

Estudo da camada limite planetária atmosférica marítima

Marcelo Sandin Dourado
Departamento de Ciências da Terra - INPE
Amauri Pereira de Oliveira
Departamento de Ciências Atmosféricas, IAG-USP.

Abstract

Data analysis and numerical simulations of the atmospheric and oceanic PBL structure over the Atlantic Ocean area located in the upwelling region of Cabo Frio Coast, Rio de Janeiro, Brazil (23°S $42^{\circ}08'\text{W}$) is shown in this paper. During July 7 - 9, 1992, the wind varied from the NE to SW and the depth and temperature of the oceanic mixed layer increased respectively 1°C and 45 m. The height of the PBL varied from 1500 m when the wind were from NE to 500 m when the wind was from SW. The wind variation was associated with a cold front that arrived in the area in the evening of July 7. The role of the wind as driven mechanism for observed modifications in the oceanic PBL is investigated by using a second order closure model for the atmosphere and a mixed layer model for the ocean. The numerical simulation was able to show the observed variation in the atmosphere but failed in to produce the observed deepening and the heating of the oceanic mixed layer. Therefore, a reasonable explanation for these modifications is the weakening of the upwelling due to the change in the wind direction.

1. Introdução

Apesar da grande extensão da costa Brasileira, pouco se conhece a respeito da interação entre a atmosfera e o oceano Atlântico. Estudos efetuados no Atlântico Tropical (GATE), indicam que a Camada Limite Planetária Atmosférica (CLPA) apresenta uma extensão vertical da ordem de 600 m, com uma Camada de Mistura Atmosférica (CMA) de 500 m, modificada somente por sistemas precipitantes (Fitzjarrald e Garstang, 1981). Do ponto de vista oceânico, a região tropical do Atlântico Sul é caracterizado por uma Camada de Mistura Oceânica (CMO) de profundidade média de 60 m (Karaca e Muller, 1991).

A região oceânica caracteriza-se pela grande homogeneidade horizontal, além disso o ciclo diurno de aquecimento solar não produz alterações significativas na temperatura da superfície e na estrutura da CLPA na escala de tempo de um dia, como ocorre no continente. Contudo, próximo a regiões costeiras, a presença de correntes oceânicas e áreas de ressurgência, podem induzir modificações nesta condição de modo a provocar significativas alterações na CLPA. Este é o caso da região costeira de Cabo Frio, RJ, Brasil (Fig. 1a).

A ressurgência na região de Cabo Frio ocorre durante todo o verão, de setembro a abril, quando prevalecem os ventos na direção NE, associados ao anticiclone subtropical do Atlântico Sul. Devido a orientação da costa de Cabo Frio (Fig. 1b), os ventos de NE causam a divergência das águas superficiais e ascensão das águas frias ($T(\text{superfície}) < 18^{\circ}\text{C}$), esta situação inverte-se quando os ventos são de SW, por exemplo, durante a passagem de um sistema frontal. Neste caso, há convergência das águas da corrente do Brasil ($T(\text{superfície}) > 20^{\circ}\text{C}$) e subsidência das águas frias (Gonzales-Rodrigues et al., 1992).

Neste trabalho é apresentado um estudo observacional da CLPA na região de Cabo Frio durante a passagem de uma frente fria que modificou consideravelmente o vento na superfície e, deste modo, a temperatura da superfície da água do mar e a profundidade da CMO. A interação entre a CLPA e a CMO foram simuladas através de um modelo de fechamento de segunda ordem para a atmosfera e um modelo de camada de mistura para o oceano.

2. Descrição das observações

A campanha de medidas foi realizada entre os dias 07 e 10 de julho de 1992 pelo Instituto de Estudos do Mar Almirante Paulo Moreira (IEAPM) do Ministério da Marinha, como parte do projeto SISPEM (Caetano Neto et al., 1993).

Durante este período, foram realizadas 21 sondagens simultâneas do oceano e da atmosfera em intervalos de 4 horas. Estas sondagens foram efetuadas a bordo do navio oceanográfico "ANTARES" da Marinha Brasileira, na região costeira localizada a 4 milhas náuticas de Cabo Frio (23°S $42^{\circ}08'\text{W}$), onde o mar apresenta uma profundidade de 60 metros. Detalhes a respeito da instrumentação e análise dos dados utilizadas são apresentados em Dourado (1994).

3. Modelo numérico

Para simular numericamente a CLPA utilizou-se um modelo de fechamento de segunda ordem proposto por Mellor e Yamada (1982). A CLPA está acoplado à ao oceano através de um modelo CMO proposto por Zilitinkevich et al. (1979). O modelo de CLPA é unidimensional com uma grade vertical de 81 pontos distribuídos log-linearmente sobre um domínio de 1000 metros. Este tipo de grade permite um número maior de pontos nas regiões da CLPA próximas da superfície, reduzindo portanto os erros numéricos associados ao método de diferenças finitas.

4. Resultados

A passagem de um sistema frontal durante o período de observação pode ser identificado através do resfriamento da atmosfera ocorrido no período noturno do dia 7 de Julho de 1992 (Fig. 2). Neste dia, CMA atingiu cerca de 1000m e os ventos em superfície (não mostrados aqui) permaneceram no quadrante S com intensidade média 6 m/s. Após a passagem do sistema frontal, os ventos oscilaram cerca de 90 graus em torno da direção NE, com intensidade de média de 3 m/s. É interessante notar que com a entrada do sistema frontal ocorre simultaneamente, um aprofundamento de 50 m (de 13 para 60 m) e aquecimento de 1,2 °C (de 21,3 para 22,5 °C) da CMO (Fig. 3).

As simulações foram feitas utilizando-se como condições iniciais a estrutura termodinâmica média observada durante o experimento. A evolução temporal da temperatura potencial virtual simulada para um caso em que a temperatura da água do mar foi inicialmente 2 K maior que a temperatura do ar (Fig. 4), indica a formação de uma CMA em torno de 500 metros. Este resultado é consistente com a altura da CMA observada após a passagem do sistema frontal (Fig. 2), e compatível com o observado em outras regiões do Atlântico (Fitzjarrald e Garstang, 1981). Contudo, não foi possível obter-se CMA tão extensas quanto as observadas no período da passagem do sistema frontal.

A CMO simulada numericamente para este caso, mostra um aprofundamento de 5 m em cerca de 10 horas de simulação (Fig. 5). Dado que o aprofundamento da CMO gerado pelo modelo é essencialmente produzido pela mistura turbulenta mecânica, este resultado indica que é necessário um outro mecanismo para explicar-se o crescimento da CMO observado neste período. Além disso, não foi possível produzir numericamente o aquecimento da CMO observado.

5. Conclusões

A passagem da frente fria sobre a região de Cabo Frio provocou modificações consideráveis na estrutura da CLPA e CMO. Com base nas simulações numéricas efetuadas através de um modelo de fechamento de segunda ordem unidimensional, pode-se concluir que:

- (a) A extensão vertical da CLP de 1000m observada durante a passagem do sistema frontal, não parece ser compatível com o desenvolvimento típico de CLP sobre o oceano simulado numericamente (item 4) e observado (Fitzjarrald and Garstang, 1981). Dado que o vento em superfície era de SW e que a região continental está a SW do local das observações, existe uma grande possibilidade de que esta CLPA de 1000 m seja resultado da advecção da CLP continental.
- (b) Após a passagem do sistema frontal, a CLPA apresentou extensões verticais da ordem de 500 m, compatíveis com as simulações numéricas efetuadas para as condições em que a temperatura da superfície do mar é maior do que a da atmosfera (convectivas) e em que a intensidade do vento é da ordem de 10 m/s.
- (c) O aquecimento e o aprofundamento da CMO observado estão associados à subsidência das águas frias de ressurgência.

6. Referências

- Caetano Neto, E. S., Innocentini, V., Rocha, R. P., 1993. Sistema de Previsão de tempo de ondas oceânicas para o Atlântico Sul. Revista Marinha, Ministério da Marinha.
- Dourado, M. S., 1994. Estudo da Camada Limite Planetária Atmosférica Marítima. Dissertação de mestrado. INPE, São José dos Campos, SP.
- Gonzales-Rodrigues, E., Valentin, J. L., André, D. L., Jacob, S. A., 1992. Upwelling and Downwelling at Cabo Frio (Brazil): Comparison of Biomass and Primary Production Responses. Journal of Plankton Research, 14(2), 289-306.
- Karaca, M., Muller, D., 1991. Mixed-Layer Dynamics and Buoyancy Transports.
- Mellor, G. L. and Yamada, T., 1982. Development of a Turbulence Closure Model for Geophysical Fluids Problems. Reviews of Geophysics and Space Physics, 20, 851-875.
- Zilitinkevich, S. S., Chalikov, D. V. and Resnyansky, Y. D., 1979. Modelling the Oceanic Upper Layer. Oceanologica Acta, 2(2), 219-240.

7 - Agradecimentos

Agradecemos ao Instituto de Estudos do Mar Almirante Paulo Moreira da Marinha Brasileira, pela suporte oferecido na execução desta pesquisa.

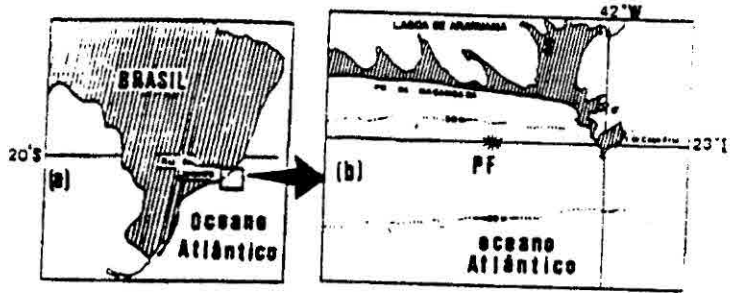


Figura (1): (a) Mapa do Brasil localizando a região de Cabo Frio, RJ. (b) Mapa da região litorânea de Cabo Frio, RJ, onde foram efetuadas medidas, indicado pela sigla PF (porto de Fundeio).

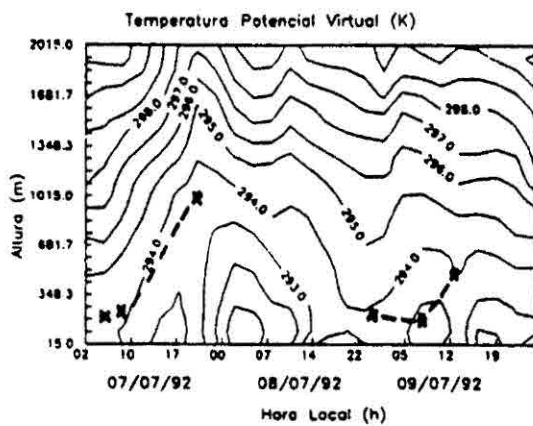


Figura (2): Mapa da Temperatura Potencial Virtual em função da altura (Y) e hora local (X). Tracejado indica topo da CLP.

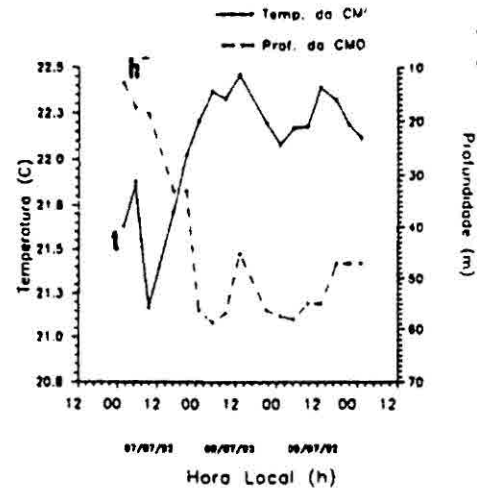


Figura (3): Evolução da Temperatura e da profundidade da CMO durante os dias 7, 8 e 9 de Julho de 1992.

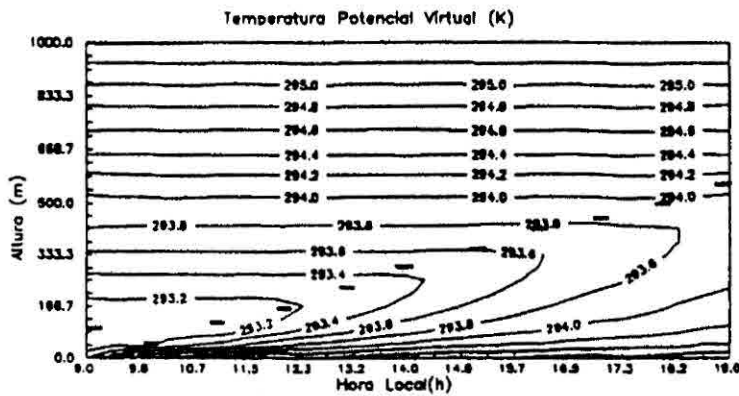


Figura (4): Mapa da Temperatura Potencial Virtual em função da altura (Y) e hora local (X). Simulação Numérica. Topo da CLP é indicado por um traço horizontal.

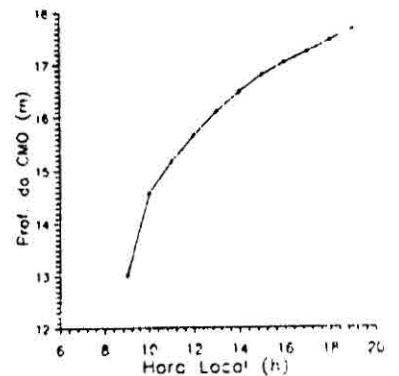


Figura (5): Evolução da profundidade CMO em função da hora local. Simulação numérica.