

15 JUNE 1993

HOSKINS AND AMBRIZZI

1661

JOURNAL OF THE ATMOSPHERIC SCIENCES

VOL. 50, NO. 12

Rossby Wave Propagation on a Realistic Longitudinally Varying Flow

BRIAN J. HOSKINS AND TERCIO AMBRIZZI

Department of Meteorology, University of Reading, Whiteknights, Reading, England

(Manuscript received 26 March 1992, in final form 12 August 1992)

Propagação de Ondas de Rossby em um Fluxo Realístico de Variação
Longitudinal

Resumo

- A resposta de um modelo barotrópico linearizado em torno de uma climatologia do fluxo em 300 mb de dezembro a fevereiro é analisada;

Resumo

- A resposta de um modelo barotrópico linearizado em torno de uma climatologia do fluxo em 300 mb de dezembro a fevereiro é analisada;
- Uma análise simples do fluxo básico é feita em termos do vento zonal, gradiente de vorticidade meridional e número de onda estacionário, a fim de auxiliar os experimentos e a interpretação dos resultados;

Resumo

- A resposta de um modelo barotrópico linearizado em torno de uma climatologia do fluxo em 300 mb de dezembro a fevereiro é analisada;
- Uma análise simples do fluxo básico é feita em termos do vento zonal, gradiente de vorticidade meridional e número de onda estacionário, a fim de auxiliar os experimentos e a interpretação dos resultados;
- Dessa análise se deduz a possível existência de um forte guia de ondas no Jato Asiático e de um guia de ondas mais fraco nos Jatos do Atlântico Norte e do Hemisfério Sul. Sugere-se também a possibilidade de propagação nos oceanos equatoriais do Pacífico Oriental e Atlântico e até mesmo através destas regiões;

Resumo

- A resposta de um modelo barotrópico linearizado em torno de uma climatologia do fluxo em 300 mb de dezembro a fevereiro é analisada;
- Uma análise simples do fluxo básico é feita em termos do vento zonal, gradiente de vorticidade meridional e número de onda estacionário, a fim de auxiliar os experimentos e a interpretação dos resultados;
- Dessa análise se deduz a possível existência de um forte guia de ondas no Jato Asiático e de um guia de ondas mais fraco nos Jatos do Atlântico Norte e do Hemisfério Sul. Sugere-se também a possibilidade de propagação nos oceanos equatoriais do Pacífico Oriental e Atlântico e até mesmo através destas regiões;
- Estas características são confirmadas por integrações do modelo barotrópico para uma variedade de posições e formas de perturbações na vorticidade;

Resumo

- A resposta de um modelo barotrópico linearizado em torno de uma climatologia do fluxo em 300 mb de dezembro a fevereiro é analisada;
- Uma análise simples do fluxo básico é feita em termos do vento zonal, gradiente de vorticidade meridional e número de onda estacionário, a fim de auxiliar os experimentos e a interpretação dos resultados;
- Dessa análise se deduz a possível existência de um forte guia de ondas no Jato Asiático e de um guia de ondas mais fraco nos Jatos do Atlântico Norte e do Hemisfério Sul. Sugere-se também a possibilidade de propagação nos oceanos Equatoriais do Pacífico Oriental e Atlântico e até mesmo através destas regiões;
- Estas características são confirmadas por integrações do modelo barotrópico para uma variedade de posições e formas de perturbações na vorticidade;
- Muitas das características encontradas neste estudo são consistentes com estudos observacionais de teleconexões.

Introdução

- Estudos anteriores mostraram que a equação de vorticidade barotrópica em uma esfera, linearizada sobre um fluxo zonal troposférico superior, pode produzir padrões de ondas troposféricas estacionárias bastante realistas (Grose e Hoskins, 1979; Held, 1983);

Introdução

- Estudos anteriores mostraram que a equação de vorticidade barotrópica em uma esfera, linearizada sobre um fluxo zonal troposférico superior, pode produzir padrões de ondas troposféricas estacionárias bastante realistas (Grose e Hoskins, 1979; Held, 1983);
- Seguindo estudos anteriores (Simmons, 1982; Webster e Holton, 1982; Branstator, 1983), a investigação descrita neste trabalho foi realizada com o objetivo de determinar o impacto de variações longitudinais do estado básico presentes no fluxo de tempo médio de dezembro, janeiro e fevereiro na propagação de Ondas de Rossby.

Introdução

- Estudos anteriores mostraram que a equação de vorticidade barotrópica em uma esfera, linearizada sobre um fluxo zonal troposférico superior, pode produzir padrões de ondas troposféricas estacionárias bastante realistas (Grose e Hoskins, 1979; Held, 1983);
- Seguindo estudos anteriores (Simmons, 1982; Webster e Holton, 1982; Branstator, 1983), a investigação descrita neste trabalho foi realizada com o objetivo de determinar o impacto de variações longitudinais do estado básico presentes no fluxo de tempo médio de dezembro, janeiro e fevereiro na propagação de Ondas de Rossby.
- Uma das principais finalidades deste trabalho é determinar se alguns dos padrões de teleconexões observados podem ser simulados submetendo um modelo barotrópico global, linearizado sobre o estado básico da climatologia de inverno, a uma forçante local.

Teoria Preliminar

The dispersion relation for barotropic Rossby plane-wave perturbations of the form $\exp[i(kx + ly - \omega t)]$ to a westerly flow, \bar{U} , is

$$\omega = \bar{U}k - \frac{\beta_* k}{K^2}, \quad (2.1)$$

where

$$\beta_* = \beta - \frac{\partial^2 \bar{U}}{\partial y^2} \quad (2.2)$$

is the meridional gradient of absolute vorticity and $K = (k^2 + l^2)^{1/2}$ is the total wavenumber. The vector group velocity is

$$\mathbf{c}_g = (u_g, v_g) = \left(\frac{\partial \omega}{\partial k}, \frac{\partial \omega}{\partial l} \right) = (c, 0) + \left(\frac{2\beta_*}{K^2} \right) \cos \alpha \hat{K}, \quad (2.3)$$

where $c = \omega/k$ is the eastward phase speed, \hat{K} is the unit vector normal to the wave crests and troughs with a positive eastward component, and α is the angle this vector makes with the eastward direction.

Stationary Rossby waves ($\omega = 0$, $c = 0$), with

$$K = K_s = \left(\frac{\beta_*}{\bar{U}} \right)^{1/2}, \quad (2.4)$$

are possible if the flow is westerly (\bar{U} positive) and β_* is positive. From (2.3) and (2.4),

$$\mathbf{c}_g = c_g \hat{K}, \quad (2.5)$$

where

$$c_g = 2\bar{U} \cos \alpha. \quad (2.6)$$

The wave activity propagates normal to the crests and troughs with speed $2\bar{U} \cos \alpha$. In particular, stationary Rossby wave activity propagates zonally at twice the flow speed.

As discussed in Hoskins and Karoly (1981, hereafter referred to as HK) and Held (1983), when the basic flow varies slowly in latitude compared with the scale of the waves, the same equations are valid for almost-plane wave solutions. According to this WKB theory, for such a medium that is dependent on y only, as a wave propagates its x wavenumber, k , will be constant, but its y wavenumber, l , will vary such that the local dispersion relation is satisfied. For stationary Rossby waves this implies

$$\begin{aligned} k &= \text{const}, \\ k^2 + l^2 &= K_s^2, \end{aligned} \quad (2.7)$$

and the local group velocity is still $c_g = 2\bar{U} \cos \alpha$ in the direction \hat{K} .

If α is the angle made by \hat{K} with the x axis,

$$\tan \alpha = \frac{l}{k}. \quad (2.8)$$

Rossby ray paths are refracted in a manner similar to that described by Snell's law in optics. Moving with the group velocity, c_g , from (2.7) the rates of changes of k and l are given by

$$\begin{aligned} \frac{d_g k}{dt} &= 0 \\ \frac{d_g l}{dt} &= \frac{K_s}{l} \frac{d_g K_s}{dt} = \frac{K_s}{l} v_g \frac{dK_s}{dy}, \end{aligned}$$

but, from (2.5), $v_g/l = c_g/K_s$, and so

$$\frac{d_g l}{dt} = c_g \frac{dK_s}{dy}. \quad (2.9)$$

From (2.8), the bending of the ray is given by

$$\frac{d_g}{dt} \tan \alpha = \frac{1}{k} c_g \frac{dK_s}{dy}, \quad (2.10a)$$

or

$$\frac{d_g \alpha}{dt} = \frac{k}{K_s^2} c_g \frac{dK_s}{dy}. \quad (2.10b)$$

Therefore, Rossby rays are always refracted toward latitudes with larger K_s . Defining the radius of curvature of the ray path, r , to be positive if it is bending in an anticlockwise manner,

$$\frac{d_g \alpha}{dt} = \frac{c_g}{r},$$

and so the ray path radius of curvature is given by the simple expression

$$r = K_s^2 \left/ \left(k \frac{dK_s}{dy} \right) \right. \quad (2.11a)$$

or

$$r^{-1} = -k \frac{dK_s^{-1}}{dy}. \quad (2.11b)$$

The curvature is clockwise if K_s increases toward the equator and anticlockwise if it increases toward the pole. The curvature is large if K_s^{-1} changes rapidly. Although the notion of Rossby wave refraction has been frequently discussed, (2.10) and (2.11) do not appear to have been published previously. Similar results, but for latitudinal-vertical Rossby wave propagation in a flow varying in both these directions, have been given in Karoly and Hoskins [1982, Eqs. (27) and (28)].

It is useful to consider the schematic situations given in Fig. 2. Figure 2a shows the refraction toward higher values of K_s . Figure 2b shows a ray reflected from a turning latitude, Y_{TL} , at which $K_s = k$ and $l = 0$. Extensions of the theory predict decay beyond this latitude. Figure 2c includes a latitude, Y_B , at which β_* , and hence K_s , is zero. All rays must turn before this latitude. Figure 2d includes a critical latitude, Y_{CL} , at which \bar{U} is zero and K_s becomes infinite. Rays are refracted normally into such a line but with the meridional scale and group velocity tending to zero. The theory is not valid very close to the critical line and study of such regions by Killworth and McIntyre (1985, and references therein) has suggested that they can become reflecting regions when nonlinearity is fully taken account of. Finally, Fig. 2e shows a local maximum in K_s . Waves with zonal wavenumber in the range $K1$ and $K2$ are trapped, and such a K_s maximum provides

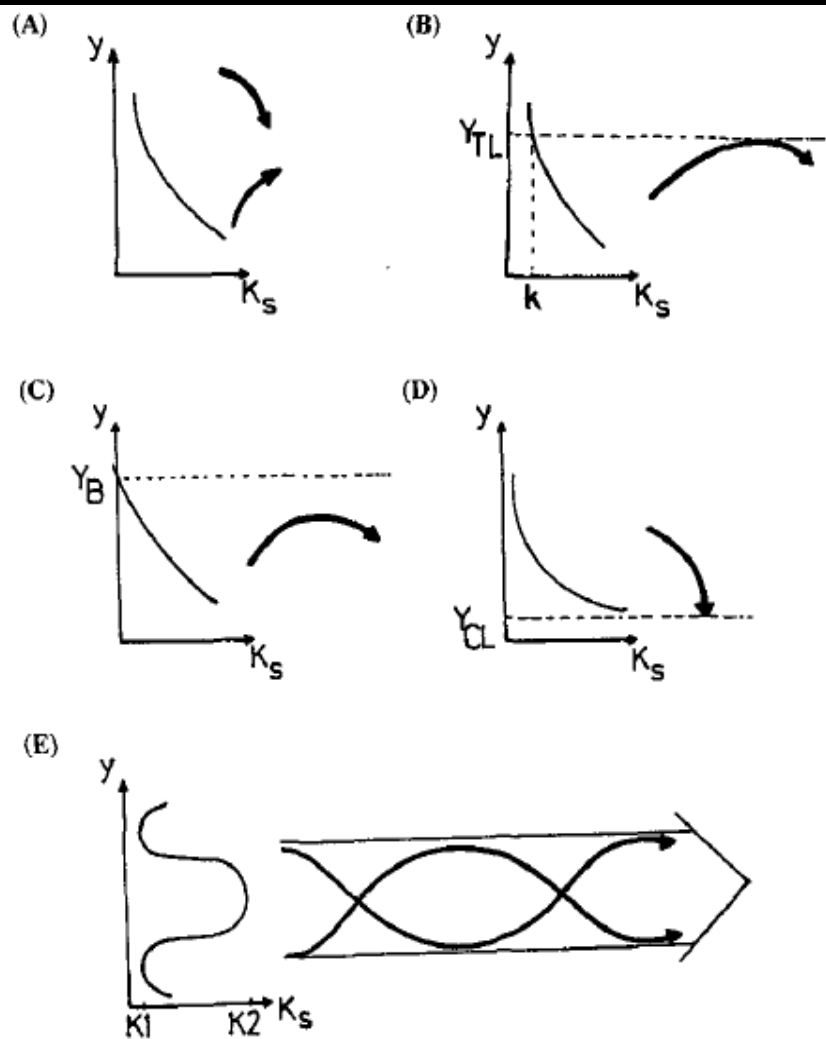


FIG. 2. Schematic stationary Rossby wavenumber (K_s) profiles and ray path refraction. In each panel, K_s is shown as a function of y and schematic ray paths are shown by heavy lines with arrowheads. (a) simple refraction; (b) reflection from a turning latitude Y_{TL} at which $K_s = k$; (c) reflection of all wavenumbers before a latitude Y_B at which $\beta_* = 0$; (d) refraction into a critical latitude Y_{CL} at which $\bar{U} = 0$; (e) waveguide effect of a K_s maximum. For more discussion see text.

Fig. 2. Perfis esquemáticos dos Números de Onda de Rossby estacionários e refração do trajeto do raio.

2(e) Efeito de guia de onda de um K_s máximo

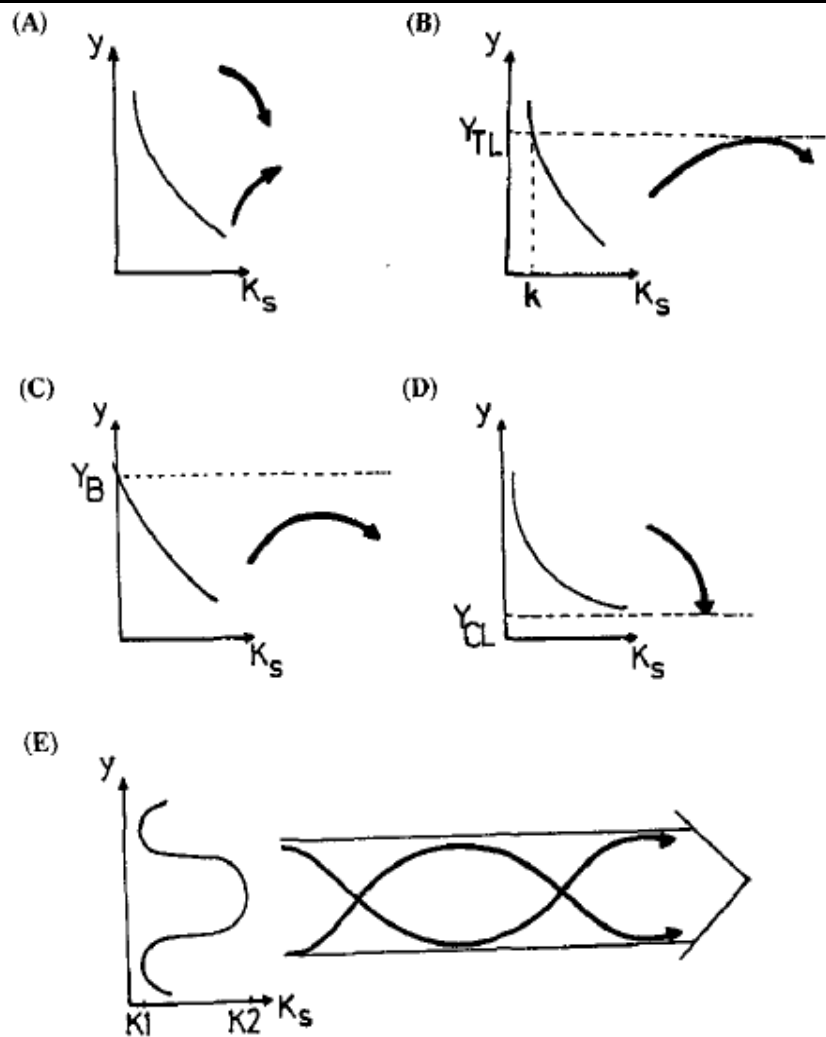


FIG. 2. Schematic stationary Rossby wavenumber (K_s) profiles and ray path refraction. In each panel, K_s is shown as a function of y and schematic ray paths are shown by heavy lines with arrowheads. (a) simple refraction; (b) reflection from a turning latitude Y_{TL} at which $K_s = k$; (c) reflection of all wavenumbers before a latitude Y_B at which $\beta_* = 0$; (d) refraction into a critical latitude Y_{CL} at which $\bar{U} = 0$; (e) waveguide effect of a K_s maximum. For more discussion see text.

2(e) mostra um máximo local de K_s . Ondas com número de onda zonal no intervalo K_1 e K_2 são capturadas, e esse máximo de K_s fornece um guia para as ondas de Rossby. Esta situação é particularmente provável de ocorrer em um Jato de Oeste forte. Devido a curvatura do fluxo, β_* (gradiente meridional de vorticidade absoluta) tende a ter um máximo relativo maior do que U (fluxo de oeste), fazendo com que Jatos fortes de Oeste possam agir como guias de onda de Rossby.

Fig. 2. Perfis esquemáticos dos Números de Onda de Rossby estacionários e refração do trajeto do raio.

2(e) Efeito de guia de onda de um K_s máximo

- De Hoskins e Karoly (1981), parece que os ventos troposféricos superiores são relevantes para a propagação de ondas de Rossby nas regiões Tropicais e Subtropicais, sendo o nível de 300 mb uma boa escolha para representá-los;

- De Hoskins e Karoly (1981), parece que os ventos troposféricos superiores são relevantes para a propagação de ondas de Rossby nas regiões Tropicais e Subtropicais, sendo o nível de 300 mb uma boa escolha para representá-los;
- O fluxo básico usado neste trabalho é um fluxo rotacional de 300mb com duração de seis anos (1979-1985), de dezembro a fevereiro, derivado das análises do ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts);

- De Hoskins e Karoly (1981), parece que os ventos troposféricos superiores são relevantes para a propagação de ondas de Rossby nas regiões Tropicais e Subtropicais, sendo o nível de 300 mb uma boa escolha para representá-los;
- O fluxo básico usado neste trabalho é um fluxo rotacional de 300mb com duração de seis anos (1979-1985), de dezembro a fevereiro, derivado das análises do ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts);
- Vários aspectos desse fluxo são mostrados na Fig. 3, os quais tendem a enfatizar a existência de uma grande variação na escala de comprimento na direção longitudinal, bem como uma menor variação na escala de comprimento na latitude.

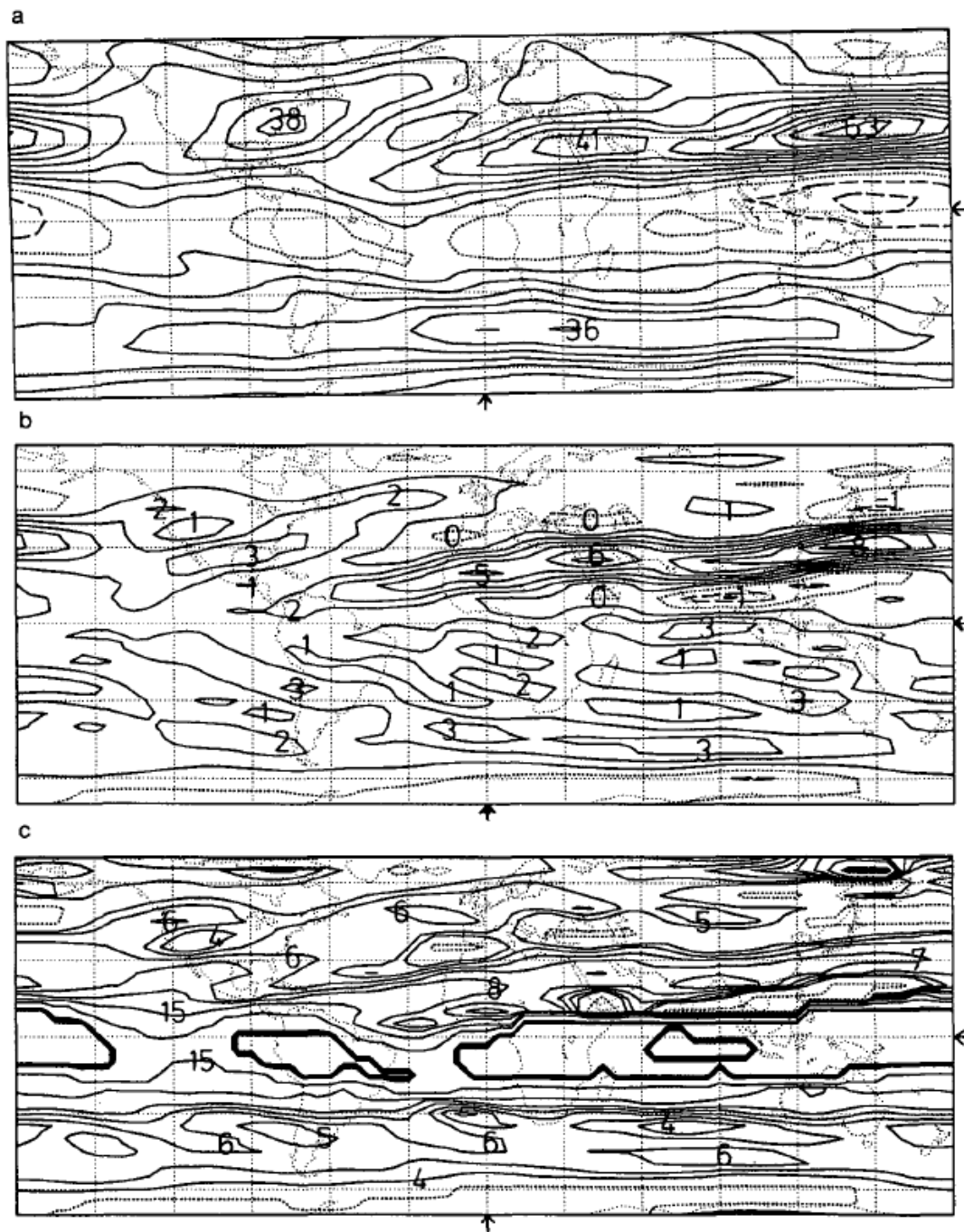


FIG. 3. The climatological DJF 300-mb flow based on ECMWF data for the period 1979–85. (a) Westerly component of the wind, U ; contour interval 6 m s^{-1} . (b) Mercator coordinate meridional gradient of the absolute vorticity, β_M , defined in (2.12); contour interval $1 \cdot 10^{-11} \text{ s}^{-1} \text{ m}^{-1}$. (c) Stationary wavenumber, K_s , defined in (2.13) for β_M and \bar{U} positive; contours at zonal wavenumbers 0, 4, 5, 6, 7, 8, 10, and 15, and also 25–30, producing a thickened contour indicating singular values of K_s . In all panels, negative contours are dashed and zero contours are dotted. Lines of latitude and longitude are drawn every 30° , and arrows indicate 0° latitude and longitude.

A partir da Teoria das ondas de Rossby e da Fig. 3, sugere-se a possibilidade das seguintes propriedades para propagação de ondas de Rossby:

1. Um forte guia de ondas ao longo do Jato Asiático, do norte da África para o oeste do Pacífico Norte, com típico número de onda estacionário 7;

A partir da Teoria das ondas de Rossby e da Fig. 3, sugere-se a possibilidade das seguintes propriedades para propagação de ondas de Rossby:

1. Um forte guia de ondas ao longo do Jato Asiático, do norte da África para o oeste do Pacífico Norte, com típico número de onda estacionário 7;
2. Um guia de ondas ao longo do Jato do Atlântico Norte, do oeste do Atlântico Norte para o norte da Europa, com típico número de onda estacionário 5;

A partir da Teoria das ondas de Rossby e da Fig. 3, sugere-se a possibilidade das seguintes propriedades para propagação de ondas de Rossby:

1. Um forte guia de ondas ao longo do Jato Asiático, do norte da África para o oeste do Pacífico Norte, com típico número de onda estacionário 7;
2. Um guia de ondas ao longo do Jato do Atlântico Norte, do oeste do Atlântico Norte para o norte da Europa, com típico número de onda estacionário 5;
3. Um guia de ondas na região do Jato do Hemisfério Sul, com típico número de onda estacionário 5-6;

A partir da Teoria das ondas de Rossby e da Fig. 3, sugere-se a possibilidade das seguintes propriedades para propagação de ondas de Rossby:

1. Um forte guia de ondas ao longo do Jato Asiático, do norte da África para o oeste do Pacífico Norte, com típico número de onda estacionário 7;
2. Um guia de ondas ao longo do Jato do Atlântico Norte, do oeste do Atlântico Norte para o norte da Europa, com típico número de onda estacionário 5;
3. Um guia de ondas na região do Jato do Hemisfério Sul, com típico número de onda estacionário 5-6;
4. Regiões de propagação de ondas nos oceanos Pacífico Equatorial Leste e Atlântico com alguma possibilidade das propagações cruzarem a região Equatorial.

A partir da Teoria das ondas de Rossby e da Fig. 3, sugere-se a possibilidade das seguintes propriedades para propagação de ondas de Rossby:

1. Um forte guia de ondas ao longo do Jato Asiático, do norte da África para o oeste do Pacífico Norte, com típico número de onda estacionário 7;
2. Um guia de ondas ao longo do Jato do Atlântico Norte, do oeste do Atlântico Norte para o norte da Europa, com típico número de onda estacionário 5;
3. Um guia de ondas na região do Jato do Hemisfério Sul, com típico número de onda estacionário 5-6;
4. Regiões de propagação de ondas nos oceanos Pacífico Equatorial Leste e Atlântico com alguma possibilidade das propagações cruzarem a região Equatorial.

Dessa forma, foram feitas integrações numéricas de um modelo barotrópico projetado para testar a existência de tais características ou outras características de propagação.

Principais Resultados

Todas as imagens se referem a perturbação de Vorticidade Relativa do fluxo inicial de dezembro a fevereiro

Principais Resultados

1. Entrada do Jato Norte Africano - Asiático

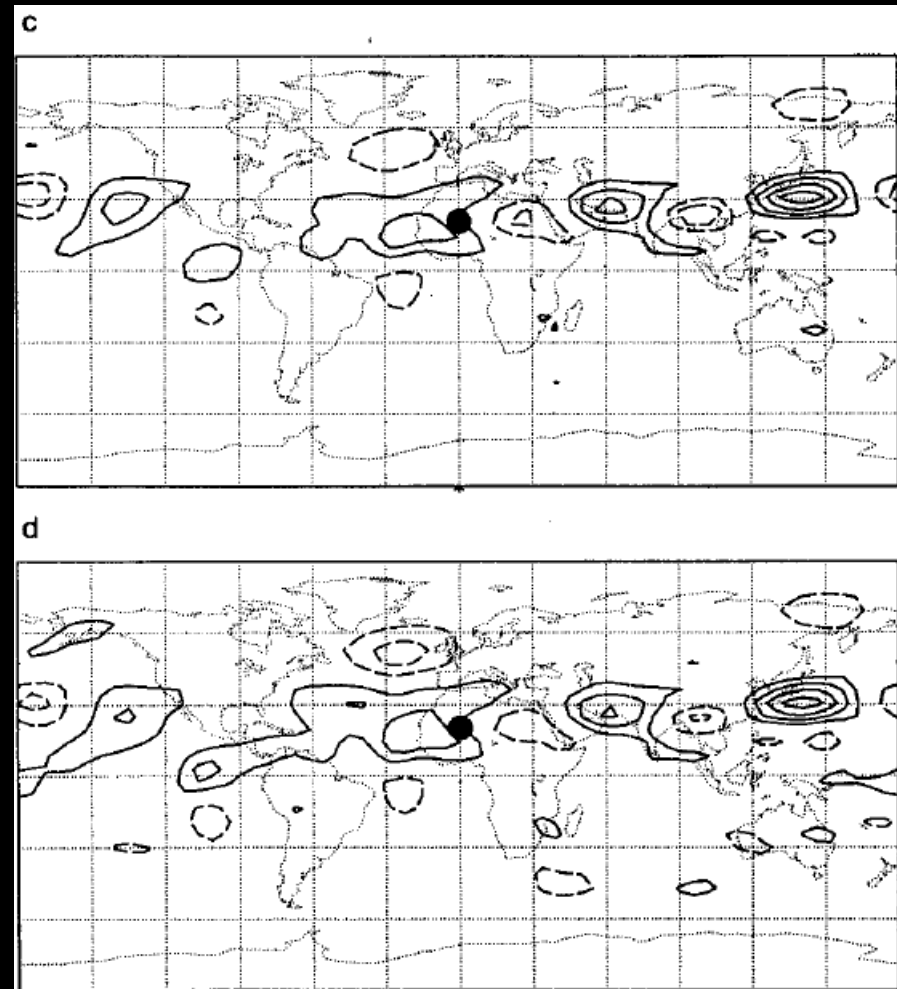
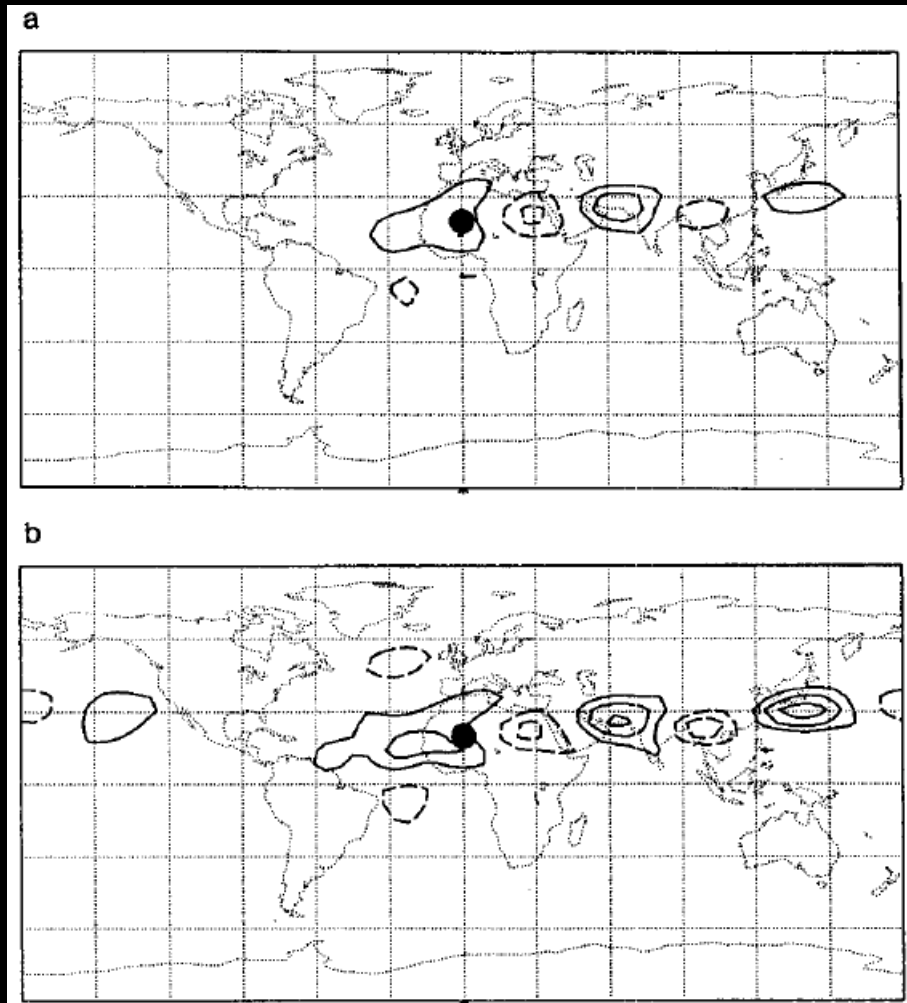


FIG. 5. The model relative vorticity anomaly at (a) day 4, (b) day 7, (c) day 10, and (d) day 15 for a forcing centered at 20°N, 0°. The contour interval is $8 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$, negative values are dashed, and the zero contour is not shown. The black circle indicates the forcing position.

Como mostrado na Fig 5(a), a atividade de ondas de Rossby de fato se propaga ao longo do guia de ondas de fluxo de Jato Asiático. No dia 7, as posições dos máximos e mínimos da vorticidade são muito semelhantes com a propagação continuando no Pacífico Leste. Por volta do dia 10, essa propagação se curvou em direção ao sudeste, para o Pacífico Equatorial Leste.

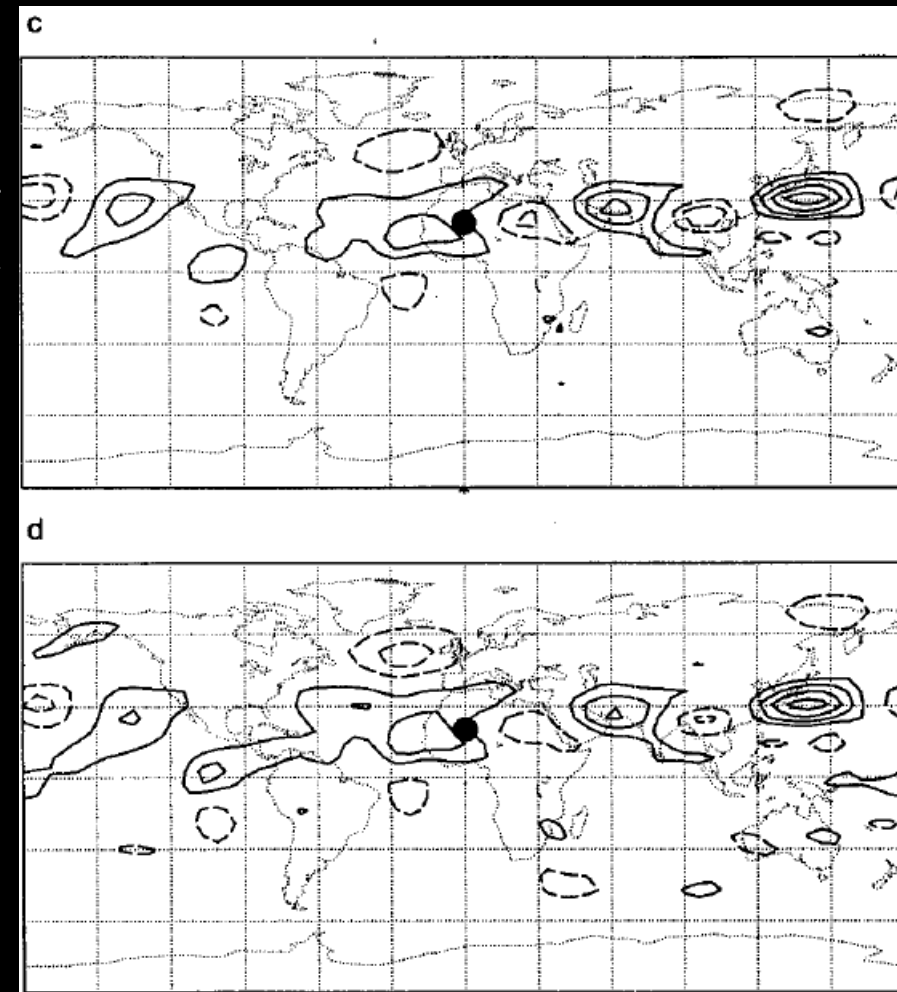
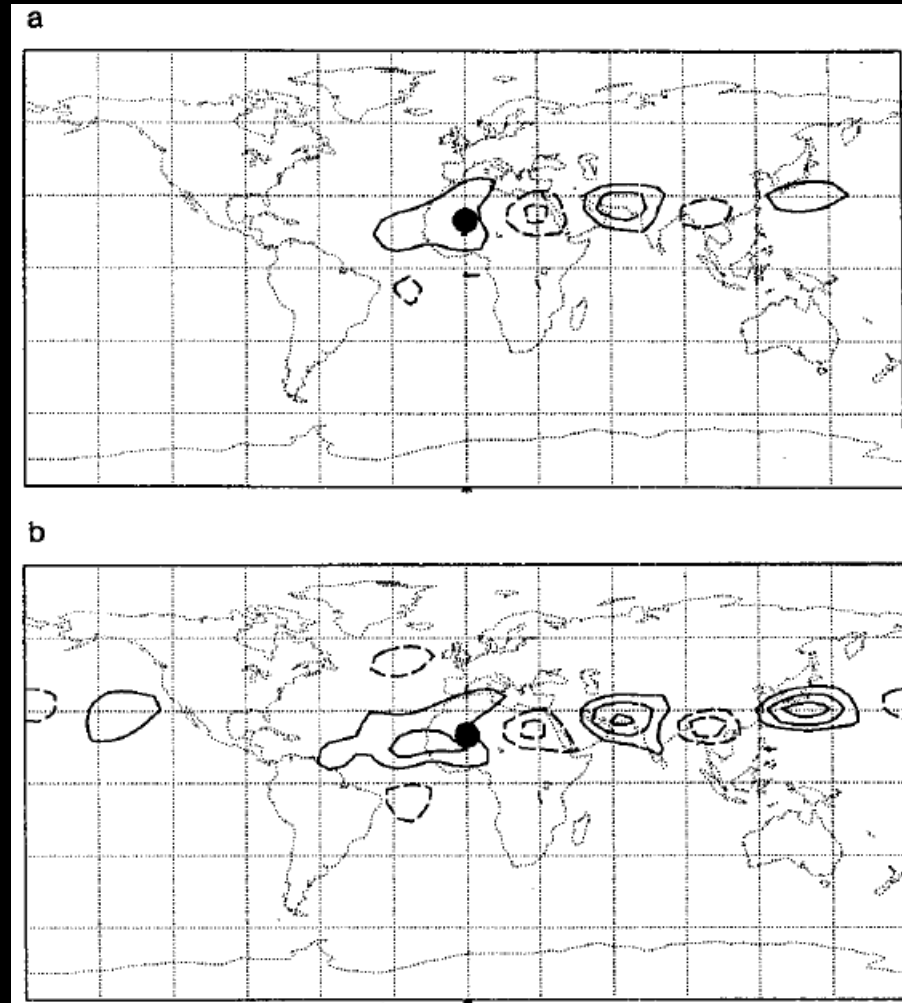


FIG. 5. The model relative vorticity anomaly at (a) day 4, (b) day 7, (c) day 10, and (d) day 15 for a forcing centered at 20°N, 0°. The contour interval is $8 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$, negative values are dashed, and the zero contour is not shown. The black circle indicates the forcing position.

Como mostrado na Fig 5(a), a atividade de ondas de Rossby de fato se propaga ao longo do guia de ondas de fluxo de Jato Asiático. No dia 7, as posições dos máximos e mínimos da vorticidade são muito semelhantes com a propagação continuando no Pacífico Leste. Por volta do dia 10, essa propagação se curvou em direção ao sudeste, para o Pacífico Equatorial Leste.

O dia 15 dá uma sugestão de propagação de ondas do Atlântico Equatorial ao sul do Equador em um arco ao redor do oceano índico do sul para Austrália.

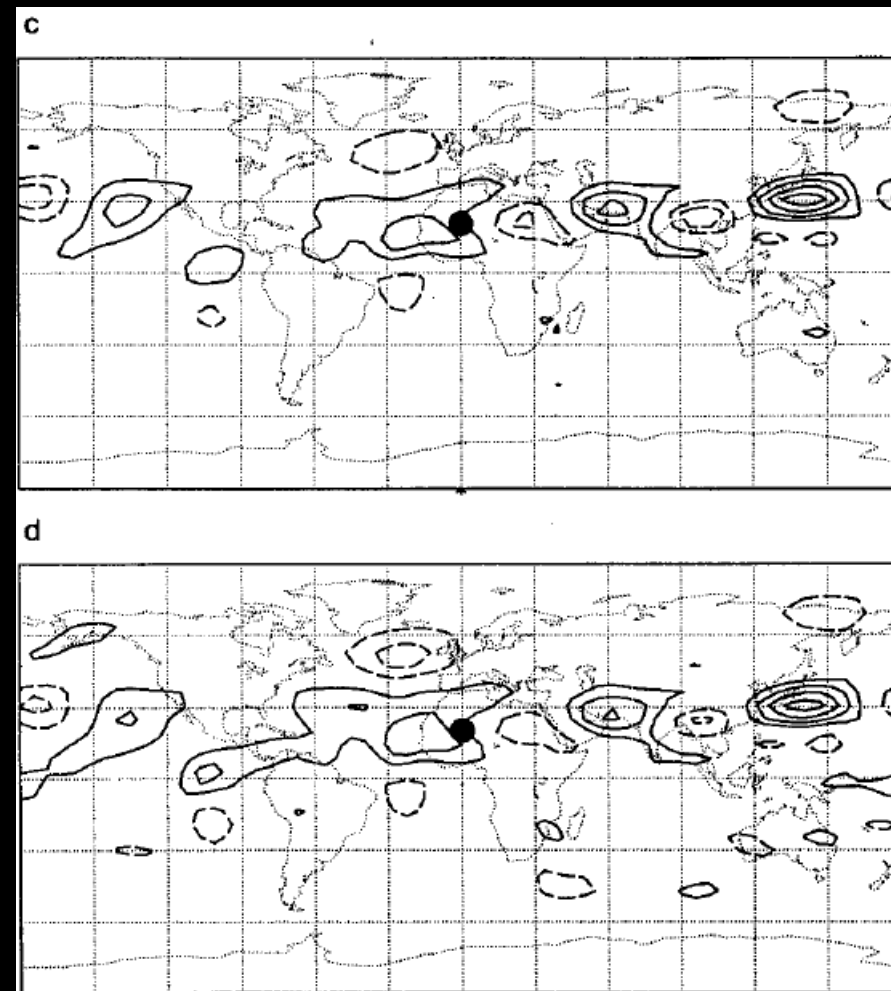
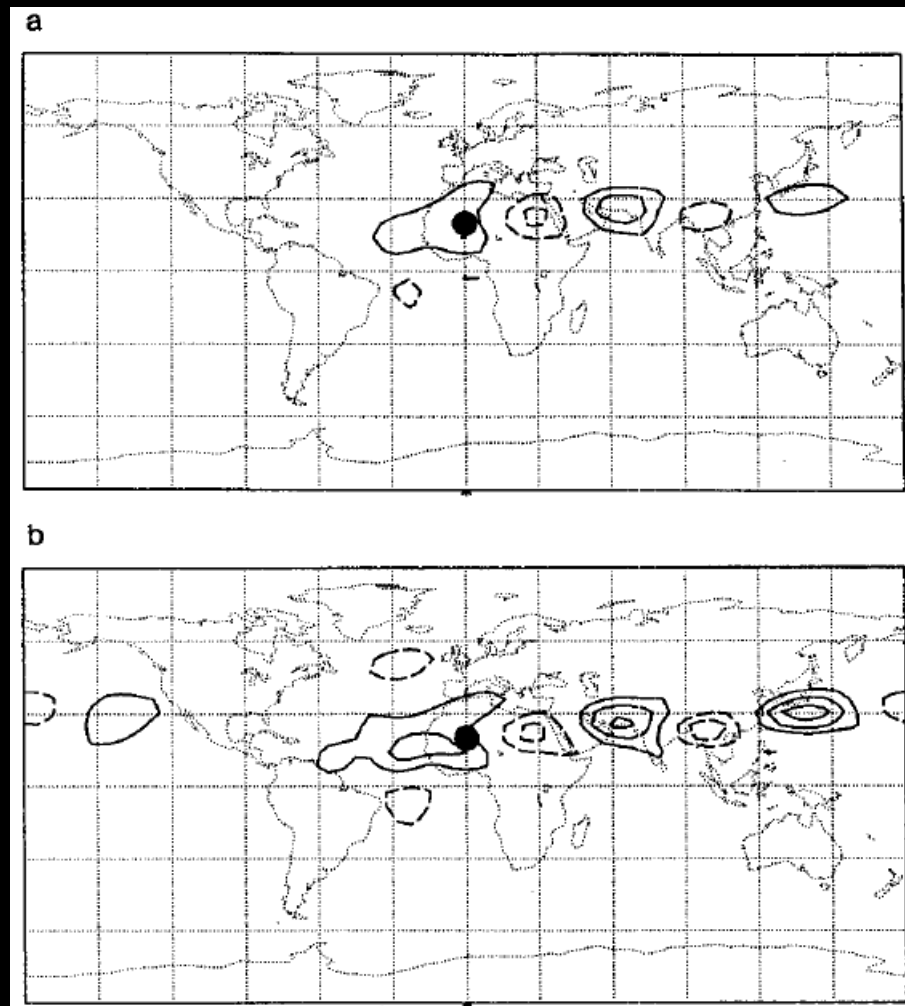


FIG. 5. The model relative vorticity anomaly at (a) day 4, (b) day 7, (c) day 10, and (d) day 15 for a forcing centered at 20°N, 0°. The contour interval is $8 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$, negative values are dashed, and the zero contour is not shown. The black circle indicates the forcing position.

Principais Resultados

2. Oeste do Jato do Atlântico Norte

Colocando uma região de divergência centrada em 90°W , um trem de ondas de propagação norte e nordeste que entra na região de Jatos do Atlântico Norte, que tem sido identificado como um possível guia de ondas. No dia 6, há um padrão arqueado no Hemisfério Norte com centros nos estados do sudeste dos Estados Unidos e no Atlântico central, no jato do Atlântico Norte, e centros a jusante sobre o sul da Europa, o Golfo Arábico, e com fraca magnitude sobre a Etiópia. No dia 12, um segundo padrão de propagação, do norte do Atlântico Central ao norte da Eurásia, também é aparente.

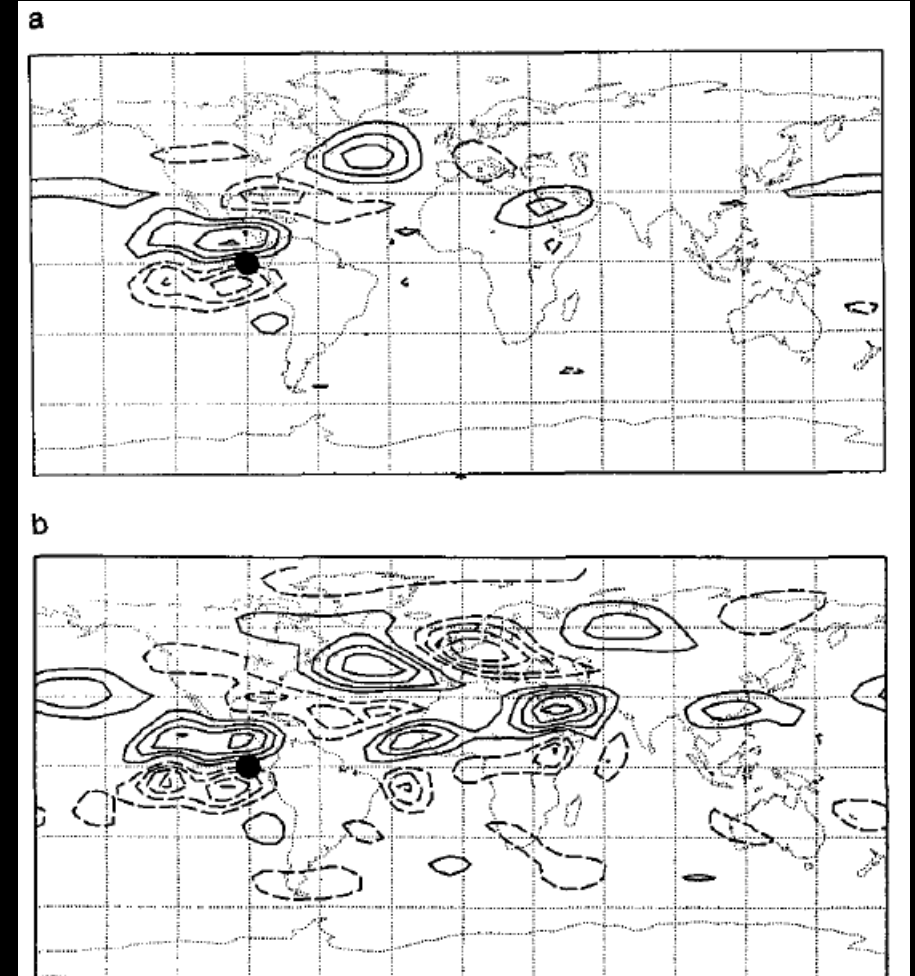


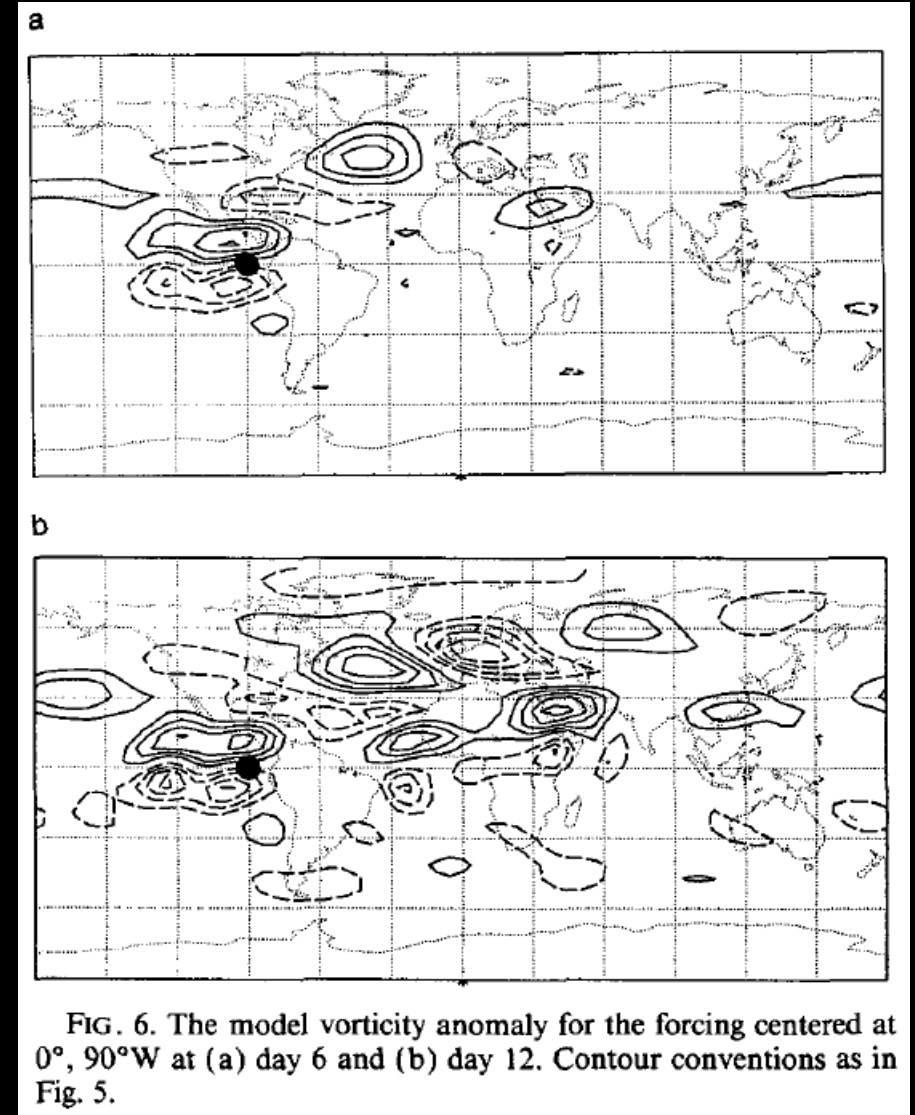
FIG. 6. The model vorticity anomaly for the forcing centered at $0^{\circ}, 90^{\circ}\text{W}$ at (a) day 6 and (b) day 12. Contour conventions as in Fig. 5.

Principais Resultados

2. Oeste do Jato do Atlântico Norte

Colocando uma região de divergência centrada em 90°W , um trem de ondas de propagação norte e nordeste que entra na região de Jatos do Atlântico Norte, que tem sido identificado como um possível guia de ondas. No dia 6, há um padrão arqueado no Hemisfério Norte com centros nos estados do sudeste dos Estados Unidos e no Atlântico central, no jato do Atlântico Norte, e centros a jusante sobre o sul da Europa, o Golfo Arábico, e com fraca magnitude sobre a Etiópia. No dia 12, um segundo padrão de propagação, do norte do Atlântico Central ao norte da Eurásia, também é aparente.

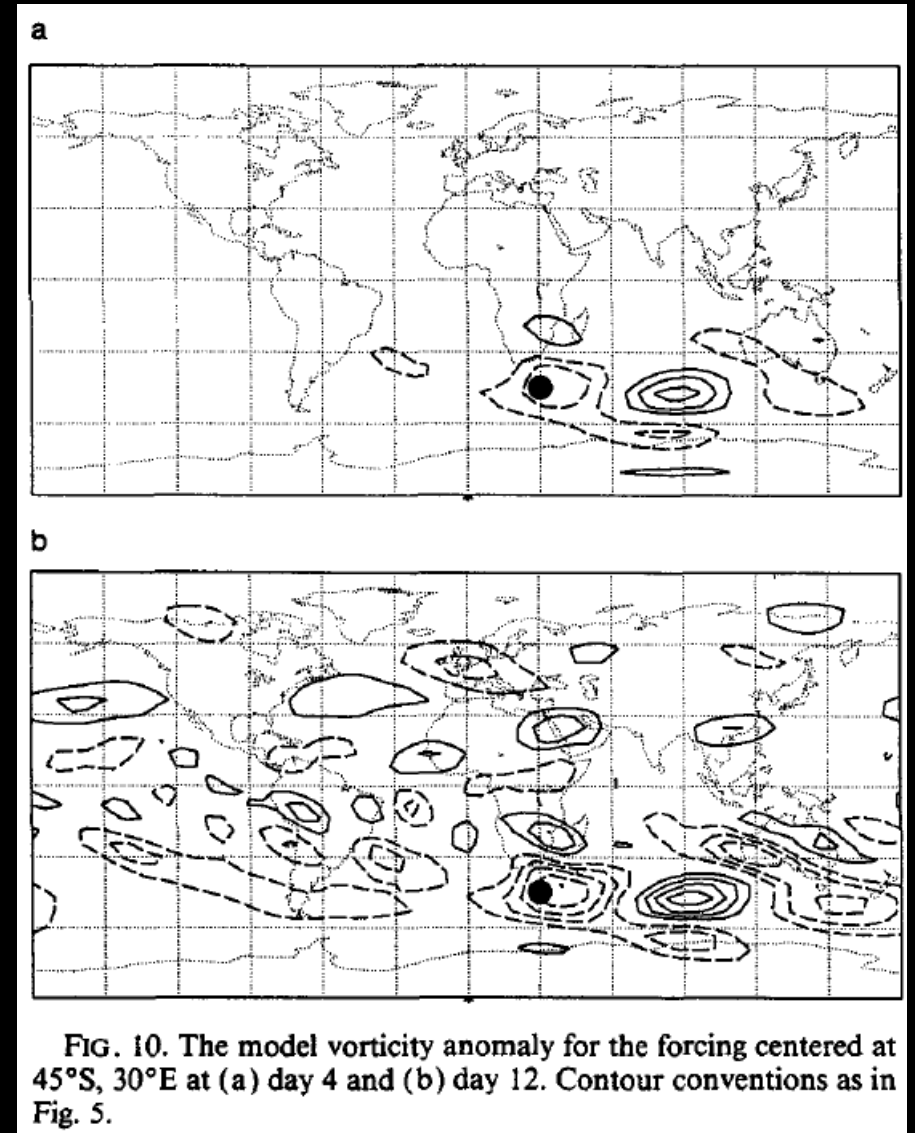
Há uma sugestão de outros padrões de onda na Fig. 6. Alguma atividade de onda parece viajar em arcos muito mais apertados em ambos os hemisférios.



Principais Resultados

3. Jato do Hemisfério Sul

No dia 4, um comprimento de onda foi gerado ao longo do jato. Há sinais de uma divisão da atividade de ondas a oeste da Austrália, onde o guia de ondas enfraquece. No dia 12, o trem de ondas ao sul da Austrália arqueia em direção ao Pacífico Equatorial Leste, com sinais de atividade se propagando também no Atlântico Sul. É claro que, novamente, a atividade se move para o hemisfério norte, produzindo o arco Norte Atlântico - Eurasiático – Norte Pacífico e a resposta da região do Jato Norte Africano - Asiático. O padrão de propagação de onda no Jato do hemisfério Sul concorda com os resultados numéricos de Berbery et al. (1992).



Discussão

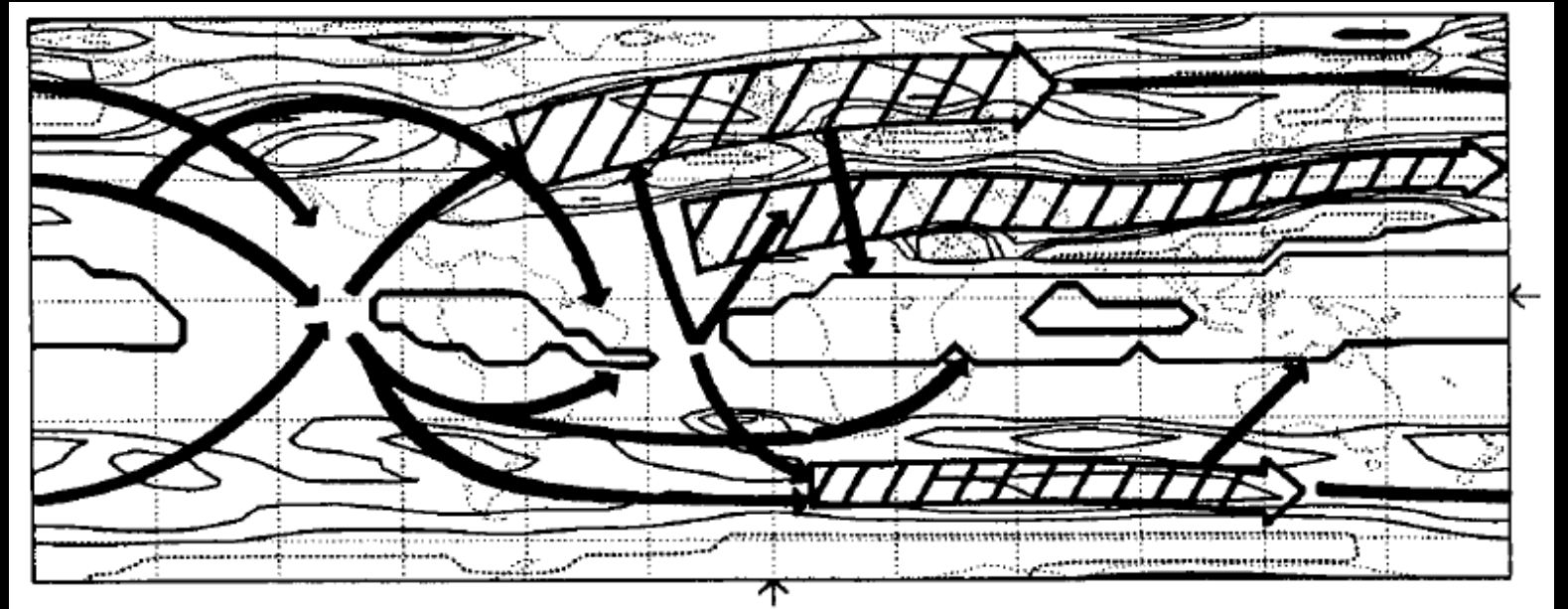


FIG. 13. A schematic summary of the waveguides shown by the cross-hatched shafted arrows, and the preferred propagation patterns, indicated by the single-shafted arrows, deduced from the range of experiments depicted in Fig. 4. The background contours are those for K_s equal to 0, 4, 5, 6, and 25-30 taken from Fig. 3c.

Os contornos do fundo são alguns dos principais fluxos básicos das ondas estacionárias. Os três guias de ondas, o Jato Norte Africano - Asiático, o Jato do Atlântico Norte e a região norte da Europa, e o Jato do hemisfério Sul são mostrados pelas setas hachuradas e a propagação preferencial para e a partir destes guias de onda é indicada por setas simples.

Discussão

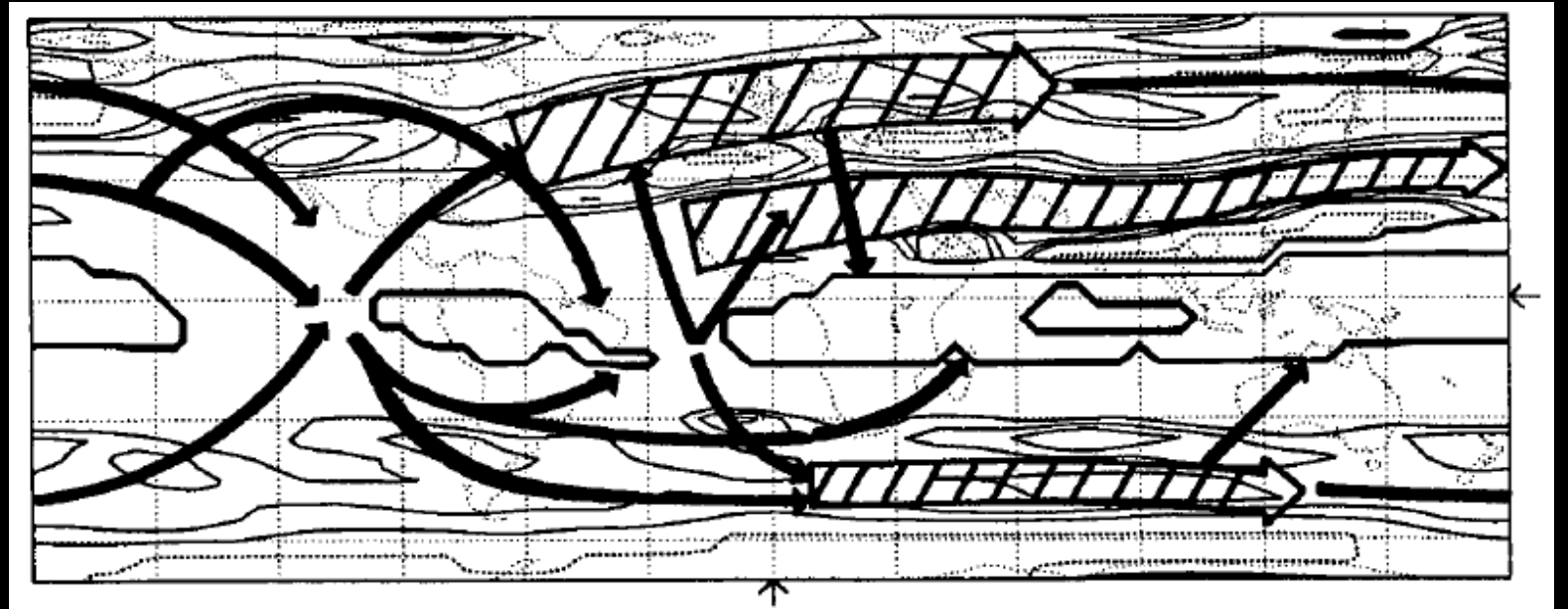


FIG. 13. A schematic summary of the waveguides shown by the cross-hatched shafted arrows, and the preferred propagation patterns, indicated by the single-shafted arrows, deduced from the range of experiments depicted in Fig. 4. The background contours are those for K_s equal to 0, 4, 5, 6, and 25-30 taken from Fig. 3c.

As regiões do oeste do Pacífico Leste Tropical e do Atlântico desempenham um papel importante aqui. Os outros padrões de propagação são da Europa através do golfo da Arábia, através da América do Norte no hemisfério Norte, e no oceano Índico Tropical e Pacífico Ocidental no hemisfério Sul.

Discussão

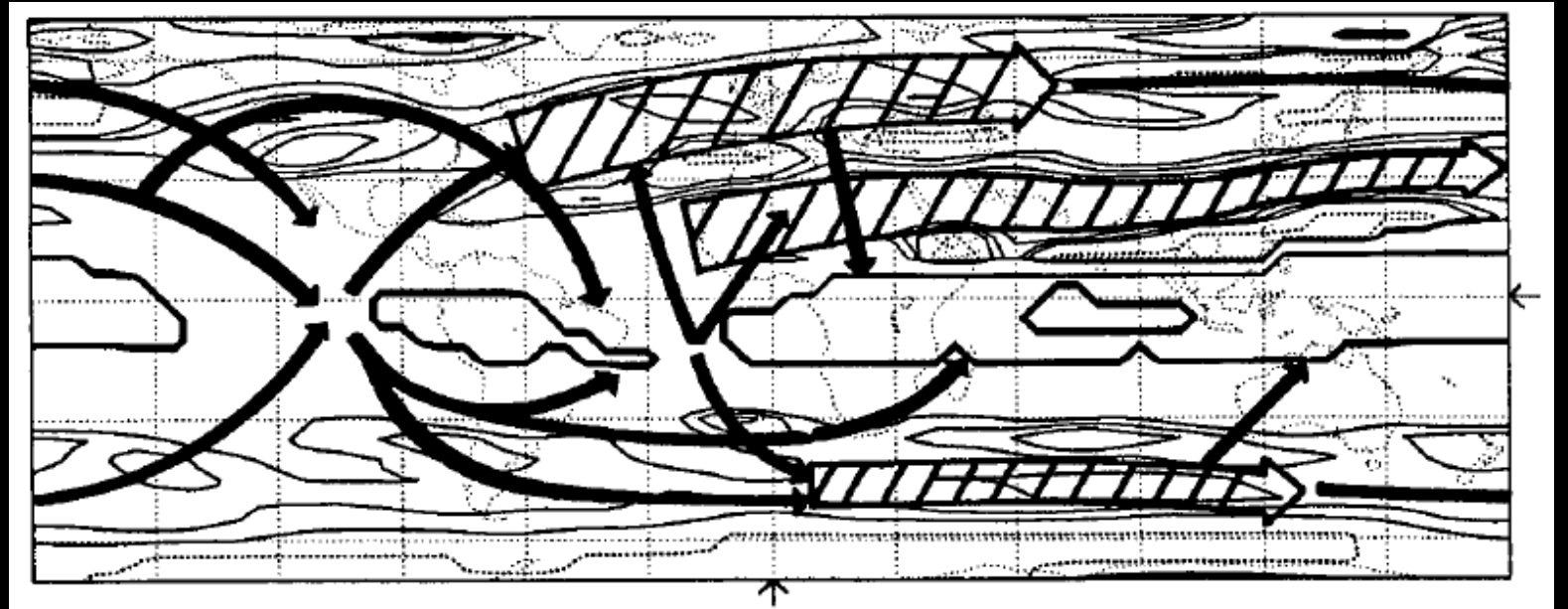


FIG. 13. A schematic summary of the waveguides shown by the cross-hatched shafted arrows, and the preferred propagation patterns, indicated by the single-shafted arrows, deduced from the range of experiments depicted in Fig. 4. The background contours are those for K_s equal to 0, 4, 5, 6, and 25-30 taken from Fig. 3c.

Outros experimentos foram repetidos com modelos barotrópicos lineares aplicados ao fluxo de 150mb, e com modelos barotrópicos não lineares e barotrópicos lineares equivalentes aplicados ao fluxo de 300mb. As diferenças encontradas são geralmente quantitativas e não qualitativas, e o resumo da Fig. 13 parece ser bastante representativo. Os resultados dos modelos baroclínicos, a serem relatados em outros artigos, também geralmente suportam este quadro.

REFERENCES

- Andrews, D. G., 1984: On the stability of forced non zonal flow. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **110**, 657–662.
- Berbery, E. H., J. Nogués-Paegle, and J. D. Horel, 1992: Wavelike Southern Hemisphere extratropical teleconnections. *J. Atmos. Sci.*, **49**, 155–177.
- Blackmon, M. L., Y.-H. Lee, and J. M. Wallace, 1984: Horizontal structure of 500 mb height fluctuations with long, intermediate and short time scales. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 961–979.
- Branstator, G. W., 1983: Horizontal energy propagation in a barotropic atmosphere with meridional and zonal structure. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1689–1708.
- Gao, X. H., and J. L. Stanford, 1988: Possible feedback path for low-frequency atmospheric oscillations. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 1425–1432.
- Grose, W. L., and B. J. Hoskins, 1979: On the influence of orography on large scale atmospheric flow. *J. Atmos. Sci.*, **36**, 223–234.
- Held, I. M., 1983: Stationary and quasi-stationary eddies in the extratropical troposphere: Theory. *Large-Scale Dynamical Processes in the Atmosphere*, B. J. Hoskins and R. P. Pearce, Eds., Academic Press, 127–168.
- , R. L. Panetta, and R. T. Pierrehumbert, 1985: Stationary external Rossby waves in vertical shear. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 865–883.
- Hoskins, B. J., and D. J. Karoly, 1981: The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 1179–1196.
- , and F.-F. Jin, 1991: The initial value problem for tropical perturbations to a baroclinic atmosphere. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **117**, 299–317.
- , A. J. Simmons, and D. G. Andrews, 1977: Energy dispersion in a barotropic atmosphere. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **103**, 553–567.
- Hsu, H.-H., and S.-H. Lin, 1992: Global teleconnections in the 250-mb streamfunction field during the Northern Hemisphere winter. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 1169–1190.
- , and B. J. Hoskins, and F.-F. Jin, 1990: The 1985/86 intraseasonal oscillation and the role of the extratropics. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 823–839.
- Karoly, D. J., 1983: Rossby wave propagation in a barotropic atmosphere. *Dyn. Atmos. Oceans*, **7**, 111–125.
- , and B. J. Hoskins, 1982: Three dimensional propagation of planetary waves. *J. Meteor. Soc. Japan*, **60**, 109–123.
- Kiladis, G. N., and K. M. Weickmann, 1992: Circulation anomalies associated with tropical convection during northern winter. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 1900–1923.
- Killworth, P. D., and M. E. McIntyre, 1985: Do Rossby wave critical layers absorb, reflect, or over-reflect? *J. Fluid Mech.*, **161**, 449–492.
- Sardeshmukh, P. D., and B. J. Hoskins, 1987: On the derivation of the divergent flow from the rotational flow: The Chi-problem. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **113**, 339–360.
- , and —, 1988: The generation of global rotational flow by steady idealized tropical divergence. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 1228–1251.
- Simmons, A. J., 1982: The forcing of stationary wave motion by tropical diabatic heating. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **108**, 503–534.
- , J. M. Wallace, and G. W. Branstator, 1983: Barotropic wave propagation and instability, and atmospheric teleconnection patterns. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1363–1392.
- Wallace, J. M., and D. S. Gutzler, 1981: Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 785–812.
- Webster, P. J., and J. R. Holton, 1982: Cross-equatorial response to middle latitude forcing in zonally varying basic state. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 722–733.