

热带西太平洋风应力异常在 ENSO 循环中作用的数值试验*

严邦良

张人禾

P42 A

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100029)

(中国气象科学研究院, 北京 100081)

摘要 利用一个中等复杂程度的海气耦合模式来研究热带西太平洋地区风应力异常对 ENSO 循环的影响, 并以 1997/1998 年的 El Niño 事件为例, 分析了模式结果中热带西太平洋地区风应力异常对 El Niño 事件形成影响的动力学及热力学作用。结果表明, 热带西太平洋地区的风应力异常对 ENSO 循环有很重要的作用。在耦合模式中, 当热带西太平洋地区的风应力异常由观测给定时, 耦合模式基本上可以模拟出自 1971 年以来的 El Niño 事件, 观测与模拟的 Niño 3 区海面温度异常 (SSTA) 的相关系数可达 0.63。赤道西太平洋地区的风应力异常可加强该地区大气的辐合, 从而加强了大气的加热场, 进而加强了海气相互作用的不稳定。赤道西太平洋地区西风异常激发出来的 Kelvin 波及水平平流对 El Niño 事件初始阶段的发展起重要作用; 海气相互作用及东边界的反射对 El Niño 事件的发展及维持起重要作用。

关键词: 风应力; 海气相互作用; ENSO; 西太平洋

1 引言

赤道太平洋地区的风应力异常在 El Niño 事件形成中起重要作用。Wyrski^[1]认为 El Niño 事件发生前期, 在西太平洋地区有大量暖水堆积, 也就是说 El Niño 事件发生前, 赤道太平洋地区要有足够强的东风异常出现。一旦这个异常东风张弛, 就会使得西太平洋暖池的暖水回流向赤道中东太平洋, 同时也会激发出东传的 Kelvin 波。当 Kelvin 波传播到中东太平洋以后, 使得赤道中东太平洋地区的海水上翻减弱甚至变成下沉, 这种物理过程使得海洋斜温层变深从而使中东太平洋海表温度 (SST) 升高。利用简单热带海洋动力学模式^[2~4]和包括海洋热力学方程^[5,6]的简单热带海洋模式对 ENSO 循环的模拟取得很大成功, 这些模式的结果说明, 赤道太平洋地区风应力异常所强迫的海洋 Kelvin 波对 El Niño 事件的发生和衰亡有很重要的作用。

观测表明, 在 El Niño 事件发生之前, 赤道西太平洋地区常有西风异常出现, 而当 El Niño 事件达到最强时, 赤道西太平洋地区西风应力异常消失, 转而出现东风应力异常^[7~10]。而且, 赤道西太平洋地区纬向风应力异常和东太平洋地区的海表温度异常之间有很好的超前相关关系。Barnett^[11]在用统计方法预报 1982/1983 年 El Niño 事件时发

2000-04-17 收到, 2001-07-26 收到第三次修改稿

* 中国科学院知识创新工程重要方向项目 KZCX2-208 和国家重点基础研究发展规划项目 G1998040900 第一部分共同资助

现赤道西太平洋地区纬向风应力异常是最好的预报因子。

热带西太平洋地区西风异常的产生有许多研究。刘家铭^[12]认为 30~60 天低频振荡可以引起 El Niño 事件的爆发; Nitta 和 Motoki^[13]分析了 1986/1987 年 El Niño 事件爆发时有大型云团由印度洋的东北部向西太平洋传播, 指出 30~60 天低频振荡的超大型云团可以诱导出西风爆发; Barnett^[14]研究了印度季风与太平洋信风两大系统的相互作用, 发现在赤道附近, 西风异常会从印度洋向太平洋移动; 傅云飞和黄荣辉^[9,10]的研究表明 1982/1983、1986/1987 年 El Niño 事件中西风异常可以来自中高纬度向赤道方向的传播; Keen^[15]指出, 位于中太平洋的赤道气旋对产生与保持赤道地区大气环流的异常起着非常重要的作用; 李崇银^[16~18]提出了北半球冬季风在西太平洋西风异常产生中的机制。Masumoto 和 Yamagato^[19]则认为西太平洋的西风异常可由海-陆-气系统的相互作用产生。从以上的回顾可以看到, 热带西太平洋的风应力异常可以来自赤道西太平洋地区以外, 因而在研究赤道西太平洋地区风应力异常对 ENSO 循环影响时, 可以简单地把赤道西太平洋地区的风应力异常当作 ENSO 循环的外强迫。本文的目的是研究当赤道西太平洋地区的风应力异常发生时对 ENSO 循环的动力学和热力学作用。

2 模式、资料和数值试验设计

本文所用的中等复杂程度的海-气耦合模式类似于 Zebiak 和 Cane^[20]及 Battisti^[21] (简称 ZC/B) 的海气耦合模式, 与其主要不同点是大气模式的潜热参数化方案采用了 Kleeman^[22]方案。耦合方案采用了同步耦合, 并取较小的耦合步长 (30 min)。对耦合模式的积分表明, 模式可以描述 ENSO 循环的基本特点。例如, 模式可以描写 ENSO 循环的不规则振荡, 沿赤道地区海表温度异常和纬向风异常的传播特点以及赤道西太平洋地区纬向风异常的年际变化。有关模式的详细情况见文献[23]。

当热带西太平洋地区 (30°N~30°S, 124°E~160°E) 的风应力异常取为观测值, 而其余地区让海-气耦合模式自由耦合时, 称这个试验为 coptest。同时采用佛罗里达州立大学 (FSU) 观测风应力异常的资料 (1961 年 1 月~1998 年 7 月), 积分从 1961 年 1 月开始。为避免初值问题的影响, 只分析 1971 年以后的情况。由于 1997/1998 年的 El Niño 事件是有记录以来最强的 El Niño 事件, 因此, 本文将以 1997/1998 年的模拟结果为例来进行分析。

3 SSTA 及沿赤道西风异常的模拟

3.1 Niño 3 区海表温度异常的模拟

图 1 是模拟 (coptest) 和观测到的 Niño 3 (5°S~5°N, 90°W~150°W) 区海表温度异常 (SSTA) 随时间的变化。从图 1 可以看到, 模式基本上模拟出了 1972/1973、1976/1977、1982/1983、1993、1997/1998 年的 El Niño 事件的全过程。模式对 1986/1987 年的 Niño 事件的初始阶段已有较好的模拟, 但对这次 El Niño 事件的持续发展模拟得不好, 衰减得较早。模式模拟出了 1991/1992 年的 El Niño 事件变化的趋势, 但振幅的大小没有模拟出来。观测和模拟的 Niño 3 区 SSTA 之间的相关系数可达 0.63。

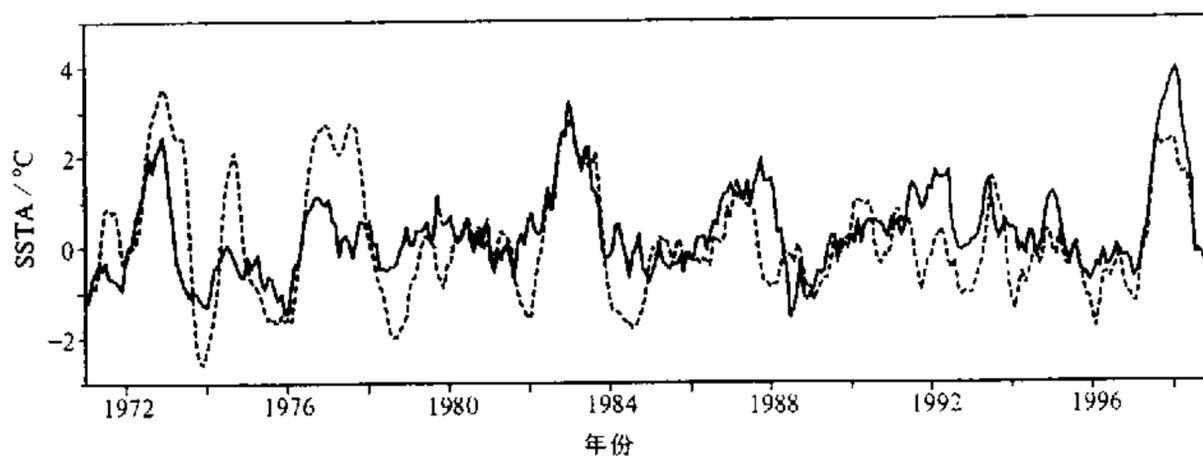


图1 模拟与观测的 Niño 3 区 SSTA 随时间的变化

实线: 观测; 虚线: 模拟

3.2 热带地区 SSTA 水平分布的模拟

图 2~4 分别为模拟和观测的 1997/1998 年 El Niño 事件发展阶段 (1997 年 4~6 月)、成熟阶段 (1997 年 10~12 月) 和衰减阶段 (1998 年 3~5 月) 3 个月平均的 SSTA 水平分布。从图中可以看到, 模式对观测到的 1997/1998 年 El Niño 事件有较好的模拟, 它们之间的空间分布及随时间的演变有较好的一致性。在赤道西太平洋地

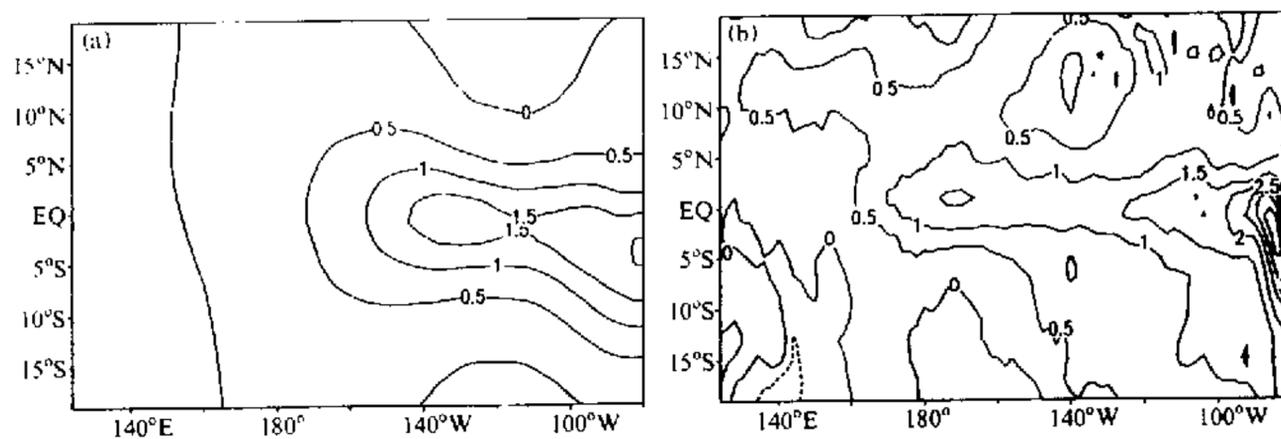


图2 1997 年 4~6 月平均 SSTA 的水平分布

(a) 模拟; (b) 观测. 单位: °C

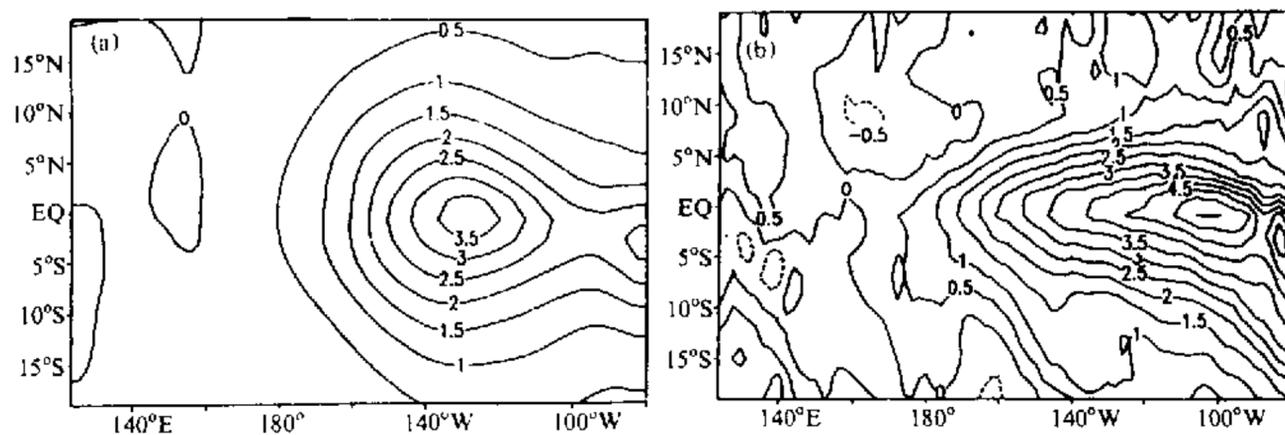


图3 同图 2, 但为 1997 年 10~12 月平均

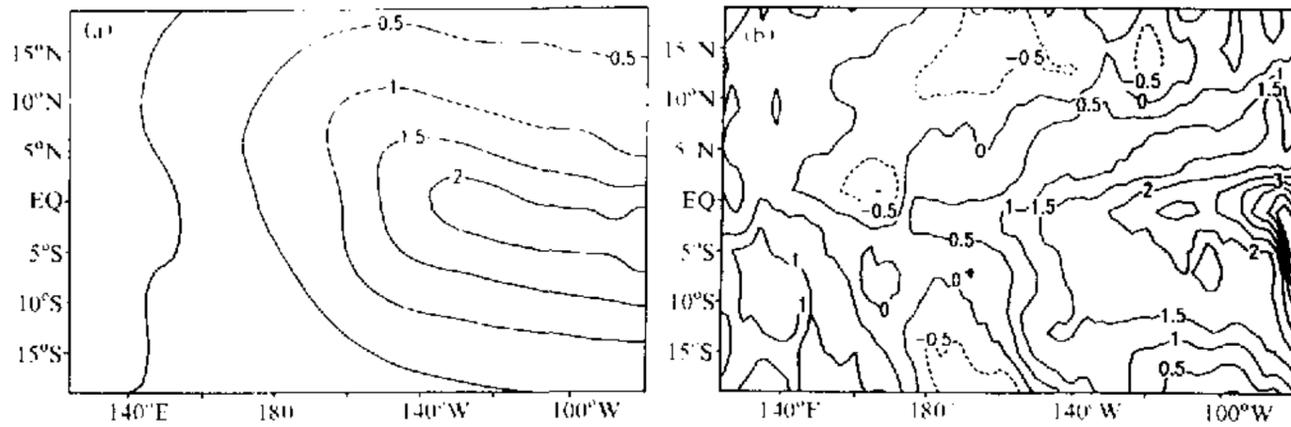


图4 同图2, 但为1998年3~5月平均

区, 模拟和观测之间有一定差异。

3.3 沿赤道 SSTA、西风异常随时间演变的模拟

图5是1996年1月至1998年7月期间观测和模拟的SSTA沿赤道随时间的变化。从图5a可以看出, 在1996年期间, 赤道西太平洋有正SSTA存在; 1997年1~4月, 赤道西太平洋地区的SSTA有向东传播的特征; 1997年4~5月以后, 赤道中东太平洋的SSTA已有较高值, 而且SSTA表现明显的西传特征; 1998年3月以后, 赤道中东太平洋的SSTA开始减弱, 1997/1998年的El Niño事件随之开始消亡。从图5b可以看出, 模式很好地模拟出了观测到的沿太平洋赤道SSTA随时间的变化。

模式也很好地模拟出了自1996年1月至1998年7月西风异常沿太平洋赤道(5°S~5°N)随时间的变化(图6)。从图6中可以看出, 1996年期间几乎整个赤道太平洋地区由东风异常控制, 东风异常的最大值可达 2 m s^{-1} 左右; 1997年1月至6月, 赤道西太平洋地区(160°E之西)有西风异常产生, 随后西风异常东传, 并在东传的过程中加强; 1997年10月以后, 赤道西太平洋地区产生东风异常。在模拟和观测之间, 这些特点有很好的一致性。但模拟和观测结果之间也有一些差异。例如, 在赤道的东边界附近, 从1997年3月至1998年7月, 图6b中东风异常明显, 而在图6a中不明显; 在模拟中, 西风异常中心出现在1998年1月, 而观测中的西风异常中心出现在1997年10月左右; 在模式中, 沿赤道太平洋地区的西风异常比观测中的弱。这种差异可能是由于本文所用的热带海-气耦合模式较简单所造成的。

4 热带西太平洋地区风应力异常对 ENSO 循环影响的动力学分析

图7是1996年1月至1998年7月期间, coptest 试验中赤道太平洋地区海洋动力高度异常、Kelvin波、Rossby波振幅随时间的演变。

从图7a可以看出, 在1996年期间, 赤道中东太平洋地区, 海洋动力高度异常为负值, 这主要是由于在这一期间, 赤道太平洋地区由东风异常控制(参见图6), 东风异常可强迫出上翻Kelvin波。从1997年1月至1998年6月, 在赤道中东太平洋地区, 海洋动力高度异常是正值, 这是由于中西赤道太平洋地区西风异常强迫出的下沉Kelvin波向东传播的结果; 在中西太平洋, 海洋动力高度异常是负值, 主要是由于中

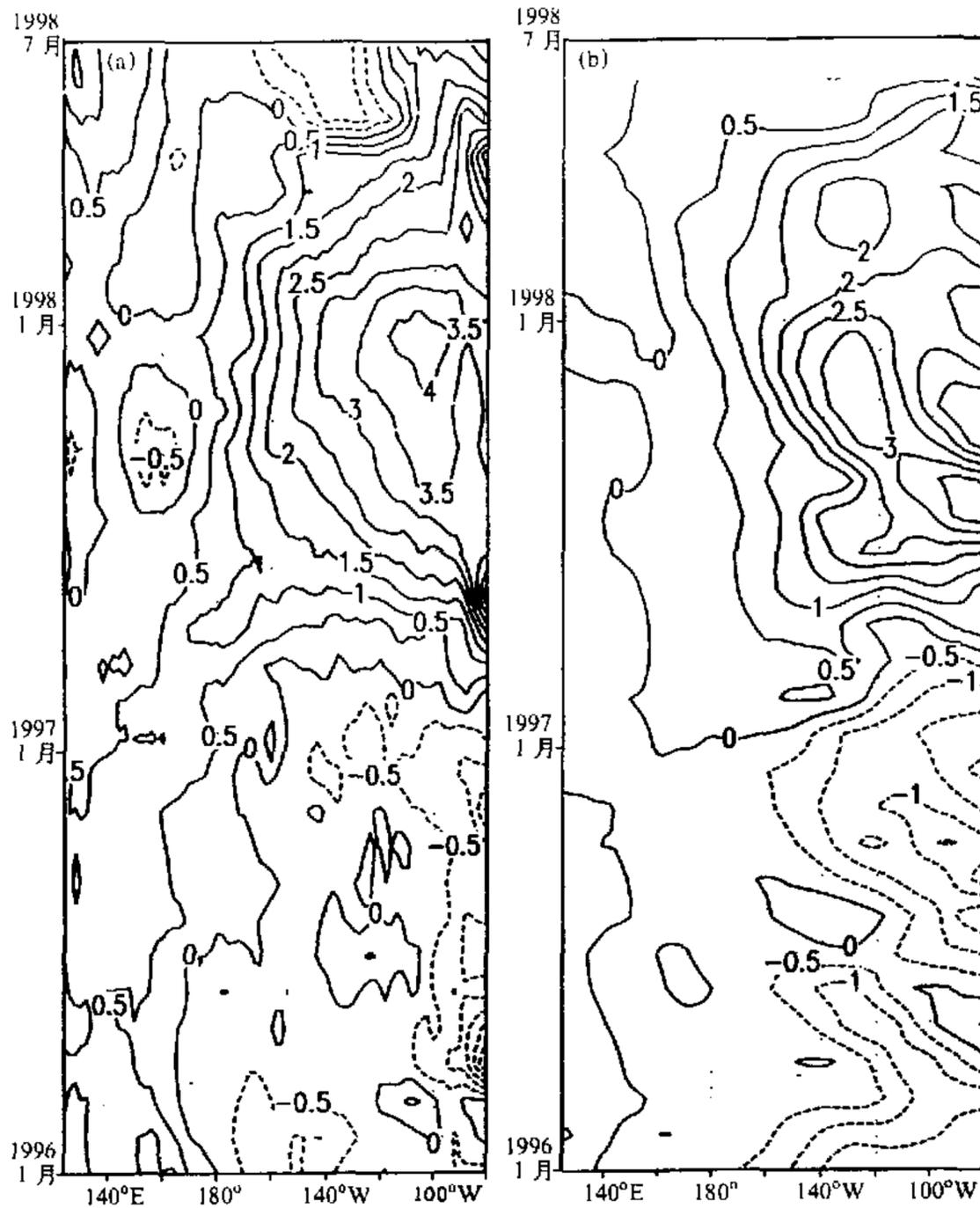


图5 观测和模拟的 SSTA 的时间-经度剖面图 ($5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$)

(a) 观测; (b) 模拟. 等值线的间隔为 0.5°C

西太平洋的西风异常强迫出的上翻 Rossby 波的结果。从 1996 年 6 月至 1997 年 4 月, 赤道中西太平洋地区, 正海洋动力高度异常有一个很明显的东传过程, 这种过程和这一期间下沉海洋 Kelvin 波的东传有关。

从图 7b 可以看到, 1996 年期间, 赤道西太平洋地区有下沉 Kelvin 波活动, 主要是由于大洋西边界对下沉 Rossby 波的反射造成 (图 7c), 而下沉 Rossby 波是由赤道太平洋附近的东风异常强迫出来的 (图 6b)。从 1996 年 10 月左右到 1997 年 5~6 月, 在赤道附近的广大地区 ($160^{\circ}\text{E}\sim 80^{\circ}\text{W}$) 出现海洋动力高度的正异常值, 它是由在赤道西太平洋产生的下沉 Kelvin 波向东传播所致, 在向东传播的过程中, 其振幅几乎保持不变。从图 7c 可以看出, 1996 年在西边界附近有下沉 Rossby 波, 由于西边界的反射, 而产生下沉 Kelvin 波 (图 7b)。另外, 由于在赤道西太平洋有西风异常存在, 也可以

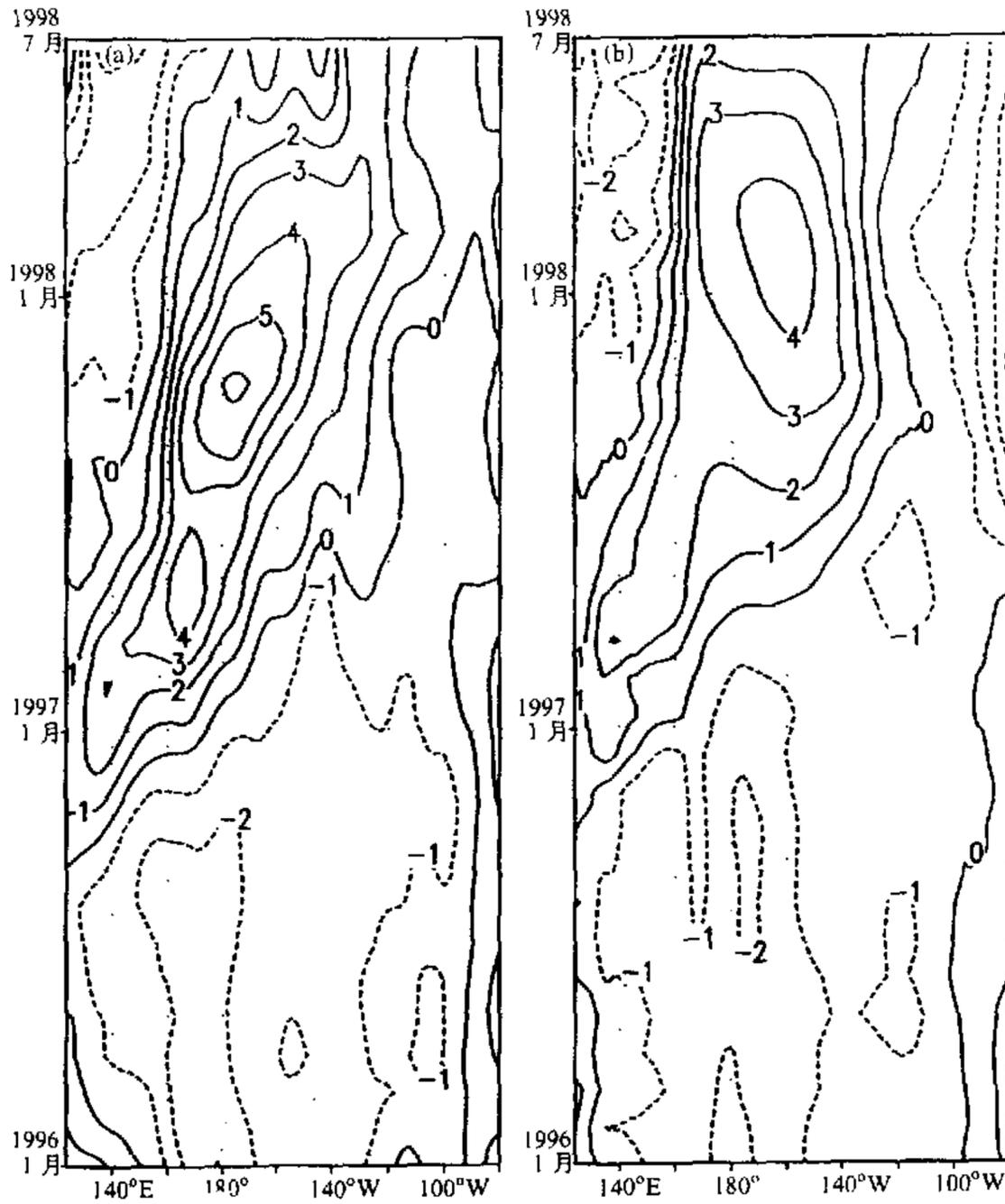


图6 纬向风异常时间-经度剖面图(5°S~5°N)

(a) 观测; (b) 模拟. 单位: m s^{-1}

强迫出正的 Kelvin 波。因此, 这段时间赤道西太平洋地区的动力高度异常, 是由于赤道西太平洋的西风异常的强迫和大洋西边界反射的下沉 Kelvin 波共同作用而产生的。

在 1997 年 1 月以后, 西边界附近的动力高度异常变成负值, 并且不断向东传播, 这是上翻 Kelvin 波造成的。到 1998 年 5~6 月, 上翻 Kelvin 波控制了整个赤道太平洋地区。赤道西太平洋地区上翻 Kelvin 波的来源, 在 1997 年 10 月以前主要是由于西边界对上翻 Rossby 波的反射; 在 1997 年 10 月以后, 由于西太平洋赤道地区东风异常的出现, 可以强迫上翻的 Kelvin 波, 因此, 赤道西太平洋地区负海洋动力高度异常, 是由西边界对上翻 Rossby 波的反射和赤道西太平洋地区东风异常所强迫的上翻 Kelvin 波共同作用的结果。

从图 7a、c 还可以看出, 大约在 1997 年 4 月以后, 赤道东太平洋附近, 海洋动力高度异常形成高值中心, 并有向西传播的趋势 (图 7a), 与此同时, Rossby 波所造成

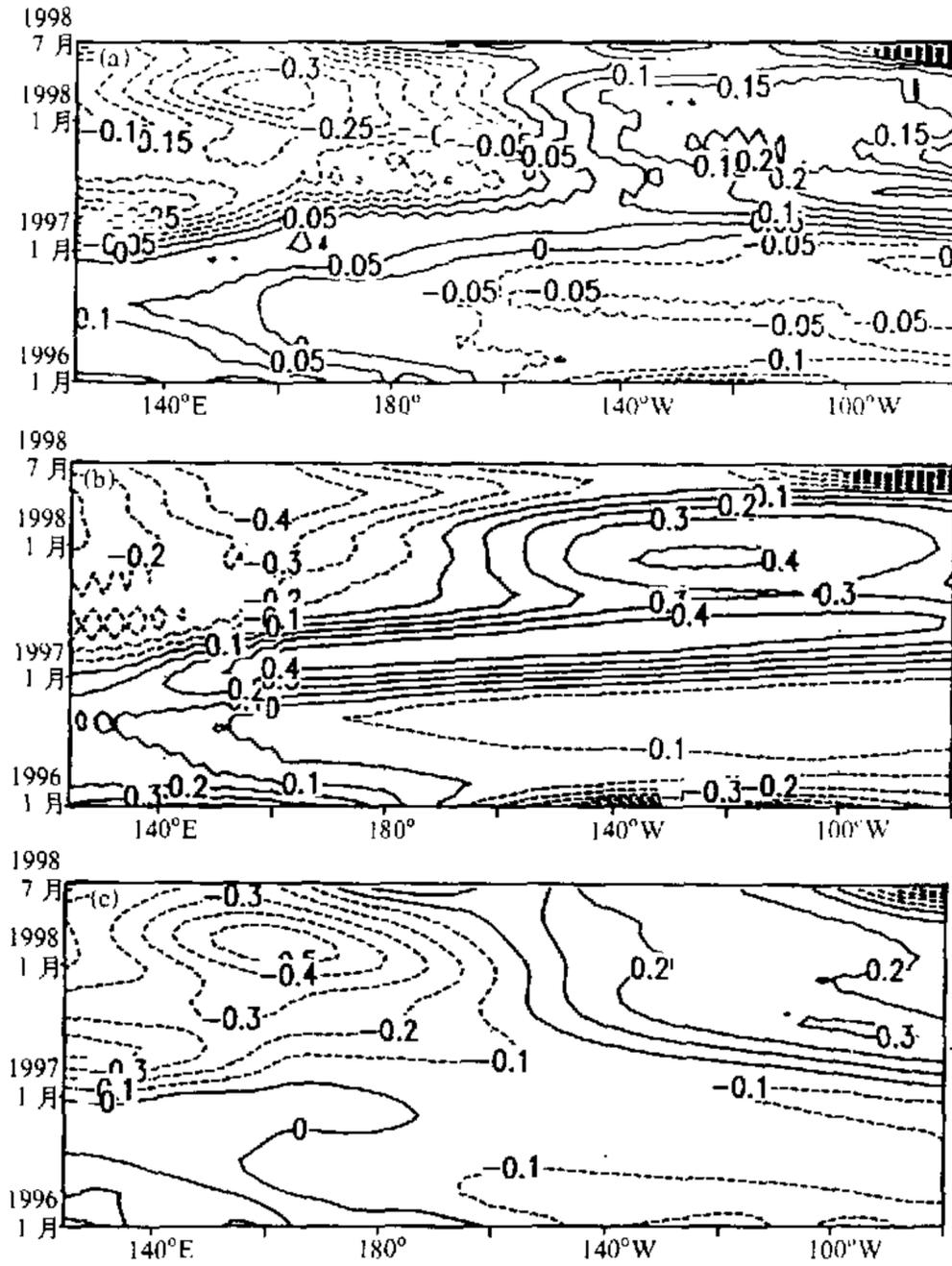


图 7 copstest 试验中 (a) 海洋动力高度异常 (时间-经度剖面图 5°S~5°N)、
(b) Kelvin 波 ($m=0$) 和 (c) Rossby 波系数 ($m=2$) 随时间的变化

的动力高度异常在东边界附近也有一个高值中心, 且向西传播。因此, 东边界附近的动力高度异常的高值中心与东边界对 Kelvin 波反射有关。显然, 动力高度异常的加强会引起 SSTA 的加强。

5 热带西太平洋地区风应力异常对 ENSO 循环影响的热力学分析

SSTA 的局地变率 $\partial T / \partial t$ 由以下各项组成:

$$\begin{aligned}
 & \frac{-u_1(\bar{T} + T)_x}{(1)}, \quad \frac{-\bar{U}T_x}{(2)}, \quad \frac{-v_1(\bar{T} + T)_y}{(3)}, \quad \frac{-\bar{V}T_y}{(4)} \\
 & \frac{-[M(\bar{w}_1 + w_1) - M(\bar{w}_1)]\bar{T}_z}{(5)}, \quad \frac{-M(\bar{w}_1 + w_1)(T - T_e)/H_1}{(6)}, \quad \frac{-\alpha T}{(7)},
 \end{aligned}$$

(1)、(2) 为纬向平流项, (3)、(4) 为经向平流项, (5)、(6) 为垂直平流项, (7) 为牛顿冷却项; (1) ~ (7) 中的符号与 ZC/B 中的符号相同。

首先我们看水平平流项 (1) + (2) + (3) + (4) 与垂直平流项 (5)、(6) 对 $\partial T / \partial t$ 的贡献。图 8 代表 Niño 3 区 ($5^{\circ}\text{S} \sim 5^{\circ}\text{N}$, $90^{\circ}\text{W} \sim 150^{\circ}\text{W}$)、Niño 4 区 ($5^{\circ}\text{S} \sim 5^{\circ}\text{N}$, $150^{\circ}\text{E} \sim 160^{\circ}\text{W}$)、Niño 1+2 区 ($10^{\circ}\text{S} \sim 0^{\circ}$, $86^{\circ}\text{W} \sim 80^{\circ}\text{W}$) 水平平流与垂直平流在 1997/1998 年 El Niño 事件期间中随时间的变化。从图中可以看到, 垂直平流项

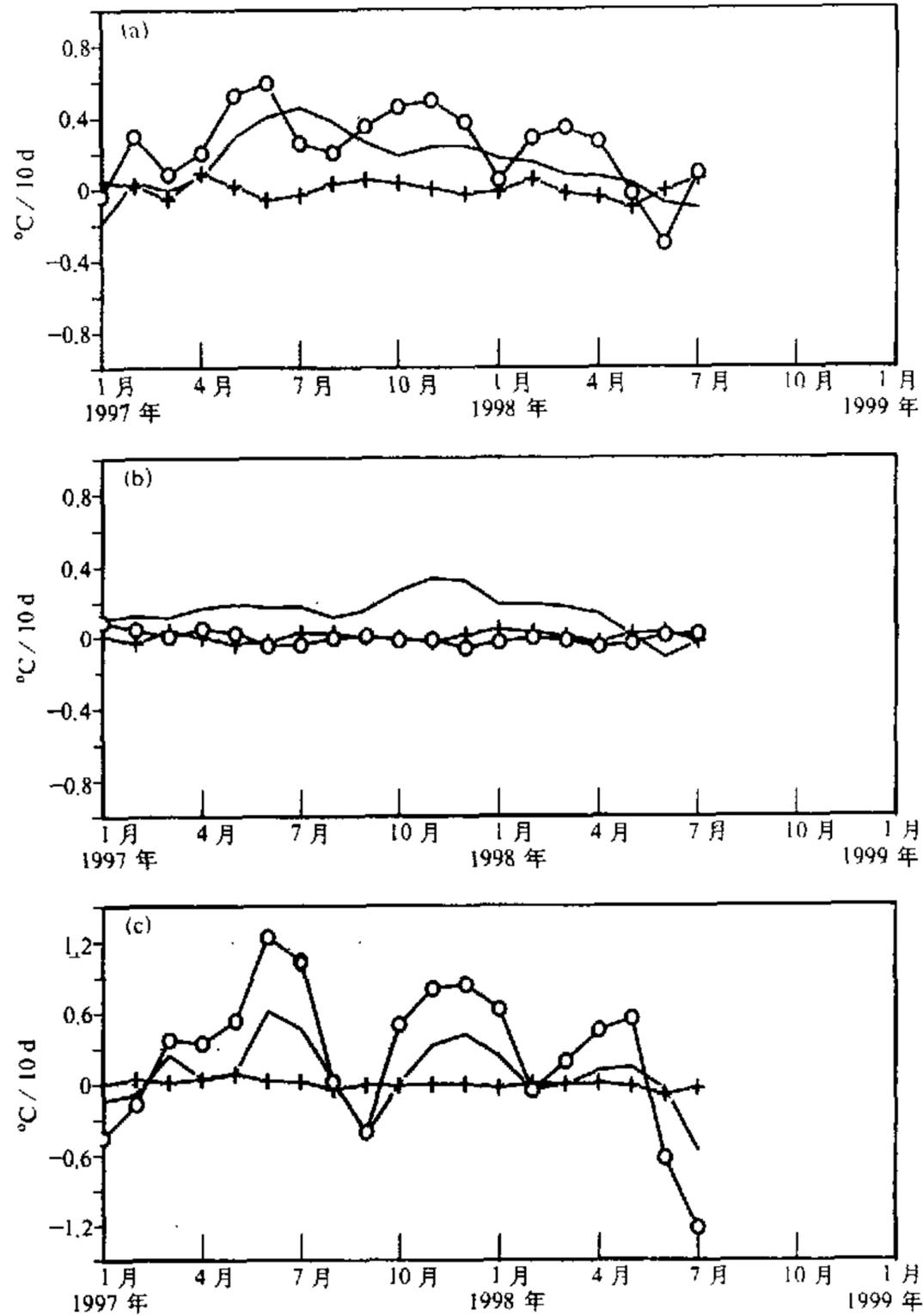


图 8 水平和垂直平流项对 $\partial T / \partial t$ 的贡献

(a) Niño 3 区; (b) Niño 4 区; (c) Niño 1+2 区

实线代表项 (1) + (2) + (3) + (4), +号代表项 (5), ○代表项 (6)。单位: $^{\circ}\text{C} / 10 \text{ d}$

(5) 在 3 个区域的值很小, 其变化主要是由项 (6) 决定。在赤道中太平洋地区 (Niño 4 区, 图 8b), 水平平流对 $\partial T / \partial t$ 的贡献是主要的, 在赤道中东太平洋地区 (Niño 3 区, 图 8a), 水平平流和垂直平流对 $\partial T / \partial t$ 的贡献相当, 在大洋的东边界附近 (Niño 1+2 区, 图 8c), 垂直平流的贡献要大于水平平流的贡献。从图 8a、c 还可以看出, 水平平流的位相落后于垂直平流的位相, 说明在赤道中东太平洋地区动力高度异常对 SSTA 的变化是主要的, 而且处于主导地位。

其次再看水平平流项 (1) ~ (4) 对 $\partial T / \partial t$ 的贡献。图 9 是 Niño 3、Niño 4 和

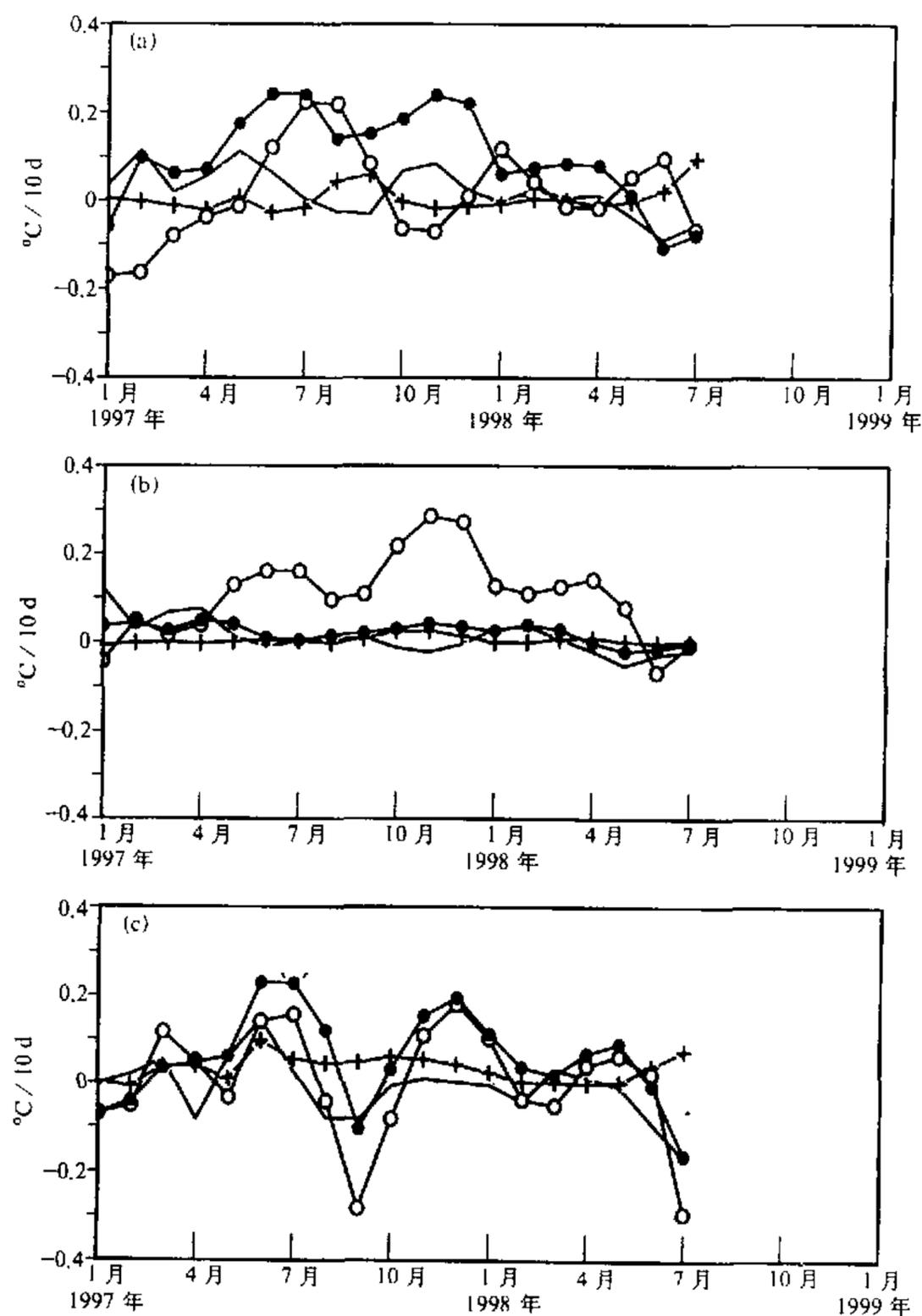


图 9 水平平流各项对 $\partial T / \partial t$ 的贡献

(a) Niño 3 区; (b) Niño 4 区; (c) Niño 1+2 区

实线代表项 (1), ○代表项 (2), +号代表项 (3), ●代表项 (4), 单位: $^{\circ}\text{C} / 10 \text{d}$

Niño 1+2 区水平平流的各项对 $\partial T / \partial t$ 的贡献, 由图可见, 在 Niño 3 区 (图 9a) 由水平平流 ($-\bar{U}T_x, -\bar{V}T_y$) 对 $\partial T / \partial t$ 的贡献是主要的。从 1997 年的 4 月开始至 1997 年 12 月左右, $-\bar{V}T_y$ 一直为较大正值, 约为 $0.2 \text{ }^\circ\text{C} / 10 \text{ d}$; 1997 年 12 月以后, $-\bar{V}T_y$ 对 $\partial T / \partial t$ 的贡献迅速减小, 至 1998 年的 4 月以后, 已变成负值。与 $-\bar{V}T_y$ 的演变不同, $-\bar{U}T_x$ 只是在 1997 年的夏季维持 $0.2 \text{ }^\circ\text{C} / 10 \text{ d}$ 以上, 1997 年 10、11 月 $-\bar{U}T_x$ 为负值, 它的产生主要是在此期间 Niño 3 区内 SSTA 有一高值中心存在 (图 5), 高值中心的东边 T_x 是负值。一般来说, 在 El Niño 事件发展过程中, Niño 3 区容易产生 SSTA 的高值中心, 而由于高值中心的存在, 使得 $-\bar{U}T_x$ 在 Niño 3 区内变成负值 ($-\bar{U}T_x < 0, \bar{U} < 0, T_x < 0$), 从而阻碍了 El Niño 事件的发展。在 Niño 4 区 (图 9b), $-\bar{U}T_x$ 对 $\partial T / \partial t$ 贡献是主要的。在赤道太平洋的东边界附近 (Niño 1+2 区, 图 9c), $-\bar{U}T_x$ 与 $-\bar{V}T_y$ 对 $\partial T / \partial t$ 的贡献相当, 而且位相也相同。因此, 在中东太平洋地区的 El Niño 事件发展过程中, $-\bar{V}T_y$ 是 El Niño 事件的正反馈机制。El Niño 事件的不同阶段及不同地区, $-\bar{U}T_x$ 对赤道地区 SSTA 的贡献是不同的。在中西太平洋地区, 它使 SSTA 增加; 在中东太平洋地区, El Niño 事件的发展阶段, 它可以使 SSTA 增加, 而在 El Niño 事件的成熟阶段, 它可以使 SSTA 减小。

6 敏感性试验

6.1 海气相互作用的影响

海气耦合模式所模拟的 El Niño 事件形成过程中, 有两种物理过程是重要的, 一是赤道西太平洋地区纬向风应力异常的激发作用, 另一是海气相互作用的不稳定过程。本节的目的研究这两种物理过程对 El Niño 事件形成的作用以及它们之间的联系。为此设计的第一个试验称为 uncoptest, 在试验中强迫海洋模式的风场异常在 160°E 以西为观测值, 而在 160°E 以东取值为零。图 10 是 uncoptest 试验中 Niño 3 区 SSTA 随时间的变化, 由图可见, 模式模拟出了 1971 年以来的 El Niño 事件在初始阶段的变化, 但不能模拟出 El Niño 事件发展和成熟阶段 Niño 3 区 SSTA 的变化。它的动力过程跟理论结果是一致的, 即西太平洋地区风应力异常激发出来的 Kelvin 波向东传播, 使得赤道中东太平洋产生海洋动力高度异常, 从而使海表温度升高或者降低 (图略)。

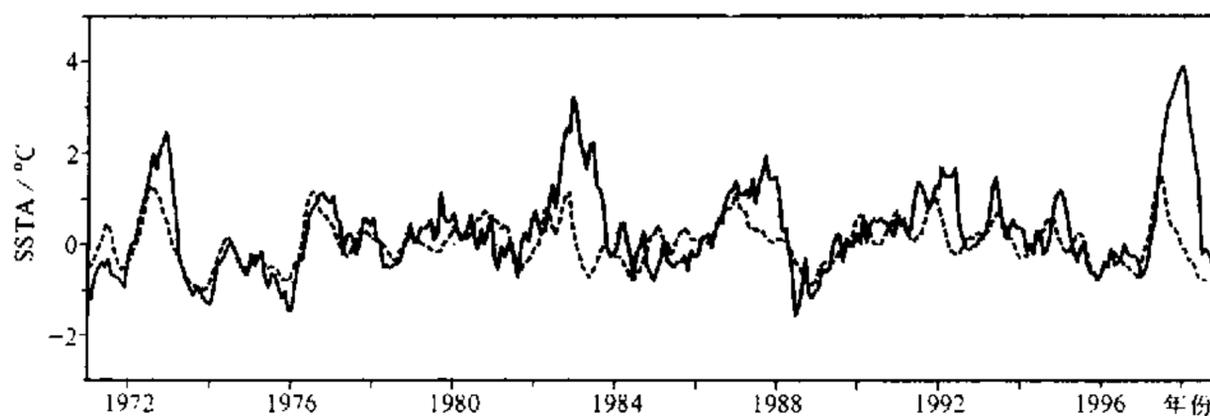


图 10 uncoptest 试验中 Niño 3 区 SSTA 随时间的变化
实线: 观测; 虚线: 模拟

图 11 是 uncoptest 中, 热力学方程水平平流项 (1) + (2) + (3) + (4) 及垂直平流项 (5)、(6) 随时间的变化。由图可见, 在 Niño 3 区 (图 11a), 从 1997 年 4 月至 7 月, 水平平流与由斜温层扰动 (项 (6)) 所引起的垂直平流项有较大正值, 在 7 月之后, 它们的值较小; 在 Niño 4 区 (图 11b), 垂直平流的值较小, 水平平流的值从 1997 年 1 月至 10 月左右, 一直维持正值 $0.2^{\circ}\text{C}/10\text{d}$ 左右, 1997 年底及 1998 年 1 月, 变成负值; 在 Niño1+2 区域 (图 11c), 水平平流与垂直平流 (项 (6)) 都有较大值, 并且它们之间有相同的位相。

由此可见, 赤道西太平洋地区的西风异常对 El Niño 事件的发生有激发作用, 而海

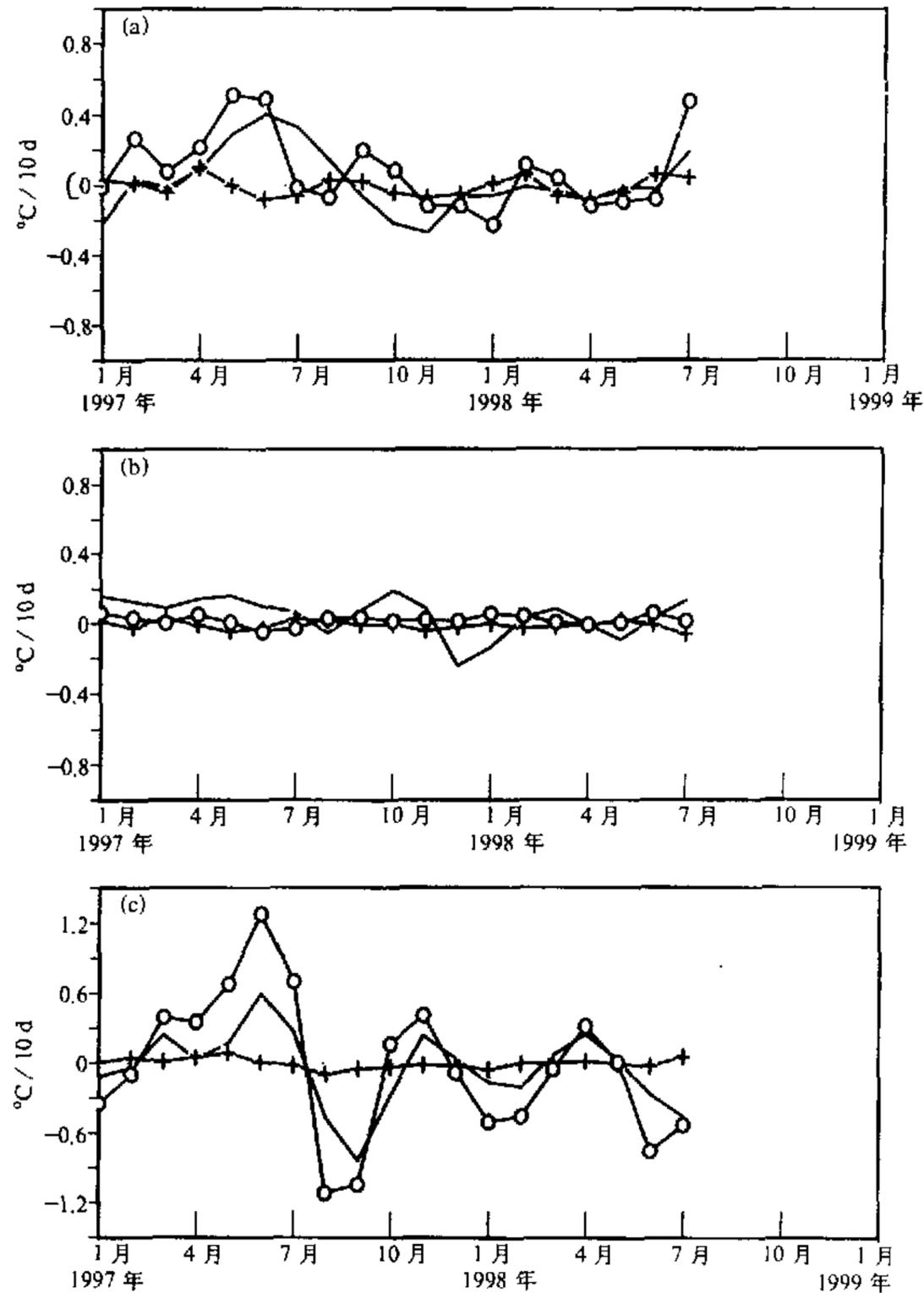


图 11 同图 8, 但为 uncoptest

气相互作用的不稳定, 平流及东边界反射对 El Niño 事件的维持和发展有重要作用。

6.2 热带西太平洋地区风应力强度的影响

海气相互作用不稳定的发生是有条件的, 在线性耦合的理论模型中, 海气相互作用不稳定的发生依赖于耦合系数的大小, 一般来说, 耦合系数取得较大, 海气相互作用的不稳定容易发生^[24~31]。本文所用的海气耦合模式的耦合过程是非线性的, 例如, 大气对海洋的强迫函数为 $\rho_a C_D |u_a| u_a$, 其中 ρ_a 为大气密度, C_D 为常数, u_a 为风异常矢量, 同样, 海洋对大气的强迫也是非线性的。把线性耦合与非线性耦合过程相比, 那么 $\rho_a C_D |u_a|$ 相当于线性耦合模式中耦合系数的那一部分, 它受大气和海洋分量演变的影响。显然, $|u_a|$ 越大海气相互作用越容易产生不稳定。因此, 在 El Niño 事件的激发阶段, 海气耦合系统所具有的能量对 El Niño 事件的发展应有很重要的作用。在 El Niño 事件的激发阶段, 能量的大小应依赖于赤道西太平洋地区风应力异常的强度、风应力异常强迫海洋面积的大小及时间长短。为了研究这些问题, 我们又设计了 coptest 1、coptest 2 两个试验。如果把 coptest 中西太平洋地区风应力异常的强度取为 1 ($Q=1$), 那么在 coptest 1 中, 我们将风应力异常的强度减弱, 取 $Q=0.6$; 在 coptest 2 中, 把风应力异常的强迫区域减小, 142°E 以西的风应力异常用观测的风应力异常来替代, 而在其余地区, 风应力异常由耦合模式自己产生。图 12 是 coptest 1 (图 12a) 和 coptest 2 (图 12b) 中 Niño 3 区的 SSTA 随时间的变化。比较图 12 和图 1, coptest 1 和 coptest 2 所模拟的精度比 coptest 模拟的精度低了许多, 并且 SSTA 的振幅明显减弱。

热带西太平洋地区风应力异常的作用不仅可以强迫出海洋波动, 而且还可以通过影响大气模式的加热场来影响 ENSO 循环。图 13 是 coptest 和 coptest 1 中大气模式辐合辐散项所引起的加热场的时间-经度剖面图 (正值为加热)。从图 13 可以看出, 从 1996 年底至 1997 年初, 在 170°E 处有一个高值中心, 图 13a 比图 13b 的强度大许多。这个结果主要是由于此时在 170°E 以东为东风, 以西为西风, 而且 coptest 中的西风强度比 coptest 中大的缘故。因此, 170°E 附近应有最强的辐合, 它又可以强迫出更强的西风异常使 El Niño 事件发展。

7 总结

本文用一个中等复杂程度的海气耦合模式来研究热带西太平洋地区风应力异常对 ENSO 循环的影响及其物理过程。结果表明, 在模式中当热带西太平洋地区的风应力异常由观测给定以后, 海气耦合模式基本上能模拟出自 1971 年以来的 El Niño 事件。观测与模拟的 Niño 3 区的 SSTA 之间的相关系数可达 0.63, 说明热带西太平洋地区的风应力异常对 ENSO 循环有重要影响。对赤道西太平洋地区西风异常在 1997/1998 年 El Niño 事件形成中的动力学与热力学作用的分析表明, 赤道西太平洋地区西风异常对 ENSO 循环的作用在大气和海洋两个不同的分量中都有表现。

赤道西太平洋地区的西风异常可以在 170°E 附近激发出强烈的辐合, 因而形成较强的大气加热场, 较强的大气加热场反过来加强了西风异常, 从而加强了 El Niño 事件的发展。

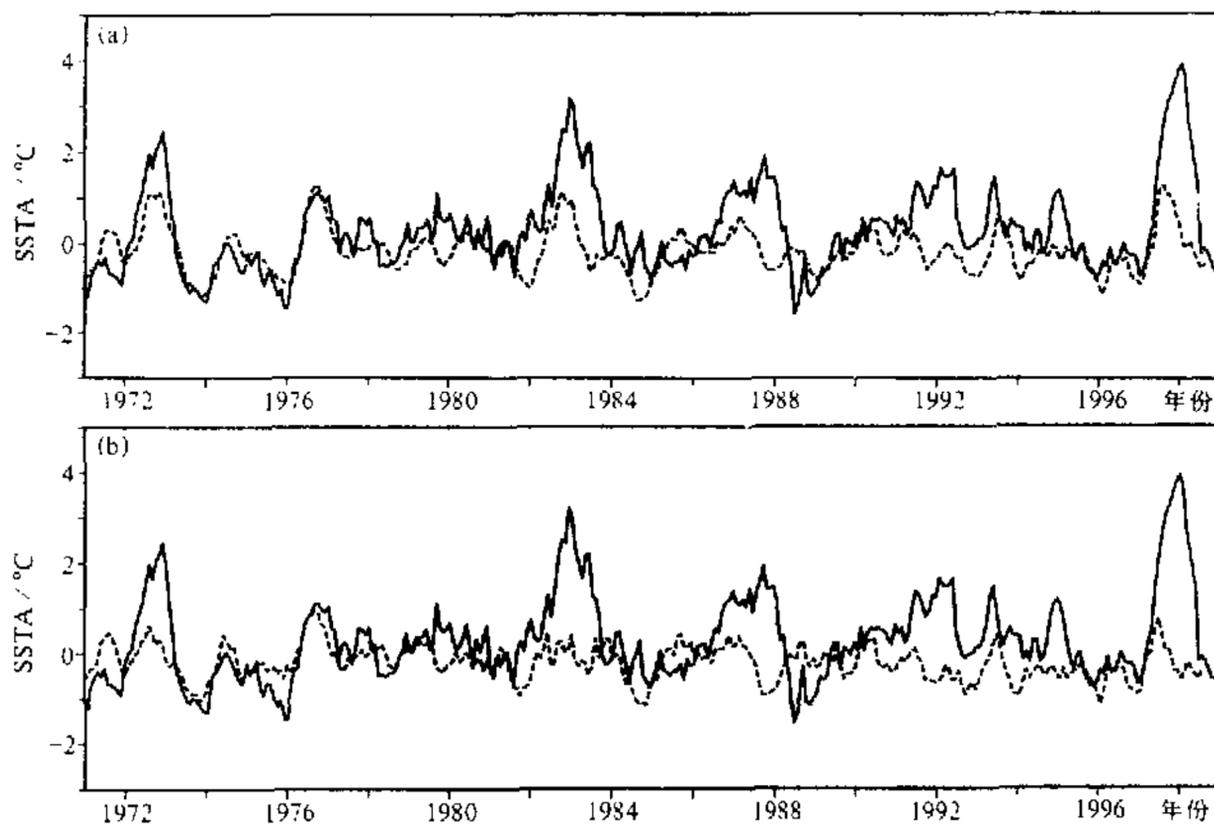


图 12 coptest 1 (a) 和 coptest 2 (b) 中 Niño 3 区 SSTA 随时间的变化
实线: 观测; 虚线: 模拟

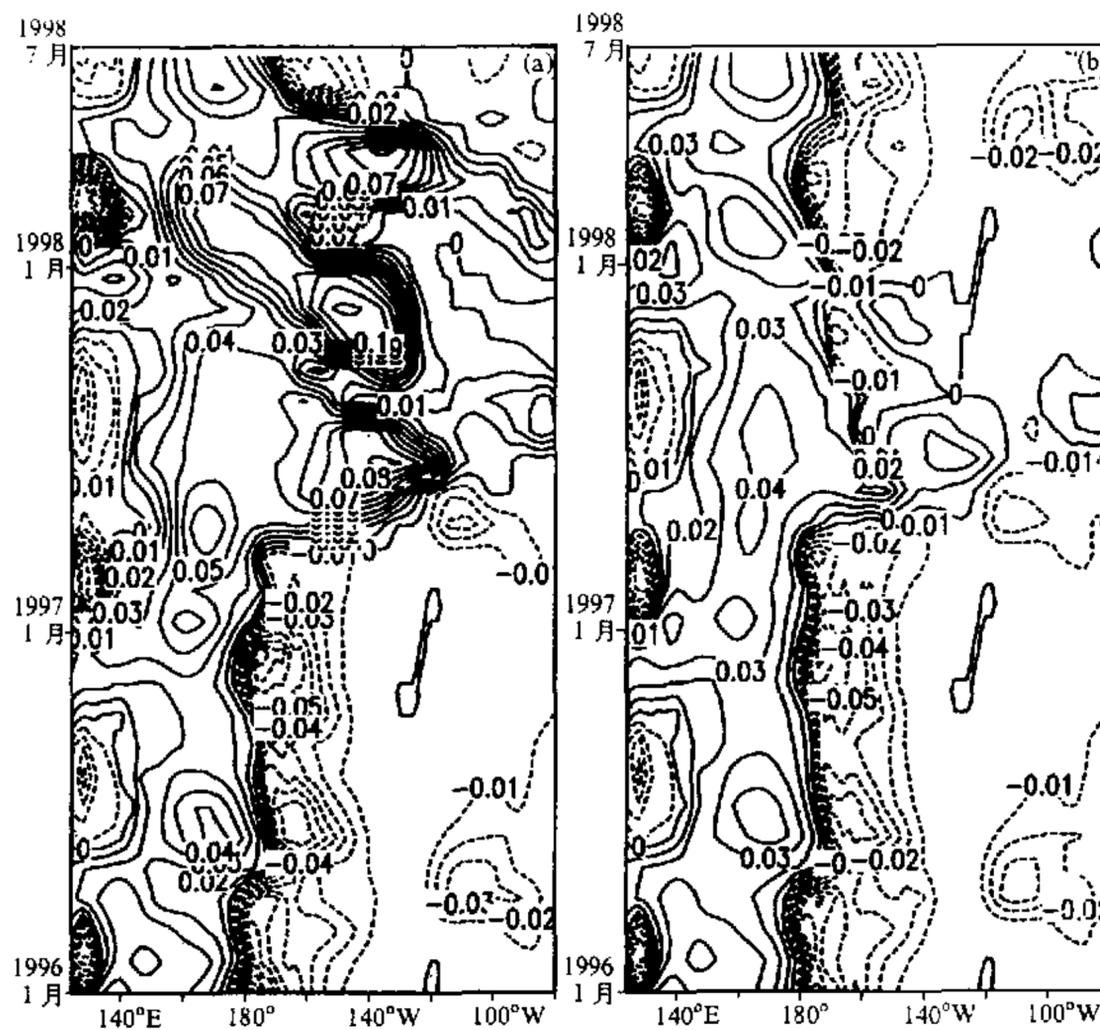


图 13 大气模式中由辐合辐散引起的加热场的时间-经度剖面图 (5°S~5°N)
(a) coptest; (b) coptest 1. 单位: 无量纲

在海洋中,赤道西太平洋地区的西风异常所强迫出来的下沉 Kelvin 波及水平平流在 El Niño 事件的激发阶段起重要作用,而海气相互作用不稳定与东边界反射对 El Niño 事件的发展及维持起重要作用。当 Kelvin 波传播至中东太平洋地区会使那里的 SSTA 上升,到达东边界时,由于东边界的反射使东太平洋地区的 SSTA 加强。在 El Niño 事件的初始阶段, $-u_1 \bar{T}_x$ 可以把赤道西太平洋地区的暖海水传向赤道中东太平洋。 $-\bar{U}T_x$, $-\bar{V}T_y$ 可以作为 El Niño 事件发展的正反馈机制,使中东太平洋地区的 SSTA 增加, SSTA 的增加又可以使海气相互作用不稳定加强,促使 El Niño 事件的发展和维持。

本文的结果还表明, El Niño 事件形成初期,海气耦合系统所具有的能量对 El Niño 事件的发展有重要作用,它与赤道西太平洋地区风应力的强迫强度(风应力异常本身的大小及纬向风异常在赤道附近所覆盖的面积)有很大关系,风应力的强度越大,发生 El Niño 事件的可能性越大。

本文还研究了热带西太平洋地区的负反馈过程,结果表明,热带西太平洋地区的纬向风异常的变号及西边界反射都是 ENSO 循环的负反馈过程。

参 考 文 献

- 1 Wyrski, K., El Niño: The dynamics response of the equatorial Pacific to atmospheric forcing, *J. Phys. Oceanogr.*, 1975, **5**, 572~584.
- 2 Busalachi, A., and J. J. O'Brien, Interannual variability of equatorial Pacific in the 1960s, *J. Geophys. Res.*, 1981, **86**, 10901~10907.
- 3 Busalachi, A., J. K. Takeuchi and J. J. O'Brien, Interannual variability of the equatorial Pacific—revisited, *J. Geophys. Res.*, 1983, **88**, 7551~7562.
- 4 Huang Ronghui, Zang Xiaoyun, Zhang Renhe and Chen Jinlong, The westerly anomalies over the tropical Pacific and their dynamical effect on the ENSO cycles during 1980~1994, *Advances in Atmospheric Sciences*, 1998, **15**, 135~151.
- 5 Seager, R., Modeling tropical Pacific sea surface temperature, 1970~1987, *J. Phys. Oceanogr.*, 1989, **19**, 419~434.
- 6 严邦良、黄荣辉、张人禾, El Niño 事件发生和消亡中热带太平洋纬向风应力的动力作用 II. 模式结果分析, *大气科学*, 2001, **25**, 160~172.
- 7 张人禾、黄荣辉, El Niño 事件发生和消亡中热带太平洋纬向风应力的动力作用 I. 资料诊断和理论分析, *大气科学*, 1998, **22**, 587~599.
- 8 黄荣辉、傅云飞, 关于 ENSO 循环动力学研究的若干进展与问题, 灾害性气候预测及其农业年景和水资源调配的影响项目论文集 II. 灾害性气候的过程及诊断, 黄荣辉等编, 北京: 气象出版社, 1996, 172~188.
- 9 傅云飞、黄荣辉, 热带太平洋西风异常对 ENSO 事件发生的作用, *大气科学*, 1996, **20**, 641~653.
- 10 傅云飞、黄荣辉, 东亚西风异常活动对热带西太平洋西风爆发及 ENSO 发生的作用, *大气科学*, 1997, **21**, 485~492.
- 11 Barnett, T. P., Prediction of El Niño 1982~1983, *Mon. Wea. Rev.*, 1984, **112**, 1403~1407.
- 12 Lau, K. M., Intraseasonal and interannual variations of tropical convection: A possible link between the 40~50 day oscillation and ENSO? *J. Atmos. Sci.*, 1988, **45**, 506~519.
- 13 Nitta, Ts. and T. Motoki, Abrupt enhancement of convective activity and low-level westerly burst during the onset phase of the 1986-87 El Niño, *J. Meteor. Soc. Japan*, 1987, **65**, 497~506.
- 14 Barnett, T. P., Interaction of the monsoon and the Pacific trade wind system in interannual timescales. Part I: The equatorial zone, *Mon. Wea. Rev.*, 1983, **111**, 756~773.
- 15 Keen, R. A., The role of cross equatorial tropical cyclone pairs in the Southern Oscillations, *Mon. Wea. Rev.*, 1982, **110**, 1405~1416.

- 16 李崇银, 胡季, 东亚大气环流与埃尔尼诺相互影响的一个分析研究, *大气科学*, 1987, **11**, 259~364.
- 17 李崇银, 频繁的强大东亚大槽活动与El Niño的发生, *中国科学, B辑*, 1988, **18**(6), 667~674.
- 18 Li Chongyin, Interaction between anomalous winter monsoon in East Asia and El Niño Events, *Advances in Atmospheric Sciences*, 1990, **7**, 36~46.
- 19 Masumoto, Y and T Yamagato, On the origin of a model ENSO in the western Pacific, *J. Meteor. Soc. Japan*, 1991, **69**, 197~206.
- 20 Zebiak, S. E. and M. A. Cane, A mode El Niño / Southern Oscillation, *Mon. Wea. Rev.*, 1987, **115**, 2262~2278.
- 21 Battisti, D. S., Dynamics and thermodynamics of a warming event in a couple tropical atmosphere-ocean model, *J. Atmos. Sci.* 1988, **45**, 2889~2919.
- 22 Kleeman, R., A simple model of the atmospheric response to ENSO SST anomalies, *J. Atmos. Sci.*, 1991, **48**, 3~18.
- 23 严邦良, 黄荣辉, 张人禾, 一个可描写ENSO循环基本特点的简单海气耦合模式, *大气科学*, 2001, **26**(2), 193~205.
- 24 巢纪平, 张人禾, 热带海气相互作用波及其不稳定性, *气象学报*, 1990, **48**, 46~53.
- 25 巢纪平, 王彰贵, 简单的热带海气耦合波-Rossby和Kelvin波的相互作用, *气象学报*, 1993, **51**, 257~265.
- 26 巢纪平, 王彰贵, 简单的热带海气耦合波-Rossby波的相互作用, *气象学报*, 1993, **51**, 385~393.
- 27 张人禾, 巢纪平, 不稳定热带海气相互作用中快波的过滤, *气象学报*, 1994, **52**, 35~240.
- 28 张人禾, 简单的热带海气耦合模式中的耦合波及其不稳定性 (I) *大气科学*, 1995, **19**, 455~464.
- 29 张人禾, 简单的热带海气耦合模式中的耦合波及其不稳定性 (II) *大气科学*, 1995, **19**, 564~574.
- 30 Hirst, A. C., Unstable and damped equatorial models in simple coupled ocean-atmosphere models, *J. Atmos. Sci.*, 1986, **43**, 606~630.
- 31 Hirst, A. C., Slow instabilities in tropical ocean basin-global atmosphere models, *J. Atmos. Sci.*, 1988, **45**, 830~852.

A Numerical Test of the Effects of Wind Anomaly over the Equatorial Western Pacific on ENSO Cycle

Yan Bangliang

(Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100080)

Zhang Renhe

(Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081)

Abstract An Intermediate Coupled Model (ICM) is used to study the effects of wind stress anomaly over the equatorial western Pacific on the ENSO cycle. The functions of dynamics and thermodynamics in which the wind anomaly stress over the equatorial western Pacific effects on the ENSO cycle are analyzed by taking the 1997/1998 El Niño event as an example. The results show that wind stress anomalies play an important role in ENSO cycle. In the ICM, when the wind anomaly stress over the equatorial western Pacific is given, the ICM can simulate almost all of the El Niño events since 1971. The correlation coefficient is 0.63 between simulated and observed SSTA over the Niño 3 area. The western wind stress anomaly over the equatorial western Pacific can strengthen the atmospheric heating field through reinforcing its convergence over there, then the instability of interactions between the atmosphere and the sea is strengthened. The Kelvin wave and horizontal advection exited by the western wind anomaly play an important role at the starting up and developing stage of El Niño events. The interactions between atmosphere and sea and the eastern boundary reflection also play an important role in the developing and maintaining of El Niño events.

Key words: wind stress; interaction between atmosphere and sea; ENSO; western Pacific