

**Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências  
Atmosféricas  
Universidade de São Paulo**

**RELATÓRIO DE ATIVIDADES**

**Área :** Doutorado em Meteorologia

**Projeto :** *“Estudo numérico dos padrões de circulação na camada limite atmosférica da região de ressurgência costeira de Cabo Frio”*

**Aluna :** Flávia Noronha Dutra

**Orientadora :** Profa. Dra. Jacyra Soares

**Data de entrega :** 06/10/2006

**1. Resumo do plano inicial** : “*Estudo numérico dos padrões de circulação na camada limite atmosférica da região de ressurgência costeira de Cabo Frio*”

1.1 – INTRODUÇÃO

A camada limite planetária (CLP) é a região turbulenta da atmosfera que está em contato direto com a superfície e onde a maior parte das atividades humanas é desenvolvida. Nela está localizada também grande parte das fontes naturais e antropogênicas de gases e material particulado.

A CLP tem sua origem ligada às trocas de energia, momento e massa entre atmosfera e superfície, moduladas pela turbulência em escalas de tempo da ordem ou inferiores a 1 hora. Neste intervalo de escala de tempo, os fluxos turbulentos de calor sensível e latente determinam em grande parte a estrutura vertical média da temperatura e da umidade na CLP, enquanto o fluxo turbulento de momento horizontal condiciona a estrutura dinâmica média da CLP, tanto sobre regiões continentais quanto oceânicas.

É difícil estabelecer conclusões gerais a respeito do comportamento da CLP sobre regiões com topografia complexa e ocupação do solo heterogênea utilizando medidas em um único ponto ou em um único experimento (Roth, 2000). De modo geral, isto é difícil por que a turbulência induz heterogeneidades horizontais no escoamento até mesmo quando a superfície é plana e homogênea (Kanda *et al.*, 2004). Além disso, a maioria dos fenômenos associados à topografia e ocupação do solo heterogêneos não é detectada em uma rede de superfície convencional, pois a natureza dos fluxos turbulentos associados aos efeitos topográficos e de ocupação do solo apresenta um caráter local (Garratt *et al.*, 1996; Stivari *et al.*, 2003).

Assim, do ponto de vista observacional a descrição do efeito topográfico e da ocupação do solo sobre o escoamento requer o emprego de uma rede de observação envolvendo, por um longo período de tempo, a operação de sensores de resposta rápida distribuídos com grande resolução espacial, de forma a amostrar adequadamente não só os fenômenos de grande escala, mas também os de micro escala (Grimmond *et al.*, 1998; Roth, 2000). O alto custo da implementação de experimentos micrometeorológicos, tanto em termos de recursos técnicos quanto humanos, inviabiliza a obtenção de dados por longos períodos de tempo. Desse modo, praticamente não há dados observacionais que

caracterizem a interação entre as escalas do movimento que afetam a estrutura dinâmica e termodinâmica da CLP (Wood, 2000).

Também sobre o oceano, apesar da sua enorme importância, estudos observacionais da CLP, são praticamente inexistentes no Brasil (Dourado e Oliveira, 2001; Wainer *et al.*, 2003). Essa ausência se deve em grande parte as dificuldades técnicas associadas aos métodos de medidas. Observações meteorológicas sobre o oceano requerem equipamentos robustos (Bradley *et al.*, 1991), pois a severidade do ambiente marinho provoca a rápida deterioração dos sensores, alterando o desempenho dos mesmos. Além disso, se as observações forem realizadas em plataformas móveis (navios ou bóias) a interferência dos movimentos da plataforma dificulta, ou até inviabiliza, a obtenção dos dados turbulentos, especialmente os fluxos verticais. No caso de observações efetuadas com aviões, além do alto custo, que impede a caracterização climatológica da região, existe também uma limitação de operação do avião, uma vez que não é possível obter medidas abaixo de 30 metros (Enriquez e Friche, 1997).

A presença da ressurgência costeira (Miller *et. al*, 2003) e das brisas marítima e terrestre (Clancy *et. al*, 1979) influenciam diretamente o desenvolvimento da CLP, e conseqüentemente a circulação local e o transporte de poluentes e umidade na região (Clappier *et. al*, 2000; Ding *et. al*, 2004). Como a brisa pode se estender por quilômetros em direção ao continente, essa influência também se estende para as cidades próximas (Gilliam *et. al*, 2004).

Em todo o globo observa-se a presença de ressurgência costeira principalmente nas margens leste dos oceanos, por exemplo, Peru, Equador e Estados Unidos (Califórnia e Oregon) e noroeste da África, mas também embora menos intensa, podemos observá-la nas costas oeste, como no Cabo Canaveral (EUA) no verão, e na Plataforma Continental Sudeste Brasileira (PCSE).

A PCSE constitui a região delimitada pelos Cabos Frio (RJ) e de Santa Marta (SC), desde a linha da costa até sua borda, situada entre as isobatimétricas de 120 e 180 m. A área total da PCSE é da ordem de 150 000 km<sup>2</sup>. Nessa área, especialmente na região de Cabo Frio, constantemente observamos o fenômeno de ressurgência costeira, pois há um centro atmosférico de alta pressão de larga escala semipermanente sobre o Oceano Atlântico Sul (Stech and Lorenzetti, 1992), que mantém na região ventos de nordeste, favoráveis à

ocorrência do fenômeno. Esse fenômeno faz com que a temperatura da superfície do mar (TSM) diminua em aproximadamente 10°C perto da costa. Essa configuração é alterada na passagem de frentes frias, que mudam o vento dominante para de sudoeste, que é desfavorável à ressurgência.

Franchito *et. al* (1998) utilizaram dois modelos, um atmosférico e outro oceânico, para estudar a influência da ressurgência costeira na brisa marítima na região de Cabo Frio, e obtiveram, como resultado, uma retroalimentação positiva entre a brisa marítima e a ressurgência, isto é, o maior gradiente de temperatura devido à ressurgência intensifica a brisa marítima, e uma maior intensidade do vento devida à brisa marítima intensifica a ressurgência.

O estudo da circulação, dos processos turbulentos na atmosfera e da altura da CLP é de extrema importância para entender os padrões de dispersão de poluentes, conforme os estudos de Clappier *et. al* (2000), Martilli *et. al* (2002) e Ding *et. al* (2004). Além disso, o transporte de umidade pode alterar as condições meteorológicas da região, por exemplo, causando tempestades (Miller *et. al*, 2003; Gilliam *et. al*, 2004).

A circulação atmosférica é influenciada pelas brisas marítima e terrestre, e as brisas são influenciadas pela ressurgência. Além disso, a alteração da estabilidade estática da atmosfera, devida à temperatura mais baixa da superfície gerada pela ressurgência, influencia diretamente o desenvolvimento da CLP, através da diminuição da produção térmica de turbulência. Por outro lado, os ventos gerados pelas brisas marítima e terrestre, através da produção mecânica de turbulência, também influenciam o desenvolvimento da CLP. Clancy *et. al* (1979) apontam que o efeito da estabilidade da atmosfera nos fluxos turbulentos verticais e na altura da CLP devem ser considerados no estudo da interação oceano-atmosfera em situações de ressurgência, pois isso possibilita a análise sobre o efeito da ressurgência nas características turbulentas da CLP.

Contudo, não há ainda nenhum estudo, na literatura, que investigue a influência conjunta da brisa marítima, da ressurgência costeira, da topografia e ocupação do solo no desenvolvimento da CLP, como também não há concordância sobre a retroalimentação entre a brisa marítima e a ressurgência.

## 1.2 – OBJETIVOS

O objetivo geral da presente proposta é determinar, utilizando um modelo numérico oceânico, baseado na formulação de Carbonel (1998), acoplado ao modelo numérico atmosférico de mesoescala TVM-NH, como os padrões locais de circulação devidos à ocupação do solo e a topografia, os padrões de circulação de mesoescala (brisa marítima) e a ressurgência costeira influenciam a CLP na região de Cabo Frio.

O modelo oceânico é acoplado ao modelo atmosférico através dos valores do fluxo de calor e do cisalhamento do vento gerados na superfície, permitindo, dessa forma, obter um campo de TSM representativo de situações com e sem ressurgência costeira. O código anterior do modelo atmosférico assumia constantes as temperaturas sobre regiões cobertas de água.

A validação dos modelos acoplados será feita através de comparação dos resultados modelados com dados disponíveis da atmosfera e do oceano da região de estudo.

Uma vez acoplado os modelos, serão feitos experimentos com diferentes cenários, a fim de isolar os mecanismos físicos, que podem influenciar a variação temporal e espacial da CLP local: (i) topografia, (ii) ocupação do solo, (iii) brisa marítima e terrestre e (iv) presença e ausência da ressurgência costeira.

Após esses experimentos será possível precisar, entre outras coisas, se de fato existe a ocorrência de uma retroalimentação entre a brisa marítima e a ressurgência costeira, conforme proposto por Franchito *et. al* (1998).

## 1.3 - MODELOS NUMÉRICOS

### 1.3.1 – MODELO ATMOSFÉRICO

Os estudos da CLP serão baseados em simulações numéricas do escoamento utilizando o modelo TVM-NH (*Tri-Dimensional Vorticity Model*) versão não-hidrostática.

A série de modelos denominada TVM teve sua origem no modelo bidimensional ‘URBMET’, Bornstein (1975) expandido, depois, para três dimensões Bornstein et al. (1991). Nestas duas versões iniciais do modelo, a topografia era considerada plana, e as equações da vorticidade na direção x e y eram obtidas a partir das aproximações de Boussinesq e hidrostática para as equações do movimento

Os efeitos topográficos foram incluídos no TVM, através da introdução do sistema de coordenadas sigma (Bornstein, et al., 1996; Schayes et al, 1996).

A versão hidrostática do modelo TVM, com coordenadas sigma, já foi utilizada, pelo Grupo de Micrometeorologia, para investigar o efeito topográfico sobre a evolução da camada limite planetária na região em Iperó, SP (Karam, 1995, Karam e Oliveira, 1998, Karam e Oliveira, 2000).

Thunis (1995) desenvolveu uma versão não hidrostática do modelo TVM, ou seja, o modelo TVM-NH. Esse modelo já foi utilizado, pelo Grupo de Micrometeorologia, para estudar a brisa lacustre do lago de Itaipu (Stivari et al., 2001).

Estudos realizados utilizando o TVM tem mostrado que ele simula com precisão, muitas características observadas da evolução diurna da camada limite planetária em ambientes sob influência de brisas, em áreas de terrenos complexos (Orgaz e Fortez, 1998).

O modelo TVM-NH, que será utilizado neste trabalho, é um modelo tridimensional, não hidrostático, incompressível e segue as aproximações de Boussinesq. O modelo contém duas camadas de solo e duas camadas atmosféricas.

**Camadas de solo:** O sistema de solo contém duas camadas, a primeira com profundidade de 10 cm. A profundidade da segunda camada corresponde a alcançada pela onda anual de temperatura. A temperatura da superfície de cada classe de ocupação do solo é prognosticada pelo método da força restauradora (Deardorff, 1978), exceto para a temperatura do oceano que é mantida constante.

**Camada Limite Superficial (CLS):** A CLS é a camada mais próxima da superfície e corresponde aos dois primeiros níveis do modelo. Nesta camada os fluxos turbulentos são considerados constantes e diagnosticados através da teoria da similaridade de Monin-Obukov.

**Camada Atmosférica acima da CLS:** Acima da CLS as equações que descrevem a estrutura dinâmica e termodinâmica do modelo são derivadas das equações de conservação de momento, calor e umidade para convecção rasa. O TVM utiliza para prognóstico do campo do vento as equações de vorticidade. As componentes da velocidade do vento são recuperadas da vorticidade via funções de corrente.

### 1.3.1 – MODELO OCEÂNICO

Foi desenvolvido um modelo, na forma de subrotina, baseado na formulação de Carbonel (1998), que foi revista em Carbonel (2003), por ser uma formulação simples, mas que reproduz satisfatoriamente as correntes e a variação da TSM em situações de ressurgência, especialmente em Cabo Frio.

O modelo baroclínico, bidimensional, utiliza o método de diferenças finitas e considera uma estrutura vertical descrita por uma camada ativa sobre uma camada profunda, inerte, com temperatura constante e gradiente de pressão igual a zero. Na camada superior, o modelo inclui a versão turbulenta, não-linear e verticalmente integrada das equações de momento, continuidade e calor.

**Condições iniciais e de contorno:** as condições iniciais são alimentadas pelo modelo atmosférico através do fluxo de calor e do cisalhamento do vento. Os demais parâmetros (profundidade da camada ativa, densidades das duas camadas temperatura inicial da camada ativa, temperatura da camada inferior, etc.) são os mesmos do artigo de Carbonel e Valentin (1999), pois se trata da mesma região. Na costa são utilizadas como condições de contorno valores homogêneos da profundidade da camada superior ( $h$ ) e da TSM ( $T$ ), ou seja,  $\partial T / \partial x_n = \partial h / \partial x_n = 0$ , sendo  $x_n$  a direção normal à costa, e as velocidades serão nulas  $U_i = u_i = 0$ . Nas fronteiras abertas, é utilizada a condição chamada “Weakly reflective boundary condition”, descrita pelo artigo de Verboom e Slob (1984). Essa condição é baseada no método das características. Os valores de TSM obtidos pelo modelo oceânico alimentam o modelo atmosférico.

## **2. Desenvolvimento do trabalho**

No semestre passado, foi desenvolvido o modelo oceânico, segundo as especificações do artigo de Carbonel (2003). Nesse semestre, foram feitos mais testes com o modelo oceânico e foi implementado o acoplamento entre este modelo e o modelo atmosférico e foram realizados dois testes: um simulando a situação com ressurgência e outro simulando a situação sem ressurgência.

A área de estudo utilizada foi uma superfície de 99 km x 99 km, centralizada em 22,80°S e 42,05°W, com um espaçamento de 3 km x 3 km (34 x 34 pontos de grade), que

envolve parte da costa e parte do oceano da região de Cabo Frio. Para as fronteiras laterais, foram adicionados 8 pontos de grade, com espaçamento variando de 3,6 km a 12,9 km (PG de razão 1,2), totalizando um domínio de 218 km x 218 km (50 x 50 pontos de grade), a fim de minimizar a influência das fronteiras sobre a área de estudo. Na direção vertical são utilizados 25 pontos de grade e o espaçamento varia de 30m próximo à superfície até 1200 m no topo, permitindo uma maior resolução nos níveis inferiores do modelo. Foram consideradas a topografia (Fig. 1) e a ocupação do solo (considerando 4 classes, Fig. 2) da região, a fim de prognosticar a temperatura e os fluxos turbulentos na superfície, segundo o método “force restore” (Deardorff, 1978).

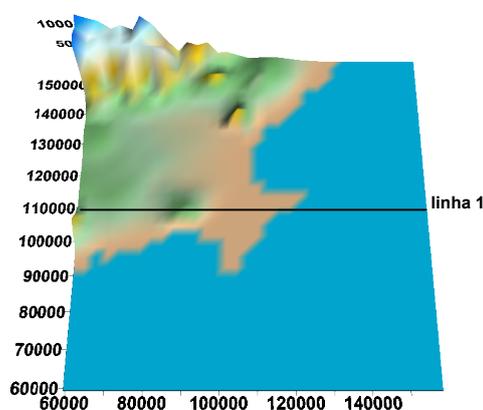


Figura 1: Topografia da área de estudo. A linha representa a posição do corte vertical que será estudado neste trabalho.

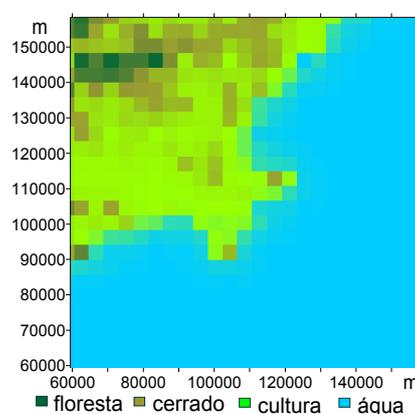


Figura 2: Tipo de ocupação de solo da área de estudo.

Na inicialização da temperatura da superfície no modelo atmosférico, o modelo oceânico é chamado para, na situação sem ressurgência, inicializar todo o campo de TSM com a temperatura de 26°C (Fig. 3), e, na situação com ressurgência, inicializar o campo de TSM com os resultados da simulação de dois dias gerada com o modelo oceânico utilizando um vento de NE e 9 ms<sup>-1</sup> (Fig.4). A partir disso, o modelo atmosférico chama novamente o modelo oceânico a cada 20 passos no tempo, alimentando-o com os campos de tensão de cisalhamento do vento e fluxo de calor na superfície e o modelo oceânico alimenta o modelo atmosférico com a TSM atualizada. O modelo atmosférico é atualizado a cada 30 segundos e o oceânico a cada 600 segundos. O acoplamento foi simulado por 31 horas em ambos os experimentos, sendo que na situação com ressurgência o modelo atmosférico foi forçado por ventos de NE e na sem ressurgência por ventos de SW, ambos com 9ms<sup>-1</sup>.

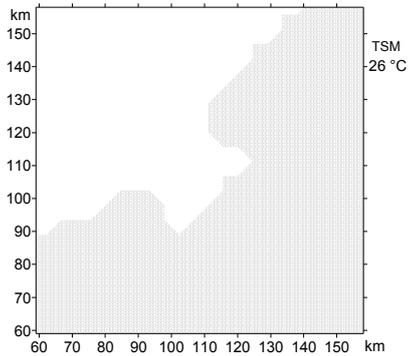


Figura 3: Campo inicial de TSM, situação sem ressurgência.

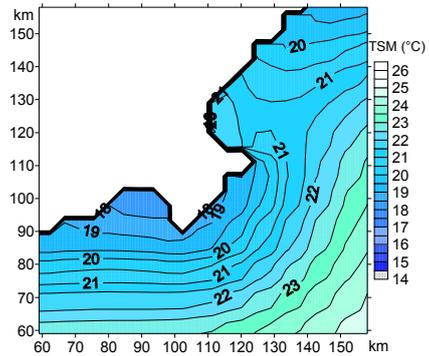


Figura 4: Campo inicial de TSM, situação com ressurgência.

### 3. Resultados preliminares

A figura 5 apresenta os campos de temperatura do ar e vento a 30m de altura às 15h (5a) e às 21h (5b), na situação com ressurgência. Percebe-se o grande gradiente térmico na Fig. 5a, característico do aquecimento diferenciado da superfície durante o dia, e a conseqüente mudança de direção do vento (de NE para E próximo à costa) caracterizando a brisa marítima. Na Fig. 5b o gradiente entre a costa e o oceano diminui, e já não há mais brisa. Nota-se na Fig. 5b que o vento é mais intenso sobre o oceano, com exceção do canto superior esquerdo do domínio, onde há elevação do terreno (Fig. 1).

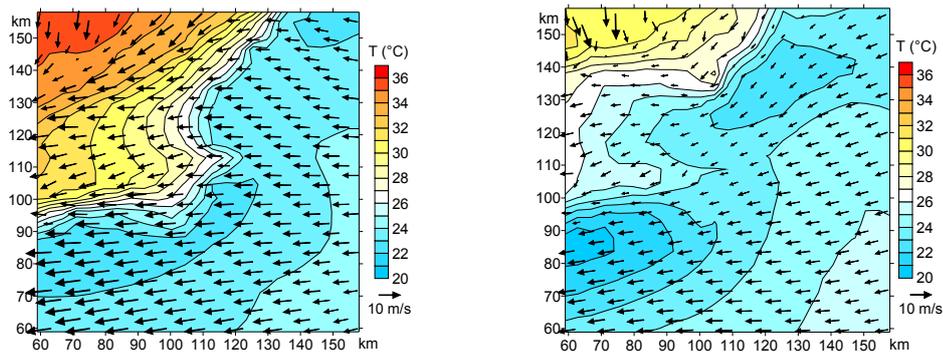


Figura 5: Campo de temperatura do ar e vento a 30m de altura (a) 15h e às (b) 21h, com ressurgência.

A figura 6 apresenta os campos de temperatura do ar e vento a 30m de altura às 15h (6a) e às 21h (6b), sem ressurgência. Novamente percebe-se maior gradiente térmico na Fig. 6a, mas este já não é tão intenso como na Fig. 5a, pois o oceano tem uma temperatura maior nesta situação. O desvio da direção do vento só ocorre no canto superior direito do domínio. Na Fig. 6b desaparece o gradiente térmico entre a costa e o oceano e também

nota-se ventos mais intensos sobre o oceano. Vale ressaltar que o ar sobre o oceano na Fig. 6 tem uma temperatura maior que na Fig. 5.

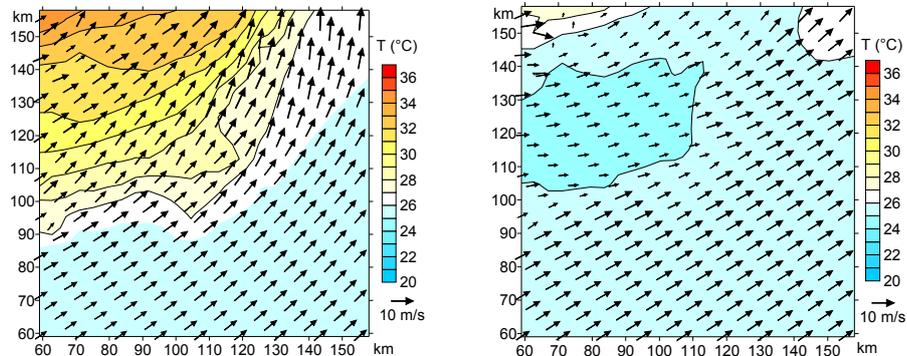


Figura 6: Campo de temperatura do ar e vento a 30m de altura (a) 15h e às (b) 21h, sem ressurgência.

Na figura 7 estão representadas as alturas da CLP sobre a linha 1 (Fig. 1), tanto na situação com ressurgência como na situação sem ressurgência, às 15h (7a) e às 21h (7b). Nota-se, em ambos os horários, que a altura da CLP é maior na situação sem ressurgência que na situação com ressurgência, com exceção do trecho entre 90 e 100 km às 15h. Neste trecho há uma elevação no terreno (Fig. 1), que pode aumentar a intensidade do vento na situação com ressurgência e diminuí-la na situação sem. Observa-se que às 21h a altura da CLP na situação com ressurgência sobre o oceano continua mais baixa que sobre a costa, embora os valores sejam parecidos. Já na situação sem ressurgência às 21h, a altura da CLP sobre o oceano é muito maior que sobre a costa. Isso se deve à inversão do gradiente térmico entre o oceano e a costa e à maior intensidade do vento sobre o oceano que se pode notar na Fig 6b.

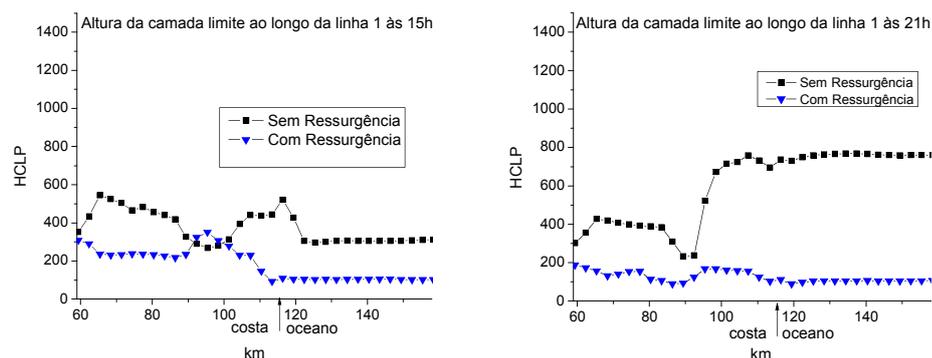


Figura 7: Altura da CLP nas situações com e sem ressurgência às (a) 15h e às (b) 21h , sobre a linha 1.

A Fig. 8 apresenta um corte vertical sobre a linha 1 da ECT às 15h (8a) e às 21h (8b) com ressurgência. Percebe-se que a ECT é mais intensa durante o dia em todo o domínio, e sobre o oceano é muito menos intensa que sobre a costa, nos dois horários. A

altura em que a ECT atinge 10% do seu valor na superfície pode ser considerada como correspondente à altura da CLP. As Figs. 7 e 8 mostram concordância com esse critério, pois verifica-se que na altura onde a ECT chega a 10% do seu valor na superfície (Fig. 8) chega-se a uma altura próxima à da mostrada na Fig. 7.

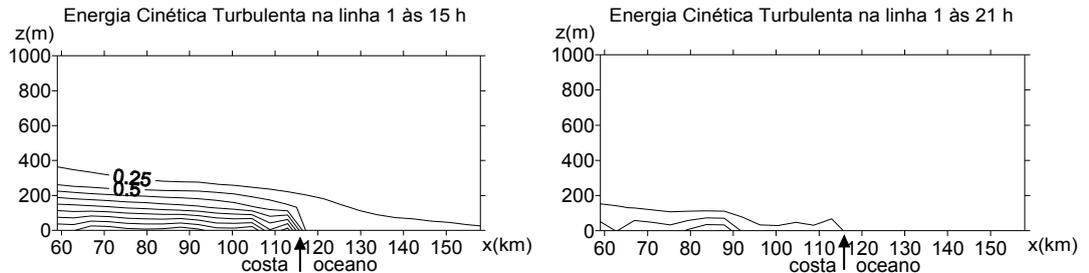


Figura 8: Corte vertical sobre a linha 1 do campo de ECT às (a) 15h e às (b) 21h, com ressurgência.

A Fig. 9 é correspondente à Fig. 8 para a situação sem ressurgência. Como esperado, nota-se que a ECT é mais intensa nessa situação do que na anterior. Novamente a ECT na superfície é mais intensa sobre a costa que sobre o oceano, e que há correspondência entre o perfil vertical da ECT e a altura da CLP. Vale ressaltar o perfil vertical da ECT às 21h (Fig. 9b), que mostra uma ECT pouco intensa na superfície sobre o oceano, mas só chega a 10% desse valor em uma altura maior que o perfil sobre a costa, concordando com a altura da CLP obtida na Fig. 7b.

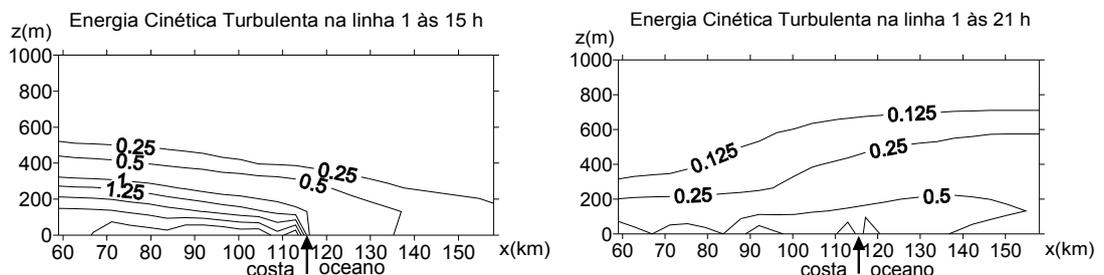


Figura 9: Corte vertical sobre a linha 1 do campo de ECT (a) 15h e às (b) 21h, sem ressurgência.

Conclui-se então, que a ressurgência causa uma CLP em geral mais estável, devido às menores temperaturas do ar e à ausência de inversão do gradiente térmico horizontal à noite.

## **4. Atividades desenvolvidas**

### **4.1 – Disciplinas cursadas**

<b>Sigla</b>	<b>Nome da Disciplina</b>	<b>Início</b>	<b>Término</b>	<b>Carga Hor.</b>	<b>Cred.</b>	<b>Freq.</b>	<b>Conc.</b>	<b>Exc.</b>	<b>Sit. Matric.</b>
AGM5822-7	Radiação Atmosférica I	08/03/2004	09/05/2004	90	6	100.00	B	N	Concluída
IOF5817-3	Física dos Oceanos I	08/03/2004	30/05/2004	120	8	96.00	C	N	Concluída
AGM5713-5	Dinâmica da Atmosfera I	09/03/2004	10/05/2004	90	6	93.00	A	N	Concluída
AGM5714-5	Dinâmica da Atmosfera II	10/05/2004	11/07/2004	90	6	90.00	B	N	Concluída
AGM5804-7	Micrometeorologia	13/09/2004	26/12/2004	150	10	100.00	A	N	Concluída
IOF5828-3	Hidrodinâmica da Plataforma Continental	20/09/2004	12/12/2004	120	8	100.00	A	N	Concluída
IOF5852-1	Processos Turbulentos Oceânicos	20/09/2004	12/12/2004	120	8	100.00	A	N	Concluída
AGM5828-1	Modelagem de Processos Microfísicos da Precipitação e Aerossóis	27/09/2004	24/10/2004	60	0	0.00	-	N	Turma cancelada
AGM5729-5	Tópicos Avançados em Meteorologia da Camada Limite Planetária	01/03/2005	13/06/2005	150	10	100.00	B	N	Concluída
AGM5801-5	Modelagem Numérica da Atmosfera	09/08/2005	21/11/2005	150	10	97.00	A	N	Concluída

## **5. Perspectivas**

No fim desse semestre e durante o próximo, devem ser feitos testes com os modelos acoplados em relação à topografia, a ocupação do solo e a velocidade do vento, variando-se os parâmetros para avaliação das suas influências nos padrões de circulação na região.

Foram aceitas apresentações de trabalhos em forma de painéis na XVIII Semana Nacional de Oceanografia em outubro, no Centro de Estudos do Mar em Pontal do Paraná, e no III Simpósio Brasileiro de Oceanografia em dezembro, no IO-USP.

O exame de qualificação deverá ser marcado para o mês de junho de 2007.

## **6. Bibliografia**

- Bornstein, R. D., 1975: The two-dimensional URBMET Urban Boundary Layer Model. *J. Appl. Meteor.*, 14, 1459-1477.
- Bornstein, R. D.; J. Cordova, R. Salvador and L. J. Shieh, 1991: Modeling the Polluted Coastal Urban Environment; Electric Power Research Institute EPRI, Report EA-5091, Vol. 3, Research Project 1630-13. 235 pp.
- Bornstein, R. D., P. Thunis, P. Grossi and G. Schayes, 1996: Topographic Vorticity-Mode Mesoscale-B (TVM) Model. Part II: Evaluation, *J. of Appl. Meteor.*, 35, 1814-1834.
- Bradley, E.F., Coppin, P.A. and Godfrey, J.S., 1991: Measurements of sensible and latent heat flux in the western equatorial Pacific Ocean. *J. Geophys. Res.*, **96**, 3375-3389.
- Carbonel, C. A. A. H., 1998: Modelling of upwelling in the coastal area of Cabo Frio. *Rev. bras. oceanogr.*, 46(1), 1-17.
- Carbonel, C. A. A. H. and Valentin, J. L., 1999: Numerical modelling of phytoplankton bloom in the upwelling ecosystem of Cabo Frio (Brazil). *Ecological Modelling*, 116, 135-148.
- Carbonel, C. A. A. H., 2003: Modelling of upwelling-downwelling cycles caused by variable wind in a very sensitive coastal system. *Continental Shelf Research*, 23, 1559-1578.
- Castelao, R. M., Campos, E. J. D. and Miller, J. L., 2004: A modelling study of coastal upwelling driven by wind and meanders of the Brazil Current. *J. of coastal research*, 20(3), 662-671.
- Clancy, R. M., Thompson, J. D., Hurlburt, H. E. and Lee, J. D., 1979: A model of mesoscale air-sea interaction in a sea breeze-coastal upwelling regime. *Monthly Weather Review*, 107, 1476-1505.
- Clappier, A., Martilli, A., Grossi, P., Thunis, P., Pasi, F., Krueger, B. C., Calpini, B., Graziani, G. and Van den Bergh, H., 2000: 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.
- Deardorff, J.W., 1978: Efficient prediction of ground surface temperature and moisture with inclusion of a layer of vegetation. *J. Geophys. Res.*, 83, C4, 1889-1903.
- Ding, A., Wang, T., Zhao, M., Wang, T. and Li, Z., 2004: Simulation of sea-land breezes and discussion of their implications on the transport of air pollution during a multi-day ozone episode in the Pearl River Delta of China. *Atmospheric environment*, 38, 6737-6750.

- Dourado, M. and Oliveira, A. P., 2001: Observational description of the atmospheric and oceanic boundary layer over the Atlantic Ocean. *Rev. Bras. Oceanogr.*, 49(1/2), 49-59.
- Enriquez, A.G. and Friehe, C.A., 1997: Bulk parameterization of momentum, heat and moisture fluxes over coastal upwelling area. *Journal of Geophysical Research*, **102**, 5781-5798.
- Franchito, S. H., Rao, V. B., Stech, J. L. and Lorenzetti, J. A., 1998: The effect of coastal upwelling on the sea-breeze circulation at Cabo Frio, Brazil: a numerical experiment. *Ann. Geophysicae*, 16, 866-881.
- Garratt, J.R., Hess, G.D., Physick, W.L., Bougeault, P., 1996: The Atmospheric Boundary Layer – Advances in Knowledge and Application. *Boundary-Layer Meteorology*, **78**, 9-37.
- Gilliam, R. C., Raman, S. and Niyogi, D. D. S., 2004: Observational and numerical study on the influence of large-scale flow direction and coastline shape on sea-breeze evolution. *Boundary-layer meteorology*, 111, 275-300.
- Grimmond, C.S.B, King, T.S., Roth, M. and Oke, T.R., 1998: Aerodynamic roughness of urban areas derived from wind observations. *Boundary-Layer Meteorology*, **89**, 1-24.
- Kanda, M., Inagaki, A., Letzel, M.O., Raasch, S. and Watanabe, T, 2004: LES study of the energy imbalance problem with eddy covariance fluxes. *Boundary-Layer Meteorology*, **110**, 381–404.
- Karam, H.A., 1995: Simulação Numérica da CLP na região de Iperó através de um modelo de 3 Dimensões. *Dissertação de Mestrado, Dep. de Ciências Atm., IAG-USP*, 112 pp.
- Karam, H.A e A P. Oliveira, 1998: Estudo do Efeito Topográfico no Ciclo Diurno do Vento na Superfície no Estado de São Paulo, *X Congr. Bras. De Meteorologia*, 26-30 de outubro de 1998, Brasília, DF.
- Karam, H. A. and Oliveira, A. P., 2000: Patterns of Local Circulation Induced by Topography: Observation and Numerical Modeling. Submitted to *Boundary-Layer Meteorology*, June.
- Lorenzo, M. D., 2003: Seasonal dynamics of the surface circulation in the Southern California Current system. *Deep-sea research II*, 50, 2371-2388.
- Martilli, A., Thunis, P., Müller, F., Russel, A. G. and Clappier, A., 2002: An optimised method to coupled meteorological and photochemical models. *Environmental modelling & software*, 17, 169-178.
- Miller, S. T. K., Keim, B. D., Talbot, R. W. and Mao, H., 2003: Sea breeze: structure, forecasting and impacts. *Reviews of geophysics*, 41(3), 1-31.
- Mizzi, A. P. and Pielke, R. A., 1983: A numerical study of the mesoscale atmospheric circulation observed during a coastal upwelling event on 23 august 1972. Part I: sensitivity studies. *Monthly Weather Review*, 112, 76-90.

- Oda, T. O., 1997: Influencia da ressurgência costeira sobre a circulação local em Cabo Frio (RJ). Dissertação de Mestrado em Meteorologia. INPE.
- Orgaz, M.D.M. e J.L. Fortes, 1998: Estudo das brisas costeiras na região de Aveiro. In Proceedings do 1<sup>o</sup> Simpósio de Meteorologia e Geofísica Hispano Português. Lagos, Portugal.
- Rao, A. D., Dube, S. K. and Sinha, P. C., 1995: Numerical modelling of coastal upwelling in the bay of Bengal. *Environment international*, 21(5), 667-670.
- Rodrigues, R. R. and Lorenzzetti, J. A., 2001: A numerical study of the effects of bottom topography and coastline geometry on the Southeast Brazilian coastal upwelling. *Continental shelf research*, 21, 371-394.
- Roth, M., 2000: Review of atmospheric turbulence over cities. *Quart. J. R. Meteorol. Soc.*, **126**, 941-990.
- Schayes, G, P. Thunis, R. Bornstein, 1996: Topographic Vorticity-Mode Mesoscale-B (TVM) Model. Part I: Formulation, *J. Appl. Meteor.*, 35, 1815-1823.
- Stech, J. L. and Lorenzzetti, J. A., 1992: The response of the South Brazil Bight to the passage of wintertime cold fronts. *J. Geophys. Res.*, 97 (C6), 9957-9520.
- Stivari, S.M, A.P.Oliveira, H.A.Karam, J.Soaes, 2003: Patterns of Local Circulation in the Itaipu Lake Area: Numerical Simulations of Lake Breeze. *Journal of Applied Meteorology*. 42 (1), 37-50.
- Takagi, K., Yamada, M. and Uematsu, Y., 1999: A coupled simulation model for mesoscale airflow and water current. *J. of wind engineering and industrial aerodynamics*, 81, 249-259.
- Thunis, P., 1995: Formulation and Evaluation of a Nonhydrostatic Vorticity Mesoscale Model, Ph.D Thesis, Institut d'Astronomie et de Géophysique G. Lamaître, Université Catholique de Louvain, Louvain-la-Neuve, Belgium, 151 pp.
- Verboom, G. K., 1982: Weakly reflective boundary conditions for the shallow water equations. *Delft Laboratory*, Publication n. 26.
- Verboom, G. K., Slob, A., 1984: Weakly reflective boundary conditions for two-dimensional shallow water flow problems. *Delft Laborator*. Publication n° 322.
- Wainer, I., Taschetto, A.; Soares, J.; Oliveira, A.P., Otto-Bliesner, B. and Brady, E., 2003: Intercomparison of heat fluxes in the South Atlantic. Part 1: The Seasonal Cycle. *Journal of Climate*, **16(4)**, 706-714.
- Wang, J. D. and Connor, J. J., 1975; Mathematical modelling of near coastal circulation. *Technical Report 200*, R. M. Parsons Laboratory, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, MA, USA.
- Wood, N., 2000: Wind flow over complex terrain: a historical perspective and the prospect for large-eddy modelling. *Boundary-Layer Meteorology*, **96**, 11-32.