

赤道太平洋西风异常与 El Niño 的关系*

王彰贵¹⁾ 邢如楠²⁾ 陈幸荣¹⁾

1) (国家海洋环境预报中心, 北京 100081)

2) (中国气象局培训中心, 北京 100081)

摘要 分析了1980年以来赤道太平洋西风异常观测资料, 并利用POM海洋模式模拟了赤道太平洋海温对不同类型西风异常的响应。分析和数值模拟试验结果都表明, 赤道太平洋上的西风异常可以引起赤道中东太平洋海温升高, 但是El Niño事件是否能发生, 则与西风异常的位置、强度和东移有关。只有当赤道中太平洋(160°E~160°W)出现一定强度的西风异常并较快东移, 才有利于El Niño发生。

关键词: 西风异常; 海洋模式; 数值模拟; El Niño

文章编号 1006-9895 (2004) 03-0441-14 **中图分类号** P434 **文献标识码** A

1 引言

Wyrtki^[1]在1975年就已提出, 赤道中太平洋表面信风的松弛可引起中东太平洋海表温度(SST)异常升高。随着观测手段的不断提高和高分辨率模式的出现, 对El Niño与赤道太平洋上西风异常之间关系的研究也在不断地深入。Harrison等^[2]根据1950~1980年靠近日界线岛屿的观测资料, 指出日界线附近的西风事件明显倾向于与暖ENSO期有关。Vecchi等^[3]分析了1986~1998年赤道东太平洋海表温度异常(SSTA)随赤道上三种类型西风的变化, 指出赤道西风事件对于El Niño期间中东太平洋增暖及其维持是最重要的。严邦良^[4]分析1986~1989年的纬向风应力异常在ENSO事件产生和消亡中的作用时, 注意到了西风控制着160°E~180°地区, 同时西风异常具有明显的东传特征。张祖强^[5]用几次El Niño事件合成的西风异常来讨论西风爆发与ENSO产生的关系, 结果表明赤道西风异常的强弱对海温升高有显著影响, 140°E~180°是西风局地增幅的关键区。在陈幸荣等^[6]最近的资料分析工作中特别强调, 当赤道中太平洋(5°S~5°N, 160°E~160°W)出现持续3个月以上强西风异常(平均纬向风应力异常 $\geq 0.1 \times 10^{-5} \text{ N cm}^{-2}$)时, 此时的西风爆发将会引起一次El Niño现象。李崇银等^[7]指出, 赤道西太平洋异常西风是引起次表层海温异常东传, 最终导致El Niño发生的重要原因。此外, 也有各种模式用来模拟西风异常引起的太平洋海洋增温过程^[8~10]。

众多的资料分析和模式模拟虽然表明了赤道西风异常对于ENSO循环有重要的动力作用, 并根据各自所用资料得出西风爆发的关键区, 这些关键区都在中西赤道太平洋。但是, 在实际业务预报中, 预报El Niño能否发生、什么时候发生仍然是一个十分

令人困惑的问题,因为不是在赤道中西太平洋出现了西风异常和西太平洋暖池有了异常暖水就一定出现 El Niño 事件^[6]。当赤道西太平洋出现西风异常时,在赤道 Kelvin 波的作用下,中东赤道太平洋表层海水会出现增暖现象,但对增暖是否可发展成一次 El Niño 事件、何时赤道东太平洋 Niño 3 区海温距平达到 El Niño 指标,以及持续多长时间等问题目前仍然无法正确预测。2002 年 El Niño 事件是一个很好的例子。2002 年初,赤道西太平洋海洋次表层已有大量暖水堆积,春季赤道西太平洋已出现强西风异常,但一直到 2002 年 6 月份,国内外的 El Niño 研究和预测小组仍不断地发出不同的、甚至是相反的预测结果。这就提出了一个问题,赤道太平洋上西风异常究竟在什么位置、强度多强,赤道东太平洋海表增暖才演变成一次 El Niño 事件,以及赤道西太平洋次表层的暖水堆积在 El Niño 事件形成和发展中起什么作用?为此,本文分析了 1980~2002 年每个 El Niño 事件的西风异常观测资料,并用 POM 海洋模式模拟了赤道东太平洋海温对不同位置 and 不同强度西风异常的响应,进一步研究了西风异常与上层海温升高之间的关系。

2 资料分析

本文所用的月平均表面风资料取自 NCEP 资料集,时间从 1980 年 1 月至 2002 年 12 月。若以 Niño 3 区海表温度距平作划分指标,在这 22 年间,有 6 次 El Niño 事件,则它们开始的时间分别在 1982 年 5 月、1986 年 9 月、1991 年 5 月、1994 年 9 月、1997 年 5 月和 2002 年 6 月。这里分别对 El Niño 发生当年的单个事件进行分析,详细地研究每次 El Niño 发生前后西风异常的过程。

图 1 是 1980~2002 年 6 次 El Niño 发生当年及 1980 和 2001 年两个非 El Niño 年赤道太平洋地区 ($10^{\circ}\text{S}\sim 10^{\circ}\text{N}$) 月平均纬向风应力异常。从图 1 可以看到每次 El Niño 发生前 1 至数月,西风异常的东边界已扩展至 150°W 或更东。在 El Niño 发生后,西风异常继续维持或进一步东移。我们注意到在 1982 和 1997 两个强 El Niño 年,5 月份以后都有明显的西风异常东移,并东扩至 120°W 。在其余几次 El Niño 事件发生的当年,如 1986、1991、1994 和 2002 年,西风异常强度比 1982 年和 1997 年的要弱,但西风异常的东边界在 El Niño 开始后也扩展至 120°W 附近。

1980 年春季,虽然在赤道中太平洋 ($160^{\circ}\text{E}\sim 160^{\circ}\text{W}$) 已有与 1994 年强度相当的西风异常存在,但 4~5 月份西风异常迅速减弱西退,并停留在日界线以西,结果这年 El Niño 没有形成。2001 年赤道西太平洋西风异常到 5~6 月才出现,夏季减弱消失,10 月份再次出现,年底有所加强,但始终停留在西太平洋,没向中太平洋东移,这年也没发生 El Niño。这表明赤道中太平洋 ($160^{\circ}\text{E}\sim 160^{\circ}\text{W}$) 的西风异常向东扩展是 El Niño 发生的一个重要条件。

3 模式简介和数值试验设计

El Niño 现象实际上是在赤道异常西风应力作用下,赤道中东太平洋斜温层加深、海水大范围增暖的现象。为了更好地模拟这一过程,本文用 Blumberg 和 Meller^[11]的具

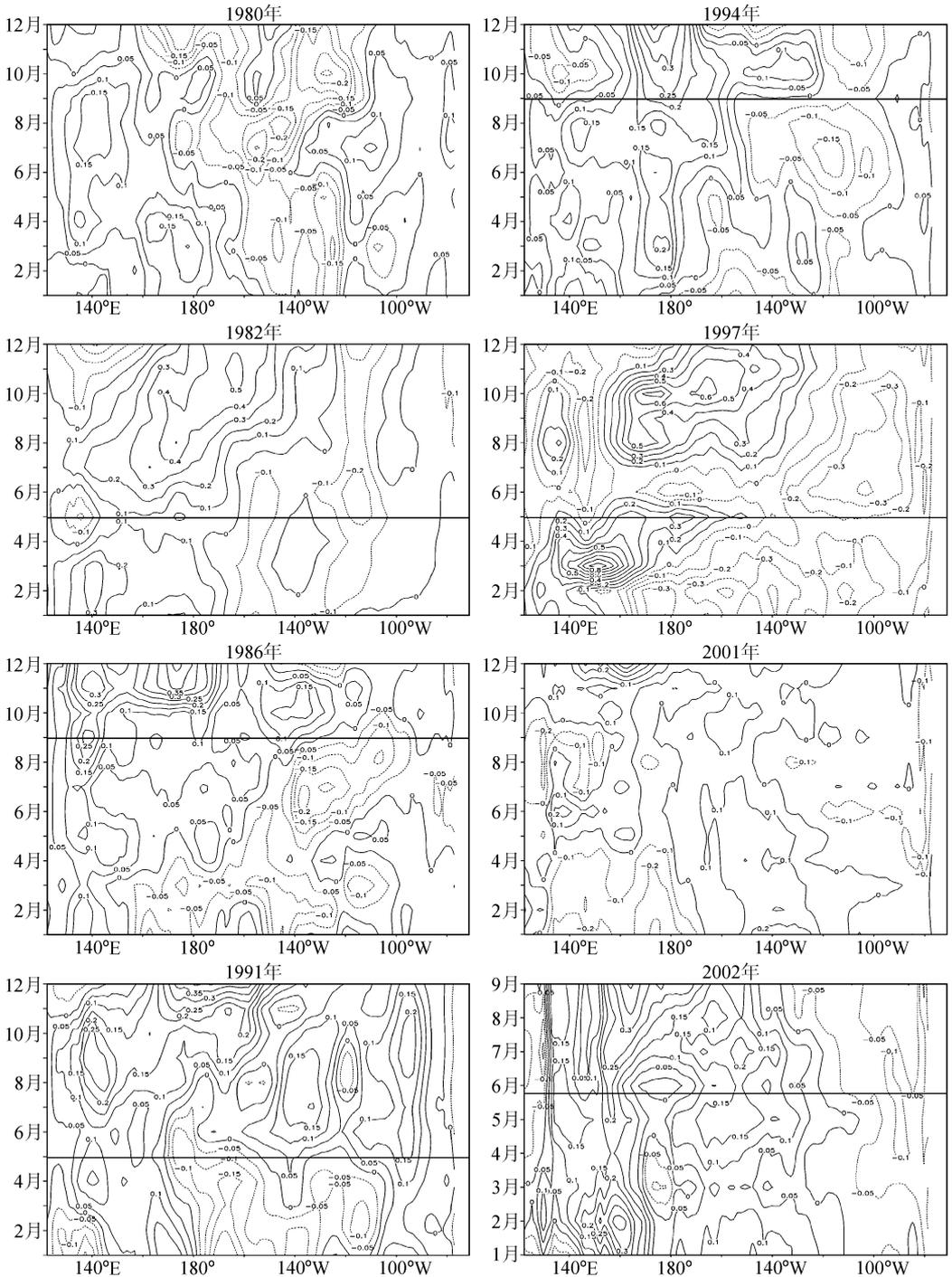


图1 赤道太平洋地区 ($10^{\circ}\text{S}\sim 10^{\circ}\text{N}$) 月平均纬向风力异常 (单位: 10^{-5}N cm^{-2})
横线表示 El Niño 开始的月份

有自由表面物理特性、 σ 坐标下的 POM 海洋模式。模式区域为 $60^{\circ}\text{S}\sim 60^{\circ}\text{N}$, $120^{\circ}\text{E}\sim 70^{\circ}\text{W}$ 整个太平洋区域, 水平分辨率 $1^{\circ}\times 1^{\circ}$ 。模式垂直方向取 13 层 (σ 分别为 0.0、-0.004、-0.01、-0.02、-0.03、-0.04、-0.05、-0.10、-0.20、-0.40、

-0.60、-0.80、-1.00), 水平方向采用 Arakawa C 型差分格式。表面热通量用 Haney^[12]公式计算, 此热通量仅作用于海洋表层, 没有太阳辐射穿透海表。海底地形数据取自 ETOP5 的 5' 地形资料集, 最大水深取 5000 m, 最浅处为 10 m。外模时间步长取 90 s, 内模时间步长取 2 700 s。

模式在 NCEP 月平均风应力和海洋表面热通量强迫下, 从静止状态开始积分 90 年, 以第 89~90 年的平均场作为模式的气候平均态。计算时所用的边条件资料均插值到模式计算的每个时间步长上。该模式模拟的赤道太平洋年平均海洋表面温度 (图 2) 较好地再现了赤道太平洋海洋表面温度的气候态分布, 例如在赤道上西太平洋暖池的东边界 (以 28 °C 等温线代表) 在 180°, 与观测结果比较相近。对模拟的赤道太平洋年平均次表层海温 (图略) 与实测相比, 模式模拟出了赤道太平洋次表层斜温层自西向东的倾斜。模拟的西中太平洋斜温层深度 (以 20 °C 等温线代表) 位于 150~160 m, 与观测比较一致; 而在赤道东太平洋模拟的斜温层深度是 30 m, 比观测值 50 m 要浅。另外, 模拟的 28 °C 等温线的垂直深度在 40 m 深, 实测在 70~80 m 左右。这与模式的垂直分辨率比较低以及忽略了太阳辐射穿透海表有关。因本文着重研究西风异常引起的海洋温度变化, 即关注的只是海洋温度的相对变化, 模式西太平洋暖池的上层温度偏低对异常试验的影响不大。

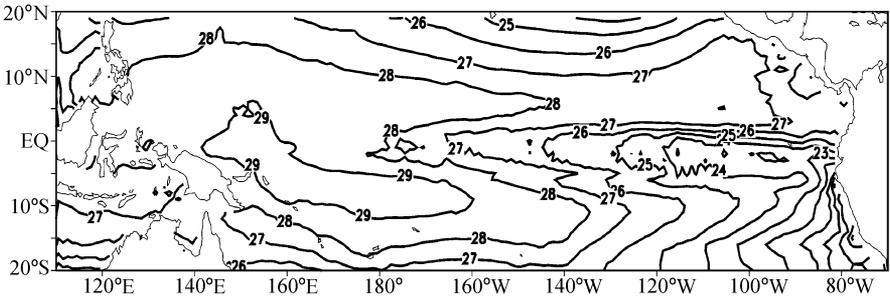


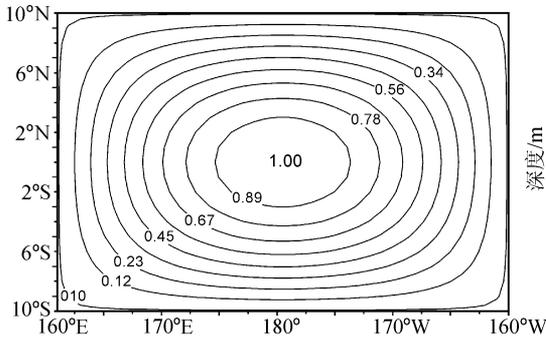
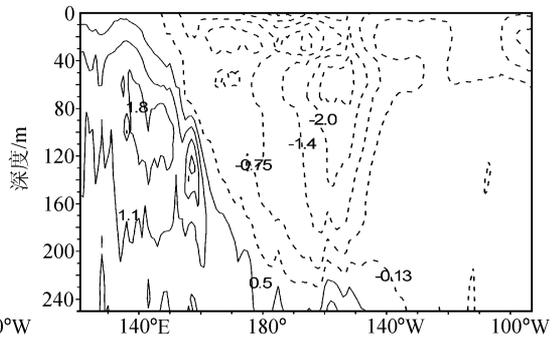
图 2 模拟的赤道太平洋年平均海表温度 (单位: °C)

试验中使用的理想异常西风取为

$$U = A \sin \frac{\pi(\varphi - \varphi_1)}{L_y} \sin \frac{\pi(\lambda - \lambda_1)}{L_x}, \quad (1)$$

这里, φ 是纬度, λ 是经度, φ_1 和 λ_1 分别是西风异常区域起始的纬度和经度, L_x 和 L_y 分别是该西风异常区纬向和经向的长度, $L_x = 40^\circ$ 经度, $L_y = 20^\circ$ 纬度 ($10^\circ\text{S} \sim 10^\circ\text{N}$)。 L_x 取 40 个经度是依据 Vecchi^[3] 的实测资料分析结果, 西风的水平范围平均有 30 个经度。若模式中这一水平范围取得太小, 影响东太平洋海水增暖幅度。本文作者^[6] 对 1980~2000 年赤道纬向风的分析结果也表明, $160^\circ\text{E} \sim 160^\circ\text{W}$ (40 个经度) 是西风异常的关键区, 故本文取 $L_x = 40^\circ$ 经度, 即使在西风异常东移过程中, L_x 也保持 40° 经度不变。(1) 式中的 A 是西风异常的振幅, 取 $A = 1 \times 10^{-5} \text{ N cm}^{-2}$ 时西风异常分布如图 3, 区域平均的西风异常值为 $0.374 \times 10^{-5} \text{ N cm}^{-2}$ 。

一般在 El Niño 发生前, 在赤道西太平洋次表层已有暖水堆积, 这是异常强赤道东风作用的结果。本文试验的初始态中, 赤道西太平洋暖池有异常的暖水出现 (图 4), 但与观测相比, 强度相对较弱。该初始场是在月平均气候风应力场上, 在 $10^\circ\text{S} \sim 10^\circ\text{N}$

图3 模式西风异常分布(单位: $10^{-5} \text{ N cm}^{-2}$)图4 赤道西太平洋有异常暖水的初始场
次表层温度异常分布(单位: $^{\circ}\text{C}$)

范围内叠加一个强度为 $-0.7 \times 10^{-5} \text{ N cm}^{-2}$ 的东风异常积分一年得到的。在赤道西太平洋次表层 $120 \sim 150^{\circ}\text{E}$ 、130 m 深处,最大暖水异常达 2°C 以上。为了试验初始场对模拟结果的影响,对比试验的初始场取作气候平衡态,即在赤道西太平洋暖池次表层没有暖水堆积。

本文对西风异常发生的位置、强弱、是否东移及初始场的影响分别做了试验。每个试验积分时间都是一年,从1月积分到12月。积分过程中,热力强迫场保持不变,将西风异常加在 $10^{\circ}\text{S} \sim 10^{\circ}\text{N}$ 间的月平均气候风应力场上。文中定义赤道西太平洋为 $120 \sim 160^{\circ}\text{E}$,赤道中太平洋为 $160^{\circ}\text{E} \sim 160^{\circ}\text{W}$,赤道东太平洋为 $160 \sim 120^{\circ}\text{W}$ 。在所有试验中,在赤道西太平洋1至3月西风异常都取 $A = 0.5 \times 10^{-5} \text{ N cm}^{-2}$,4~12月 $A = 0$ (除赤道西太平洋西风不动的试验外);在赤道中太平洋,1月 $A = -0.5 \times 10^{-5} \text{ N cm}^{-2}$,2月 $A = -0.2 \times 10^{-5} \text{ N cm}^{-2}$,均处于弱东风控制之下,3月份开始出现 $A = 0.5 \times 10^{-5} \text{ N cm}^{-2}$ 的西风异常,4月西风异常强度增大到 $A = 1.0 \times 10^{-5} \text{ N cm}^{-2}$ (除西风异常强度减弱的试验外)。5~12月西风异常的强度见表1。试验分成四组,共14个试验(标号为a~n,见表1)。

表1 模式中赤道西风异常的背景参数与 Niño 3 区 SSTA

试验	西风异常位置	东移时间	移速/ 经度月 ⁻¹	5~12月西风异常 强度 $A/10^{-5} \text{ N cm}^{-2}$	Niño 3 区 SSTA			
					开始时间	持续时间/月	最大值/ $^{\circ}\text{C}$	最大出现时间
a	中太平洋	5~8月	10	1.0	6月	7	1.2	12月
b	中太平洋	6~9月	10	1.0	7月	6	1.2	12月
c	中太平洋	7~10月	10	1.0	8月	5	1.2	12月
d	中太平洋	7~10月	5	1.0	8月	5	0.7	12月
e	中太平洋	5~8月	10	2.0	6月	7	1.8	12月
f	中太平洋	6~9月	10	0.5	8月	5	0.7	12月
g	中太平洋	6~9月	10	0.25	9月	1	0.5	9月
h	中太平洋	5~8月	10	1.0	7月	6	1.1	12月
i	中太平洋	不移动	/	1.0	9月	1	0.5	9、12月
j	西太平洋	不移动	/	0.5	/	0	0.4	9月
k	西太平洋	不移动	/	1.0	/	0	0.5	9月
l	东太平洋	5~12月不移动		1.0	5月	8	1.1	12月
m	东太平洋	5~12月不移动		0.25	9月	1	0.5	9月
n	中太平洋	5~12月	5	1.0	8月	5	1.2	12月

注:除h试验初始场为气候平均场外,其余试验初始场均为西太平洋暖池有暖水堆积。

第一组为西风异常向东移试验 (a~d 和 n):

试验 a、b、c 中的西风异常分别自 5 月、6 月、7 月开始, 从中太平洋以每月 10° 经度向东移动, 连续东移 4 个月, 西风异常最东达到 $160\sim 120^\circ\text{W}$, 以后在此区一直维持到 12 月。试验 d 为西风异常从 7 月开始以每月 5° 经度的速度东移 4 个月, 西风异常的东边界最终只到达 140°W 。试验 n 中的西风异常以每月 5° 经度的速度, 从 5 月开始东移, 在 12 月西风异常东边界最终到达 120°W 。这组试验中, 从 4~12 月西风异常强度都是 $A=1.0\times 10^{-5}\text{N cm}^{-2}$ 。

第二组为西风异常强度试验 (e~g):

在这组试验中, 西风异常仍从赤道中太平洋开始, 并以每月 10° 经度速度向东移 4 个月。试验 e 是 5 月开始东移, 试验 f 和 g 都是 6 月份开始向东移。这几个试验的西风异常的强度各不相同, 试验 e 中从 5 月开始 $A=2.0\times 10^{-5}\text{N cm}^{-2}$; 试验 f 和 g 是从 4 月开始 $A=0.5\times 10^{-5}\text{N cm}^{-2}$ 和 $A=0.25\times 10^{-5}\text{N cm}^{-2}$ 。

第三组为西风异常不移动试验 (i~m):

试验 i 为西风异常一直停留在中太平洋到 12 月底, 西风异常的强度 $A=1.0\times 10^{-5}\text{N cm}^{-2}$; 试验 j 和 k 都是西风异常全年都在西太平洋, 但强度分别为 $A=0.5\times 10^{-5}\text{N cm}^{-2}$ 和 $A=1.0\times 10^{-5}\text{N cm}^{-2}$ 。试验 l 和 m 是西风异常 5~12 月都维持在东太平洋, 强度分别为 $A=1.0\times 10^{-5}\text{N cm}^{-2}$ 和 $A=0.5\times 10^{-5}\text{N cm}^{-2}$ 。

上述三组试验的初始场都是西赤道太平洋已有暖水堆积 (见图 4)。

第四组为初始场影响试验 (h):

试验 h 除初始场为气候平均场以外, 其他试验条件与试验 a 一样。

4 试验结果

4.1 Niño 3 区的海表温度变化

图 5 给出了每个试验中 Niño 3 区 ($5^\circ\text{S}\sim 5^\circ\text{N}$, $150\sim 90^\circ\text{W}$) 月平均海表温度异常 (SSTA) 随时间的变化, 图中曲线 a~n 分别对应于试验 a~n。El Niño 事件一般是指 Niño 3 区的 SSTA 达到 0.5°C , 并持续 6 个月以上。本文模拟结果也以此为标准。从图 5a 中可以看到, 在赤道中太平洋的西风异常若快速东移 [10° (°) 月 $^{-1}$], 均在一个月后, Niño 3 区 SSTA 就达到 0.5°C 的指标 (曲线 a、b、c), 并且以后随着西风异常的进一步东移, Niño 3 区的海表温度迅速增暖, 升温很快达到 1.0°C 以上, 都在年底 12 月份升温达到最大 1.2°C 。但是, 若西风异常东移速度较慢 [试验 d, 5° (°) 月 $^{-1}$], Niño 3 区海表温度的变化与西风异常快速东移的试验 a、b、c 有很大不同。在 8 月份 Niño 3 区 SSTA 升到 0.5°C , 以后由于西风异常向东移的速度慢, 10~12 月份西风异常一直维持在 $180^\circ\sim 140^\circ\text{W}$ 区域, Niño 3 区的海表增温十分缓慢, 只有试验 a~c 的一半, 12 月 SSTA 为 0.7°C 。

Niño 3 区海温距平随西风异常的强度增大而增大。由图 5b 可见, 强西风异常试验 e ($A=2\times 10^{-5}\text{N cm}^{-2}$) 使 Niño 3 区 SSTA 迅速达到 0.5°C , 并在西风异常东移期间很快地上升, 年底达到 1.8°C 。相反, 对弱西风试验, 如西风异常强度只是试验 b 强度一半的试验 f, 8 月份 Niño 3 区 SSTA 才达到 0.5°C , 以后直到年底一直维持 $0.6\sim$

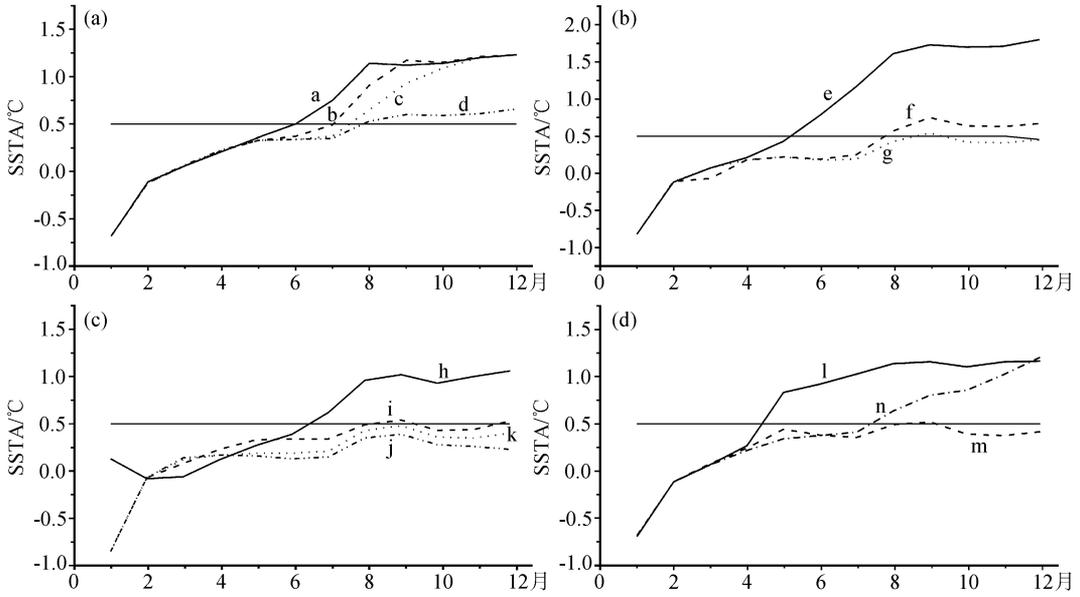


图5 模拟 Niño 3 区 ($5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$, $150^{\circ}\sim 90^{\circ}\text{W}$) 月平均 SSTA 随时间的变化 (单位: $^{\circ}\text{C}$)

(a) 试验 a~d; (b) 试验 e~g; (c) 试验 h~k; (d) 试验 l~n

0.7°C 的弱的增温。若西风异常变得更弱 (试验 g, $A=0.25\times 10^{-5}\text{ N cm}^{-2}$), 这时 Niño 3 区 SSTA 只有个别月能达到 0.5°C 。

对于西风异常无论是停留在赤道西太平洋 (试验 j 和 k), 还是停留在赤道中太平洋的试验 i, 赤道东太平洋的增暖都十分缓慢, Niño 3 区 SSTA 到年底也未能达到指标。但是, 相同强度的西风异常维持在赤道东太平洋 (图 5d 中的曲线 l), Niño 3 区 SSTA 可迅速达到 0.5°C 以上。若西风异常强度太弱 (试验 m, $A=0.25\times 10^{-5}\text{ N cm}^{-2}$), 虽然异常的西风连续几个月维持在赤道东太平洋, Niño 3 区的海表温度升高不到 0.5°C 。这种情景与 2001 年很相似。2001 年全年在赤道 $160\sim 120^{\circ}\text{W}$ 地区都有西风异常存在 (图 1), 但是强度很弱, 这一年没有 El Niño 出现。上述的试验还清楚地表明, 在中太平洋的西风异常再进一步向东移对于 El Niño 形成的重要性。西风异常的位置越向东、强度越强, 越有利于赤道东太平洋海面温度的上升。

图 5c 中的曲线 h 是试验的初始场为气候平均场, 即赤道西太平洋暖池没有暖水堆积, 赤道东太平洋海表 Niño 3 区 SSTA 的变化。从图 5c 中可以看到, 即使最初西太平洋暖池无暖水堆积, 在异常西风作用下, Niño 3 区 SSTA 一样可上升到 1.0°C 以上, 并持续到 12 月达到最高, 升温幅度与试验 a 基本一样。

为便于比较, 上述的试验结果也简要概括在表 1 中。这一试验结果再一次表明, 赤道太平洋上的西风异常的位置、强度以及是否东移与 El Niño 事件的发生、强弱密切相关。要正确预报 El Niño 是否出现及其发展, 必须密切关注西风异常的发展, 特别是赤道中太平洋的西风异常是否再向东伸展, 这对 El Niño 的发生非常重要。

4.2 赤道太平洋海表温度异常的变化

图 6 是试验 a、h、k 和 i 中的赤道太平洋 ($5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$) 月平均 SSTA 随时间的变化。从图 6 可以看到, a 和 h 两个试验的赤道太平洋海表温度异常的变化相近。随着西

风异常的东移, SSTA 暖中心也向东移。两个试验的不同是在 150°W 以东的赤道太平洋增暖, 试验 a 比试验 h 要早。对位于西太平洋的西风异常不东移的试验 k, 主要升温区在西风异常东边界, 赤道中东太平洋的海表增暖幅度很小 ($<0.5^{\circ}\text{C}$)。这是由于西太平洋暖池区的温度梯度小, 海洋斜温层较深, 结果由洋流辐合导致的下沉运动引起的海温增暖较小, 此时赤道东太平洋的增暖主要归因于赤道 Kelvin 波的作用。试验和观测都表明这种作用相对较弱, 不可能引起赤道东太平洋大的增暖。

对西风异常维持在中太平洋的试验 i, 赤道中东赤道太平洋海温升幅比试验 a 和 h

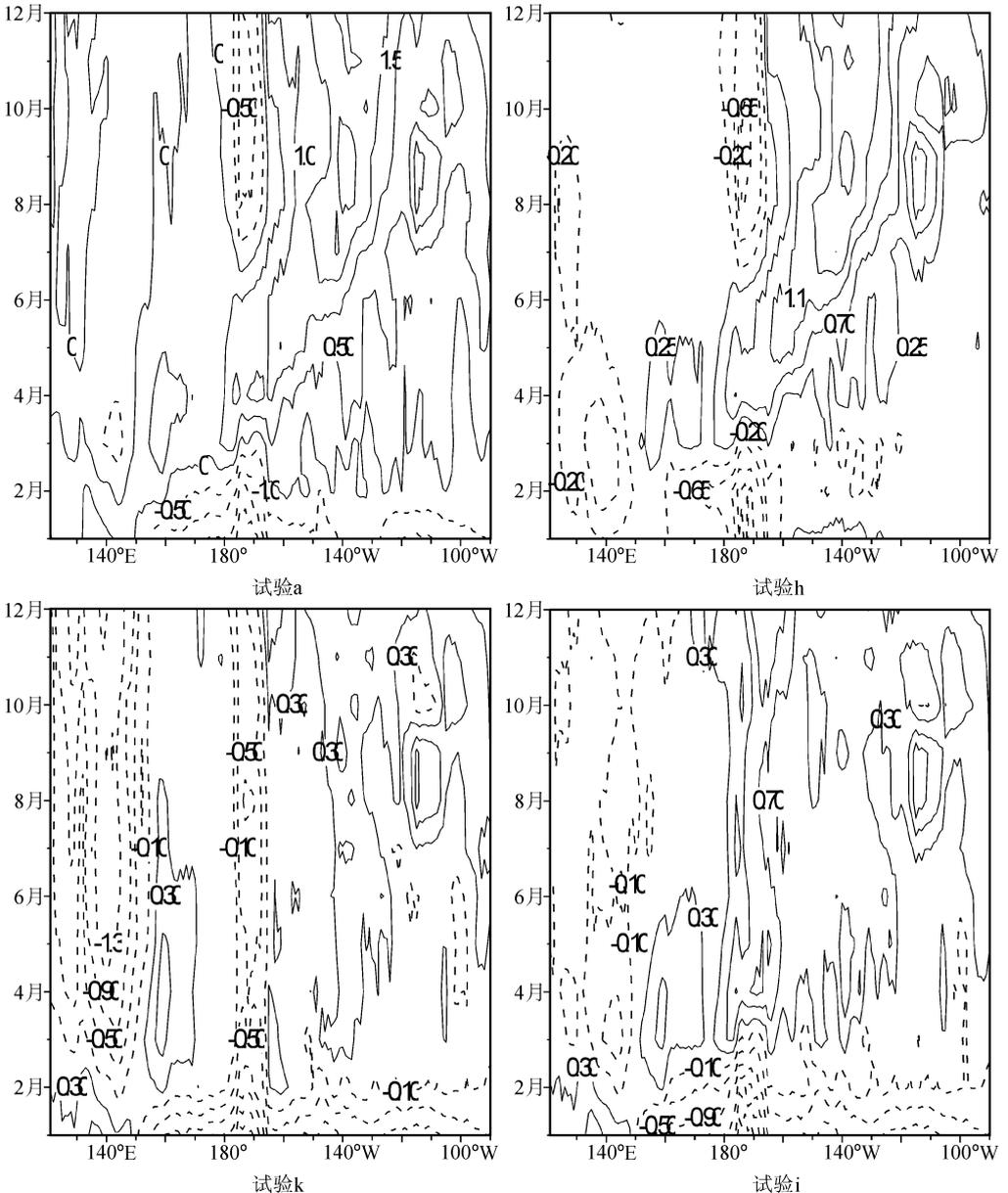


图6 试验 a、h、k 和 i 在赤道太平洋 ($5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$) 月平均 SSTA 随时间的变化 (单位: $^{\circ}\text{C}$)

要低, 但比试验 k 高, 最大暖中心 ($>0.7\text{ }^{\circ}\text{C}$) 停留在西风异常区东边界 $180^{\circ}\sim 160^{\circ}\text{W}$ 附近, 不向东移。

4.3 赤道太平洋次表层海温异常

作为海洋对大气风场的动力响应, 海表风应力异常必然会引起温跃层的垂直位移, 从而导致次表层海温异常。图 7~9 分别给出西风异常东移、初始场为气候平均态, 及西风异常停留在赤道中太平洋的试验 a、h 和试验 i 的次表层海温异常, 以比较因西风异常位置的不同引起海洋温度上升的差异。首先从图 7 可以看到, 对试验 a, 因 1 月赤道西太平洋叠加了一个西风异常强迫, 原在初始场 (图 4) 暖池区 ($120\sim 150^{\circ}\text{E}$, 130 m 深) 的一个约 $2\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的异常暖中心, 一个月后稍向东移并略有所加强, 特别是上层更为明显。4 月份, 赤道中太平洋的西风异常也已维持了两个月, 这时的次表层暖海温异常向东扩展很快, 主要异常暖中心位于 $170\sim 160^{\circ}\text{W}$, 80 m 深 (表 2), 比 2 月份东移了约 30 个经度并抬升了 40 m。6 月, 西风异常的东边界已东移至 140°W , 这时次表层异常暖中心也东移至 150°W , 并上升到 30 m 深处。8 月, 异常暖中心继续东移, 位于 $140\sim 150^{\circ}\text{W}$, 10 月, 到达 $130\sim 120^{\circ}\text{W}$ 。由于 8 月份以后西风异常没有继续东移, 10 月份后, 次表层异常暖中心没有再向东移。另外, 4 月份以后在异常暖中心东移过程中, 赤道西太平洋次表层海温出现了负距平。试验 a 的次表层海温异常的演变过程与一般 El Niño 事件的次表层海温变化相似。

图 8 是初始场为气候平均场, 即初始时赤道西太平洋暖池没有异常暖中心的试验 h 的次表层海温异常。与初始时西太平洋有异常暖中心的试验 a (图 7) 相比, 两者的最大差异是在 2 月份。在试验 h 中, 由于 1~3 月西太平洋出现了西风异常, 2 月份在西风异常的东边界 (160°E) 附近 100 m 深处仍出现了一个 $1.2\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的异常暖中心, 而在 140°E 以西为负距平区。这表明海洋表面一但出现西风异常, 立即会在西风异常区东边界附近的次表层出现异常暖中心。在试验 h 中暖中心的东移并抬升过程与试验 a 差别不大, 但次表层暖中心强度稍弱, 东移速度也稍偏慢 (见表 2 和图 7)。

表 2 模拟试验中赤道次表层最大异常暖中心位置 (经度, 深度) 和强度 ($^{\circ}\text{C}$)

试验	2 月	4 月	6 月	8 月	10 月	12 月
a	159°E , 130 m	167.5°W , 90 m	146.5°W , 30 m	136.5°W , 30 m	125.5°W , 30 m	126.5°W , 20 m
	$2.6\text{ }^{\circ}\text{C}$	$3.3\text{ }^{\circ}\text{C}$	$5.9\text{ }^{\circ}\text{C}$	$4.5\text{ }^{\circ}\text{C}$	$4.3\text{ }^{\circ}\text{C}$	$3.2\text{ }^{\circ}\text{C}$
h	160°E , 100 m	166.5°W , 80 m	148.5°W , 30 m	140.5°W , 30 m	125°W , 30 m	120°W , 20 m
	$1.2\text{ }^{\circ}\text{C}$	$1.6\text{ }^{\circ}\text{C}$	$5.3\text{ }^{\circ}\text{C}$	$3.6\text{ }^{\circ}\text{C}$	$3.3\text{ }^{\circ}\text{C}$	$3.2\text{ }^{\circ}\text{C}$
i	158.5°E , 130 m	161°W , 90 m	158.5°W , 80 m	155°W , 30 m	138°W , 30 m	130°W , 30 m
	$2.4\text{ }^{\circ}\text{C}$	$3.0\text{ }^{\circ}\text{C}$	$5.1\text{ }^{\circ}\text{C}$	$4.9\text{ }^{\circ}\text{C}$	$4.0\text{ }^{\circ}\text{C}$	$4.3\text{ }^{\circ}\text{C}$

对于西风异常始终位于中太平洋的试验 i, 在 2 月和 4 月次表层异常温度的分布 (图 9) 与试验 a (图 7) 区别不大。6~8 月暖水虽有向东扩展, 但次表层异常暖中心基本上是位于 160°W 附近。与试验 a 相比, 异常暖中心深度相对较深, 位置在 150°W 以西, 因此使得 150°W 以东海区, 即我们所关心的 Niño 3 区 SSTA 相对较弱。对西风异常位于赤道西太平洋不东移的试验 k, 12 月份次表层暖水位于 140°W 以西 (图 10), 异常暖中心强度比试验 i (图 9) 弱, 位置也相对较深, Niño 3 区海表正 SSTA 也很小。这种次表层有明显暖水异常存在, 而赤道东太平洋表层增暖比较弱的情况与 2002 年

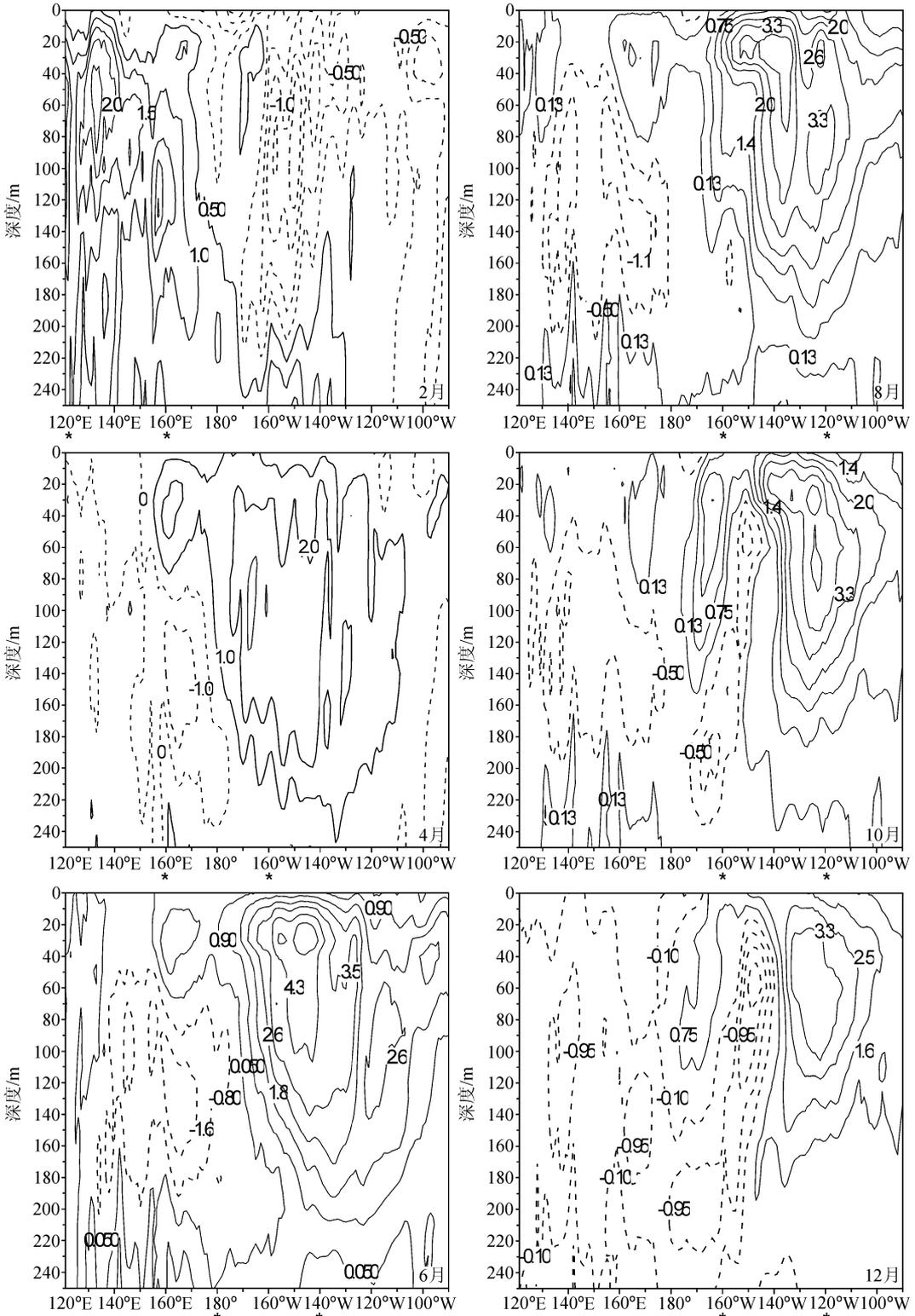


图7 试验a在2、4、6、8、10和12月的次表层海温异常(单位:°C)

两*号之间表示西风异常区

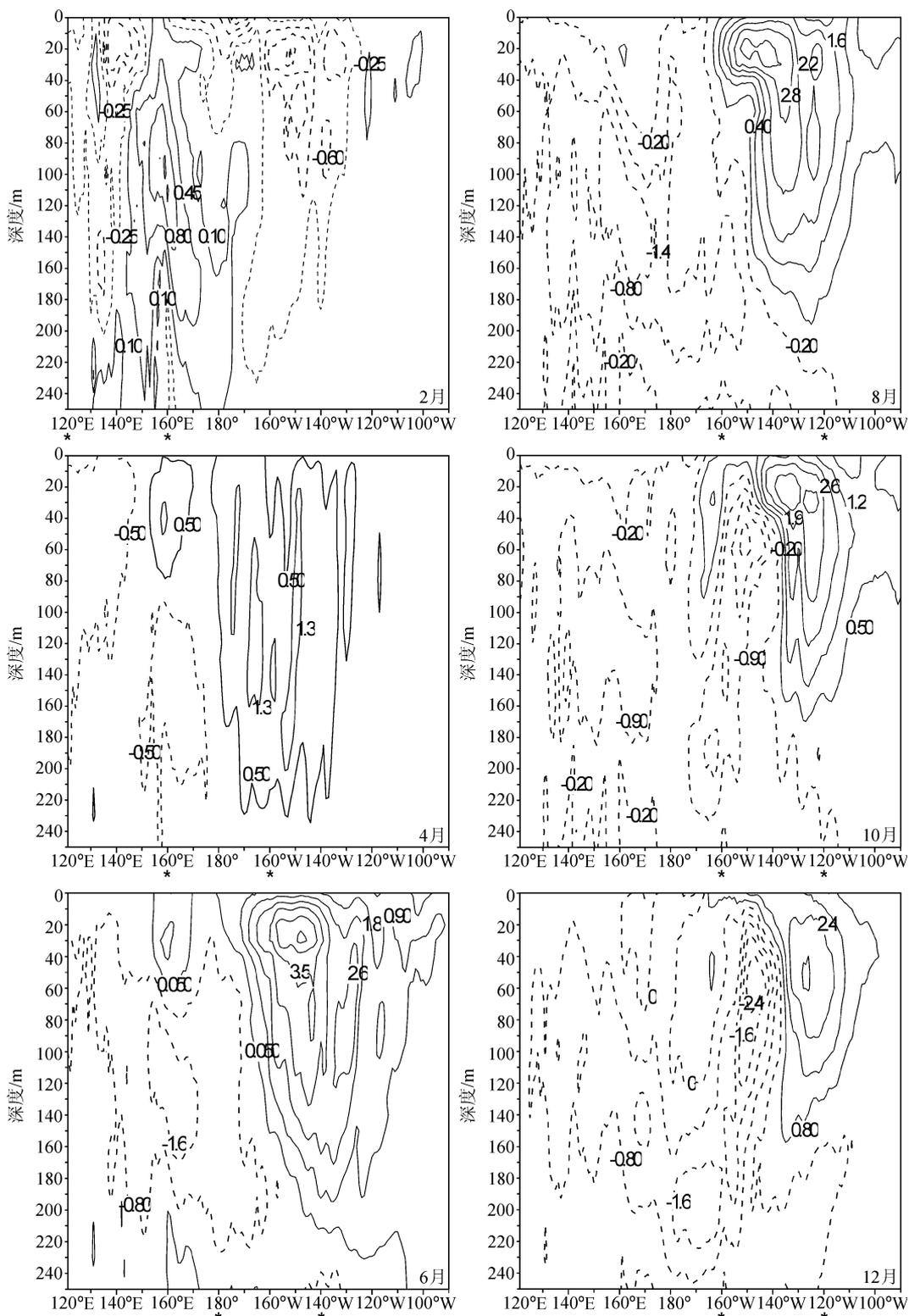


图 8 试验 h 的次表层海温异常，其余同图 7

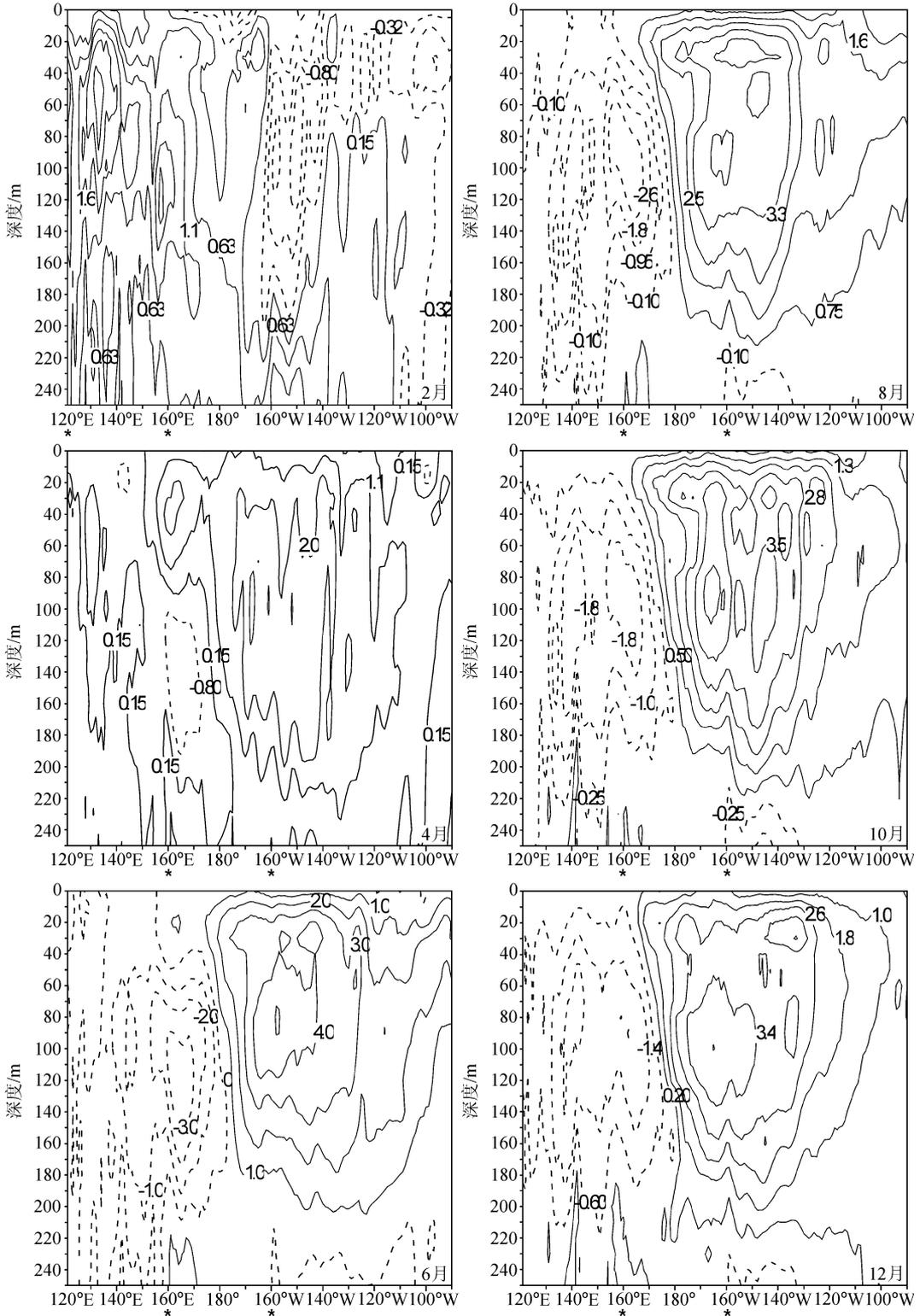


图9 试验i的次表层海温异常,其余同图7

El Niño 演变类似。2002 年春季在赤道西太平洋出现西风异常 (图 1), Niño 3 区海表 SSTA 自 3 月份开始为正距平 ($0.14\text{ }^{\circ}\text{C}$), 但在 9 月份以前西风异常一直位于赤道中太平洋, 赤道中东太平洋次表层的最大异常暖中心位置在 150°W , 并且位置较深, 赤道太平洋东部伴有冷水异常 (图 11), 海表最大增暖中心位于赤道中太平洋, Niño 3 区 SSTA 在 $0.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ 摆动。

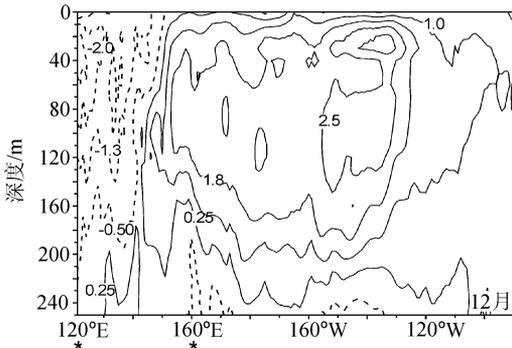


图 10 试验 k 12 月份次表层海温异常单位和说明同图 7

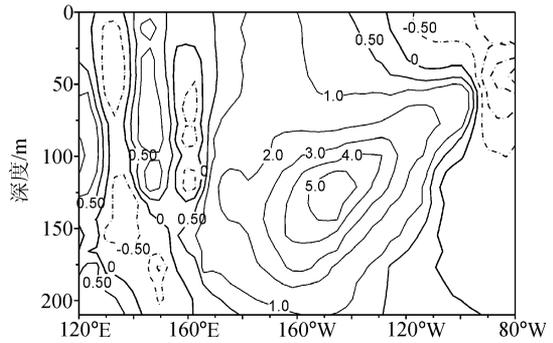


图 11 2002 年 8 月赤道太平洋 ($5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$) 次表层海温距平 (单位: $^{\circ}\text{C}$ 引自美国国家环境预报中心)

5 结论和讨论

从上述试验和资料分析结果, 我们可以得到几点结论:

(1) El Niño 事件发生有两个重要的条件, 一是赤道太平洋西风异常要达到一定的强度, 本文 $10^{\circ}\text{S}\sim 10^{\circ}\text{N}$ 西风异常区域平均的月平均风应力 $\geq 0.17 \times 10^{-5}\text{ N cm}^{-2}$ [实测的西风异常^[6] ($5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$) 应持续 3 个月 $\geq 0.1 \times 10^{-5}\text{ N cm}^{-2}$]; 另一个是中太平洋 ($160^{\circ}\text{E}\sim 160^{\circ}\text{W}$) 的西风异常一定要向东移动, 西风异常区域的东边界越向东伸展, 越有利于 Niño 3 区表层的海水迅速增暖。事实上, 中等强度以上的 El Niño 事件, 西风异常可东伸至 120°W , 试验结果也是如此。

(2) 观测和模式模拟结果都表明, 赤道太平洋上有西风异常出现不一定都有 El Niño 发生。西风异常停留在西太平洋或中东太平洋的西风异常太弱, 赤道东太平洋的增暖都不强, 这时 El Niño 强度很弱, 或达不到 El Niño 发生的指标。

(3) 在 El Niño 发生前, 赤道西太平洋是否已有暖水堆积对于 El Niño 发生并不重要。因为赤道西太平洋一旦出现西风异常, 次表层就会有异常暖中心形成。由于次表层海温初始状态的不同, 两者的区别仅在 El Niño 开始的前 2~3 个月。若 El Niño 开始前赤道西太平洋已有暖水堆积, 次表层增暖会更强一些。事实上, 一般 El Niño 发生前赤道西太平洋都已有暖水堆积, 这是赤道太平洋上异常强东风作用的结果。西风异常产生的次表层海温正距平中心, 往往位于西风异常的东侧附近。

上述试验表明, 赤道太平洋从表层到次表层的增暖都发生在西风异常的东边界附近。通过对洋流和温度平流的分析 (另文讨论) 可以看到, 西风异常引起的上层海洋增暖主要是由于西风异常引起了上层洋流辐合, 进而使赤道地区上升流减弱, 下层冷

水上翻减少, 导致了上层海洋增暖和斜温层加深。

参 考 文 献

- 1 Wyrtki, K. , El Niño—the dynamic response of the equatorial Pacific Ocean to atmospheric forcing, *J. Phys. Oceanogr.* , 1975, **5**, 572~584.
- 2 Harrison, D. E. , and B. S. Geise, Episodes of surface westerly winds as observed from islands in the western tropical Pacific, *J. Geophys. Res.* , 1991, **96**, 3221~3237.
- 3 Vecchi, G. A. , and D. E. Harris on, Tropical Pacific sea surface temperature anomalies, El Niño and equatorial westerly wind events, *J. Climate*, 2000, **13**, 1814~1830.
- 4 严邦良, 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, *大气科学*, 2001, **25** (2), 160~172.
- 5 张祖强, ENSO 发生前与发展初期赤道西太平洋西风异常的爆发问题, *气象学报*, 2000, **58** (1), 11~25.
- 6 陈幸荣、王彰贵, 西风爆发、次表层暖水东移与厄尔尼诺现象, *海洋学报*, 2003, **25** (1), 19~27.
- 7 李崇银、穆明权, 厄尔尼诺的发生与赤道西太平洋暖池次表层海温异常, *大气科学*, 1999, **23** (5), 513~521.
- 8 Philander, S. G. H. , The response of equatorial ocean to a relaxation of trade winds, *J. Phys. Oceanogr.* , 1981, **112**, 176~189.
- 9 Harrison, D. E. , and B. S. Gies, Remote westerly wing forcing of the eastern equatorial Pacific: some model results, *Geophys. Res. Lett.* , 1988, **15**, 804~807.
- 10 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** (6), 641~653.
- 11 Blumber, A. F. , and G. L. Meller, A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model, in: *Three-Dimensional Coastal Ocean Model*, 4, edited by N. Heaps, American Geophysical Union, Washington, D. C. , 1987, 1~16.
- 12 Haney, R. L. , Surface thermal boundary condition for ocean circulation models, *J. Phys. Oceanogr.* , 1971, **1**, 241~248.

Relationship of El Niño with the Anomalous Westerly Wind over Equatorial Pacific

Wang Zhanggui¹⁾, Xing Runan²⁾, and Chen Xingrong¹⁾

1) (*National Marine Environmental Forecasting Center, Beijing 100081*)

2) (*Training Center of China Meteorological Administration, Beijing 100081*)

Abstract The influence of different westerly wind anomalies on El Niño onset is studied by using the Princeton Ocean Model (POM) and observed zonal wind data over equatorial Pacific Ocean since 1980. It shows that the anomalous westerly wind can cause the equatorial central and eastern Pacific warming, but El Niño onset depends on the location, strength and eastward propagation of anomalous westerly wind. Only when the strong westerly wind comes up in central Pacific (160°E~160°W) and moves eastward quickly, the oceanic warming in the central and eastern Pacific will evolve to an El Niño event.

Key words: anomalous westerly wind; ocean model; numerical simulation; El Niño