Estudo Dinâmico do Efeito Beta sobre o Escoamento de Baixos Níveis ao Longo da Costa Oeste da América do Sul, Submetida a Contraste de Temperatura 'a Superfície

Magda Luzimar de Abreu
CPTEC - INPE

Peter Richard Bannon
Pennsylvania State University

Abstract

This paper introduces a linear model of a boundary layer in a β-plane thermally driven. The objective is to simulate the coastal deserts along the western coast of South America. The results indicate that the β-effect is crucial for the presence of the subsidence along the coastline.

1. Introdução

O deserto costeiro mais árido do mundo se encontra na costa oeste da América do Sul, extendendo meridionalmente de aproximadamente 8 -30S. A precipitação média é em torno de 0,2 mm/ano. A climatologia indica uma persistente cobertura de stratucumulus, além de uma inversão térmica de intensidade de 10 - 15 K em torno de 850 mb (Prohaska, 1973). Esta inversão, relacionada com a subsidência que mantem os desertos, é mais intensa próxima 'a costa e desintensifica em direção ao oceano e ao equador. Um contraste horizontal de temperatura do ar 'a superfície de 5 - 10 K é observado entre o oceano e a costa. Ventos de sul persistem com intensidade média de 4 m/s 'a superfície e revertem sentido em torno de 850 mb. Por outro lado, observa-se uma fraca componente zonal em direção ao continente (1 m/s), que reverte o sentido acima de 300 m como mostra a fig. 1 (Enfield, 1981). Esta climatologia é perturbada em presença de eventos de El Niño quando chuvas são observadas na região. Este trabalho objetiva apresentar um modelo simples, linear, de camada limite planetaria num plano beta induzida por contraste térmico 'a superfície, capaz de reproduzir algumas das caracteristicas da climatologia desta região que também são comuns a outros desertos costeiros como o da California.

2. O Modelo

O modelo, independente do tempo, assume uma atmosfera hidrostática Boussinesq num plano beta onde o escoamento é induzido por contraste térmico 'a superfície, tendo o ar frio sobre o oceano e ar quente sobre o continente. O fluído consiste da soma de um estado básico em repouso mais uma pequena perturbação (para garantir uma dinâmica linear) devido ao gradiente zonal. O estado básico e uniformemente estratificado ($N > 0$, constante - frequência de Brunt-Vaisalla) e o fluído tem difusividades térmica (κ) e mecânica (η) constantes, além de experimentar efeitos de fricção na vertical e um pequeno resfriamento Newtoniano (γ). As equações linearizadas para o problema estacionário são:

$$-fv = -\frac{\partial \phi}{\partial x} + \eta' \frac{\partial^2 u}{\partial z^2}, \qquad (1)$$

$$fu = -\frac{\partial \phi}{\partial y} + \eta \frac{\partial^2 v}{\partial z^2}, \qquad (2)$$

$$\frac{\partial \phi}{\partial z} = \frac{g}{\theta_0} \equiv b . \qquad (3)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 , \qquad (4)$$

$$N^2 w = \kappa \frac{\partial^2 b}{\partial z^2} - \gamma b , \qquad (5)$$

onde ϕ é o geopotencial, g é a aceleração da gravidade, θ é a temperatura potencial e b é definido como buoyancy. A aspas no termo de difusão mecânica em (1) é usada como sinalização. Se η' é zero o sistema de equações é semi-geostrófico, o que significa que a componente meridional do vento é geostrófica. De outra forma $\eta' = \eta$ (seção 5).

3. Solução

A manipulação das equações (1) (5) resulta na equação da vorticidade expressa em termos da buoyancy (b):

$$\frac{\eta\eta'}{f^2}\frac{\partial^8 b}{\partial z^8} - \frac{\eta\eta'}{f^2}\frac{\gamma}{\kappa}\frac{\partial^6 b}{\partial z^6} + \frac{\partial^4 b}{\partial z^4} - \left(\frac{\gamma}{\kappa} - \frac{\eta N^2}{f^2 \kappa}\frac{\partial^2}{\partial x^2}\right)\frac{\partial^2 b}{\partial z^2} - \frac{N^2 \beta}{f^2 \kappa}\frac{\partial b}{\partial x} = 0 . \qquad (6)$$

A equação (6) foi deduzida assumindo que a escala meridional do problema é muito maior comparada com a zonal, como sugerida pelas observações (Abreu, 1991). Observe que a dependência em y está implícita e aparece apenas no termo de Coriolis. Isto simplica a matemática a um problema bi-dimensional (x,z) de equações parciais diferenciais. A solução de (6) é obtida usando Transformada de Fourier (TF) em x e assumindo $f = f_0$ constatnte. É assumida dependência senoidal em x e decaimento (λ) na vertical. A aplicação da TF reduz (6) a um polinômio em λ, de oitava ordem com coeficientes complexos.

As condições de contorno assumem que todas as variáveis são finitas em $z = \infty$ (boundedness) e neste problema elas snao feitas zero. 'A superfície ($z = 0$) a velocidade vertical é zero e assume-se as condições de Taylor para u e v ou então $u = 0$. Além disso a temperatura potencial é prescrita em $z = 0$ (Abreu, 1991).

Os resultados foram obtidos para um plano tangente a 45S com $\eta = \kappa = 5\ m^2/s$, $N = 1.1 \times 10^{-2}\ s^{-1}$, $\gamma^{-1} = 96$ dias (este valor assegura que o resfriamento Newtoniano não afeta a dinâmica). Além disso $\theta(x, z = 0) = T_0 \sin kx$, onde $T_0 = 5$ K e o domínio horizontal é 1.000 km. A linha da costa está em $kx = \pi$, o oceano 'a esquerda e o continente 'a direita.

4. Solução para um plano f

A figura 2 mostra a solução para o caso $\beta = 0$, e $u = 0$ 'a superfície. A solução (que não satisfaz todas as condições de contorno) indica que uma circulação direta, confinada na camada de Ekman, é obtida

com movimento ascendente sobre o continente e subsidência sobre o oceano frio. A componente zonal do vento está confinada abaixo de 0,7 km e a meridional tem velocidade máxima positiva acima de 12 m/s na costa e embora decresça com a altura, não apresenta mudança de sentido. Esta solução portanto não é apropriada uma vez que, as observações indicam a presença de subsidência também no continente.

5. Solução para o plano β semi-geostrófico

Neste caso $\eta' = 0$ e a componente meridional do vento é geostrófica. Apenas duas condições de contorno precisam ser satisfeitas que são, $w = 0$ e a temperatura potencial especificadas, ambas em $z = 0$. Isto ocorre porque o polinômio em λ, associado 'a equação (6) é reduzido a um de quarta ordem. Vê-se (fig. 3) que todos os campos estão inclinados para oeste, indicando os efeitos introduzidos pela presença de $\beta \neq 0$. Aqui o vento meridional de sul que atinge 15 m/s 'a superfície, apresenta uma mudança de sentido com a altura. Ao contrário da solução anterior, observa-se subsidência que se extende desde o oceano até o continente. Vê-se também que o campo de temperatura apresenta uma inversão térmica ao longo da costa. Esta solução no entanto não apresenta uma camada de Ekman definida e a componente zonal e no sentido do oceano ($u < 0$). Esta solução portanto, não é completa embora, observa-se subsidência também sobre o continente.

6. Solução geral para o plano beta com aplicação para o deserto costeiro da América do Sul

Neste caso a temperatura potencial 'a superfície é definida de modo a reproduzir o contraste observado na região em estudo. Além disso desprezou-se nesta solução o efeito de resfriamento Newtoniano, uma vez que observou-se que seus efeitos são despreziveis. Para melhor descrever a climatologia destes desertos costeiros, assume-se que o contraste térmico é de aproximadamente 3 K / 400 m, $\eta = 1\ m^2/s$, $\kappa = 8\ m^2/s$. O plano beta é considerado tangente a 12S que é a latitude de Lima, Peru. Ambas as componentes do vento satisfazem as condições de Taylor.

O resultado, mostrado na figura 4 para os 500 km em torno da linha da costa ($x = 0$), indica concordância com as observações. A solução apresenta uma combinação das duas anteriores com uma camada de Ekman bem definida e todos os campos inclinados para oeste devido ao plano beta. A componente zonal do vento (com máxima de 1.5 m/s) é positiva 'a superfície e decai com a altura, mudando de sentido acima de 0,5 km. A componente meridional de sul com máximo 'a superfície acima de 2.5 m/s, também reverte sentido para os polos acima de 1.5 km . Observa-se também que a inversão térmica se extende até o oceano e novamente movimento subsidente é notado também sobre o continente, próximo 'a costa.

A figura 5 mostra o perfil vertical de u, v, w e T para um ponto de grade que simula a localização de Lima, Peru. Observa-se que o vento zonal fraco no sentido do continente está confinado abaixo dos 500 m e reverte sentido acima desta altura. A componente meridional de sul é mais produnda e se extende até aproximadamente 1 km com um jato de 4 m/s, próximo a 400 m. Acima de 1 km o escoamento reverte o sentido para os polos. Observa-se também a inversão e o movimento subsidente. As componentes do vento estão em excelente concordância com as observações de Enfield (fig.1).

7. Conclusão

Foi desenvolvido um modelo linear de camada limite planetária num plano beta capaz de descrever escoamentos costeiros induzidos por contraste térmico 'a superfície. Os resultados para a solução semi-geostrófica indicam que o efeito beta é crucial na distribuição da subsidência ao longo da costa. Isto ocorre porque a componente meridional geostrófica do vento de sul num plano beta é divergente. Isto pode ser observado através da análise do balanço originado entre os 3º e 4º termos da equação da

vorticidade. Esta divergência é observada tanto no continente quanto no oceano devido 'a inclinação para oeste dos campos de u, v, w e θ imposta pelo efeito da não uniformidae da rotação do planeta ($\beta \neq 0$). A solução geral que incorporou também os efeitos de uma camada de Ekman mostrou resultados mais completos capazes, inclusive, de representar o escoamentou zonal transversa 'a costa.

8. Referência Bibliográfica

Abreu, M. L., 1991: *On the Dynamics of the Low-Level Subtropical Flow Along the West Coast of South America.* Tese de Doutorado, The Pennsylvania State University, State College, Pennsylvania. 155 pp.

Enfield, D. B., 1981: Thermally Driven Wind Variability in the Planetary Boundary Layer Above Lima, Peru. *J. Geophys. Res.*, **86**, 2005-2016.

Prohaska, F. J., 1973: New Evidence on the Climatic Controls Along the Peruvian Coast. Coastal Deserts_Their Natural and Human Environments, D. H. K. Amiran, and A. W. Wilson, Eds., Arizona: The University of Arizona Press, 91-79.

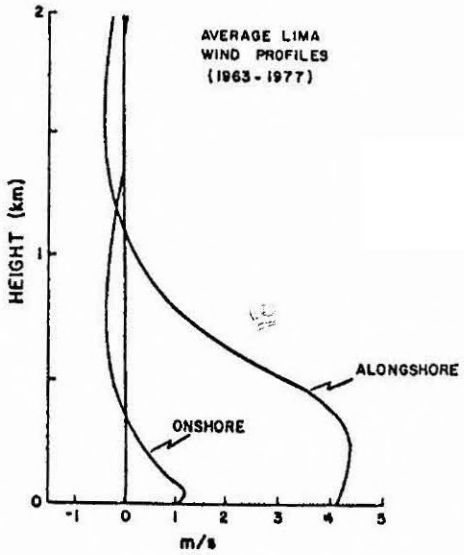

Fig. 1 Perfis verticais das compontes zonal e meridional do vento em Lima, Peru (fonte: Enfield, 1981).

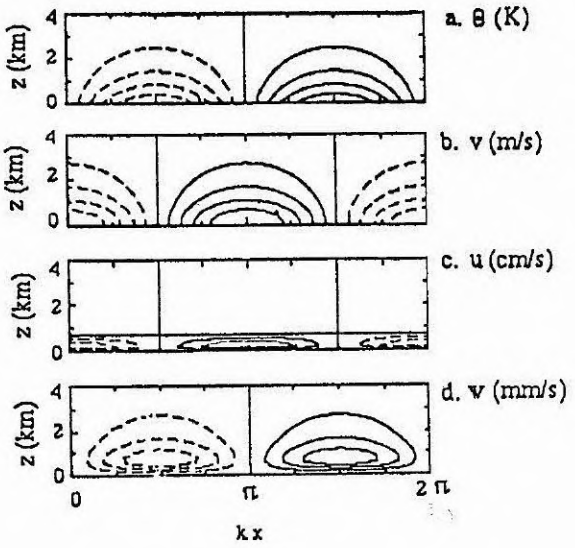

Fig. 2 Campos de θ, v, u e w para a solução do plano - f. As linhas pontilhadas indicam valores negativos. Os intervalos são: θ = 1 0 K, v = 2.5 m/s, u = 25.0 cm/s e w = 0.5 mm/s.

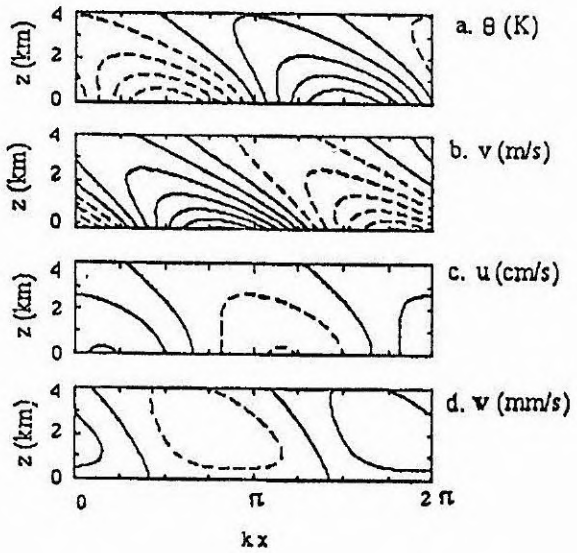

Fig. 3 Campos de θ, v, u e w para a solução do plano - β semi-geostrófico. As linhas pontilhadas indicam valores negativos. Os intervalos são: θ=1.0 K, v=2.5 m/s, u=25.0 cm/s e w=0.5 mm/s.

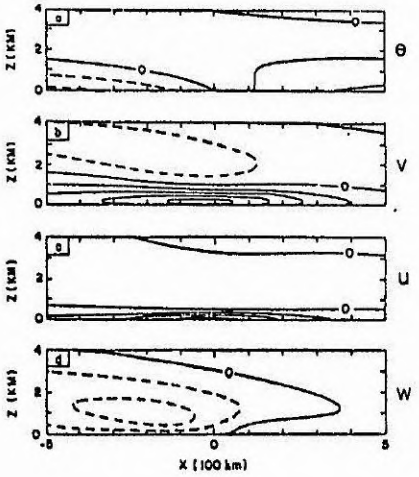

Fig. 4 Campos de θ, v, u e w para a solução geral no plano - β. As linhas pontilhadas indicam valores negativos. Os intervalos são: θ = 1.0 K, v = 1.0 m/s, u = 0.5 m/s e w = 1 0 mm/s.

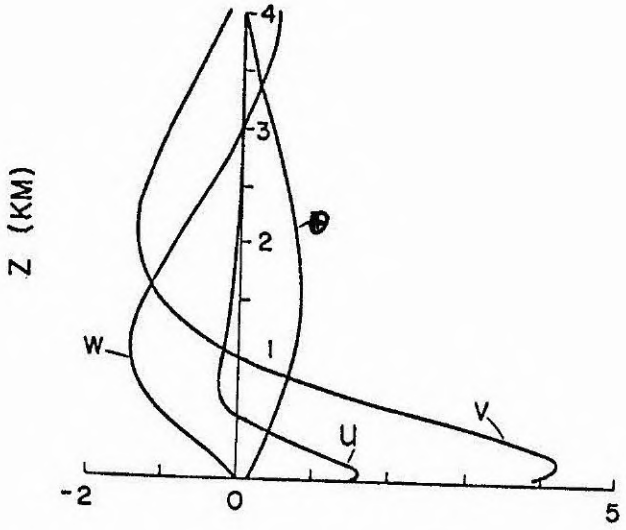

Fig. 5 Perfis verticais de θ, v, u e w para a solução geral no plano - β num ponto de grade correspondente a Lima, Peru.