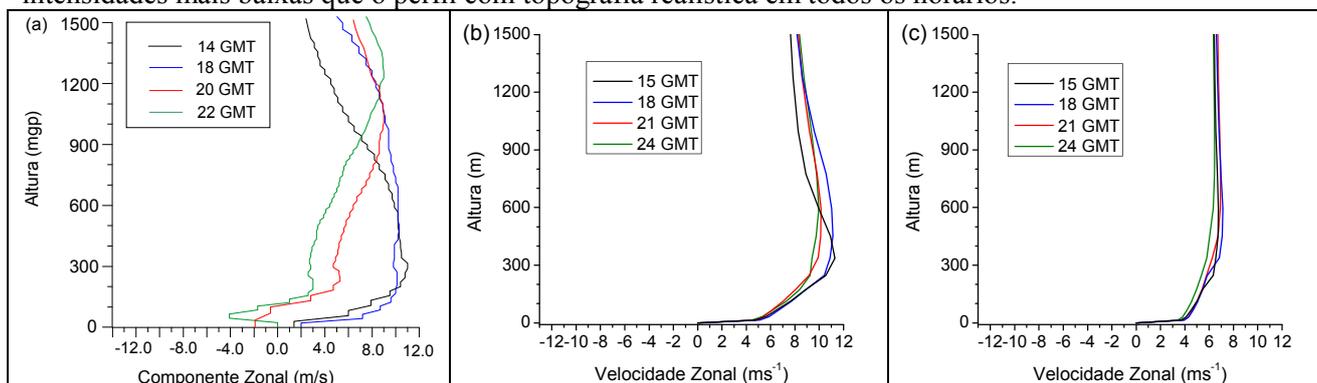


Figura 7: Perfil vertical da componente zonal do vento na situação sem ressurgência (a) observado por Oda (1997), (b) modelado com topografia realística, EXP3 e (c) modelado com topografia plana, EXP4.

A figura 8 apresenta o perfil vertical da componente meridional do vento (a) observada, modelada com EXP3 e (c) modelada com EXP4.

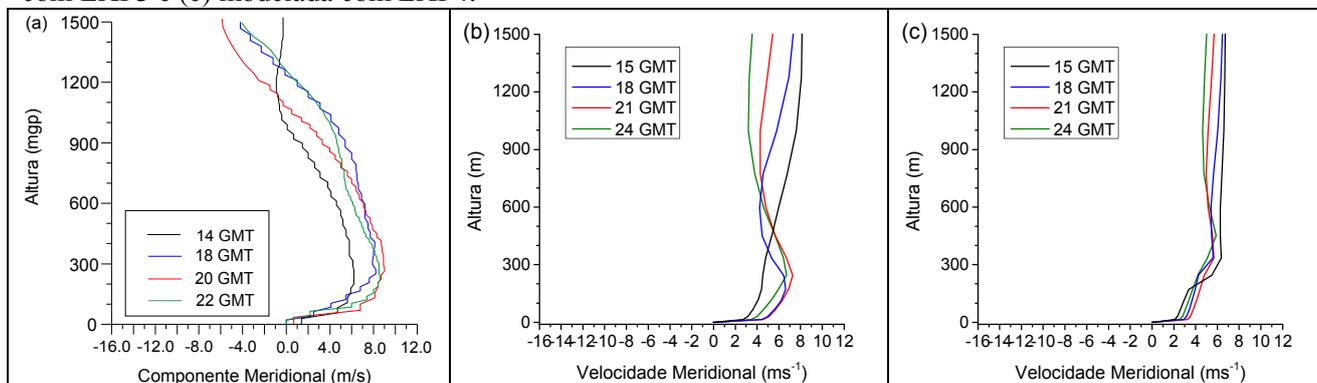


Figura 8: Perfil vertical da componente meridional do vento na situação sem ressurgência (a) observado por Oda (1997), (b) modelado com topografia realística, EXP3 e (c) modelado com topografia plana, EXP4.

Percebe-se um pico de intensidade entre 200 e 300m no perfil observado (Fig.8a) e entre 200 e 300m no perfil modelado com topografia realística (Fig.8b) em todos os horários. O perfil com topografia plana (Fig.8c) novamente apresenta intensidades mais baixas que o perfil com topografia realística em todos os horários, mas acima dos 300m, o perfil com topografia realística diminui a intensidade, enquanto o perfil com topografia plana aumenta, possivelmente modulado pela brisa marítima.

## 5. CONCLUSÕES

Concluiu-se que na situação com ressurgência a atmosfera é mais estável e tem uma menor camada de mistura do que na situação sem ressurgência.

Concluiu-se também que a topografia acelera o vento em baixos níveis, tanto na presença quanto na ausência de ressurgência, tendo um papel importante nos jatos de baixos níveis observados na região.

**AGRADECIMENTOS:** Os autores gostariam de agradecer CNPq que financiou esse trabalho através do processo número 142007/2005-6, e também à FAPESP e a Tânia Ocimoto Oda por sua ajuda.

## 6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Carbonel, C. A. A. H. Modelling of upwelling-downwelling cycles caused by variable wind in a very sensitive coastal system. *Continental Shelf Research*, 23, 1559-1578, 2003.

Castro; B. M.; Miranda, L. B. Physical oceanography of the western atlantic continental shelf located between 4°N e 34°S. *The Sea*. 11, 209-251, 1998.

Clappier, A.; Martilli, A.; Grossi, P. et al. Effect of Sea Breeze on Air Pollution in the Greater Athens Area. Part I: numerical simulations and field observations. *J. Appl. Meteorology*. 39(4), 546-562, 2000.

Oda, T. O. Influencia da ressurgência costeira sobre a circulação local em Cabo Frio (RJ). São Paulo, 1997. 140p. Dissertação (Mestrado) – Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, INPE.

Orgaz, M.D.M.; Fortes, J.L. Estudo das brisas costeiras na região de Aveiro. In *Proceedings do 1º Simpósio de Meteorologia e Geofísica Hispano Português*. Lagos, Portugal. 1998.

Stech, J. L.; Lorenzetti, J. A. The response of the South Brazil Bight to the passage of wintertime cold fronts. *J. Geophys. Res.* 97, (C6) 9507-9520, 1992.

Stivari, S. M. S.; Oliveira, A. P.; Karam, Hugo A. et al. Patterns of Local Circulation in the Itaipu Lake Area: Numerical Simulations of Lake Breeze. *Journal of Applied Meteorology*. 42, 37 – 50, 2003.

Thunis, P. Formulation and Evaluation of a Nonhydrostatic Vorticity Mesoscale Model. Belgium, 1995. 151p. Thesis (Ph.D) - Institut d'Astronomie et de Géophysique G. Lamaître, Université Catholique de Louvain, Louvain-la-Neuve.

Van Dongeren, A. R.; Svendsen, I. A. Absorbing-Generating Boundary Condition for Shallow Water Models. *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, 303-313, November/December, 1997.

Verboom, G. K.; Slob, A. Weakly reflective boundary conditions for two-dimensional shallow water flow problems. Delft Laborator. Publication n° 322. 1984.