

**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 Ribeiro

Orientadora : Profa. Dra. Jacyra Soares

Data de entrega : 01/10/2008

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

1. Resumo do plano inicial:

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 Friehe, 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 km². 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 (*Topographic Vorticity Mesoscale – Non Hydrostatic*) 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.

1.3.2 – 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.

1.3.3 – ACOPLAMENTO

Na inicialização da temperatura da superfície no modelo atmosférico, o modelo oceânico é chamado para inicializar o campo de TSM. 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 todos os experimentos.

2. Desenvolvimento do trabalho

No semestre passado, foram feitos testes a fim de verificar a ocorrência da retroalimentação positiva entre a ressurgência costeira e a brisa marítima em Cabo Frio, sugerida por Franchito *et al*(1998).

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 15m próximo à superfície até 1200m 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). Os resultados serão mostrados em um corte vertical sobre a linha 1 apresentada na Figura 1.

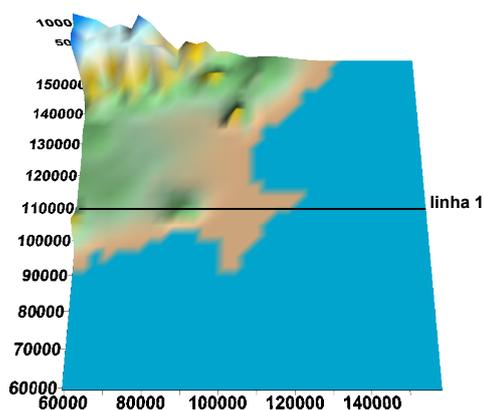


Figura 1: Topografia da área de estudo. A linha representa a posição do corte vertical que será estudado neste trabalho.

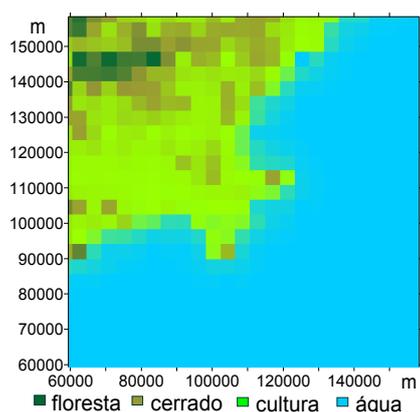


Figura 2: Tipo de ocupação de solo da área de estudo.

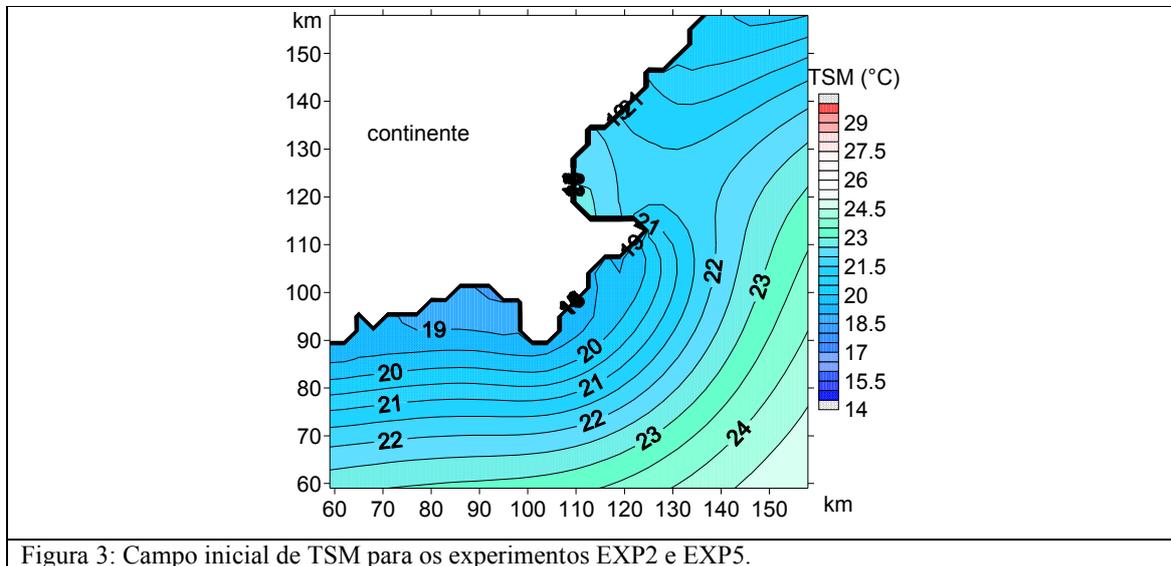
3. Resultados preliminares

Para verificar se a ocorrência de ressurgência costeira aumenta a intensidade da brisa marítima, foram feitos três blocos de testes (Tab. 1): o primeiro sem ressurgência (campo de TSM inicial homogêneo e igual a 26°C); o segundo com ressurgência, sendo o campo de TSM inicial correspondente a dois dias de simulação do modelo oceânico forçado por ventos de 9 ms⁻¹ de NE, apresentado na Figura 3; e o terceiro com ressurgência, sendo o campo de TSM inicial homogêneo e igual a 18°C. Para os dois primeiros blocos, foram feitos um teste com topografia realística e outro com a topografia plana.

	Topografia realística	Topografia plana
Sem ressurgência	EXP1	EXP4
Com ressurgência (TSM do modelo)	EXP2	EXP5
Com ressurgência (TSM homogênea)	EXP3	

Tabela 1: Experimentos realizados.

Em todos os testes, o campo inicial de vento é nulo, para eliminar a influência de fenômenos de larga escala.



A Figura 4 mostra o campo da componente zonal do vento em um corte vertical sobre a linha 1 (Fig. 1): às 12h (a) para EXP1 e (b) para EXP2; às 15h (c) para EXP1 e (d) para EXP2 e às 18h (e) para EXP1 e (f) para EXP2.

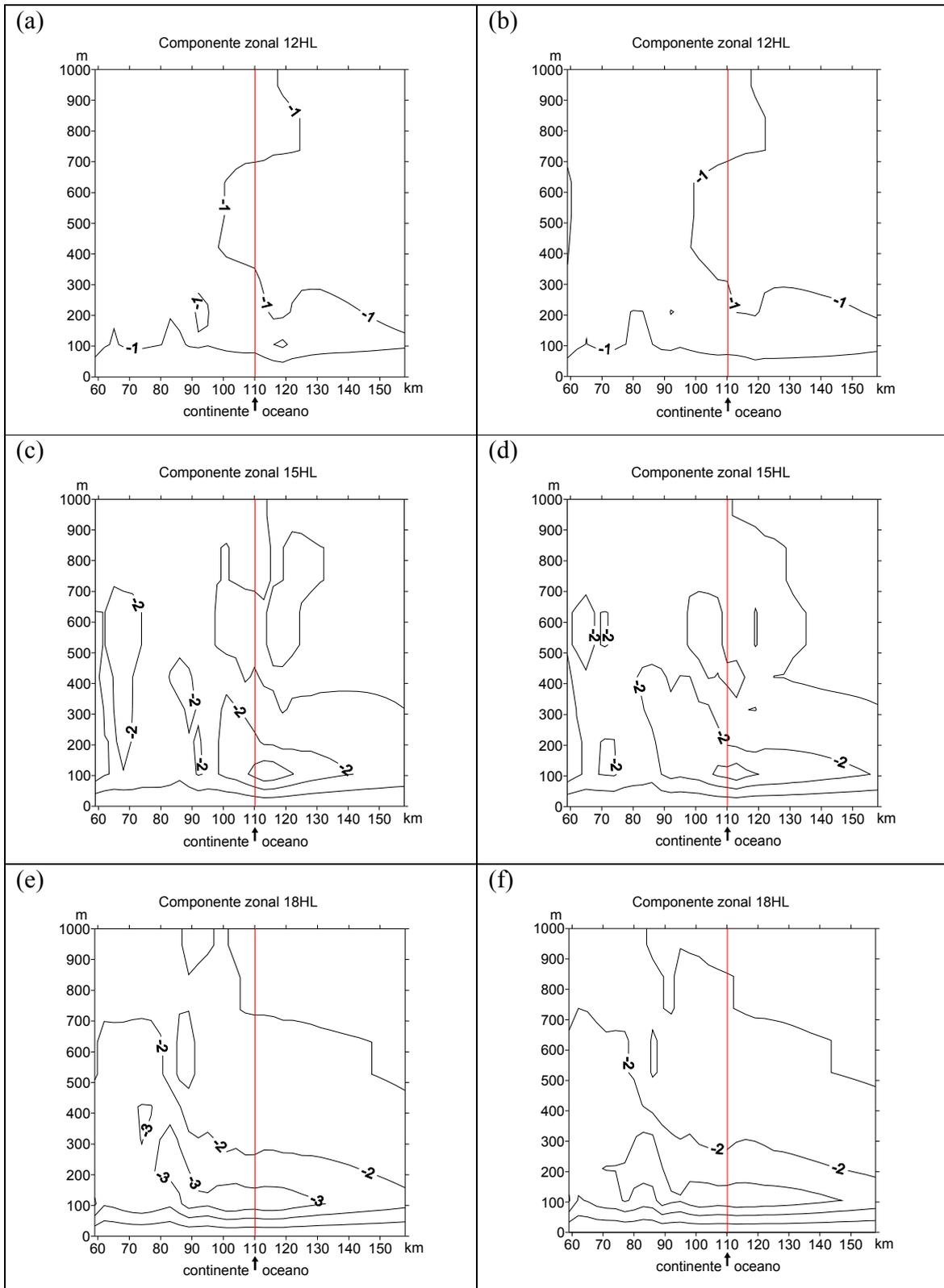


Figura 4: Campo da componente zonal do vento em corte vertical sobre a linha 1 às 12h (a) para EXP1 e (b) para EXP2; às 15h (c) para EXP1 e (d) para EXP2 e às 18h (e) para EXP1 e (f) para EXP2.

Nota-se que as diferenças são poucas, sendo que as velocidades são um pouco maiores no caso com ressurgência (EXP2) sobre o oceano a 100 m de altura entre 140 km e 160 km.

A Figura 5 apresenta o campo da componente meridional do vento em um corte vertical sobre a linha 1: às 12h (a) para EXP1 e (b) para EXP2; às 15h (c) para EXP1 e (d) para EXP2 e às 18h (e) para EXP1 e (f) para EXP2. Novamente, as diferenças são muito pequenas.

Para verificar a influência da distribuição espacial de TSM, foi utilizado o experimento EXP3. A Figura 6 mostra o campo da componente zonal do vento em um corte vertical sobre a linha 1: às 12h (a) para EXP1 e (b) para EXP3; às 15h (c) para EXP1 e (d) para EXP3 e às 18h (e) para EXP1 e (f) para EXP3. Verifica-se que os valores da componente zonal são levemente mais intensos no EXP3 que no EXP1 para as 15h e para as 18h (Figs. 7c a 7f). Isso sugere que, sem o acoplamento dos modelos, pode-se superestimar a brisa marítima, já que nesse experimento a distribuição espacial de TSM é homogênea.

A figura 7 apresenta o campo da componente meridional do vento em um corte vertical sobre a linha 1: às 12h (a) para EXP1 e (b) para EXP3; às 15h (c) para EXP1 e (d) para EXP3 e às 18h (e) para EXP1 e (f) para EXP3. Novamente as diferenças são poucas, com exceção das 15h, quando a componente zonal do vento sobre o continente é mais intensa no EXP3 (Fig. 7d), em concordância com o observado para a componente zonal (Fig. 6).

O EXP4 e o EXP5 foram feitos para verificar a influência da topografia na circulação de brisa. A figura 8 apresenta campo da componente zonal do vento em um corte vertical sobre a linha 1: às 12h (a) para EXP4 e (b) para EXP5; às 15h (c) para EXP4 e (d) para EXP5 e às 18h (e) para EXP4 e (f) para EXP5. Novamente o experimento com ressurgência (EXP5) mostra ventos levemente mais intensos, especialmente sobre o oceano, que o experimento sem ressurgência (EXP4).

A figura 9 mostra campo da componente meridional do vento em um corte vertical sobre a linha 1: às 12h (a) para EXP4 e (b) para EXP5; às 15h (c) para EXP4 e (d) para EXP5 e às 18h (e) para EXP4 e (f) para EXP5.

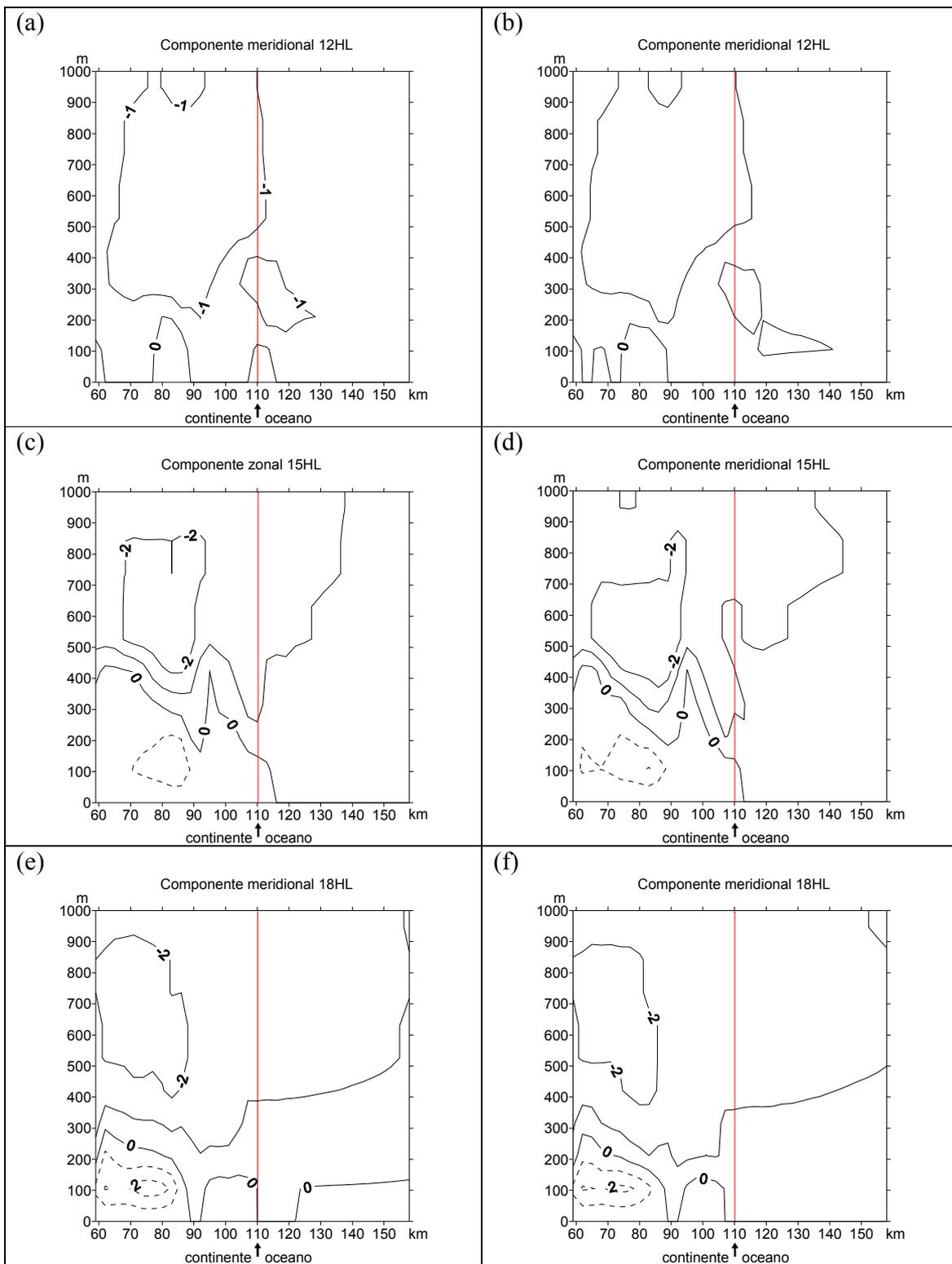


Figura 5: Campo da componente meridional do vento em corte vertical sobre a linha 1 às 12h (a) para EXP1 e (b) para EXP2; às 15h (c) para EXP1 e (d) para EXP2 e às 18h (e) para EXP1 e (f) para EXP2. Linhas pontilhadas são valores positivos e linhas cheias valores negativos.

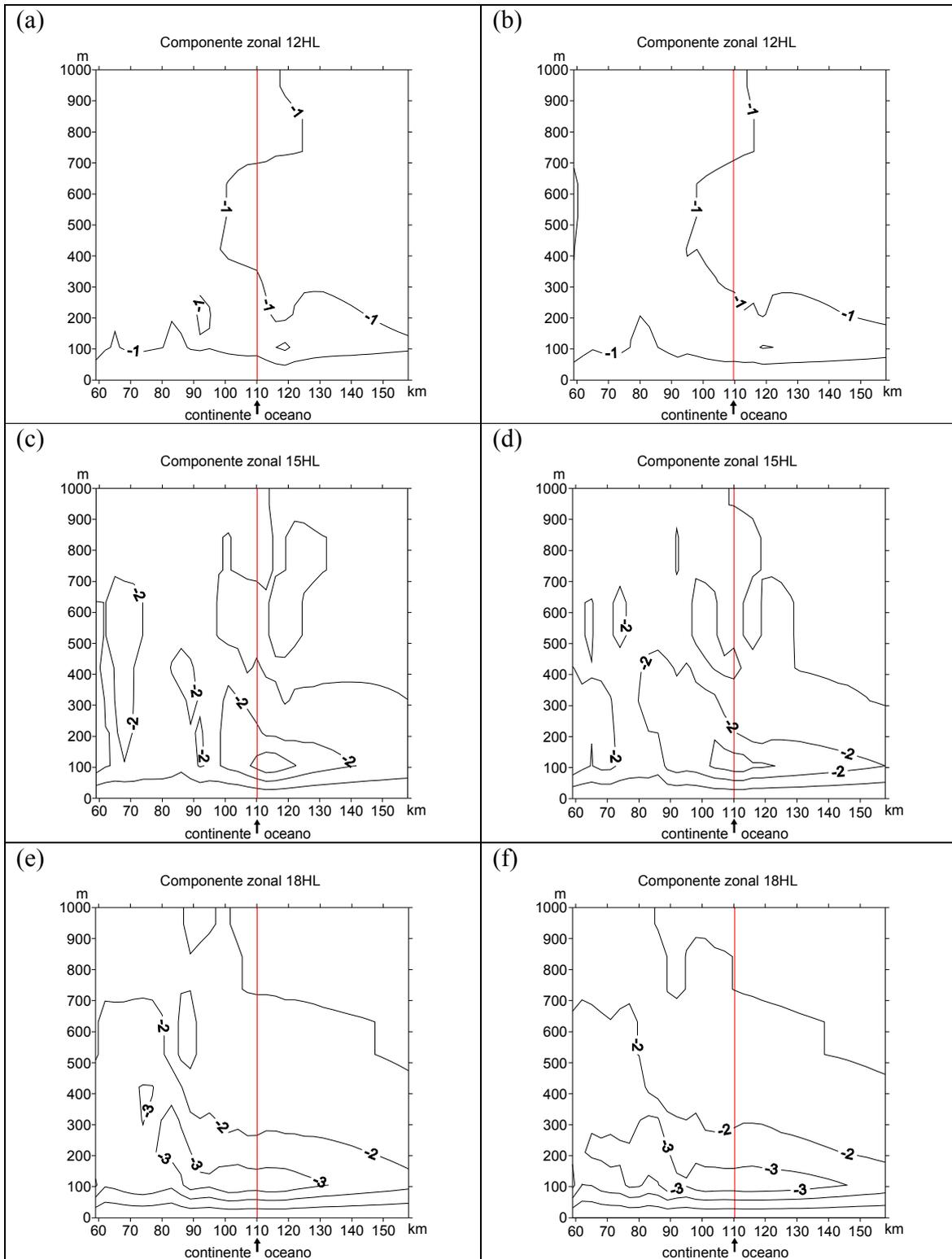


Figura 6: Campo da componente zonal do vento em corte vertical sobre a linha 1 às 12h (a) para EXP1 e (b) para EXP3; às 15h (c) para EXP1 e (d) para EXP3 e às 18h (e) para EXP3 e (f) para EXP2.

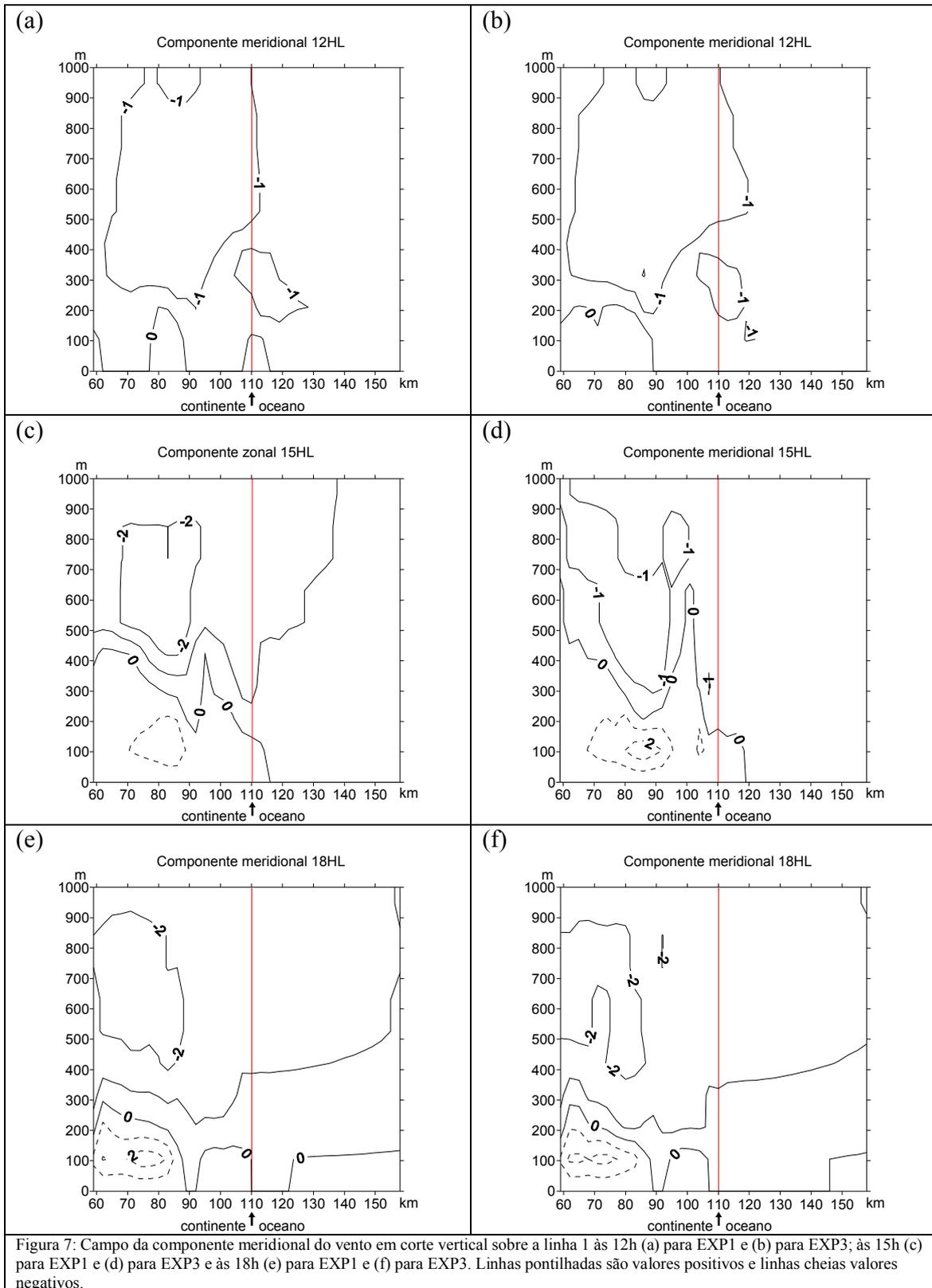


Figura 7: Campo da componente meridional do vento em corte vertical sobre a linha 1 às 12h (a) para EXP1 e (b) para EXP3; às 15h (c) para EXP1 e (d) para EXP3 e às 18h (e) para EXP1 e (f) para EXP3. Linhas pontilhadas são valores positivos e linhas cheias valores negativos.

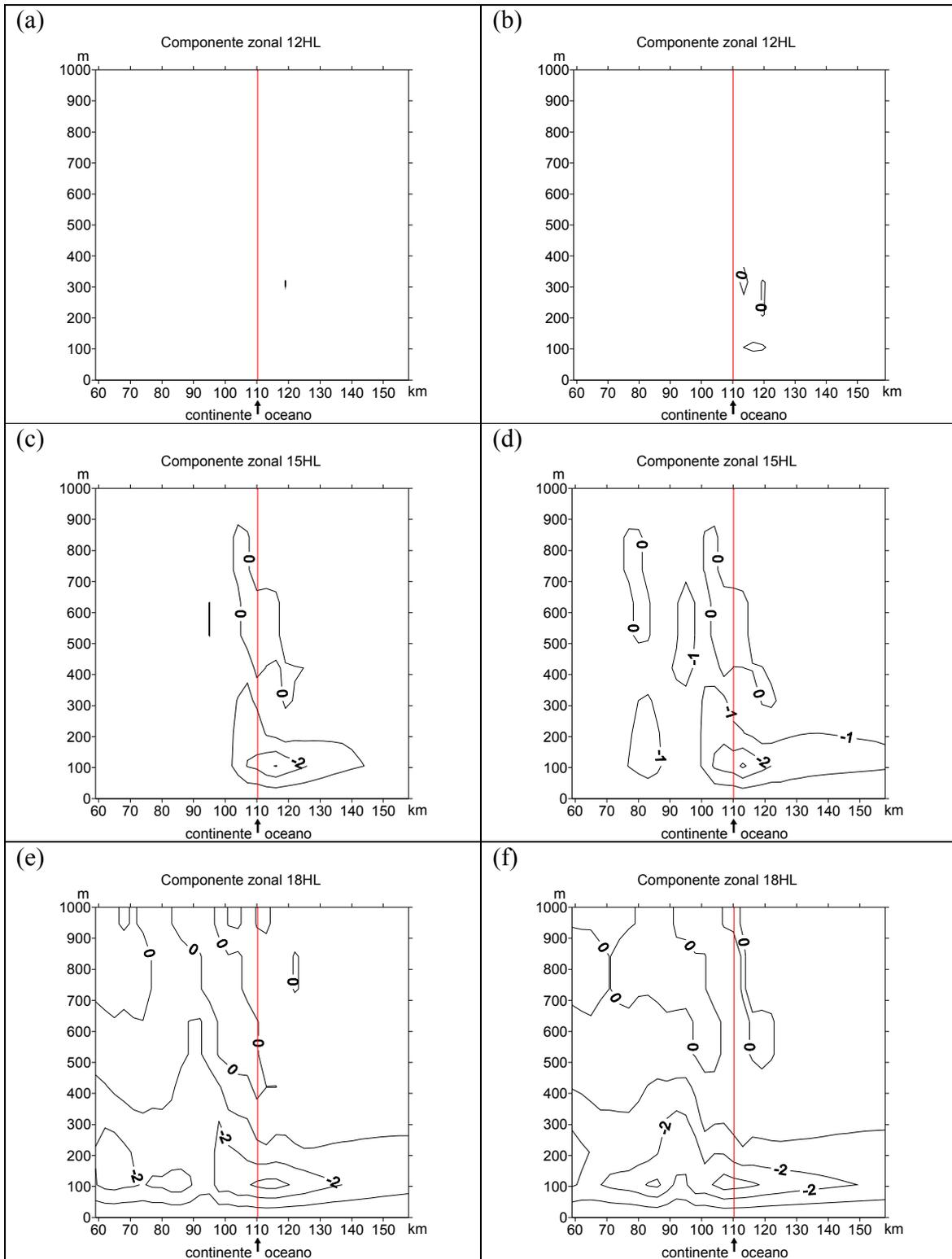


Figura 8: Campo da componente zonal do vento em corte vertical sobre a linha 1 às 12h (a) para EXP4 e (b) para EXP5; às 15h (c) para EXP4 e (d) para EXP5 e às 18h (e) para EXP4 e (f) para EXP5.

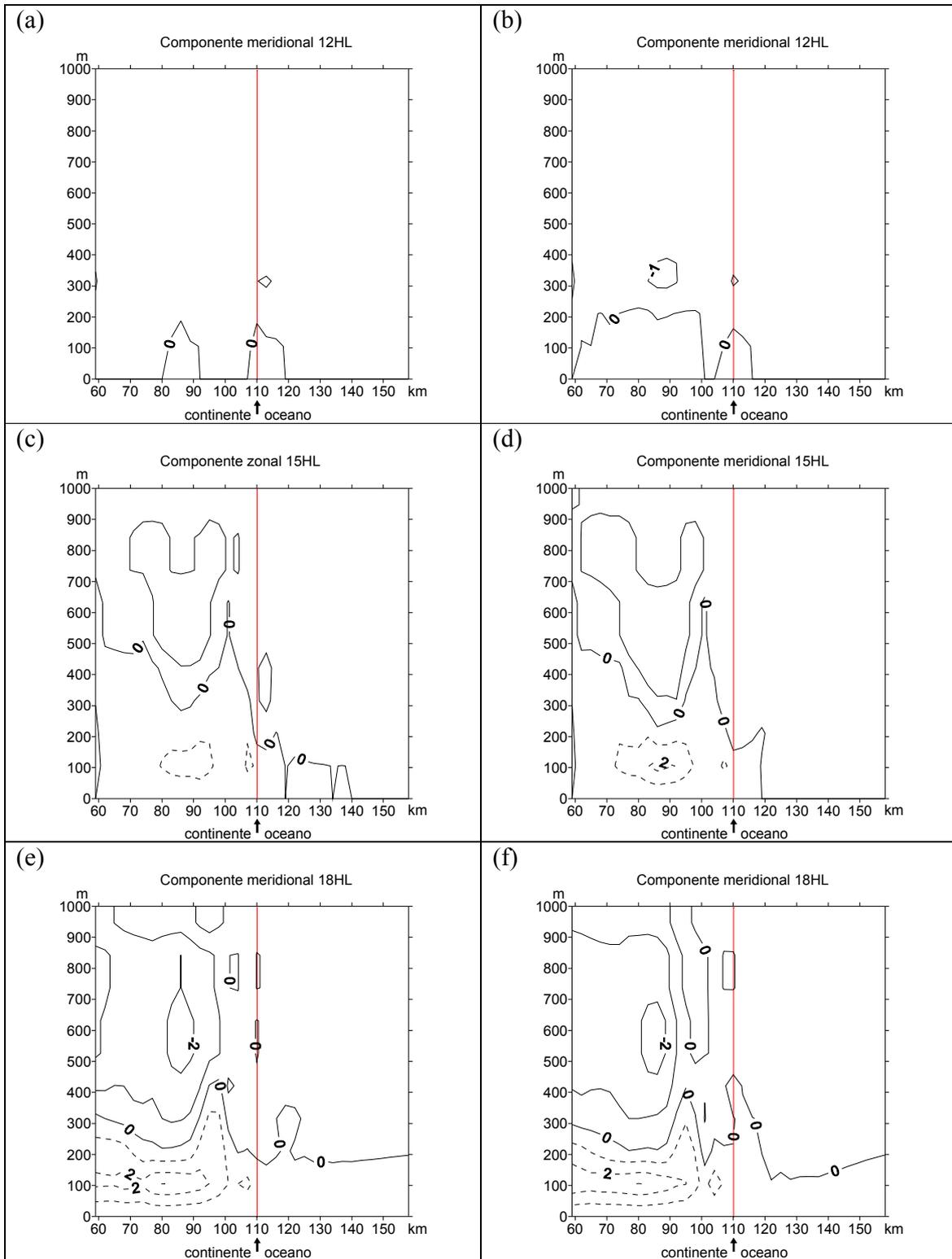
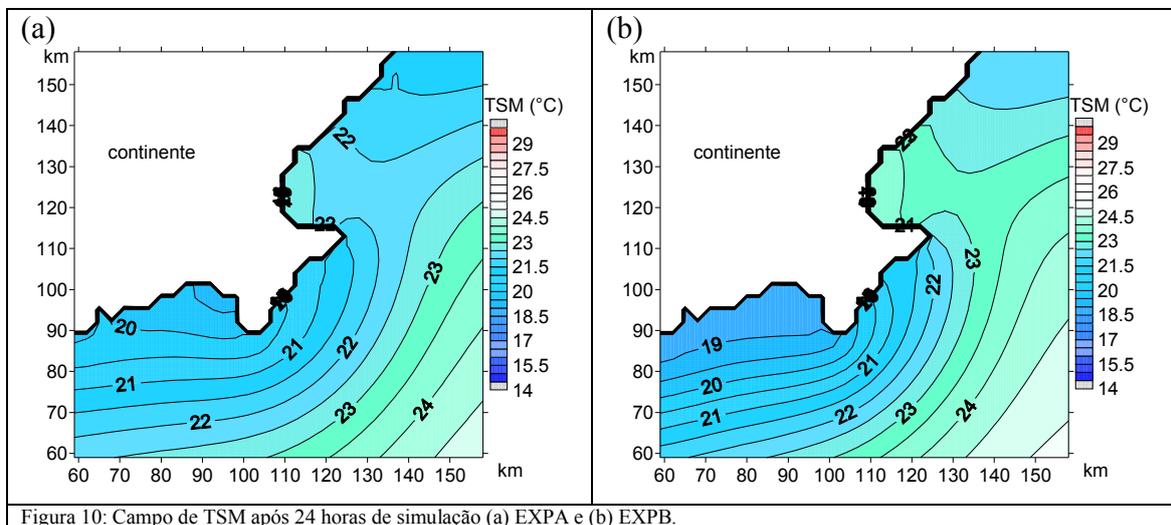


Figura 9: Campo da componente meridional do vento em corte vertical sobre a linha 1 às 12h (a) para EXP4 e (b) para EXP5; às 15h (c) para EXP4 e (d) para EXP5 e às 18h (e) para EXP4 e (f) para EXP5. Linhas pontilhadas são valores positivos e linhas cheias valores negativos.

A exemplo do EXP3, percebe-se às 15h uma maior intensidade do vento no EXP5 que no EXP4. Além disso, o vento é levemente mais intenso nos EXP1 e EXP2 que nos EXP4 e EXP5, indicando que a topografia acelera o vento. Com isso, concluímos que a ressurgência costeira não intensifica significativamente a intensidade da brisa marítima. Além disso, a distribuição espacial de TSM e a topografia da região são fatores importantes para a circulação de brisa marítima em Cabo Frio.

A seguir, para verificar se a brisa marítima intensifica a ressurgência costeira, foram feitos dois testes: um utilizando os modelos acoplados (EXPA), onde a brisa marítima é simulada pelo modelo atmosférico em tempo real, e outro apenas com o modelo oceânico (EXPB), sendo forçado por vento constante.

Ambos os experimentos têm o campo de TSM igual ao apresentado na Figura 3. Para o EXPB o vento é constante de 6 ms⁻¹ de NE, e para o EXPA esse é o vento inicial e de larga escala. A Figura 10 apresenta o campo de TSM após 24h de simulação para cada experimento. Observa-se que o campo no EXPA (Fig. 10a) tem TSM menor na região superior direita do domínio, mas tem TSM maior na região inferior esquerda, onde a brisa marítima tende a tornar a direção do vento mais paralela à linha de costa.



Pode-se concluir, portanto, que a brisa marítima contribui para a intensificação da ressurgência costeira, mas a última não contribui significativamente para a intensificação da brisa marítima.

4. Atividades Desenvolvidas

4.1 – Participação no XV CBMET 2008 :

Foram apresentados dois trabalhos no XV Congresso Brasileiro de Meteorologia (CBMET), realizado em São Paulo de 24 a 29 de agosto de 2008, a seguir:

- “A Numerical Investigation Of The Air-Sea Interaction At The Coastal Upwelling Area Of Cabo Frio Using Coupled Models”, apresentação oral;
- “Influência Da Topografia Na Circulação Atmosférica Na Região De Ressurgência Costeira De Cabo Frio”, apresentação de pôster.

4.2 – Participação no IV SBO 2008 :

Está sendo confeccionado um artigo para participação no IV Simpósio Brasileiro de Oceanografia (SOB), que será publicado no Brazilian Journal of Oceanography, sob o título “The Coinfluence Of The Sea Breeze And The Coastal Upwelling At Cabo Frio: A Numerical Investigation Using Coupled Models”, utilizando os resultados apresentados no item 3 deste relatório.

5. Perspectivas

Nesse semestre será iniciada a confecção de um artigo sobre os resultados obtidos no item 3 e será iniciada a redação da tese.

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^o 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 Lorenzetti, 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 Lorenzetti, 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.