

黄平, 黄荣辉. 2009. El Niño 事件发生对南北半球大气环流异常的对称及非对称性影响及其机理分析 [J]. 大气科学, 33 (1): 1–15. Huang Ping, Huang Ronghui. 2009. Southern-Northern Hemispheres symmetric and asymmetric effect of El Niño events on general circulation and analysis on its mechanism [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 33 (1): 1–15.

# El Niño 事件发生对南北半球大气环流异常的 对称及非对称性影响及其机理分析

黄平<sup>1, 2</sup> 黄荣辉<sup>1</sup>

1 中国科学院大气物理研究所季风系统研究中心, 北京 100190

2 中国科学院研究生院, 北京 100049

**摘 要** 利用合成分析方法, 分析了 1971~2003 年间 7 个 El Niño 事件发生时南、北半球大气环流异常的对称与反对称特性。分析结果表明, El Niño 事件发生期间, 在热带地区 15°S~15°N 大气环流异常以对称性为主, 但也有一定的反对称分量: 高度场异常和纬向风异常的对称性较强, 而经向风异常的反对称较强; 同时在 El Niño 事件演变的各阶段, 高度场异常和纬向风异常的变化较明显, 而经向风的变化较小, 高度场和风场异常在低层 (700 hPa) 和高层 (200 hPa) 呈明显的反位相分布。并且, 为探讨 El Niño 事件对南、北半球大气环流异常的非对称性影响的机理, 本研究进一步利用 ERA-40 逐日资料, 应用 Hough 函数分析了 El Niño 事件发生期间这些赤道波动的演变特征。结果表明, El Niño 事件发生期间, 热带地区大气环流异常对称性较强的主要原因是对称性 Rossby 波异常较强, 而 Rossby 重力混合波异常对经向风场的反对称分量有重要作用; 并且, 研究结果还表明, 在 El Niño 事件发生期间, 热带东太平洋的海温正异常能够激发由对称性 Rossby 波和 Kelvin 波组成的 Gill 型环流异常。此外, 分析表明 Hough 函数在分析热带大气波动的对称性及反对称性上具有明显的优越性。

**关键词** El Niño 南北半球非对称性 赤道波动 Hough 函数

**文章编号** 1006-9895 (2009) 01-0001-15

**中图分类号** P461

**文献标识码** A

## Southern-Northern Hemispheres Symmetric and Asymmetric Effect of El Niño Events on General Circulation and Analysis on Its Mechanism

HUANG Ping<sup>1,2</sup> and HUANG Ronghui<sup>1</sup>

1 Center for Monsoon System Research, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100190

2 Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

**Abstract** This article composed seven El Niño events for the period 1971–2003, and analyzed the Southern–Northern Hemispheres symmetry of general circulation anomalies during the El Niño events. The analysis shows that the tropical (15°S–15°N) general circulation have mainly symmetric anomalies, but less antisymmetric anomalies during El Niño events. And antisymmetry of height and zonal wind anomalies is weak; oppositely that of meridional wind anomalies are much stronger. In addition, there are more varieties in height and zonal wind anomalies than in meridional wind anomalies. Comparing the anomalies at 200 hPa and 700 hPa, it can be seen that the anom-

**收稿日期** 2007-06-08, 2007-10-08 收修定稿

**资助项目** 国家自然科学基金资助项目 40730952、40575026, 国家海洋科技专项 908-02-01-02, 国家“十一五”重大支撑项目“重大海洋灾害预警及应急技术研究”第 3 课题 2006BAC03B03

**作者简介** 黄平, 男, 1982 年出生, 博士研究生, 主要从事 ENSO 循环、热带海气相互作用方面的研究。E-mail: huangping@mail.iap.ac.cn

lies at these two levels are obviously out-of-phase. Furthermore, the Southern-Northern Hemispheres asymmetric effect of El Niño events on general circulation was studied. The Hough function was utilized to expand the observational ERA-40 daily data to equatorial waves for analyzing the evolutive characteristics of equatorial waves during El Niño events. The result shows that the reason of strong tropic symmetric anomalies of general circulation is the presence of strong symmetric Rossby waves anomalies. On the other hand, the mixed Rossby-gravity wave presents the antisymmetric anomalies, especially the meridional wind anomalies. In addition, during the El Niño events the positive sea surface temperature anomalies over the tropical eastern Pacific generated the Gill-type circulation, which consists of symmetric Rossby wave and Kelvin wave. Finally, the Hough function has advantages in analyzing the symmetry and asymmetry of the tropical atmospheric waves.

**Key words** El Niño, Southern - Northern Hemispheres asymmetry, equatorial waves, Hough function

## 1 引言

早在 20 世纪 60 年代末, Bjerknes (1969)、McCreary (1983) 和 Schopf et al. (1988) 研究指出, El Niño 事件是热带太平洋大范围海气相互作用而产生的一种年际时间尺度的气候现象, 它对全球气候异常有重大影响。研究表明在热带太平洋发生的 El Niño 事件不仅能够导致全球很多地区的气候异常 (Horel et al., 1981; Rasmusson et al., 1982; Rasmusson et al., 1983), 而且对东亚大气环流也有重要影响 (Huang et al., 1989; 黄荣辉等, 2002), 因此, El Niño 事件发生所导致全球气候和大气环流异常的机理引起了全世界气象和海洋学家的兴趣。

最近研究指出, El Niño 事件不仅对赤道地区大气环流有广泛的经向对称性影响, 对赤道外地区大气环流也有重要的经向非对称性影响, 尤其是与 ENSO 相联系的大气环流异常从副热带到中高纬度呈波状的经向非对称分布 (Mo et al., 1985; Karoly, 1989; Trenberth et al., 1998; Garreaud et al., 1999; Seager et al., 2003; L'Heureux et al., 2006)。Horel et al. (1981) 发现当热带东太平洋发生 El Niño 事件时, 北半球大气环流会发生太平洋/北美 (PNA) 型大气环流异常分布; Karoly (1989) 证明了在南半球夏季南半球赤道外地区存在着与 ENSO 相联系的偶极子环流异常; Seager et al. (2003) 指出全球 300 hPa 纬向风 EOF 分析的第一特征量与 ENSO 有很好的关系, 并指出 ENSO 和赤道外纬向流之间的关系是由瞬变涡旋的折射指数变化引起。最近, L'Heureux et al. (2006) 系统研究了 ENSO 与赤道外纬向平均环流的关系, 指出 ENSO 对纬圈平均环流影响不仅具有南北半球对称

性特征, 还具有非对称性特征, 并给出了简单的机理。

上述研究都表明 ENSO 事件对南北半球大气环流不仅有对称性影响, 而且有非对称性影响, 这种对称性与非对称性的成因迄今研究甚少, 因此需要深入探讨。早在 20 世纪 60 年代, Matsuno (1966) 提出赤道波动不仅有 Rossby 波、惯性重力波, 而且有 Kelvin 波和 Rossby 重力混合波, 并把赤道波动分为关于赤道对称和反对称两部分, 并特别指出赤道地区特有的两种波动 Kelvin 波和 Rossby 重力混合波分别是关于赤道对称和反对称的。这个理论为研究 ENSO 事件对南北半球大气环流的对称性影响与非对称影响奠定了理论基础。与 Matsuno (1966) 的求解方法不同, Longuet-Higgins et al. (2006) 在球坐标下求解球面上的浅水波方程 (即 Laplace 潮汐方程) 且得到其本征解, 即 Hough 函数。这些本征解在赤道地区自然也满足 Matsuno (1966) 求出的各种波动的风场和高度场的动力关系。Hough 函数根据线性波动理论把大气扰动用 Rossby 波、Kelvin 波、惯性重力波以及 Rossby 重力混合波等波动来表达。鉴于应用 Hough 函数研究大气扰动的演变有很多优点, Kasahara (1976, 1977, 1978)、曾庆存 (1979)、Kasahara et al. (1981) 和 Swarztrauber et al. (1985) 进一步发展了该理论, 并提出用 Hough 函数分解大气扰动为各种波动的方法。董双林等 (1981) 和吴津生等 (1982) 也研究过类似的问题。

上述研究表明, 用赤道波动理论分析 El Niño 事件对大气环流影响的南北对称性问题是一个很好的途径。为此, 本文利用 Hough 函数把 El Niño 事件发生时南北半球大气扰动分解为各种波动, 并讨论 El Niño 事件发生时期赤道波系中对称性与非对

称性的变化情况,以便探讨 El Niño 事件对南北半球大气环流异常对称性和非对称性影响的机理。

本文使用了 1971~2003 年分辨率为  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  的 ERA-40 再分析资料中的 700 hPa 和 200 hPa 风场和高度场逐日资料 (Uppala et al., 2005), 同时在判断 El Niño 事件演变时使用了逐月的 JMA SST Index 资料 (Japan Meteorological Agency, 1991), 此指数是用 JMA (日本气象厅) 海温距平资料先经过热带太平洋 ( $4^\circ\text{S} \sim 4^\circ\text{N}$ ,  $150^\circ\text{W} \sim 90^\circ\text{W}$ ) 区域空间平均, 再经过 5 个月滑动平均得到, 并按照 WMO 的规定, 把 SST Index 大于  $0.5^\circ\text{C}$  视为发生 El Niño 事件。

## 2 Hough 函数及其在大气风场和高度场扰动展开中的应用

### 2.1 Hough 函数

为更好地说明 Hough 函数在分析大气扰动中的优点, 本节首先简单介绍 Hough 函数的性质。在静力平衡下的均匀不可压、无粘性球面上的浅水波方程, 即 Laplace 潮汐方程, 可写成如下形式 (Longuet-Higgins, 1968):

$$\frac{\partial u}{\partial t} - 2\Omega \sin\varphi v = -\frac{g}{a \cos\varphi} \frac{\partial h}{\partial \lambda}, \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + 2\Omega \sin\varphi u = -\frac{g}{a} \frac{\partial h}{\partial \varphi}, \quad (2)$$

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{h_0}{a \cos\varphi} \left[ \frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{\partial}{\partial \varphi} (v \cos\varphi) \right] = 0, \quad (3)$$

其中,  $u$ 、 $v$  分别表示纬向和经向风分量,  $\lambda$ 、 $\varphi$  分别表示经度和纬度,  $h$  是相对于相当大气高度  $h_0$  的自由面高度,  $\Omega$ 、 $a$ 、 $g$  分别表示地球自转角速度、半径、重力加速度。

引进如下的无量纲化变量:

$$\bar{u} = \frac{u}{\sqrt{gh_0}},$$

$$\bar{v} = \frac{v}{\sqrt{gh_0}},$$

$$\bar{h} = \frac{h}{h_0},$$

$$\bar{t} = 2\Omega t,$$

代入 (1) ~ (3) 式, 可得到无量纲化的浅水波方程。把方程写成矢量形式, 则有

$$\frac{\partial \mathbf{W}}{\partial \bar{t}} + \mathbf{L} \mathbf{W} = 0, \quad (4)$$

其中,  $\mathbf{W}$  表示矢量变量, 即为

$$\mathbf{W} = \begin{bmatrix} u \\ v \\ h \end{bmatrix}, \quad (5)$$

$\mathbf{L}$  表示矩阵算子, 即

$$\mathbf{L} = \begin{bmatrix} 0 & -\sin\varphi & \frac{\gamma}{\cos\varphi} \frac{\partial}{\partial \lambda} \\ \sin\varphi & 0 & \gamma \frac{\partial}{\partial \varphi} \\ \frac{\gamma}{\cos\varphi} \frac{\partial}{\partial \lambda} & \frac{\gamma}{\cos\varphi} \frac{\partial}{\partial \varphi} [\cos\varphi (\cdot)] & 0 \end{bmatrix}, \quad (6)$$

式中,

$$\gamma = \frac{\sqrt{gh_0}}{2a\Omega} \equiv \epsilon^{-1/2}, \quad (7)$$

它是求解过程中的一个参数。由于 (4) 式是关于  $t$  的线性系统, 因此可以将矢量  $\mathbf{W}$  表示为:

$$\mathbf{W}(\lambda, \varphi, t) = \mathbf{H}(\lambda, \varphi) \exp(-i\sigma t), \quad (8)$$

上式  $\sigma$  为频率,  $\mathbf{H}(\lambda, \varphi)$  称为 Hough 函数, 它满足正交性:

$$\frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \int_{-\pi/2}^{\pi/2} \mathbf{H}_j \cdot (\mathbf{H}_k)^* \cos\varphi d\varphi d\lambda = \delta_{jk}. \quad (9)$$

$H$  与经度  $\lambda$  线性相关, 表示为

$$\mathbf{H}(\lambda, \varphi) = \mathbf{\Theta}(\varphi) e^{is\lambda}, \quad (10)$$

$s$  是纬向波数,  $\mathbf{\Theta}(\varphi)$  称为 Hough 矢量函数, 即

$$\mathbf{\Theta}(\varphi) = \begin{bmatrix} U(\varphi) \\ -iV(\varphi) \\ H(\varphi) \end{bmatrix}. \quad (11)$$

将 (8) 和 (10) 式代入 (4) 式, Laplace 方程变成用  $\mathbf{\Theta}(\varphi)$ 、 $s$ 、 $\sigma$  表示的一个经向结构方程。Longuet-Higgins (1968)、Kasahara (1976, 1977, 1978)、董双林等 (1981) 和吴津生等 (1982) 将  $\mathbf{\Theta}(\varphi)$  用连带 Legendre 函数表达, 系统地求解了这个方程。求解出的  $\mathbf{\Theta}(\varphi)$  是由经向模指数 ( $l$ ) 和纬向波数 ( $s$ ) 表达, 因此,  $\mathbf{\Theta}(\varphi)$  又可写为  $\mathbf{\Theta}_l^s(\varphi)$ , 其中经向模指数 ( $l$ ) 又分为东传的惯性重力波模 ( $l_{\text{EG}}$ )、西传的惯性重力波模 ( $l_{\text{WG}}$ ) 和 Rossby 波模 ( $l_{\text{R}}$ ) 三类, 而 Kelvin 波和 Rossby 重力混合波分别包含在东传的惯性重力波模  $l_{\text{EG}}$  和 Rossby 波模  $l_{\text{R}}$  中。所以, 用不同的指数将不同性质、不同波数的波动区分开, 同时, 空间上分布的每一个解  $\mathbf{\Theta}_l^s(\varphi)$  都有一个时间上的频率  $\sigma_l^s$  相对应。这样, (8) 式表示为

$$\mathbf{W}_l^s(\lambda, \varphi, t) = \mathbf{H}_l^s(\lambda, \varphi) \exp(-i\sigma_l^s t). \quad (12)$$

## 2.2 用 Hough 函数分解大气扰动为各种波动

由于 Hough 函数具有正交性, 因此, 可以用 Hough 函数作为基函数, 将实际大气扰动用 Hough 函数中各个分量 (不同波动、不同纬向波数、不同经向模指数) 的线性组合表示, 从而把实际大气环流分解为各种波动。

若用 Hough 函数展开某时刻的二维大气扰动场资料  $Q(\lambda, \varphi)$  (包括风场和高度场), 则可得如下形式:

$$Q(\lambda, \varphi) = \sum_{l=0}^L \sum_{s=-M}^M Q_l^s H_l^s(\lambda, \varphi), \quad (13)$$

其中,  $L$  为经向模截断波数,  $M$  为纬向模波数截断波数。因此要展开  $Q(\lambda, \varphi)$ , 只需求系数  $Q_l^s$ 。

系数  $Q_l^s$  只需继续对 (13) 式两边乘 Hough 函数的共轭  $[H_l^s(\lambda, \varphi)]^*$ , 再进行全球积分就可求得, 即

$$\begin{aligned} \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \int_{-\pi/2}^{\pi/2} Q(\lambda, \varphi) \cdot [H_l^s(\lambda, \varphi)]^* \cos\varphi \, d\varphi \, d\lambda = \\ \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \int_{-\pi/2}^{\pi/2} \left[ \sum_{l=0}^L \sum_{s=-M}^M Q_l^s H_l^s(\lambda, \varphi) \right] \cdot \\ [H_l^s(\lambda, \varphi)]^* \cos\varphi \, d\varphi \, d\lambda. \end{aligned} \quad (14)$$

利用 Hough 函数的正交性, 化解 (14) 式右边,

$$Q_l^s = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \int_{-\pi/2}^{\pi/2} Q(\lambda, \varphi) \cdot [H_l^s(\lambda, \varphi)]^* \cos\varphi \, d\varphi \, d\lambda. \quad (15)$$

将 (10) 式代入上式, 有

$$\begin{aligned} Q_l^s = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \int_{-\pi/2}^{\pi/2} Q(\lambda, \varphi) \cdot [\Theta_l^s(\varphi) e^{is\lambda}]^* \cos\varphi \, d\varphi \, d\lambda = \\ \int_{-\pi/2}^{\pi/2} Q_s(\varphi) \cdot [\Theta_l^s(\varphi)]^* \cos\varphi \, d\varphi, \end{aligned} \quad (16)$$

其中,

$$Q_s(\varphi) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} Q(\lambda, \varphi) e^{-is\lambda} \, d\lambda. \quad (17)$$

由于 Hough 矢量函数  $\Theta_l^s(\varphi)$  中  $s$  被定义为正数, 此处令  $\Theta_l^{-s} = [\Theta_l^s]^*$ , 把定义扩展到负数, 从而求出展开系数  $Q_l^s$ 。得到展开系数  $Q_l^s$  后, 可根据指数  $s$ 、 $l$  和波动的对应关系挑选  $Q_l^s$ , 并按照式把展开系数还原成相应的波动  $Q_l^s(\lambda, \varphi)$ 。

Hough 函数在展开大气扰动场上有很多优点: (1) 由于赤道地区的两种特有波动 Kelvin 波和 Rossby 重力混合波在频谱上将高频的惯性重力波和低频的 Rossby 波连在一起, 因此, 不能用简单的时间滤波方法将各种赤道波动分离开, 而利用 Hough 函数展开可以方便地做到这一点; (2) 由于 Hough 函数可以把高度场、纬向和经向风场联合表

述, 因此展开后的高度场和风场符合线性理论下高度场和风场的动力配置关系; (3) Hough 函数还可以求解简单的非线性大气动力学方程组 (Kasahara, 1976)。因此, Hough 函数为研究大气动力学提供了便利, 特别为研究热带大气扰动提供了有物理意义的展开函数。

## 2.3 Hough 函数在展开实际扰动高度场和风场的截断参数选取

在利用 Hough 函数展开大气扰动时, 首先把  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  的 ERA-40 逐日资料插值到高斯格点 (N60)。由于 Hough 函数是水平方程的解, 展开时需要选择对应各种垂直模态的相当高度 (Kasahara, 1976), 正如下一节的分析, 可知 200 hPa 和 700 hPa 物理场的距平反位相分布, 具有斜压性, 因此, 本文中选取第一斜压模态对应的相当高度为 250 m (Kasahara, 1976, 1977, 1978; Kasahara et al., 1981; Swartrauber et al., 1985; 董双林等, 1981)。

根据黄荣辉和陈金中 (2002) 的研究, 在波动指数方面, 本文选取纬向波数  $s$  截断至 16; 选取经向模截断情况为: 惯性重力波模  $l_{EG} = l_{WG} = 0, 1, 2, \dots, 14, 15$ , Rossby 波模  $l_R = 0, 1, \dots, 24, 25$ 。他们的研究结果表明这样的截断选择基本上可以包含实际大气环流中的波动信息。为区分各种性质不同的波动, 本文考虑到波动的对称性与反对称性及赤道地区特有的 Kelvin 波和 Rossby 重力混合波, 将赤道波动分为六类。其对应的经向模态分别为: Kelvin 波取  $l_{EG} = 0$ ; 对称的惯性重力波取  $l_{EG} = 2, 4, \dots, 14$  和  $l_{WG} = 0, 2, 4, \dots, 14$ ; 反对称的惯性重力波取  $l_{EG} = l_{WG} = 1, 3, 5, \dots, 15$ ; Rossby 重力混合波取  $l_R = 0$ ; 对称的 Rossby 波取  $l_R = 2, 4, \dots, 24$ ; 以及反对称的 Rossby 波取  $l_R = 1, 3, 5, \dots, 25$ 。

## 3 El Niño 事件演变过程中热带地区大气环流异常的对称性和反对称性分析

为分析 El Niño 事件演变过程中热带大气环流异常的对称性与反对称性特性, 首先根据 Green et al. (1996) 的方法, 选取 1972~1973、1976~1977、1982~1983、1987~1988、1991~1992、1997~1998 和 2002~2003 共 7 个 El Niño 事件, 并对每个 El Niño 事件取 JMA SST Index 最大值月份及

前后 5 个月 (图中用  $-5 \sim 5$  表示) 共 11 个月进行合成分析。为分析 El Niño 期间波动异常的整体变化情况, 对各种波动距平值分别求月平均。

由于赤道捕获波只局限在  $15^{\circ}\text{S} \sim 15^{\circ}\text{N}$  范围内 (Matsuno, 1966), 因此本研究只考虑此区域的情况。利用式可求出北半球各变量场的对称和反对称分量:

$$\begin{cases} V_{n\_sy} = (V_n + V_s)/2 \\ V_{n\_ay} = (V_n - V_s)/2 \end{cases} \quad (18)$$

其中,  $V_{n\_sy}$ 、 $V_{n\_ay}$  表示北半球的对称性和反对称分量,  $V_s$ 、 $V_n$  表示南、北半球的变量场。

### 3.1 高度场异常

将合成后的对流层上层 (200 hPa) 和对称层下层 (700 hPa) 的高度场异常作如上的对称和反对称分解, 并求  $0^{\circ} \sim 15^{\circ}\text{N}$  的经向平均。在以下几节中也用同样的方法处理纬向风场和经向风场。

图 1 是 7 个 El Niño 发生过程中合成的 200 hPa 和 700 hPa 高度场异常的对称性和反对称性分量的

演变情况, 从中可以看到, 在 El Niño 事件发生期间高度场异常的对称性较好。在 El Niño 事件演变的各个阶段高度场距平有明显的变化: 在 El Niño 事件发展阶段, 700 hPa 高度场在热带太平洋区域有负距平, 而后在印度洋上空有正距平出现; 到 El Niño 事件成熟阶段, 整个热带地区都有较均匀的正距平。然而, 200 hPa 高度场异常在 El Niño 发展阶段同 700 hPa 的情况相反, 但此后仍然是正异常加强。这表明在 El Niño 事件发展阶段热带高度场异常具有斜压性, 而在 El Niño 事件成熟阶段具有正压性。此外还可以看到, 高度场最大正距平出现在 El Niño 事件成熟期, 也就是在海温异常达到最大值后 2 个月左右, 这与前人的研究 (Kumar et al., 2003; Su et al., 2005) 相同。

### 3.2 纬向风异常

图 2 是 7 个 El Niño 事件演变过程中合成的 200 hPa 和 700 hPa 纬向风场异常的对称性和反对称性分量的演变情况。可以看出, 在 El Niño 事件

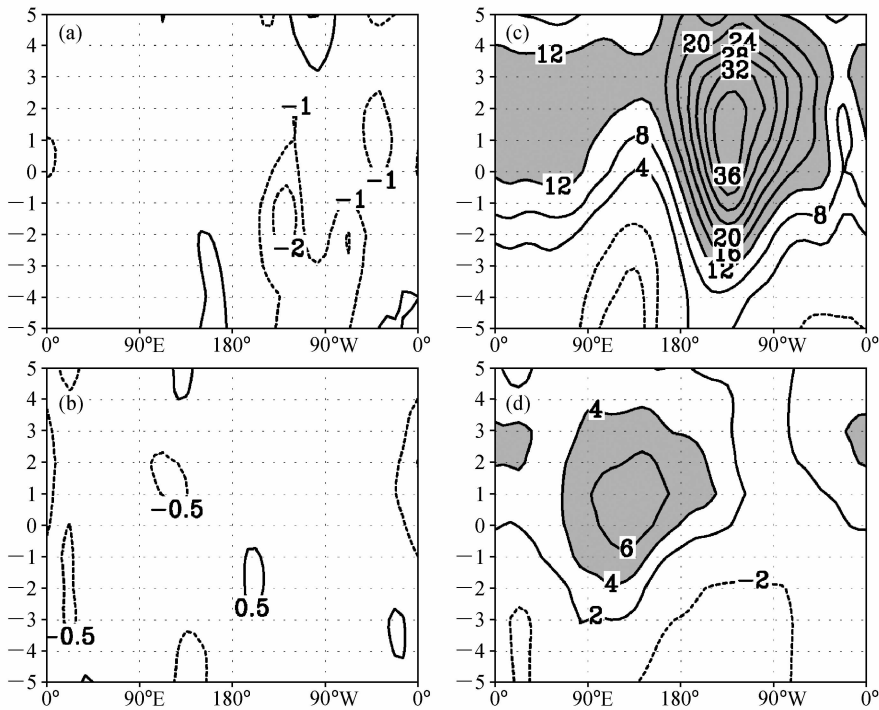


图 1 7 个 El Niño 发生过程中 200 hPa (a、c) 和 700 hPa (b、d) 上合成的高度场异常的反对称性 (a、b) 和对称性 (c、d) 分量经向平均的演变情况 (单位: m)。纵坐标轴: 0 表示各 El Niño 年海温异常最大值的月份, 正、负分别表示此后和此前的月份 (下同); 阴影: 较大的正异常

Fig. 1 The evolutions of composite (a, b) antisymmetric and (c, d) symmetric components of the meridional-average height anomaly (m) fields at (a, c) 200 hPa and (b, d) 700 hPa during the occurring periods of seven El Niño events. The ordinate stands for the months before (negative) and after (positive) the time of the highest SST anomalies denoted by “0” (the same below); areas with greater positive anomalies are shaded (the same below)

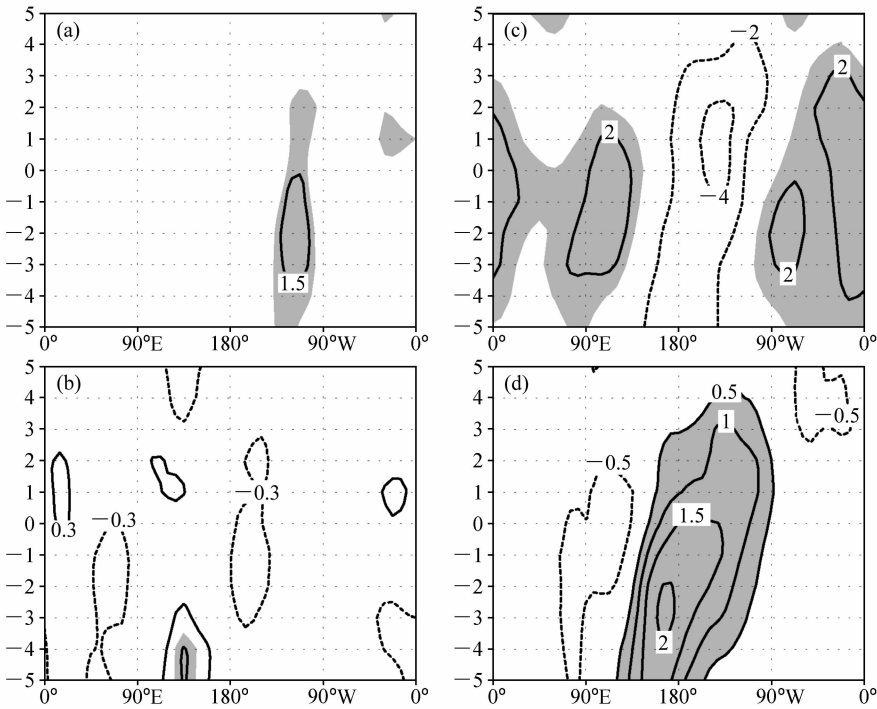


图 2 同图 1, 但为纬向风异常 (单位: m/s)  
Fig. 2 Same as Fig. 1, but for the zonal wind anomaly (m/s) fields

发生时纬向风场异常的反对称分量较弱, 而对称性较好, 这与高度场异常相同; 对流层下层 700 hPa 纬向风异常的对称性分量在赤道太平洋为西风异常, 在赤道其他区域为东风异常, 对流层上层 200 hPa 的纬向风异常与 700 hPa 纬向风异常相反。这表明纬向风异常在整个 El Niño 事件演变过程中都体现出斜压性, 这与高度场异常的特征不同。此外, 图 2 表明随着 El Niño 事件的演变, 纬向风异常东移的现象很明显。

3.3 经向风异常

图 3 是 7 个 El Niño 发生过程中 200 hPa 和 700 hPa 经向风场异常的对称性和反对称性分量的演变情况。将图 3 与图 2、图 1 相比较, 可明显看到在对称性分量方面, 经向风与高度场异常和纬向风异常类似, 在高低层同样是反位相分布, 然而它们也有明显的不同, 在 El Niño 发展的各个阶段经向风异常的东移很缓慢, 没有明显的差别, 并且, 经向风异常有较明显的反对称性分量, 这与高度场异常和纬向风异常中反对称分量很小有明显的不同。因此, 可以认为经向风异常是 El Niño 事件发生时对热带大气环流异常非对称性影响中最重要的一个方面; 并且, 200 hPa 和 700 hPa 经向风异常

的反对称分量在纬向的分布也不同: 在低层 (图 3a、c) 热带东印度洋和热带西太平洋上空比较明显, 而在高层 (图 3b、d) 热带东太平洋上空比较明显。

综上所述可知, 当热带东太平洋 El Niño 事件发生时, 热带大气高度场和风场异常有如下特征: (1) 高度场和纬向风场异常以对称性分量比较显著, 且呈高低层反向结构, 但经向风异常非对称性分量也很明显; (2) 无论高度场异常或纬向和经向风异常的对称性分量都有向东传播的现象, 但非对称性分量向东传播不明显。

4 El Niño 事件演变过程中热带波动对热带地区大气环流异常对称性和反对称性的作用

由上一节可知, 在 El Niño 发生时, 高度场异常和纬向风异常的对称性分量很强, 经向风异常反对称分量也比较强。为了研究这一现象的机理, 本文利用 Hough 函数将合成的 El Niño 发生时热带实际大气环流异常场展开为各种赤道波动, 从而研究 El Niño 发生过程中对称性与非对称性热带波动的演变及其对热带大气环流异常对称性和反对称性的作用。

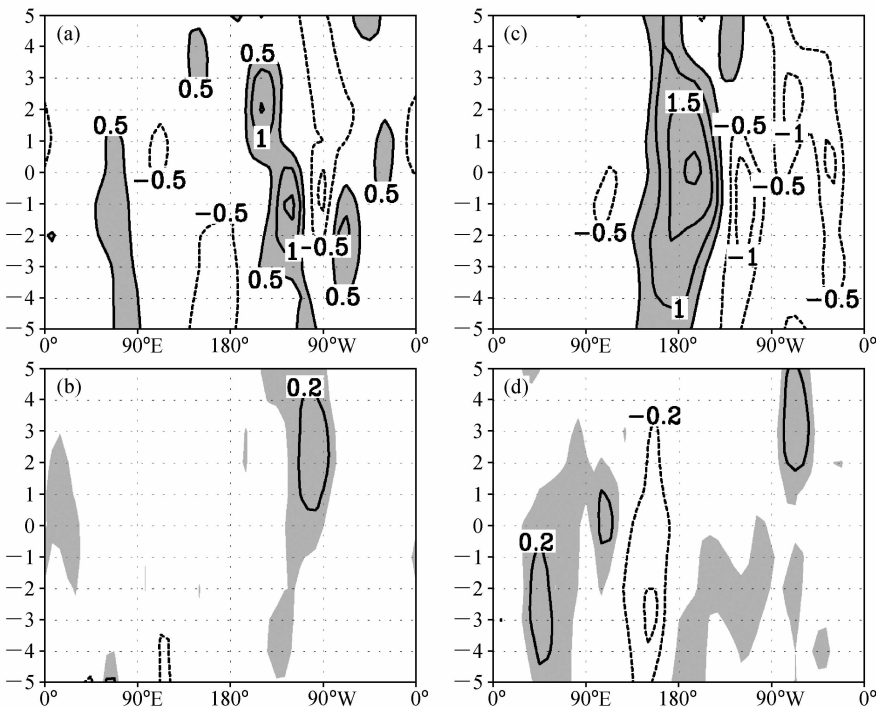


图 3 同图 1，但为经向风异常（单位：m/s）  
Fig. 3 Same as Fig. 1, but for the meridional wind anomaly (m/s) fields

4.1 高度场和纬向风场异常

图 4 和图 5 分别为热带中东太平洋 El Niño 事件发生过程中，对称性与反对称性波动的高度场异常和纬向风场异常的演变情况。可以看出，对称性 Rossby 波和 Kelvin 波引起的高度场异常和纬向风异常比较明显，而反对称 Rossby 波引起的高度场和纬向风异常比较弱，且纬向波数较小，以 1 波和 2 波为主。进一步比较对称性 Rossby 波和 Kelvin 波，发现它们在高度场上符号相反，在纬向风异常上却符号相同，在 700 hPa 热带太平洋区域，对称性 Rossby 波引起负的高度场异常，而 Kelvin 波却引起正的高度场异常，但在此区域这两种波动都引起西风异常。对称 Rossby 波和 Kelvin 波在纬向风异常和高度场异常上的不同表现满足这两种波动的高度场和风场的动力配置关系 (Matsuno, 1966)。若再把对称性 Rossby 波和 Kelvin 波引起高度场异常上相反的作用与图 1a、c 对比可知：Rossby 波异常表述了高度场异常的主要特征，最大异常值出现在海温异常最大值后两个月左右；并且，对称性 Rossby 波和 Kelvin 波引起的纬向风异常与总体上纬向风异常相类似。因此，可以认为，在 El Niño 事件发生时，对称性 Rossby 波是热带高度场异常

和纬向风异常主要呈对称性的首要因素，而具有对称性的 Kelvin 波加强了纬向风异常的对称性，但同时减弱了高度场异常的对称性。

4.2 经向风异常

图 6 是热带太平洋 El Niño 事件发生过程中，对称性与反对称性波动的经向风场异常的演变情况，从中可以看出，与高度场异常和纬向风异常明显不同，经向风异常出现在各种对称性波动和反对称性波动中。引起经向风异常的主要波动是具有反对称性的 Rossby 重力混合波和反对称性 Rossby 波，这是经向风异常最重要的特点。从波动的角度看，这也是由于 Rossby 重力混合波本身能描述较多的经向风的原因，并且，具有反对称性的 Rossby 重力混合波在纬向的分布上下层也不同——在对流层上层 200 hPa 主要分布在赤道东太平洋上空，在对流层下层 700 hPa 主要分布在西太平洋上空。

5 El Niño 事件演变过程中热带地区对流层下层大气环流异常的对称性与反对称性的机理分析

由前一节分析可知，在 El Niño 事件发生期间，热带地区大气环流的对称性异常主要是由对称

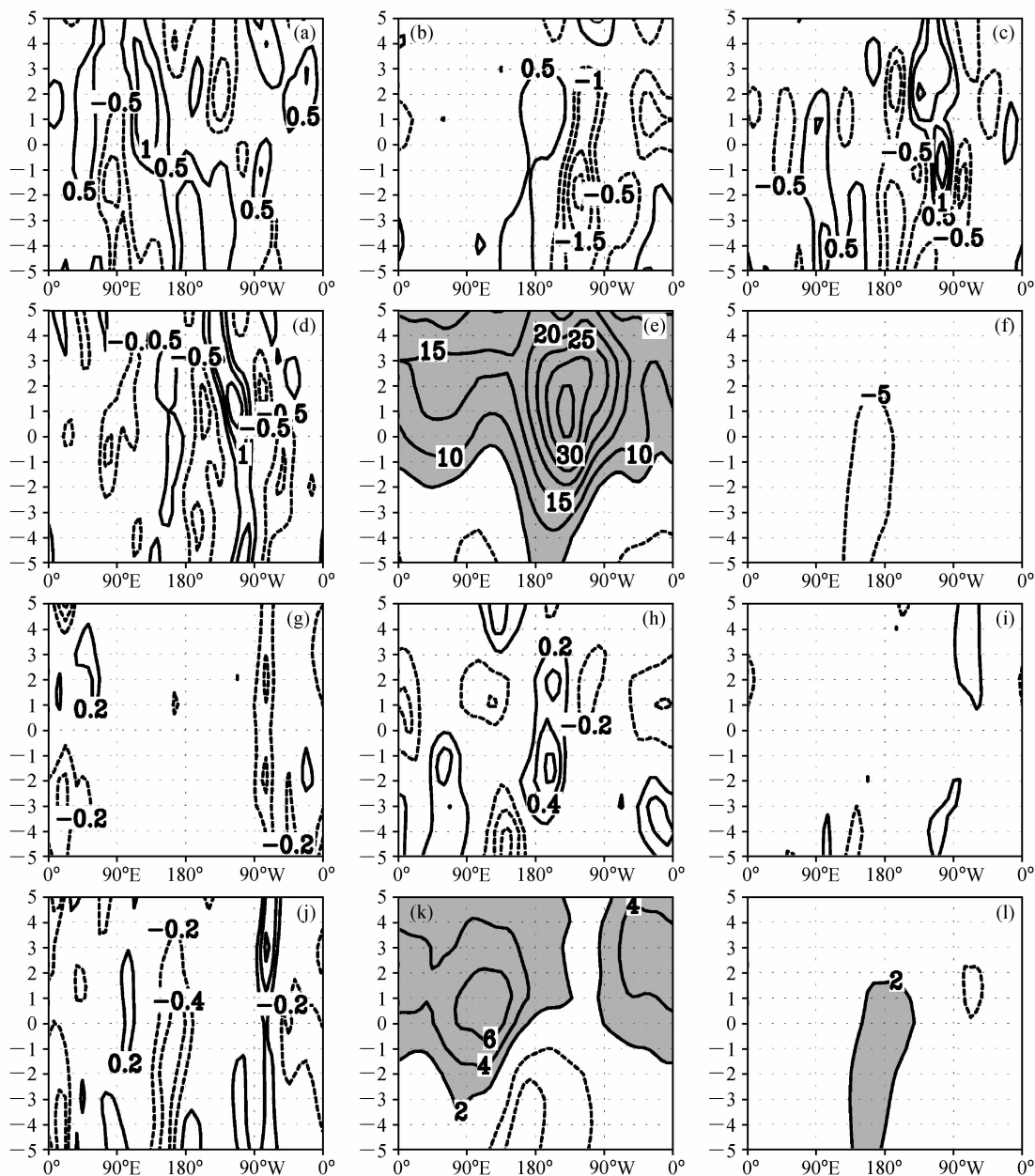


图4 El Niño 发生过程中 (a~f) 200 hPa 和 (g~l) 700 hPa 热带大气各种波动的高度场异常经向平均的演变情况 (单位: m): (a, g) 反对称性惯性重力波; (b, h) 反对称性 Rossby 波; (c, i) Rossby 重力混合波; (d, j) 对称性惯性重力波; (e, k) 对称性 Rossby 波; (f, l) Kelvin 波。阴影表示较大的正异常

Fig. 4 The evolutions of composite meridional-average height anomaly (m) fields at (a~f) 200 hPa and (g~l) 700 hPa for six classes of waves during the occurring periods of El Niño events; (a, g) Antisymmetric inertia-gravitational waves; (b, h) antisymmetric Rossby waves; (c, i) mixed Rossby-gravity waves; (d, j) symmetric inertia-gravitational waves; (e, k) symmetric Rossby waves; (f, l) Kelvin waves

性 Rossby 波和 Kelvin 波贡献, 而反对称性 Rossby 波和 Rossby 重力混合波对大气环流的反对称性异常特别是经向风异常起很大作用。但是, 上节只分析了  $15^{\circ}\text{S}\sim 15^{\circ}\text{N}$  经向平均的情况, 本节中进一步分析 El Niño 事件演变过程中赤道波动对热带地区

大气环流异常影响的空间分布特征。为此, 将 El Niño 事件分成发展、成熟和消亡三个阶段, 分别对应于第 3 节选取的 11 个月 (用 -5 月~5 月表示) El Niño 事件中的 -5 月~-2 月、-1 月~2 月和 3 月~5 月, 然后分别对这三个阶段的大气环流场



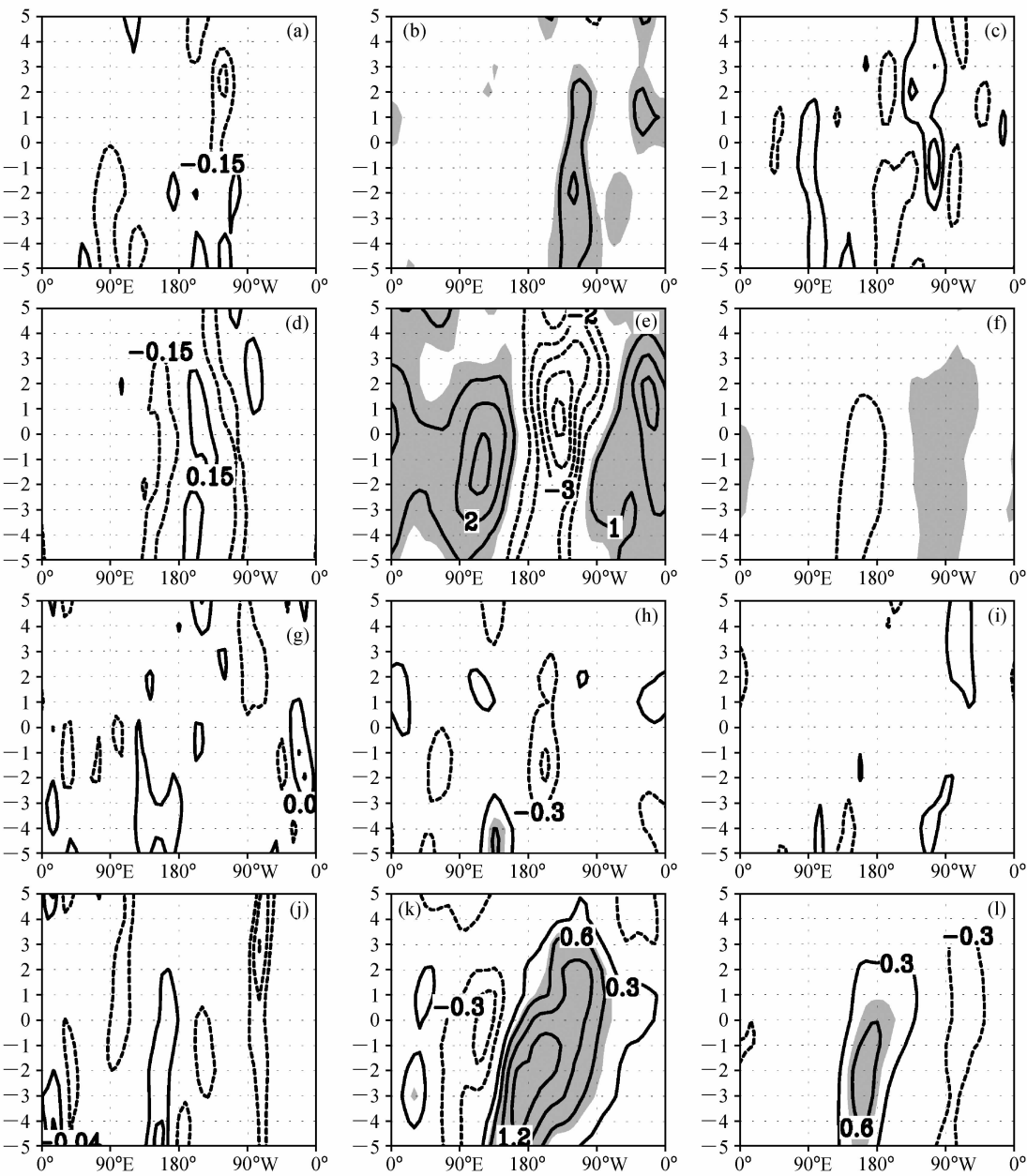


图 5 同图 4, 但为纬向风异常 (单位: m/s)  
Fig. 5 Same as Fig. 4, but for the zonal wind anomaly (m/s) fields

求时间平均, 并分析这三个阶段四种较强的赤道波动的空间分布特征。

图 7 是 El Niño 事件演变过程中, 反对称性 Rossby 波、Rossby 重力混合波, 对称性 Rossby 波和 Kelvin 波在对流层下层 (700 hPa) 的分布情况。从整体上看, 图 7 所示与经向平均的波动情况类似, 两种对称性波动——对称性 Rossby 波和 Kelvin 波的纬向风异常较强, 而经向风异常在两种反对称性波动——Rossby 重力混合波和反对称

Rossby 波中较强。

### 5.1 El Niño 事件发展阶段

如图 7 所示, 反对称性 Rossby 波和 Rossby 重力混合波在赤道地区提供了气旋性和反气旋性环流。在 El Niño 事件发展阶段 (图 7a、d), 在对流层下层, 反对称性 Rossby 波在赤道东、西太平洋都有反气旋性异常, 并且在赤道东太平洋的异常较强; 同时, Rossby 重力混合波在赤道西太平洋有气旋性异常和反气旋性异常组成的气旋对, 而在赤道

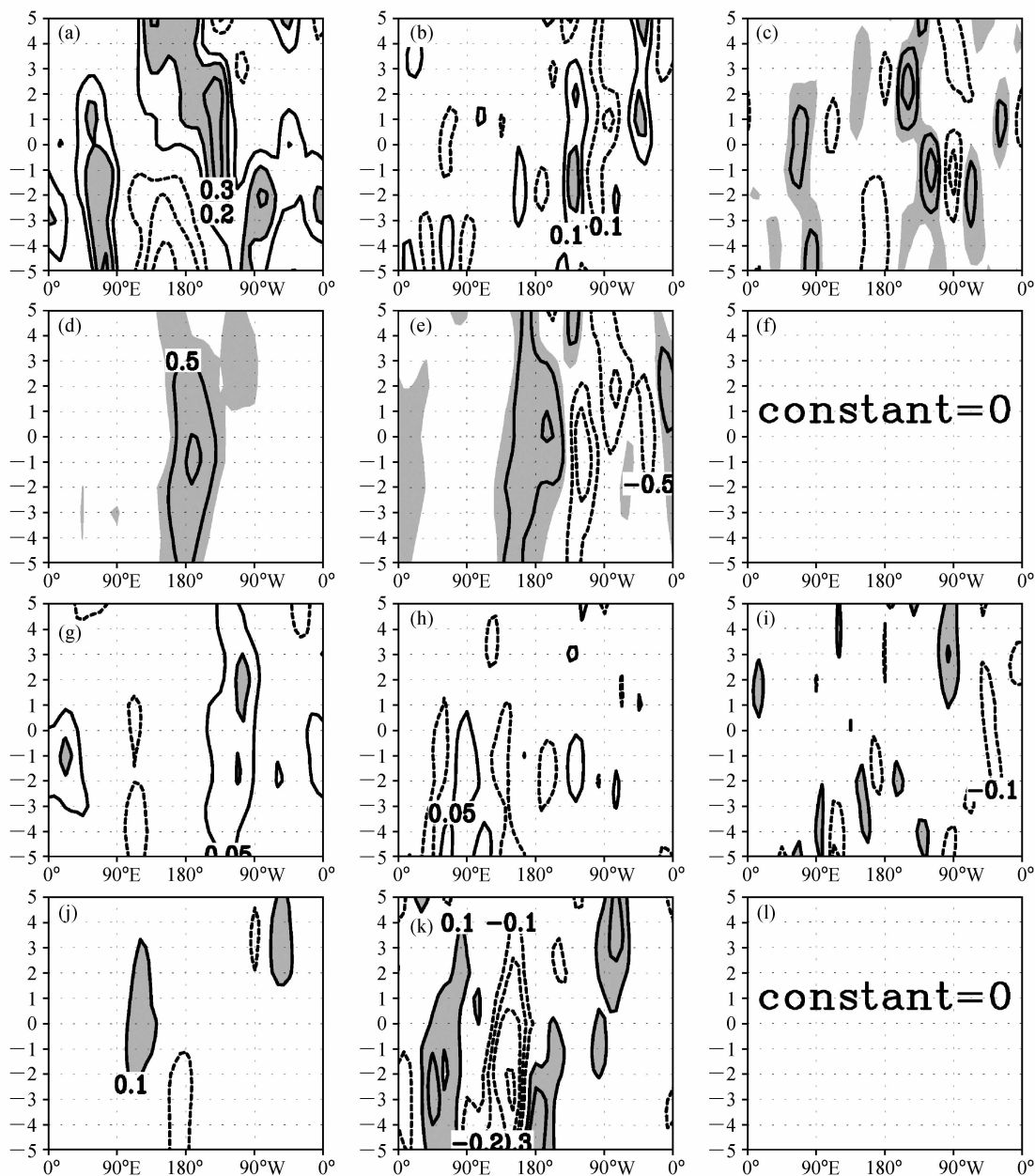


图 6 同图 4, 但为经向风异常 (单位: m/s)

Fig. 6 Same as Fig. 4, but for the meridional wind anomaly (m/s) fields

东太平洋有反气旋性异常。

进一步分析对称性波动的演变情况 (图 7g~l), 在 El Niño 事件的发展阶段 (图 7g、j), 对称性 Rossby 波在  $180^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{W}$  有较强的西风异常和高度场负异常, Kelvin 波在  $120^{\circ}\text{W}\sim 60^{\circ}\text{W}$  有东风异常和高度场负异常, 对应于 El Niño 发生时期赤道东太平洋海温正异常, 这样的配置满足 Gill 型 (Gill, 1980) 环流配置; 同时, 在赤道西太平洋, 对称性 Rossby 波在  $60^{\circ}\text{E}\sim 120^{\circ}\text{E}$  有一定的东风异常

和高度场正异常, Kelvin 波在  $120^{\circ}\text{E}\sim 180^{\circ}$  有较强西风异常和高度场正异常, 这也对应于 El Niño 发生时期赤道西太平洋海温负异常, 此配置与 Gill 型环流配置相反。这解释了上节中对称性 Rossby 波和 Kelvin 波在  $120^{\circ}\text{E}\sim 120^{\circ}\text{W}$  区域上高度场异常相反, 而纬向风异常相同的问题。

## 5.2 El Niño 事件成熟阶段

比较图 7a、b 可知, 在 El Niño 事件成熟阶段, 反对称性 Rossby 波比在 El Niño 事件发展阶段有

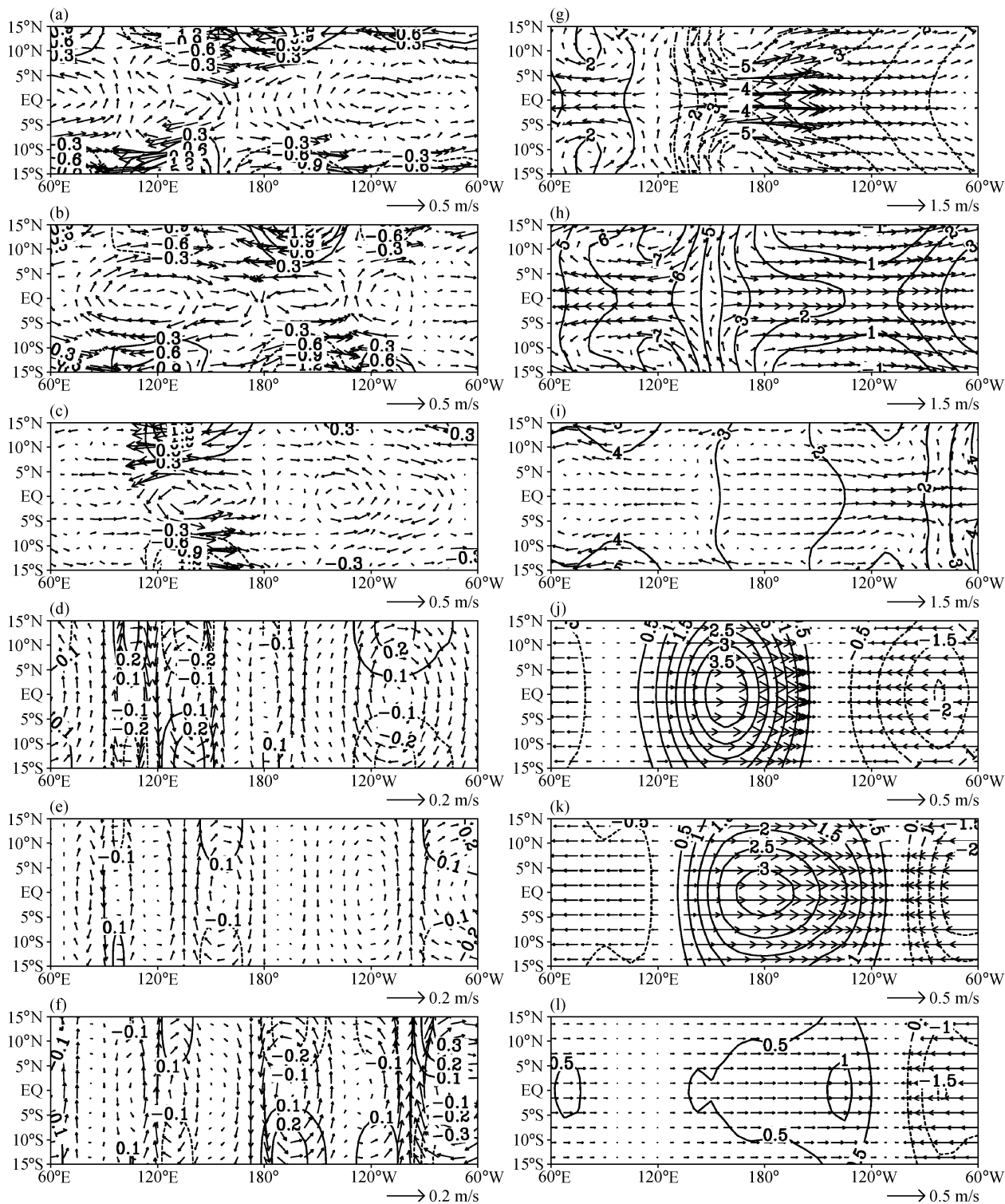


图7 El Niño事件发展(a、d、g、j)、成熟(b、e、h、k)、消亡(c、f、i、l)阶段在15°S~15°N区域中对700 hPa高度场异常(等值线, 单位: m)和 wind anomalies (vectors)的作用: (a~c) 反对称 Rossby 波; (d~f) Rossby 重力混合波; (g~i) 对称性 Rossby 波; (j~l) Kelvin 波

Fig. 7 Height anomalies (contours, m) and winds anomalies (vectors) during (a, d, g, j) development, (b, e, h, k) mature and (c, f, i, l) decay phases of El Niño over 15°S–15°N at 700 hPa: (a–c) Antisymmetric Rossby waves; (d–f) mixed Rossby-gravity waves; (g–i) symmetric Rossby waves; (j–l) Kelvin waves

较大增强,在赤道东、西太平洋的反气旋性环流异常的特性并未改变;同时,Rossby 重力混合波减弱(图 7d、e),赤道西太平洋的气旋反气旋对已不明显,而在赤道东太平洋的反气旋有较小的东移,中心位置由发展阶段的  $120^{\circ}\text{W}$  移动到  $60^{\circ}\text{W}$ 。

在 El Niño 事件成熟阶段,对称性 Rossby 波除风场与在 El Niño 事件发展阶段类似外,高度场异常有很大的改变(图 7g、h),整个纬圈都存在高度场正异常,风场和高度场不再满足 Gill 型环流配置。Kelvin 波异常和在 El Niño 事件发展阶段相似,只是有一定的东移(图 7j、k)。对称性 Rossby 波和 Kelvin 波在 El Niño 演变过程中的体现出不同的变化特征,是因为在 El Niño 成熟阶段由于纬向风和赤道波动等的输送,整个纬圈都有温度场正异常(Horel et al., 1981)和高度场正异常。在用 Hough 函数分解大气环流资料中,将这种异常视为波数为 0 的 Rossby 波,这就掩盖了海温异常在局地产生的 Rossby 波高度场异常的特征。但是这种纬圈对称高度场异常和纬圈非对称风场异常的配置机理很复杂,需要进一步研究。

### 5.3 El Niño 事件消亡阶段

在 El Niño 事件消亡阶段,反对称 Rossby 波异常的分布(图 7c)相对于前两个阶段有较大变化,在赤道上由反气旋性异常(图 7a、b)变成气旋性异常;Rossby 重力混合波(图 7f)在赤道东太平洋的反气旋性异常强度加强,位置没有变化,同时有一个气旋性异常在赤道中太平洋生成。

另一方面,在 El Niño 的消亡阶段,对称性 Rossby 波(图 7i)和 Kelvin 波(图 7l)的风场和高度场的配置关系与在 El Niño 事件成熟阶段(图 7h、k)非常相似,只是异常强度较小。

## 6 El Niño 事件演变过程中热带地区对流层上层大气环流异常的对称性与反对称性的机理分析

图 8 表示 El Niño 事件发展、成熟和消亡三个阶段,反对称性 Rossby 波和 Rossby 重力混合波,对称性 Rossby 波和 Kelvin 波异常在对流层上层(200 hPa)的分布情况。

对比图 7a~c 和图 8a~c 可知,在 El Niño 事件的各个阶段,反对称 Rossby 波在 200 hPa 和 700 hPa 类似:在发展和成熟阶段以反气旋性异常为主(图

8a、b),而在消亡阶段以气旋性异常为主(图 8c);但是异常在赤道东太平洋比在赤道西太平洋强,这与 700 hPa 的情况相反。同时,Rossby 重力混合波在对流层上层(图 8d~f)和在下层(图 7d~f)相反,体现出反位相的特征,但是各个阶段异常的程度中心在上下层并不一一对应。

对于对称性 Rossby 波(图 8g~i),风场异常在 El Niño 事件演变的各个阶段在对流层上层(200 hPa)与对流层下层(700 hPa)呈反位相分布;在 El Niño 事件发展和成熟阶段风场异常有东移现象,并且强度增大,在 El Niño 事件消亡阶段风场异常强度减小。对称性 Rossby 波的高度场异常在 El Niño 事件发展阶段(图 8g)在对流层上层也与下层呈反位相分布,但是在 El Niño 事件的成熟和消亡阶段,高度场异常在对流层上层和下层特征类似:即在整个赤道带都有高度场正异常,这与第 4 节的分析相同。

对流层上层的 Kelvin 波(图 8j~l)在 El Niño 事件演变的各个阶段和下层呈明显的反位相分布,其余的特征非常一致。

综合以上对 El Niño 事件演变的各个阶段对流层上层赤道波动异常的分析,并与第 5 节中对流层下层波动异常的分析相比较可知,各种赤道波动异常在对流层上层(200 hPa)的风场和高度场的配置关系与波动异常在对流层下层(700 hPa)的配置情况相匹配,因此第 5 节中关于 El Niño 事件演变各个阶段对流层下层赤道波动异常的机理分析适用于整个对流层的大气环流异常。

## 7 结论与讨论

本研究利用 ERA-40 逐日资料合成 1970~2000 年间的 7 个 El Niño 事件,分析了在 El Niño 发生期间热带地区  $15^{\circ}\text{S}\sim 15^{\circ}\text{N}$  大气环流异常的对称性和反对称性特征。

总体来看,对于高度场、纬向风场和经向风场三个变量,高度场异常的对称性最好,纬向风异常的对称性次之,而经向风异常则有较强的反对称性分量。此外,在 El Niño 事件发生期间,高度场异常和纬向风异常存在明显的阶段性,而经向风场异常变化较小。风场异常在 El Niño 事件的各个阶段在对流层下层(700 hPa)和在上层(200 hPa)都存在明显的反位相分布特征;高度场异常在 El Niño

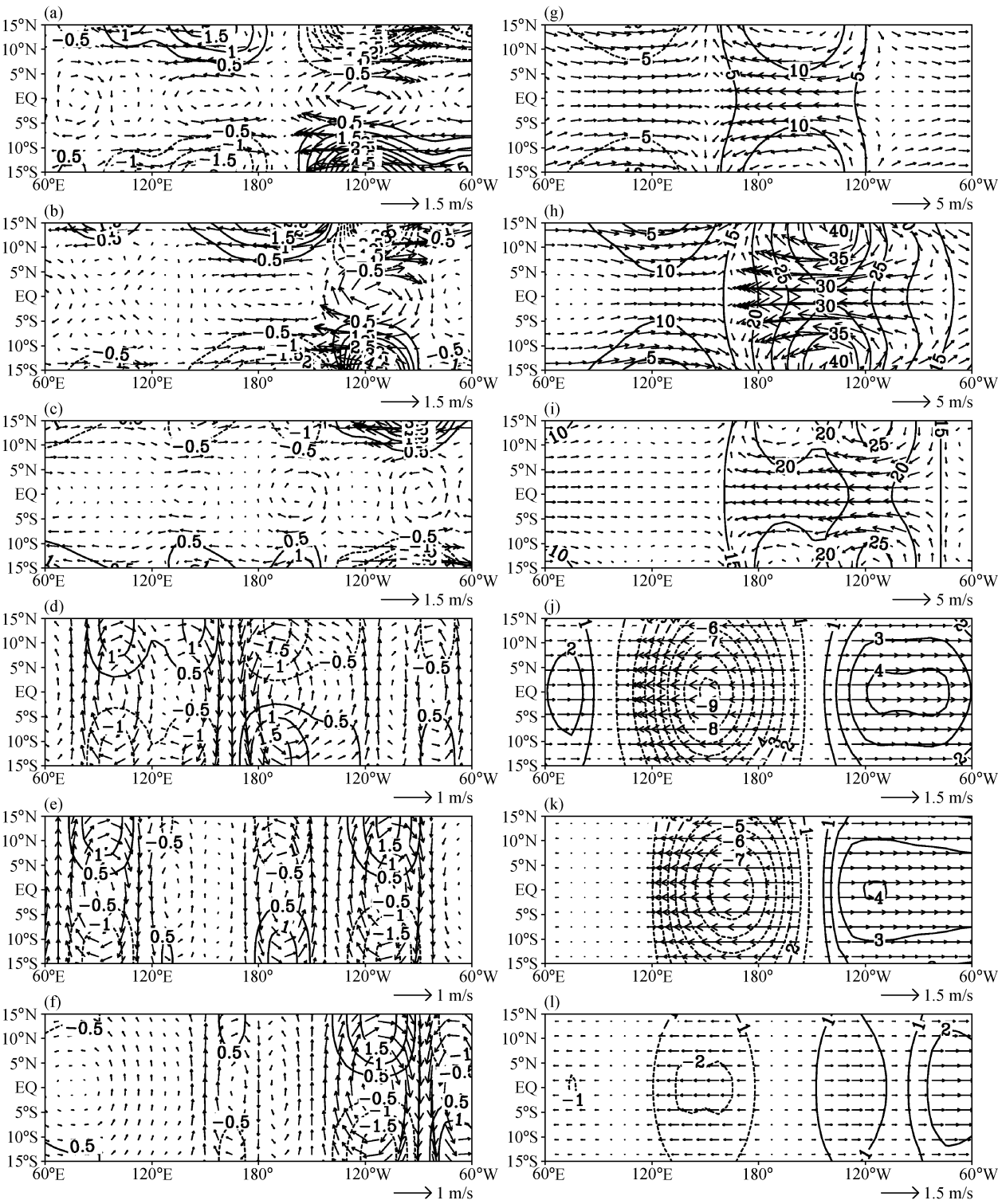


图 8 同图 7, 但为 200 hPa

Fig. 8 Same as Fig. 7, but for 200 hPa

事件发展阶段上下层反位相分布特征明显,但在 El Niño 事件成熟和消亡阶段上下层在整个纬圈都有高度场正异常的分布。

此外,利用 Hough 函数分解 El Niño 事件发生时南、北半球大气扰动为各种波动,并讨论对称性和反对称性赤道波动的变化情况。值得注意的

是, Hough 函数是无基流下线性化方程的特征解, 但实际大气受对流耦合及基本气流等非线性过程的影响, 赤道波动不完全满足与 Hough 函数相对应的频散关系 (Kasahara, 1980; Wheeler et al., 1999), 因此利用 Hough 函数展开实际大气环流场得到的各种波动有一定的误差。然而大气环流总可以表示成对称分量和反对称分量的线性组合, 因此, 误差只存在于三种对称性波动之间及三种反对称性波动之间。

分析结果表明, 对称性 Rossby 波异常占主导地位, Kelvin 波抵消了部分高度场异常但贡献了西风异常; 并且对称性 Rossby 波贡献的高度场异常随 El Niño 的发展有较强变化, 这与整体高度场异常变化相一致。因此, 可以认为对称性 Rossby 波较强导致高度场异常和纬向风异常对称性较强。另一方面, 经向风异常与之完全不同, 有明显的反对称波动存在, 其中 Rossby 重力混合波很突出, 同时也有部分对称和反对称的 Rossby 波出现。从波动异常的上下层分布看, 在 El Niño 事件发生期间热带波动在对流层上层 (200 hPa) 和下层 (700 hPa) 呈反位相分布。

本文除了分析  $15^{\circ}\text{S}\sim 15^{\circ}\text{N}$  经向平均的情况外, 还进一步分析了在 El Niño 发展、成熟和消亡三个阶段赤道波动对热带地区大气环流异常对称性和反对称性作用的空间分布特征。结果发现在 El Niño 发生期间, 反对称性 Rossby 波和 Rossby 重力混合波在赤道地区提供气旋性环流异常, 在 El Niño 事件发展和成熟期这些气旋性环流异常变化不大, 但在消亡阶段确有完全相反的异常出现, 此现象值得注意。在对称性波动方面, 在热带东太平洋的海温正异常激发出 Gill 型环流异常: 在  $180^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{W}$  存在 Rossby 波异常, 而在  $120^{\circ}\text{W}\sim 60^{\circ}\text{W}$  存在 Kelvin 波异常; 同时热带西太平洋的海温负异常产生了与 Gill 型环流相反的异常配置。这样的环流异常配置在 El Niño 事件发展阶段产生, 并在成熟阶段有一定东移同时异常增强, 在消亡阶段移动停止且异常减弱。但是在 El Niño 事件成熟阶段的环流异常配置和典型的 Gill 型环流异常在高度场上有所不同, 整个对流层都存在高度场正异常, 虽然海温异常并不是纬向对称的, 但是高度场却有纬向对称的正异常出现。关于这种高度场和风场的配置的机理虽已有一些研究 (Kumar et al., 2003; Su et al.,

2005), 但并未完全解决, 本文的分析也为此问题提供了从赤道波动方面考虑的依据。

本文研究过程中使用的 Hough 函数是由 Laplace 潮汐方程求解得来, 物理意义较强, 所以若进一步建立简单的大气模式, 可以用它方便地求解。

## 参考文献 (References)

- Bjerknes J. 1969. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 97: 163–172.
- 董双林, 吴津生, 王宗皓. 1981. 哈佛函数的计算和应用 (I) 计算 [J]. *气象学报*, 39 (1): 1–8. Dong Shuanglin, Wu Jinsheng, Wang Zonghao. 1981. On the calculations and applications of the Hough function. Part I. Calculations [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 39 (1): 1–8.
- Garreaud R D, Battisti D S. 1999. Interannual (ENSO) and interdecadal (ENSO-like) variability in the Southern Hemisphere tropospheric circulation [J]. *J. Climate*, 12: 2113–2123.
- Gill A E. 1980. Some simple solutions for heat-induced tropical circulation [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 106: 447–462.
- Green P M. 1996. Regional analysis of Canadian, Alaskan, and Mexican precipitation and temperature anomalies for ENSO impact [R]. COAPS Tech. Rep. 96–6, Center for Ocean–Atmospheric Prediction Studies, The Florida State University, Tallahassee, FL, 104 pp.
- Horel J D, Wallace J M. 1981. Planetary-scale atmospheric phenomena associated with the Southern Oscillation [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 109: 813–829.
- Huang Ronghui, Wu Yifang. 1989. The influence of ENSO on the summer climate change in China and its mechanism [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 6: 21–32.
- 黄荣辉, 陈金中. 2002. 平流层球面大气地转适应过程和惯性重力波的激发 [J]. *大气科学*, 2002, 26 (3): 289–303. Huang Ronghui, Chen Jinzhong. 2002. Geotropic adaptation process and excitement of inertial gravity waves in the stratospheric spherical atmosphere [J]. *Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese)*, 26 (3): 289–303.
- 黄荣辉, 周连童. 2002. 我国重大气候灾害特征、形成机理和预测研究 [J]. *自然灾害学报*, 11: 1–9. Huang Ronghui, Zhou Liantong. 2002. Research on the characteristics, formation mechanism and prediction of severe climatic disasters in China [J]. *Journal of Natural Disasters (in Chinese)*, 11: 1–9.
- Japan Meteorological Agency. 1991. Marine Department Report [R].
- Karoly D J. 1989. Southern Hemisphere circulation features associated with El Niño–Southern Oscillation events [J]. *J. Climate*, 2: 1239–1252.
- Kasahara A. 1976. Normal modes of ultralong waves in the atmos-

- phere [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 104: 669–690.
- Kasahara A. 1977. Numerical integration of the global barotropic primitive equations with Hough harmonic expansions [J]. *J. Atmos. Sci.*, 34: 687–701.
- Kasahara A. 1978. Further studies on a spectral model of the global barotropic primitive equations with Hough harmonic expansions [J]. *J. Atmos. Sci.*, 35: 2043–2051.
- Kasahara A. 1980 effect of zonal flows on the free oscillations of a barotropic atmosphere [J]. *J. Atmos. Sci.*, 37: 917–929.
- Kasahara A, Puri K. 1981. Spectral representation of three-dimensional global data by expansion in normal mode functions [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 109: 37–51.
- Kumar A, Hoerling M P. 2003. The nature and causes for the delayed atmospheric response to El Niño [J]. *J. Climate*, 16: 1391–1403.
- L'Heureux M L, Thompson, David W J. 2006. Observed relationships between the El Niño – Southern Oscillation and the extratropical zonal-mean circulation [J]. *J. Climate*, 19: 276–287.
- Longuet-Higgins M S. 1968. The eigenfunctions of Laplace's tidal equations over a sphere [J]. *Philos. Trans. Roy. Soc. London*, A262: 511–607.
- Matsuno T. 1966. Quasi-geostrophic motions in the equatorial area [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 44: 25–43.
- McCreary J P. 1983. A model of tropical ocean – atmosphere interaction [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 111: 370–387.
- Mo K C, White G H. 1985. Teleconnections in the Southern Hemisphere [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 113: 22–37.
- Rasmusson E M, Carpenter T H. 1982. Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 110: 354–384.
- Rasmusson E M, Wallace J M. 1983. Meteorological aspects of El Niño/ Southern Oscillation [J]. *Science*, 222: 1195–1202.
- Schopf P S, Suarez M J. 1988. Vacillations in a coupled ocean-atmosphere model [J]. *J. Atmos. Sci.*, 45 (1): 549–566.
- Seager R, Harnik N, Kushnir Y, et al. 2003. Mechanisms of hemispherically symmetric climate variability [J]. *J. Climate*, 16: 2960–2978.
- Su H, Neelin J D, Meyerson J E. 2005. Mechanisms for lagged atmospheric response to ENSO SST forcing [J]. *J. Climate*, 18: 4195–4215.
- Swarztrauber P N, Kasahara A. 1985. The vector harmonic analysis of Laplace's tidal equations [J]. *SIAM J. Sci. Stat. Comput.*, 6: 464–491.
- Trenberth K E, Branstator G W, Karoly D, et al. 1998. Progress during TOGA in understanding and modeling global teleconnections associated with tropical sea surface temperatures [J]. *J. Geophys. Res.*, 103: 14291–14324.
- Uppala S M, Kållberg P W, Simmons A J. 2005. The ERA-40 reanalysis [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 131: 2961–3012.
- Wheeler M, Kiladis G N. 1999. Convectively-coupled equatorial waves: Analysis of clouds and temperature in the wavenumber – frequency domain [J]. *J. Atmos. Sci.*, 56: 374–399.
- 吴津生, 王宗皓, 董双林. 1982. 全球资料分析中重力波的重要性 [J]. *气象学报*, 40 (2): 139–148. Wu Jinsheng, Wang Zonghao, Dong Shuanglin. 1982. The importance of gravity waves for analysis of global data [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 40 (2): 139–148.
- 曾庆存. 1979. 数值天气预报的数学物理基础 (第一卷) [M]. 北京: 科学出版社, 543pp. Zeng Qingcun. 1979. The Physical-Mathematical Basis of Numerical Weather Prediction (Vol. 1) [M] (in Chinese). Beijing: Science Press, 533pp.