

El Niño 事件成熟位相锁定在年底的物理过程研究*

严邦良

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100080)

摘要 用一个中等复杂程度的热带海气耦合模式研究了气候基本态的季节变化在 El Niño 事件成熟位相锁定中的作用。结果表明, 模式模拟出了 El Niño 事件成熟位相锁定在年底左右的基本特征。由海洋气候基本态的季节变化所引起的平流的季节变化是 El Niño 事件成熟位相锁定在年底的机制。在 El Niño 事件期间, 1~5 月份, 赤道中东太平洋地区的海洋气候基本态所引起的暖平流较弱, 较弱暖平流造成海表温度异常降低, 使海气耦合不稳定性较弱, 从而使 El Niño 事件衰减。6~12 月份, 赤道中东太平洋地区的海洋气候基本态所引起的暖平流较强, 较强暖平流造成海表温度异常升高, 使海气耦合不稳定性加强, 从而使 El Niño 事件发展。这样, 在年底左右, 赤道中东太平洋地区形成海表温度异常的一个极值点, 形成 El Niño 事件成熟位相。海洋垂直(经向)平均流的季节变化产生的平流的季节变化最(次)强, 因此, 海洋垂直(经向)平均流是 El Niño 事件成熟位相锁定在年底的主(次)要因子。

关键词: 海气相互作用; 位相锁定; ENSO 循环

文章编号 1006-9895 (2004) 04-0481-12 **中图分类号** P461 **文献标识码** A

1 引言

观测表明, ENSO 循环具有很强的位相锁定及不规则性振荡特征^[1,2]。基于 Zebiak-Cane 模式^[3](称 Z-C 模式)和简单概念模式的结果, 人们认为 ENSO 循环的固有频率与季节循环的非线性共振是 ENSO 循环不规则性及位相锁定的机制^[4,5]。但是, 它不能解释 ENSO 事件位相锁定的具体时间特征形成的机制。例如, El Niño 事件的成熟位相为什么容易在年底左右出现, 它的发生位相为什么容易在春季(或早夏)出现, 这些都是尚未完全解决的问题。

Tziperman 等^[6]通过在时滞振子方程^[7~10]中引入耦合不稳定度的季节变化来研究 El Niño 事件成熟位相锁定在年底左右的机制, 认为强不稳定期间产生的冷 Rossby 波经西边界反射而产生的冷 Kelvin 波与弱不稳定期间产生的暖 Kelvin 波的平衡是产生 El Niño 事件成熟位相锁定在年底左右的机制。An 和 Wang^[2]的研究支持了 Tziperman 等^[6]的结论。耦合不稳定性^[6]的季节变化对解释 Z-C 模式模拟的 El Niño 事件成熟位相锁定特征形成机制具有关键作用。但是, 不同作者认为 Z-C 模式具有不同的耦合不稳

2003-04-28 收到, 2003-09-30 收到再改稿

* 中国科学院知识创新工程重要方向项目 KZCX3-218 和国家重点基础研究发展规划项目 G1998040900 项目第一部分共同资助

定度。Tziperman 等^[6]认为耦合不稳定性 7 月最强, 10、11 月最弱。An 和 Wang^[2]认为春季的耦合不稳定性最强, 秋季最弱。Zebiak 和 Cane^[3]认为夏、秋季耦合不稳定性最强, 而春季最弱。不同的研究得出不同的结果。Tziperman 等^[11]认为大气风场辐合季节变化是 Z-C 模式模拟的 El Niño 事件成熟位相锁定在年底的机制, 而 An 和 Wang^[2]认为它不是。因此, El Niño 事件成熟位相锁定在年底左右的机制究竟是什么仍然是一个值得研究的问题。

2 模式

中等复杂程度的海气耦合模式 (ICM, intermediate coupled model) 常被用来研究 ENSO 循环的机制^[3,11~14]。ICM 具有物理机制容易理解和计算简单的优点。但现有的 ICM 具有一些的缺点。例如, Z-C 模式不能描写赤道西太平洋地区的纬向风异常的年际变化^[15], 而那里的纬向风异常的年际变化对 ENSO 事件的位相锁定特征的形成有重要作用^[1]。在本文中, 我们发展了一个类似于 Z-C 模式的中等复杂程度的海气耦合模式来研究 El Niño 事件成熟位相锁定在年底左右的机制。

2.1 海洋模式

海洋模式由两部分组成。第一部分为含有一个垂直模的浅水波方程。它被广泛地用来研究 ENSO 循环的机制^[16~23]。在本文中采用 Battisti^[12]的版本, 时间和空间中央差方案用来求解浅水波方程, 其东、西边界用特征线方法给出。第二部分为热力学方程, 它与 Z-C 和 Battisti^[12]所使用的方程相同。在离散热力学方程的过程中, 时间与空间方向都采用中央差方案。海洋模式的区域为 (124°E~80°W, 29°S~29°N)。用 FSU (Florida State University) 风应力异常来强迫海洋模式, 模式可以较好模拟出 Niño-3 区 (5°S~5°N, 150°W~90°W) 海表温度异常 (SSTA) 随时间的变化, 观测与模拟之间的相关系数可达 0.9^[22]。

2.2 大气模式

大气模式采用 Gill^[24]模式。由于赤道西太平洋地区纬向风异常的模拟对大气模式中的潜热加热方案比较敏感, 在大气模式中 Kleeman^[25]采用了与 Z-C 模式不同的潜热加热方案, 改善了赤道西太平洋地区纬向风异常的模拟。因此, 大气模式中潜热加热方案采用 Kleeman^[25]方案。大气模式中有关 SSTA 加热项同 Z-C 模式。为了采用同步耦合方案, 保留了大气模式中的时间发展项, 采用了时间和空间中央差方案。大气模式的区域取为 (0°~360° E, 29°S~29°N)。

2.3 海气耦合模式

将离散的大气与海洋模式耦合, 采用同步耦合方案, 耦合时间步长为 30 min, 空间格距为 2°×2°。对耦合模式的积分表明, 耦合模式能较好地模拟 ENSO 循环的基本特点 (称为控制试验, TEST), 例如, ENSO 循环振荡的不规则性、传播特征、赤道西太平洋地区纬向风异常具有年际变化和能模拟 El Niño 事件位相锁定特征等^[14]。

3 模拟的 El Niño 事件位相锁定特征

我们用 Niño-3 区 (5°S~5°N, 150°W~90°W) 海表温度异常 (SSTA) 的平均来

定义 El Niño 事件。当 Niño-3 区的 SSTA 连续 6 个月大于 0.5°C 时, 就定义为一个 El Niño 事件。

在控制试验中将模式积分 200 年, 按照定义, 共发生了 33 次 El Niño 事件。其中 16 次有两个最大值 (称为二峰结构), 17 次具有三个最大值 (称为三峰结构)。图 1 为具有二 (实线)、三 (虚线) 峰结构合成的 El Niño 事件。

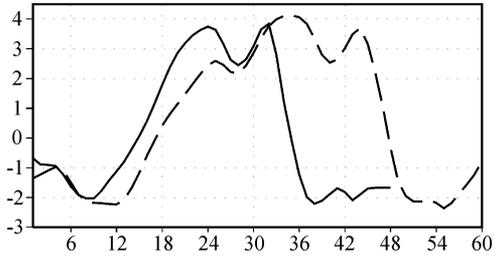


图 1 控制试验中合成的 El Niño 事件 Niño-3 区 ($5^{\circ}\text{S} \sim 5^{\circ}\text{N}$, $150^{\circ}\text{W} \sim 90^{\circ}\text{W}$) SSTA 的平均随时间的分布。实线代表二峰结构, 虚线代表三峰结构; 纵坐标代表温度, 单位: $^{\circ}\text{C}$; 横坐标代表时间, 单位: 月; 其中 13, 25, 37, 49 代表 1 月, 其余类推

从图 1 可以看到, 合成的 El Niño 事件的各峰值表现出很强的位相锁定特征。图 2 是具有二峰结构的 El Niño 事件各峰值出现月的百分率分布图, 可以看到, 第 1 峰值容易在 11、12、1 月达到 (图 2a), 第 2 峰值容易在 7~9 月达到 (图 2b)。图 3 是模拟的具有三峰结构的 El Niño 事件各峰值出现月的百分率分布图, 可以看到, 第 1 峰值容易在 12、1 月达到, 第 2 峰值容易在 10~12 月达到, 第 3 峰值容易在 7~9 月达到。

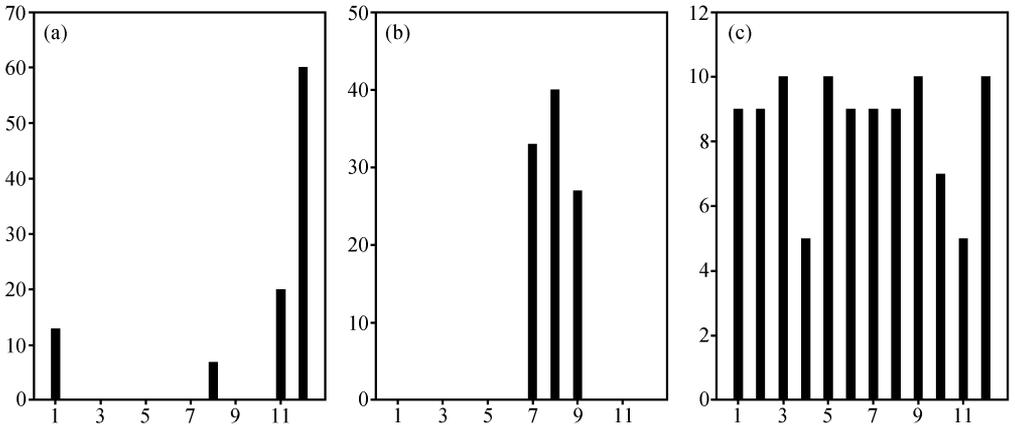


图 2 控制试验中二峰结构的 El Niño 事件第 1 峰值 (a), 第 2 峰值 (b) 和气候基本态中 El Niño 事件峰值 (c) 出现月的百分率 (%). 横坐标为时间, 单位: 月

在控制试验中, 气候基本态用其年平均代替 (称为 NTEST), 所模拟的 El Niño 事件只有一个峰值, 并且峰值的位相锁定特征消失, 即峰值达到月的比率分布比较均匀 (图 2c)。这说明气候基本态的季节变化在 El Niño 事件多峰值及其位相锁定特征形成中具有重要作用。

4 气候基本态的季节变化对 El Niño 事件模拟的影响

气候基本态的季节变化对 El Niño 事件的模拟具有重要影响^[3]。为了度量这种影响, 我们设计试验 $\text{TEST}_{i,j}$ 和 NTEST_j , 其中 j 为初值组的序号 (共有 14 组初值), i 代表气候基本态所在的月份。例如, 试验 $\text{TEST}_{1,7}$ 为在控制试验中, 初值取第 7 组, 气

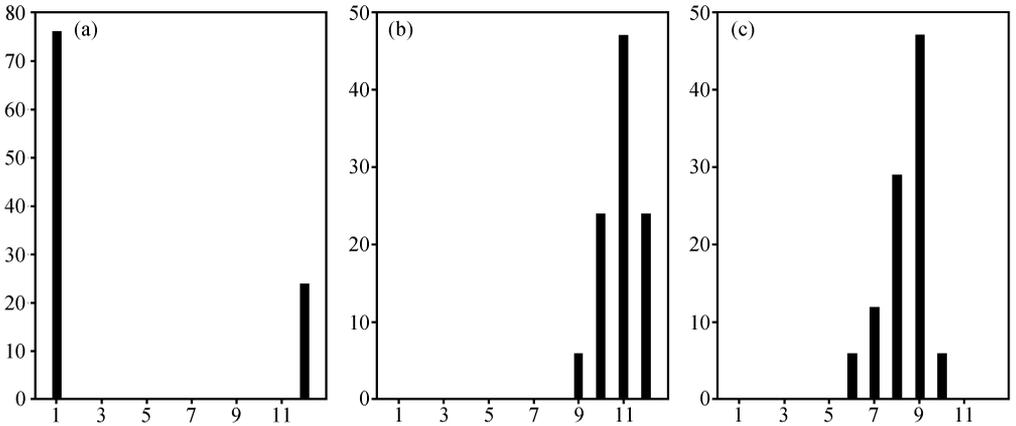


图3 控制试验中三峰结构的 El Niño 事件第 1 峰值 (a), 第 2 峰值 (b) 和第 3 峰值 (c) 出现月的百分率 (%). 横坐标为时间, 单位: 月

候基本态被指定为 1 月。

初值的选取方法如下: 在控制试验中, 24 模式年 6 月至 26 模式年 12 月处于模式 El Niño 事件期间。在这一期间内, 从 24 年 8 月至 26 年 10 月, 每隔 2 个月保留 1 次值 (共 14 次) 为试验 $TEST_{i,j}$ 和 $NTEST_j$ 的初值, 然后把模式积分 1 个月。

我们定义偏差: 设 $\eta_{i,j}$ 为 $TEST_{i,j}$ 和 $\bar{\eta}_j$ 为 $NTEST_j$ 中 Niño-3 区 ($5^{\circ}S \sim 5^{\circ}N$, $150^{\circ}W \sim 90^{\circ}W$) SSTA 的平均, 定义 $\Delta\eta_i = \sum_{j=1}^{14} (\eta_{i,j} - \bar{\eta}_j) / 14$ 为 El Niño 事件期间合成偏差, $\Delta\eta_{i,j} = \eta_{i,j} - \bar{\eta}_j$ 为偏差。

图 4 是 $TEST_{i,j}$ 中 $\Delta\eta_{i,j}$ (a) 和 $\Delta\eta_i$ (b) 随时间的变化。从图 4a 可以看到, 不同初值时的偏差之间很接近。因此, 我们可以用合成偏差来度量气候基本态的季节变化对 El Niño 事件模拟的影响。从图 4b 可以看到, 在 El Niño 事件期间, 气候基本态的季节变化对 SSTA 的影响为, 在 1~5 月份期间为负值, 最大负值出现在 3 月份, 在 6~12 月份期间为正值, 最大正值出现在 8 月份。

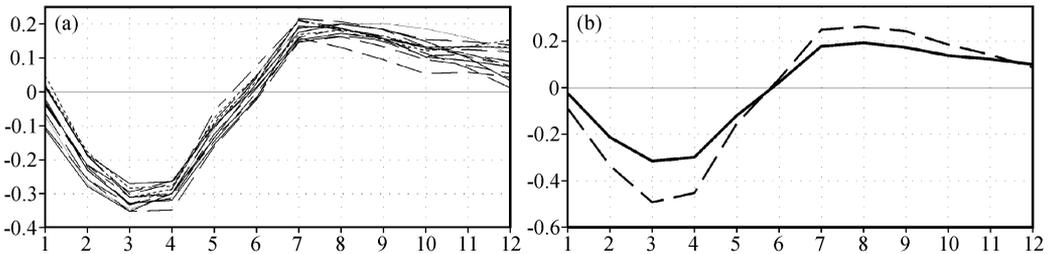


图4 控制试验中 $\Delta\eta_{i,j}$ (a)、 $\Delta\eta_i$ (b, 实线) 和 $\Delta\eta_{i,s}$ (b, 虚线) 随气候月变化。横坐标为气候月; 纵坐标为温度, 单位: $^{\circ}C$

在 El Niño 事件期间, 海气相互作用处于不稳定状态。任何小的初始扰动都会由于这种不稳定而被放大^[26], 从而引入更强的不稳定。我们可以通过下面的试验说明这个过程。在计算合成偏差的过程中积分模式 2 个月, 并在第 2 个月中取气候基本态为其

年平均。图 4b 中的虚线代表第 2 个月的合成偏差 (称为 $\Delta\eta_{i,s}$)。显然, $\Delta\eta_{i,s}$ 的振幅大于 $\Delta\eta_i$ 的振幅, 它们之间的差异完全是由于气候基本态的季节变化引起耦合不稳定度的变化产生的。因此, 根据 Zebiak 和 Cane^[3] 和 Tziperman 等^[6] 的研究, 我们可以用图 4b 所示的合成偏差的季节变化来描述耦合不稳定度的季节变化。很显然, 在 1~5 月份, 气候基本态使耦合不稳定性减小, 因而 El Niño 事件衰减, 并在 3~4 月份衰减得最厉害。在 6~12 月份, 气候基本态使耦合不稳定性增加, 因而 El Niño 事件增强, 并且在 7~8 月份增强最快。

5 El Niño 事件多峰结构的形成及其位相锁定的机制

从图 1~3 可以看到, 不管是具有二峰或三峰结构的 El Niño 事件, 其峰值都有很强的位相锁定特征, 本节的目的是研究模拟的 El Niño 事件多峰结构形成及其峰值位相锁定的机制。

5.1 二峰结构的情况

首先, 我们研究二峰结构中第 1 峰值位相锁定形成的机制。从图 1 可以看到, 在 4~5 月份, El Niño 事件已建立。6~12 月份, 气候基本态的作用是增加赤道中东太平洋地区的海表温度 (图 4b), 因而使海气耦合不稳定性增加, 通过正反馈过程赤道中东太平洋地区海表温度异常进一步增加。由于 1~5 月份气候基本态的作用是减小赤道中东太平洋地区的海表温度异常 (图 4b), 因而减弱海气耦合不稳定性, 使 SSTA 减小。这样在年底左右就形成了海表温度异常的一个极大值点。

第 2 峰形成的原因是由于耦合不稳定性季节变化及东、西边界反射的共同作用。图 5 是合成的 El Niño 事件期间 Kelvin 波系数 (a, q_0)、Rossby 波系数 (b, q_2) (q_0, q_2 的定义同文献 [12]) 和纬向风异常的时间—经度 ($5^\circ\text{S}\sim 5^\circ\text{N}$) 剖面图。从图 5a、b 可以看到, 27 月份 (El Niño 年后一年 3 月) 以后, 赤道东太平洋地区的 Kelvin 波开始衰减 (图 5a), 而下沉的 Rossby 波 (赤道东太平洋地区 Rossby 波主要来自于大洋东边界的反射) 开始加强。其结果是使得那里的海洋动力高度异常 (h') 下降速度变慢, 同时由于合成偏差在 6~12 月期间是正的 (气候基本态使这一时期内的 SSTA 增长)。因而, 我们可以看到图 1 中的 Niño-3 区 SSTA 在 27 月份以后增长很快。另一方面, 由于 24 月份时, Niño-3 区的 SSTA 很强, 它可以强迫出很强的西风异常 (图 5c), 强西风异常可以强迫出强的上翻 Rossby 波 (图 5b), 强的上翻 Rossby 波被西边界反射成强的上翻 Kelvin 波, 至 32 月份时, 强的上翻 Kelvin 波传至赤道中东太平洋地区, 抑制那里的海气相互作用不稳定, 并使 El Niño 事件向 La Niña 事件转变。因此, 在 32 月 (8 月) 左右产生第 2 个峰值。

5.2 三峰结构的情况

在具有三峰结构的 El Niño 事件中, 第 1 峰形成的机制与具有 2 峰结构的 El Niño 事件中第 1 峰形成的机制一样。

三峰结构中的 El Niño 事件建立的时间较晚, 因而第 1 峰较弱。由它引起的较弱的上翻 Rossby 波经西边界反射后产生的较弱上翻 Kelvin 波不能完全抑制赤道中东太平洋地区的海气相互作用不稳定, 从而不能完成从暖事件到冷事件的转换 (图 6)。同时又

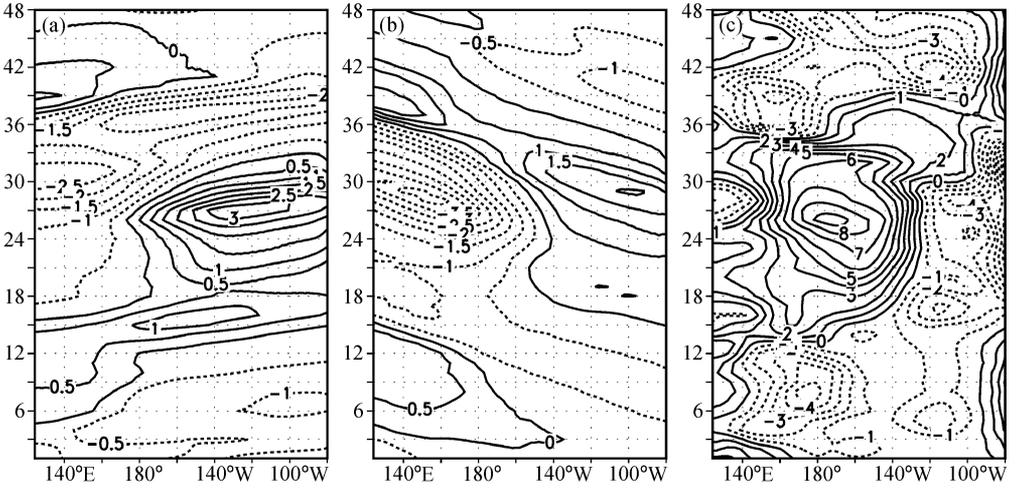


图 5 二峰结构中合成的 Kelvin 波系数 (a, q_0 ; 单位: 无量纲)、Rossby 波系数 (b, q_2 ; 无量纲) 波 (q_0, q_2 的定义见文献 [12]) 和纬向风异常 (c, 单位: m s^{-1}) 沿赤道地区 ($5^\circ\text{S}\sim 5^\circ\text{N}$) 随时间的变化。

纵坐标代表气候月; 13, 25, 37 代表 1 月, 其余类推

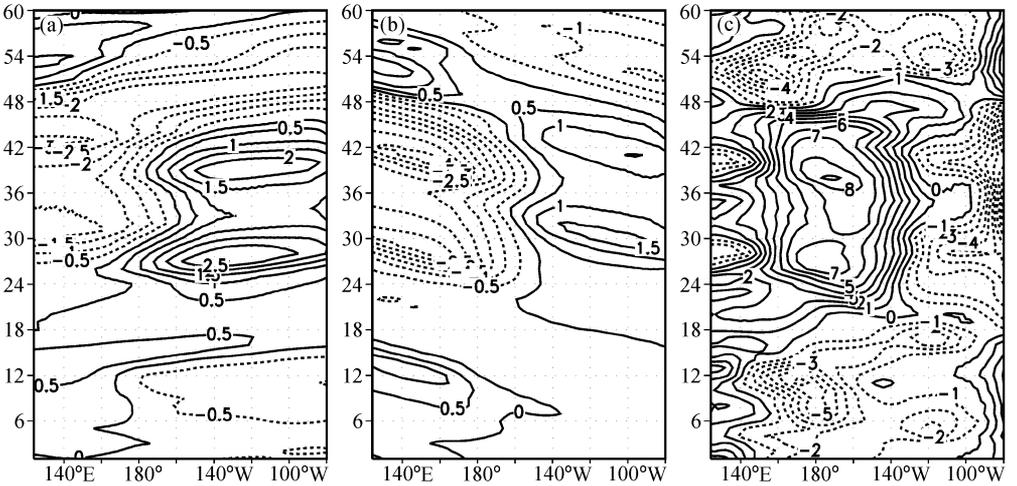


图 6 同图 5, 但为三峰结构的情况

由于合成偏差季节变化的作用, 使第 2 峰值在年底达到。

由于第 2 峰很强, 这样它可以强迫出很强的西风异常, 很强的西风异常可强迫出很强的上翻 Rossby 波, 它经西边界反射产生很强的上翻 Kelvin 波。当上翻 Kelvin 波传至赤道中东太平洋地区, 它能完全抑制那里的海气耦合不稳定, 从而完成从暖事件到冷事件的转换, 形成第 3 峰 (图 6)。

从上面的分析我们可以看到, 二峰结构中的第 1 峰值, 三峰结构中的第 1、2 峰值锁定在年底的原因与气候基本态季节变化有关。二峰结构中的第 2 峰值和三峰结构中的第 3 峰值锁定在 7~9 月份的原因是由气候基本态的季节变化和时滞振子作用同时造成的。

5.3 赤道西太平洋地区东风异常的作用

将模拟的 El Niño 事件与观测到的 El Niño 事件相比较,我们可以看出他们之间的差别在于模拟的 El Niño 事件持续的时间较长,而且具有多峰结构。造成这种差距的原因是什么呢?观测事实^[15]表明,在 El Niño 事件的成熟阶段之前,开始在赤道西太平洋地区有东风异常产生,然后东风异常向东传播并在传播中加强。东风异常可以强迫出上翻 Kelvin 波,当上翻 Kelvin 波传至赤道东太平洋地区,它有利于抑制那里的海气耦合不稳定,加速 El Niño 事件的消亡。

已有的研究表明,El Niño 事件成熟阶段之前在赤道西太平洋地区东风的产生与赤道西北太平洋地区的负海温异常有关^[27~31]。本文所用的模式不能模拟 El Niño 事件成熟之前西北太平洋负海温异常的产生,也不能模拟 El Niño 事件成熟期间开始在西北太平洋地区出现的东风异常。因此,我们用敏感性试验的方法来研究赤道西北太平洋地区东风异常在 El Niño 事件成熟位相锁定在年底左右的作用。当模式被积分至 El Niño 年 11 月份时,在 180°E 以西用定常东风来取代模拟的纬向风异常(1 年),其余地区仍然保持模式的自由耦合。结果表明,所模拟的 El Niño 事件已不再有多峰结构,而且模拟的 El Niño 事件与观测到的 El Niño 事件持续时间也比较接近,同时保持 El Niño 事件的最大值出现在年底附近(图 7、8)。

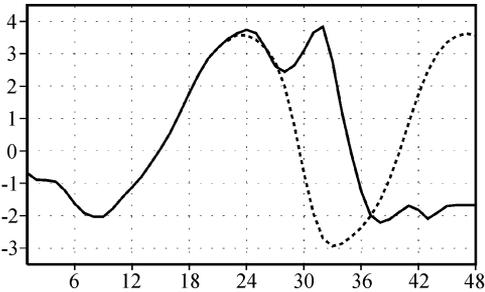


图 7 二峰结构中,当模式积分至 El Niño 年 11 月份时,180°E 以西用定常东风异常代替(1 年),而其他地区仍保持自由耦合的风场异常。Niño-3 区 SSTA 的平均随时间的变化。纵坐标代表温度,单位:°C;横坐标代表气候月

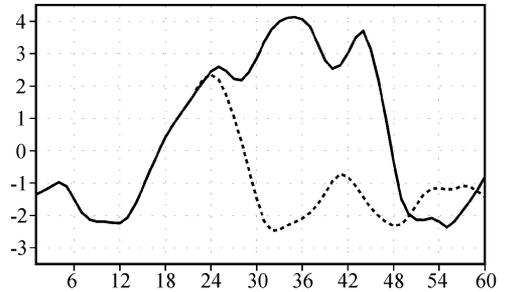


图 8 同图 7, 但为三峰结构的情况

6 气候基本态不同分量的作用

在耦合模式中大气气候基本态包括大气风场、风场辐合和潜热加热气候月平均。海洋气候基本态包括垂直速度 (\bar{W})、水平速度 (\bar{U} , \bar{V}) 及海表温度 (\bar{T}) 的月平均。为叙述方便起见,我们记试验 $F(x)$ 为只有一个 x 气候基本态保持季节变化,而其余为其年平均。并设当 $x = \text{air}(\text{sea}, \text{all})$ 时为大气(海洋、所有)气候基本态保持季节变化,海洋(大气)气候基本态用年平均替代。由于试验 $F(\text{air})$ 中的合成偏差具有较小值(图 9c),因此,不再研究大气气候基本态中每个分量对 El Niño 事件成熟位相锁定的影响。这样,共有 7 组试验, $F(\text{air})$, $F(\text{sea})$, $F(\bar{T})$, $F(\bar{U})$, $F(\bar{V})$ 和 $F(\bar{W})$ 。图 9a、b 分别代表试验 $F(\text{all})$ 、 $F(\text{sea})$ 、 $F(\bar{W})$ 和 $F(\bar{T})$ 、 $F(\bar{U})$ 、 $F(\bar{V})$ 中的合成偏差。从

图 9a、b 中看到, 试验 $F(\text{sea})$ 与 $F(\text{all})$ (所有气候基本态都保持季节变化) 中的合成偏差差别较小, 并且 $F(\bar{W})$ 中的合成偏差对 $F(\text{all})$ 的贡献最大, $F(\bar{V})$ 中的次之。比较图 9a 与图 9c, 我们可以看到, 图 9c 中的值比图 9a 中的值小一个量级以上。与控制试验中的结果一致, $F(x)$ 中的 El Niño 事件第 1 峰值的出现应在合成偏差由正变负时刻左右。图 10 是 $F(x)$ 试验中 El Niño 事件第 1 峰值出现月的比率。比较图 10 与图 2a、3a, 我们可以看到, 它们之间很相似, 第 1 峰值容易在 10~2 月份达到。

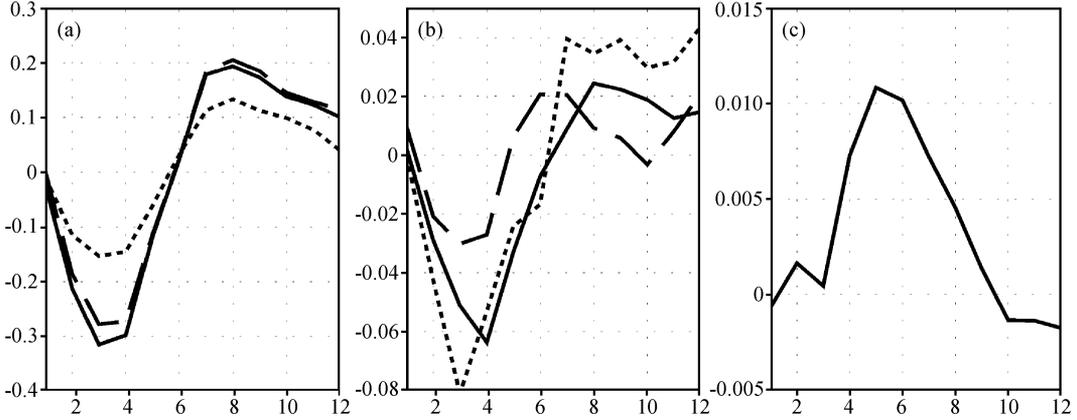


图 9 每个气候基本态季节变化引起的合成偏差 ΔT_i 随时间的变化。(a)、(b) 中, 实线、长虚线、短虚线分别代表 $F(\text{all})$, $F(\text{sea})$, $F(\bar{W})$ 和 $F(\bar{T})$, $F(\bar{U})$, $F(\bar{V})$ 中的情况; (c) 代表 $F(\text{air})$ 纵坐标代表温度, 单位: $^{\circ}\text{C}$; 横坐标代表气候月

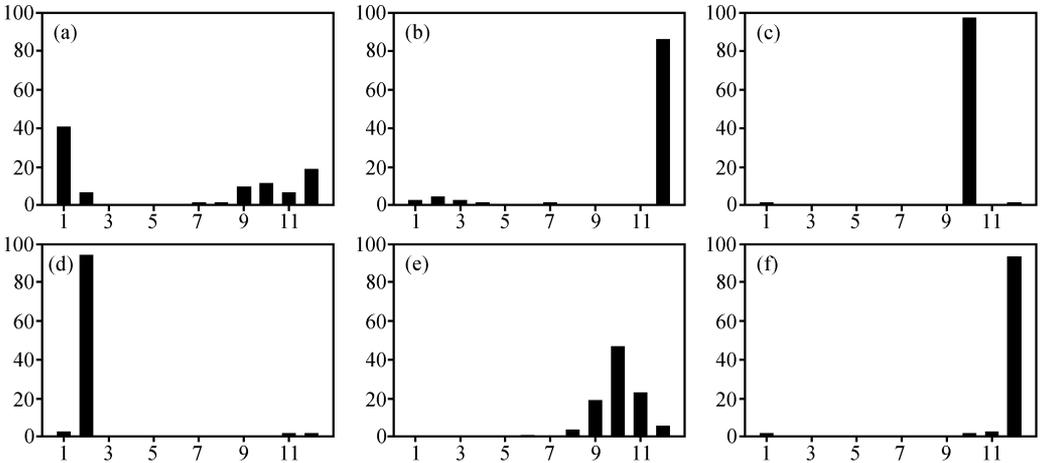


图 10 试验 $F(x)$ 中, El Niño 事件第 1 峰达到月的百分率。(a)~(f) 分别代表试验 $F(\bar{T})$, $F(\bar{U})$, $F(\bar{V})$, $F(\bar{W})$, $F(\text{air})$ 和 $F(\text{sea})$ 中的情况。纵坐标代表百分率 (%), 横坐标代表气候月

7 合成偏差的季节变化与气候基本态季节变化之间的关系

合成偏差的季节变化是由气候基本态的季节变化引起的平流的季节变化产生的。我们定义 \bar{T}_a , \bar{U}_a , \bar{V}_a , \bar{W}_a 分别为 \bar{T} , \bar{U} , \bar{V} , \bar{W} 的年平均。若取时间步长 $\Delta t = 1$ 月,

时间方向上采用向前差格式。对于相同的初值, $F(\text{all})$ 中的合成偏差由

$$-\Delta t u \partial (\bar{T} - \bar{T}_a) / \partial x, -\Delta t v \partial (\bar{T} - \bar{T}_a) / \partial y, -\Delta t (\bar{U} - \bar{U}_a) \partial T / \partial x, \\ -\Delta t (\bar{V} - \bar{V}_a) \partial T / \partial y, -\Delta t [M(\bar{W} + \omega) - M(\bar{W}_a + \omega)] \partial T / \partial z,$$

决定 (u, v, ω 分别为海洋纬向、经向、垂直异常流, T 为海表温度异常, $M(x)$ 的意义为当 $x > 0$ 时, $M(x) = x$; 当 $x \leq 0$ 时, $M(x) = 0$)。在 El Niño 事件期间的赤道东太平洋地区, $M(\bar{W} + \omega)$ 和 $M(\bar{W}_a + \omega)$ 都应大于零, 于是, $M(\bar{W} + \omega) \approx \bar{W} + \omega$, $M(\bar{W}_a + \omega) \approx \bar{W}_a + \omega$, 从而有 $M(\bar{W} + \omega) - M(\bar{W}_a + \omega) \approx \bar{W} - \bar{W}_a$ 。显然, 以上各平流项的季节变化主要由气候基本态的季节变化 (例如 $\bar{W} - \bar{W}_a$) 决定。从图 9 可以看出, $F(\bar{W})$ 和 $F(\bar{V})$ 中的合成偏差最接近 $F(\text{all})$ 中的合成偏差。因此, 我们只分析 $F(\bar{W})$ 和 $F(\bar{V})$ 中的合成偏差的季节变化与 $\bar{W} - \bar{W}_a$ 、 $\bar{V} - \bar{V}_a$ 的关系。图 11a、b 分别是 $F(\bar{V})$ 中 $-\Delta t (\bar{V} - \bar{V}_a) \partial T / \partial y$ 和 $F(\bar{W})$ 中 $-\Delta t [M(\bar{W} + \omega) - M(\bar{W}_a + \omega)] \partial T / \partial z$ 合成 (对 14 个初值的合成) 的时间-经度 (沿赤道) 剖面图。分别比较 $F(\bar{V})$ (图 9b 中的短虚线)、 $F(\bar{W})$ (图 9a 中的短虚线) 的合成偏差与图 11a、b, 我们可以看到, 它们之间具有很好的同位相关系。图 12 是 $\bar{V} - \bar{V}_a$ (沿 2°N , a), $\bar{W} - \bar{W}_a$ (b) 的时间-经度 (沿赤道) 剖面图。比较图 11 与图 12, 我们可以看到, 它们之间也有很好的同位相关系。图 11 与图 12 之间的同位相关系是由于 $\bar{W}(\bar{V})$ 在 1~5 月份较小, 从而平流较少热量, 6~12 月份较大, 从而平流较多热量形成的 [注意: El Niño 事件成熟位相附近, 在赤道中东太平洋地区, 赤道以北 (南) $\partial T / \partial y < 0 (> 0)$, $\partial T / \partial z < 0$]。

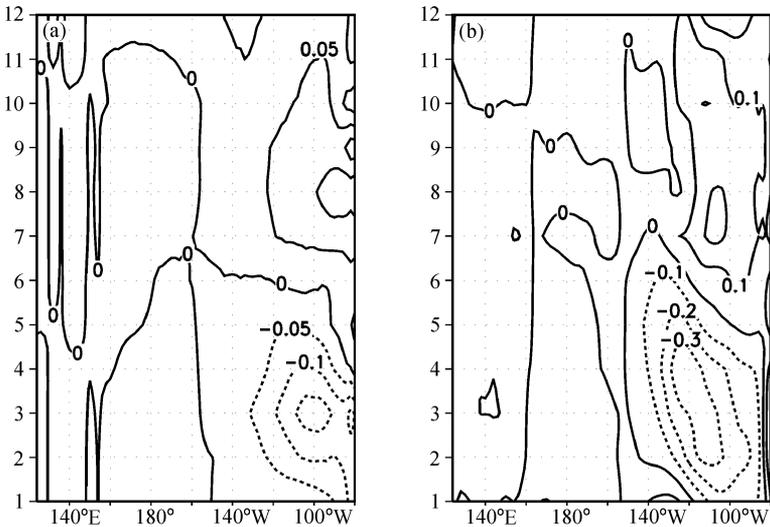


图 11 $F(\bar{V})$ 中合成的 $-\Delta t (\bar{V} - \bar{V}_a) \partial T / \partial y$ (a), $F(\bar{W})$ 中合成的 $-\Delta t [M(\bar{W} + \omega) - M(\bar{W}_a + \omega)] \partial T / \partial z$ (b) 时间-经度剖面图 (沿赤道)。单位: $^\circ\text{C}$, 纵坐标代表气候月

8 结论

用一个中等复杂程度的热带海气耦合模式研究了气候基本态的季节变化以及 El Niño 事件成熟阶段之前赤道西北太平洋地区开始产生的东风异常在 El Niño 事件成熟

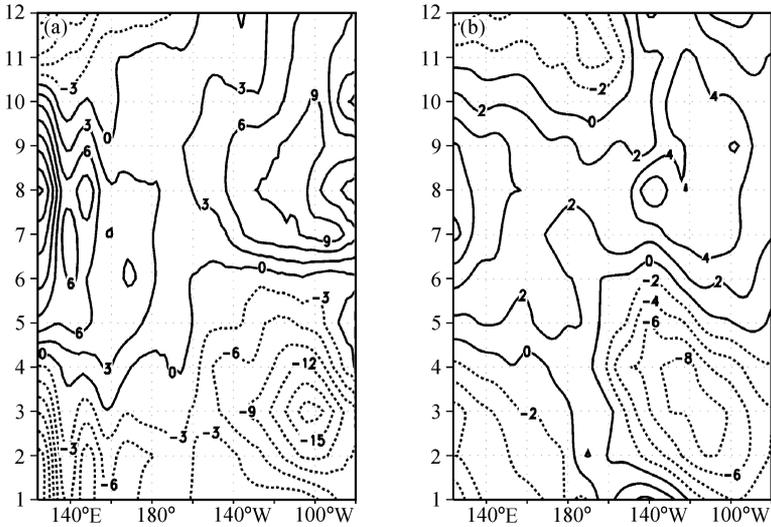


图 12 $(\bar{V}-\bar{V}_a)$ (a, 沿 2°S , 单位: cm s^{-1}), $(\bar{W}-\bar{W}_a)$
(沿赤道, 单位: cm s^{-1}) 时间—经度剖面图。纵坐标代表气候月

位相锁定在年底左右中的作用。结果表明, 模式模拟出了 El Niño 事件成熟位相锁定在年底左右的基本特征。由海洋气候基本态的季节变化所引起的平流的季节变化是 El Niño 事件成熟位相锁定在年底的机制。在 El Niño 事件期间, 1~5 月份, 赤道中东太平洋地区的海洋气候基本态所引起的暖平流较弱, 较弱暖平流造成海表温度异常降低, 使海气耦合不稳定性较弱, 从而使 El Niño 事件衰减。6~12 月份, 赤道中东太平洋地区的海洋气候基本态所引起的暖平流较强, 较强暖平流造成海表温度异常升高, 使海气耦合不稳定性加强, 从而使 El Niño 事件发展。这样, 在年底左右, 赤道中东太平洋地区有一个海表温度异常的极值点, 形成 El Niño 事件成熟位相。

本文还研究了模拟的 El Niño 事件多峰结构产生的机制。结果表明, 耦合不稳定性度的季节变化、时滞振子作用和模式不能模拟 El Niño 事件成熟前赤道西太平洋地区的东风异常是模拟的 El Niño 事件多峰结构产生的机制。El Niño 事件的第 1 峰主要是由于海气耦合强度季节变化造成的。三峰结构中的第 2 峰是由海气耦合强度季节变化与时滞振子作用的共同作用产生的。二峰结构中的第 2 峰和三峰结构中的第 3 峰主要是由时滞振子作用产生的。在 El Niño 事件成熟阶段之前, 在赤道西太平洋地区有东风异常产生。以后东风异常向东传播并在传播中加强。东风异常产生的上翻 Kelvin 波在年底左右传至赤道中东太平洋地区, 有利于模拟的 ENSO 循环中暖位相向冷位相的转变, 因而不利于模拟中 El Niño 事件多峰结构的形成。

本文所定义并计算的合成偏差可被用来判断 El Niño 事件成熟位相锁定在年底的因子及其重要程度。El Niño 事件成熟位相容易在合成偏差由正值变负值的时间出现。因此, 只有当 $F(x)$ 与 $F(\text{all})$ 中的合成偏差由正值变成负值的时间相近时, x 才是 El Niño 事件成熟位相锁定的因子。除此之外, 如果 $F(x)$ 与 $F(\text{all})$ 中的合成偏差的振幅最接近, 那么, x 是 El Niño 事件成熟位相锁定在年底的最重要因子。 $F(\bar{W})$ 、 $F(\bar{V})$ 、 $F(\bar{T})$ 和 $F(\bar{U})$ 中的合成偏差由正值变为负值的时间与 $F(\text{all})$ 中的相近。 $F(\bar{T})$ 中的合成

偏差的振幅与 $F(\text{all})$ 中的最接近, $F(\bar{V})$ 中的次之。因此, $\bar{W}(\bar{V})$ 是所模拟的 El Niño 事件成熟位相锁定在年底的主(次)要因子。

参 考 文 献

- 1 Rasmusson, E., and T. Carpenter, Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño, *Mon. Wea. Rev.*, 1982, **110**, 354~384.
- 2 An, S.-I., and B. Wang, Mechanisms of locking of the El Niño and La Niña mature phases to boreal winter, *J. Climate*, 2001, **14**, 2164~2176.
- 3 Zebiak, S. E., and M. A. Cane, A model El Niño-Southern Oscillation, *Mon. Wea. Rev.*, 1987, **114**, 2262~2278.
- 4 Jin, F.-F., D. J. Neelin, and M. Ghil, El Niño on the devil's staircase: Annual subharmonic steps to chaos, *Science*, 1994, **264**, 70~72.
- 5 Tziperman, E., L. Stone, M. Cane, and H. Jarosh, El Niño chaos: Overlapping of resonance between the seasonal cycle and the Pacific Ocean-atmosphere oscillator, *Science*, 1994, **264**, 72~74.
- 6 Tziperman, E., M. A. Cane, S. E. Zebiak, Y. Xue, and B. Blumenthal, Locking of El Niño's peak time to the end of the calendar year in the delayed oscillator picture of ENSO, *J. Climate*, 1998, **11**, 2191~2199.
- 7 Suarez, M. J., and P. S. Schopf, A delayed action oscillator for ENSO, *J. Atmos. Sci.*, 1988, **45**, 3283~3287.
- 8 Graham, N. E., and W. B. White, The El Niño cycle: A natural oscillator of the Pacific Ocean-atmosphere system, *Science*, 1988, **240**, 1293~1302.
- 9 Battisti, D. S., and A. C. Hirst, Interannual variability in the tropical atmosphere-ocean system: Influence of the basic state, ocean geometry and nonlinearity, *J. Atmos. Sci.*, 1989, **46**, 1687~1712.
- 10 Munnich, M., M. A. Cane, and S. E. Zebiak, A study of self-excited oscillations of the tropical ocean-atmosphere system, *J. Atmos. Sci.*, 1991, **48**, 1238~1248.
- 11 Tziperman, E., L. Stone, S. Zebiak, and M. A. Cane, Mechanisms of seasonal-ENSO interaction, *J. Atmos. Sci.*, 1997, **54**, 61~71.
- 12 Battisti, D. S., Dynamics and thermodynamics of a warming event in a couple tropical atmosphere-ocean model, *J. Atmos. Sci.*, 1988, **45**, 2889~2919.
- 13 Chang, P., L. Ji, B. Wang, and T. Li, On the interactions between the seasonal cycle and El Niño-Southern Oscillation in an intermediate coupled Ocean-atmosphere model, *J. Atmos. Sci.*, 1995, **52**, 2353~2372.
- 14 严邦良、黄荣辉、张人禾, 一个可描写 ENSO 循环基本特点的简单热带海气耦合模式, *大气科学*, 2002, **26**, 193~205.
- 15 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**, 597~609.
- 16 Busalacchi, A. J., and J. J. QBrien, Interannual variability of the equatorial Pacific in the 1960S, *J. Geophys. Res.*, 1981, **86**, 10901~10907.
- 17 Busalacchi, A. J., K. Takeuchi, and J. J. QBrien, Interannual variability of the equatorial Pacific—revisited, *J. Geophys. Res.*, 1983, **88**, 7551~7562.
- 18 Cane, M. A., and R. J. Patton, A numerical model for low-frequency equatorial dynamics, *J. Phys. Oceanogr.*, 1984, **14**, 1853~1863.
- 19 Cane, M. A., Modeling sea level during El Niño, *J. Phys. Oceanogr.*, 1984, **14**, 586~606.
- 20 Chen, Y.-Q., D. S. Battisti, and E. S. Sarachik, A new ocean model for studying the tropical oceanic aspects of ENSO, *J. Phys. Oceanogr.*, 1995, **25**, 2065~2089.
- 21 Kessler, W. S., and M. J. McPhaden, Oceanic equatorial waves and the 1991~1993 El Niño, *J. Climate*, 1995, **8**, 1757~1774.
- 22 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** (2), 160~172.
- 23 Shu, L., and A. J. Clarke, Using an ocean model to examine ENSO dynamics, *J. Phys. Oceanogr.*, 2002, **32**, 903~923.
- 24 Gill, A. E., Some simple solutions for heat-induced tropical circulation, *Quart. J. R. Meteor. Soc.*, 1980, **106**, 447~462.
- 25 Kleeman, R., A simple model of the atmospheric response to ENSO SST anomalies, *J. Atmos. Sci.*, 1991, **48**, 3~18.
- 26 Philander, S. G. H., T. Yamagata, and R. C. Pacanowski, Unstable air-sea interaction in the tropics. *J. Atmos. Sci.*, 1984, **41**, 604~613.
- 27 Wang, B., R. G. Wu, and X. Fu, Pacific-east Asian teleconnection: How does ENSO affect east Asian climate? *J. Climate*, 2000, **13**, 1517~1536.
- 28 Wang, B., R. G. Wu, and R. Lukas, Roles of the western north pacific wind variation in thermocline adjustment and ENSO phase transition, *J. Meteor. Soc. Japan*, 1999, **77**, 1~16.
- 29 Weisberg, R. H., and C. Wang, A western Pacific oscillator paradigm for the El Niño-Southern Oscillation, *Geophys. Res. Lett.*, 1997, **24**, 779~782.
- 30 Wang, C., R. H. Weisberg, and J. I. Virmani, Western pacific interannual variability associated with the El Niño-Southern Oscillation. *J. Geophys. Res.*, 1999, **104**, 5131~5149.
- 31 黄荣辉、张人禾、严邦良, 热带西太平洋纬向风异常对 ENSO 循环的动力作用, 中国科学 (D 辑), 2001, **31** (8), 697~704.

A Study of Mechanism of the Locking of El Niño Event Mature Phase to the End of the Year

Yan Bangliang

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

Abstract The role of the seasonal variation of the basic state in the locking of El Niño mature phase to the end of the year is explored by using an intermediate complex coupled atmosphere-ocean model. The results show that the model can simulate the basic characteristics of the mature phase locking. The seasonal variation of the advection caused by the seasonal variation of the basic state is the mechanism for the mature phase locking. From January to May, over the middle and eastern Pacific, the warm advection caused by the basic state is weaker, which leads surface temperature to decrease, thus the coupling atmosphere-ocean instability strength decreases which in turn leads sea surface temperature to decrease. But from June to December, over the middle and eastern Pacific, the warm advection caused by the basic state is stronger which leads temperature to increase, thus the coupling atmosphere-ocean instability increase which in turn strengthens El Niño event. Finally, a maximum of sea surface temperature anomaly over the middle and eastern Pacific area occurs at the end of the year, forming the mature phase of El Niño events. The seasonal variation of the warm advection caused by the seasonal variation of the vertical (meridian) mean velocity is the strongest (stronger). Therefore, the vertical (meridian) mean velocity is the most (more) important factor for the mechanism of the locking of El Niño event mature phase to the end of the year.

Key words: sea-air interaction; phase locking; ENSO cycle