

一个可描写 ENSO 循环基本特点 的简单热带海气耦合模式*

严邦良

黄荣辉

张人禾

P4 A

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100080)

(中国气象科学研究院, 北京 100080)

摘要 在所构造的海气耦合模式中, 采用 Zebiak 海洋模式框架, 并重建了一个海洋数值模式, 大气模式采用了 Gill 模式。在大气模式中保留了时间发展项, 潜热加热采用了 Kleeman 方案。对模式的积分结果表明, 海温异常具有 3~7 年的准周期振荡。在模式 El Niño 事件的初始阶段, 西风异常, 海温正距平 (SSTA) 首先在赤道西太平洋发生, 然后向东传播, 加强。在模式 ENSO 循环的位相转换过程中, SSTA 的空间分布共有 4 种不同类型。模式模拟的 El Niño 事件的初始阶段有两种发展类型, 它们是: 在初始阶段中西太平洋和东太平洋沿岸各有海表温度的正异常发生。在以后的发展中, 一种情况是这两块正 SSTA 都发展连成一片, 形成 El Niño 事件; 另一种情况是中西太平洋地区的正 SSTA 衰减, 中太平洋地区的正 SSTA 加强, 向西传播, 形成 El Niño 事件。模式模拟的 La Niña 事件的初始阶段也有两种发展类型, 它们的发展过程和 El Niño 事件初始阶段的发展过程相似。

关键词: 海气耦合模式; ENSO

1 引言

自从 Zebiak 和 Cane^[1]利用一个简单热带海气耦合模式产生 ENSO 型振荡的文章发表以来, 许多作者用这个模式进行 ENSO 循环的研究^[2~5]。也有作者利用这个模式进行 ENSO 循环的数值预报^[6~9]。但是, 如果用 Zebiak 模式的结果和观测相比较, Zebiak 模式有一些不合理的地方:

(1) 耦合模式中的西风异常中心偏东 (在 160°W 附近), 而在观测中, 其中心在 160°E~180°左右^[10]。

(2) 耦合模式中沿赤道的东风异常不明显, 而在观测中, 沿赤道的西风异常和东风异常是交替出现的。

(3) 耦合模式中的西风异常传播方向是由东向西的, 而在观测中是自西向东的 (文献[1]图 13)。

(4) 耦合模式中海表温度异常呈驻波振荡^[11]。而观测中海表温度异常具有传播特征。

一些作者试图改进 Zebiak 海气耦合模式中的不合理部分。Battisti^[12]改进了模式模

2000-03-24 收到, 2001-03-05 收到第三次修改稿

* 国家重点基础研究发展规划项目 G1998040900 第一一部分和中国科学院知识创新工程重要方向项目 KZCX2-208 共同资助

拟东边界处的海表温度异常随时间变化的不合理性,也改进了 Zebiak 模式中的东风异常不明显的现象。但在他的研究中,太平洋地区的赤道附近西风异常仍然向西传播(文献[12]图 7),其中心位于 140°W ,且模式结果的振荡变得比较规则。钱维宏^[13]在 Zebiak 模式的大气模式中加入 Hadley 环流的机制,改进了 Zebiak 模式中东太平洋处东风不合理现象。Kleeman^[10]在 Gill^[14]模式中设计了一个新的潜热加热方案,改进后的模式对 El Niño 事件期间赤道太平洋西风异常的模拟达到较高精度,他用所改进的大气模式和一个简单的海洋模式耦合来预报 ENSO 循环^[15,16]。和 Zebiak^[17,18]的大气模式相比, Kleeman^[10]的大气模式对赤道太平洋地区西风异常的改进主要表现在赤道西太平洋地区、观测表明,这一地区的西风异常对 ENSO 循环起着重要的作用^[19,20]。因此,在本文中,大气模式中的潜热参数化将采用 Kleeman^[10]方案。

其实,对 Zebiak 海气耦合模式的改进应对海洋和大气模式同时进行。Perigaud 和 Dewitte^[21,22]详细研究了 Zebiak 海洋模式对观测风力异常响应,同时研究了海洋模式对参数的敏感性问题。严邦良等^[23]也建立了一个较高精度的类似 Zebiak 简单海洋模式的简单热带海气耦合模式。

如上所述, Zebiak 海气耦合模式中的大气和海洋模式都有不小的改进,显然,如果把这种改进用到海气耦合模式中去,它将产生怎样的 ENSO 循环特点是我们要研究的问题。

2 简单热带海气耦合模式

2.1 简单热带海洋模式

在本文中,我们使用 Zebiak 和 Cane^[11](简称 ZC)的海洋模式理论框架,重新建立了一个海洋数值模式^[23]。利用美国佛罗里达州立大学热带太平洋地区月平均 $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ 格点资料(FSU)风应力异常,来强迫这个简单热带海洋数值模式的数值积分结果表明,该模式能较好地模拟自 1971 年以来,观测到的赤道太平洋地区的海表温度异常随时间的变化(图 1)。从图 1 可以看出,模拟和观测的 Niño 3 区域($5^{\circ}\text{S} \sim 5^{\circ}\text{N}$, $150^{\circ}\text{W} \sim 90^{\circ}\text{W}$)的海表温度异常有很好的一致性,它们之间的相关系数可达 0.85。

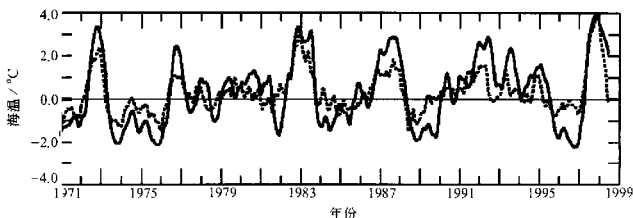


图 1 简单海洋模式模拟和观测的 Niño 3 区域海温正距平 (SSTA) 随时间的变化
实线为模拟值, 虚线为观测值

2.2 简单热带大气模式

引进无量纲参数:

$$(U, V) = C_u (\bar{U}, \bar{V}), \quad (X, Y) = L(\bar{X}, \bar{Y}), \quad t = T\bar{t}, \quad \Phi = gH\bar{\Phi}.$$

其中

$$C_u = 60 \text{ m s}^{-1}, \quad H = 400 \text{ m}, \quad \beta_0 = 2.28 \times 10^{-11} \text{ s}^{-1}.$$

$$C_u^2 = gH, \quad T = 1 / \sqrt{C_u / \beta_0}, \quad L = \sqrt{C_u / \beta_0}.$$

Gill^[14]模式可写成(略弃了“ $\bar{\cdot}$ ”):

$$\frac{\partial U}{\partial t} - yV + \frac{\partial \Phi}{\partial x} = -\gamma U, \quad (1)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + yU + \frac{\partial \Phi}{\partial y} = -\gamma V, \quad (2)$$

$$\frac{\partial \Phi}{\partial t} + \frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} = -\alpha Q_0 - \beta Q_n - \gamma \Phi. \quad (3)$$

其中, Q_0 的取法同 Zebiak 和 Cane^[1], 其表达式为

$$Q_0 = T \exp[(\bar{T} - 30^\circ \text{C}) / 16.7^\circ \text{C}], \quad (4)$$

Q_n 的取法同 Kleeman^[10], 其表达式为

$$Q_n = \begin{cases} \max(Q'_c, -\bar{Q}_p), & \text{当 } m(\bar{T}_4 + T'_4) > m_c, \\ -\bar{Q}_p, & \text{其他} \end{cases} \quad (5)$$

其中

$$Q'_c = (\bar{q}_4 + q'_4) \nabla \cdot \bar{u}'_3 + q'_4 \nabla \cdot \bar{u}_3 + (\bar{u}_3 + u'_3) \cdot \nabla q'_4 + u'_3 \cdot \nabla \bar{q}_4.$$

$\bar{T}_4$ 是气候月平均海表温度, 由观测给出; $T'_4 = T_{SSA} - 1.5^\circ \text{C}$, T_{SSA} 由海气耦合模式给出; $\bar{u}_3$ 为气候月平均场, 由观测给出; u'_3 是扰动风场, 由耦合模式给出; $q_4 = 0.8q_{\text{sat}}(T_4)$, q_{sat} 为饱和比湿; $m_c = 28^\circ \text{C}$; $\bar{Q}_p$ 是基本潜热加热, 具体算法见文献[10]; 参数 $\alpha = 0.096$, $\beta = 0.7$, $\gamma = 0.24$.

用观测到的海表温度异常来强迫这个大气模式所得到的西风异常沿赤道 ($5^\circ \text{S} \sim 5^\circ \text{N}$) 随时间的变化与实况的比较见图 2。从图 2 可以看出, 模式较好地模拟出了观测到的西风异常沿太平洋赤道地区随时间的变化。其中在赤道太平洋中部 ($160^\circ \text{E} \sim 120^\circ \text{W}$), 观测和模拟结果之间的相关系数可达 0.9, 而在靠边界部分其相关系数可达 0.5 左右。大气模式模拟结果在不同地区有不同精度的原因可能是在东、西边界附近, 大气模式不能正确反映海-陆-气相互作用的过程和地形等物理过程的影响。

2.3 简单热带海气耦合模式

将上面所建立的简单热带海洋和大气模式进行耦合, 在耦合模式中改变了 ZC 模式中的某些参数, 具体地, 海洋自由 Kelvin 波的速度取为 $C_s = 2.0 \text{ m s}^{-1}$ [24] (ZC 模式中为 2.89 m s^{-1}), $T_2 = -26^\circ \text{C}$ (ZC 模式中 $T_2 = -40^\circ \text{C}$), T_2 的意义同 ZC, 模式采用同步耦合方案, 时间步长为 30 min, 对耦合模式积分 100 年。积分的初始阶段用均匀西风 (3 m s^{-1}) 强迫海洋模式 4 个月, 然后除去这个西风, 让模式自由耦合。

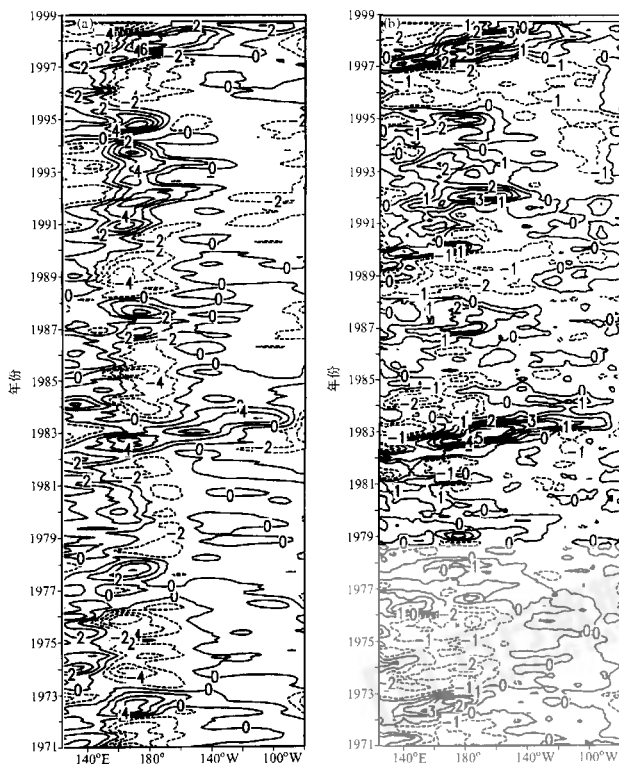


图 2 大气模式模拟 (a) 和实况 (b) 沿赤道太平洋纬向西风异常随时间变化图 (单位: m s^{-1})

显然, 本文所建立的简单热带海气耦合模式与 Zebiak 和 Cane^[1]、Battisti^[12]所建立模式有 3 个主要不同点: 大气模式中的潜热加热参数化的不同, 在大气模式中保存了时间偏导数项及海洋数值模式的不同。

3 ENSO 循环基本特点的模拟

3.1 Niño 3 区 SSTA 随时间变化的模拟

图 3 是耦合模式积分 100 年的 Niño 3 区 SSTA 随时间变化。从图 3 可以看到,

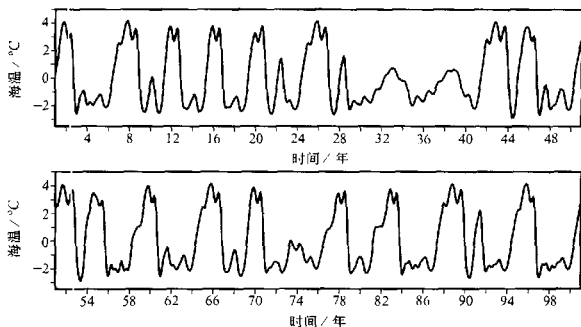


图3 耦合模式中的 Niño 3 区 SSTA 随时间变化

SSTA 具有 ENSO 循环型的振荡, 其振荡周期一般为 3~7 年, 有时可达到 10 年以上, 其最大值可达 4.2°C 、最小值可达 -2.8°C 。和观测相比较, 模式的正最大值和观测值相似, 模式的 El Niño 持续时间也和观测相仿, 模式的 La Niña 强度比观测强。模式模拟出了观测中 La Niña 的双峰结构, 模式 Niño 3 指数的正 SSTA 的双峰和三峰结构在观测中可找到类比, 但是, 不是在每个观测的 El Niño 事件中都可以发现。

3.2 赤道风应力异常随时间变化的模拟

图 4 是 11~20 模式年西风异常沿赤道 ($5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$) 随时间变化图。从图 4 可以看到, 模式中西风异常的时空演变有如下特点:

(1) 西风异常的东传特点

模式中的西风异常具有明显的东传特点。一般来说, El Niño 事件发生前的数月, 在赤道西太平洋地区就有异常西风活动, 然后, 西风发展并东传。模式中的异常东风也有东传特点, 其发源地也是在赤道西太平洋地区。

(2) 西风异常的最大值中心位置

模式的西风异常中心在 $180^{\circ}\sim 160^{\circ}\text{W}$ 之间, 其中心最大风速可达 9 m s^{-1} ; 东风异常的中心位置一般在 $140^{\circ}\text{E}\sim 170^{\circ}\text{E}$ 之间, 中心最大风速可达 7 m s^{-1} 。从东西风异常传播、加强的特点来看, 西风在传播过程中得到了加强, 但东风异常在东传过程中加强不明显。这可能是造成 La Niña 事件的强度不如 El Niño 事件强度强的原因之一。

3.3 沿赤道 SSTA 时空分布的模拟

图 5 是 11~20 模式年的沿赤道太平洋地区 ($5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$) SSTA 时间-经度剖面图。从图 5 可看出, 模式中的 El Niño 事件起源于西太平洋地区, 然后向东传播, 在向东传播的过程中不断加强。海表温度异常传到东边界以后, 在东边界附近, 海表温度异常有明显向西传现象, 这个海表温度异常向西传播是从东边界发出的。显然, 它的激发与传播和东边界的反射及海洋 Rossby 波向西传播有关^[24]。

模式中的 La Niña 事件的 SSTA 有明显的东传, 在东传的过程中也得到了加强,

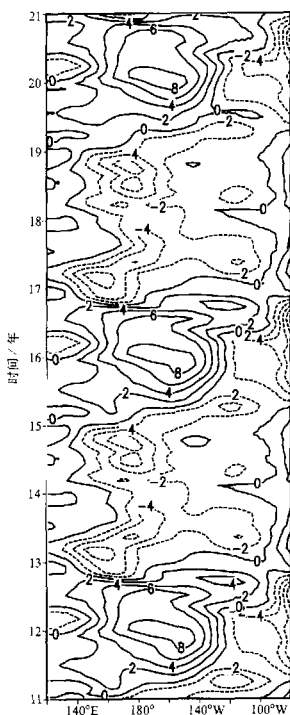


图4 模式中的西风异常时间-经度剖面
(5°N~5°S) (单位: m s^{-1})

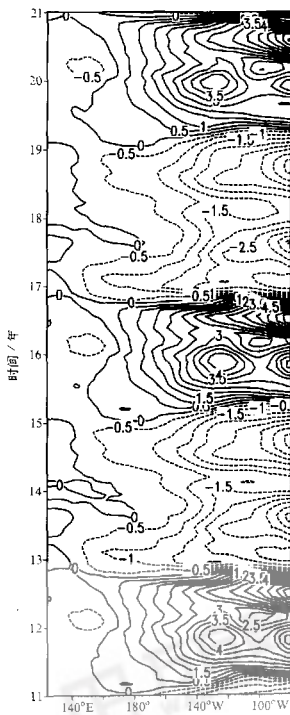


图5 模式中的 SSTA 时间-经度剖面图
(5°S~5°N 平均) (单位: $^{\circ}\text{C}$)

但没有像观测那样形成高值中心。模式中的 El Niño 事件的激发、发展、传播及高值中心的形成, 和实际中 1982~1983 年的强 El Niño 事件的主要特征相似 (图 6)。

3.4 El Niño 和 La Niña 事件初始阶段 SSTA 分布类型

Rasmusson 和 Carpenter^[25]用合成方法研究了 El Niño 事件海表温度异常的发展和演变过程。在 El Niño 事件的起始阶段, 赤道太平洋地区有两块 SSTA 正值区, 一块在 180° 的赤道地区, 另一块在东太平洋沿岸。随着 El Niño 事件的发展, 180° 赤道地区的正 SSTA 先是向东西方向扩展, 然后减弱; 而在东太平洋沿岸的正 SSTA 不断从东太平洋沿岸向西扩展并不断加强。Harrison 和 Schopf^[26]指出, 1982~1983 年的 El Niño 事件则是从西太平洋开始并向东扩展。事实上, 从文献[26]图 2 可以看出, 这次 El Niño 事件被激发的过程是在中太平洋和东太平洋沿岸各有一块 SSTA 的正值区, 然后这两块正的

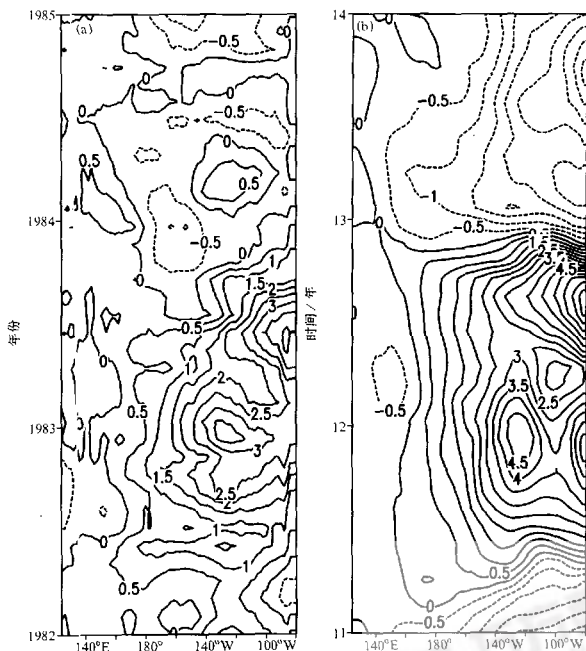


图6 观测 (a) (1982~1985 年) 和模拟 (b) (11~14 模式年) 的 SSTA 时间-经度 ($5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$) 剖面图 (单位: $^{\circ}\text{C}$)

SSTA 同时发展并连成一片, 形成 El Niño 事件。其实, 1972/1973 年、1986/1987 年、1997/1998 年 El Niño 事件的初始阶段的发展过程与此相同 (图略)。模式中 El Niño 的事件在初始阶段的演变, 也具有观测中的 El Niño 事件初始阶段演变的类似特征。

图 7 代表模式模拟的第一种类型 El Niño 事件初始阶段 SSTA 随时间演变图。从图 7a (11 模式年 3 月) 可以看出在 $160^{\circ}\text{E}\sim 180^{\circ}$ 之间有一小的 SSTA 正值区, 经过一个月的发展, 这个小的 SSTA 的振幅增加一倍, 并且扰动面积迅速增大, 正 SSTA 区域已达到 140°W 。与此同时, 东太平洋的负海温异常有很大减弱 (图 7b)。到 11 模式年 5 月 (图 7c), 中东太平洋的正海温异常得到很大发展, 其最大值可达 1.2°C 以上, 东太平洋沿岸的负 SSTA 进一步减弱, 并在赤道两侧形成低值中心。从图 7c 还可以看到, 此时, 东边界的赤道附近产生一个 SSTA 的正值区。这个 SSTA 的正值区在以后一个月, 迅速发展并与由西太平洋传来并在中东太平洋迅速发展的 SSTA 连接起来, 从而使得

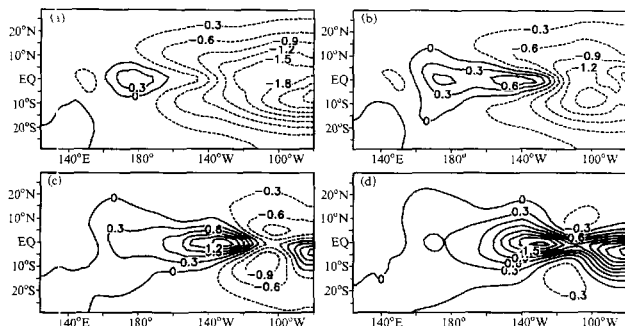


图7 模式模拟的第一种类型 El Niño 事件的初始阶段海表温度异常随时间演变图 (单位: $^{\circ}\text{C}$)
(a) 11 模式年 3 月; (b) 11 模式年 4 月; (c) 11 模式年 5 月; (d) 11 模式年 6 月

正 SSTA 控制了整个中东赤道太平洋地区 (图 7d), 形成 El Niño 事件。

图 8 代表模式模拟的第二种类型的 El Niño 事件初始阶段 SSTA 随时间演变图。从图 8 可以看出, 于 24 模式年 4 月 (图 8a), 在赤道西太平洋地区, $140^{\circ}\text{E} \sim 140^{\circ}\text{W}$ 之间有一狭长 SSTA 的正值区, 而在东太平洋的广大地区 SSTA 是负的。到 24 模式年 6 月 (图 8b), $140^{\circ}\text{E} \sim 140^{\circ}\text{W}$ 处正 SSTA 基本消失。同时, 在赤道东太平洋沿岸形成了一个梯度很强的正 SSTA 区域, 由于东太平洋沿岸正 SSTA 不断向西、向南北方向扩展 (图 8c, d), 形成了一个新的 El Niño 事件。

和 El Niño 事件在初始阶段有两种类型一样, 模式模拟的 La Niña 事件在初始阶段也有两种不同类型。图 9 是模式模拟的第一种类型 La Niña 事件初始阶段水平分布随

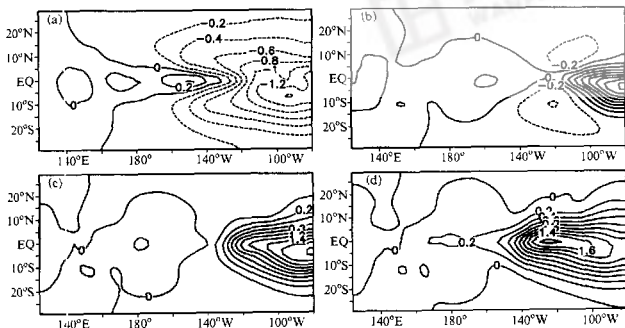


图8 模式模拟的第二种 El Niño 类型事件的激发阶段海表温度异常随时间演变图 (单位: $^{\circ}\text{C}$)
(a) 24 模式年 4 月; (b) 24 模式年 6 月; (c) 24 模式年 7 月; (d) 24 模式年 8 月

时间演变图。图 9a 代表图 7 那次 El Niño 事件的成熟期 SSTA 的水平分布, 从图 9a 可以看到, SSTA 在 $140^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{W}$ 的赤道附近有一个高值中心, 其最大值可达 4.5°C 。同时在赤道西太平洋 140°E 处有一个 SSTA 的负值中心存在。图 9a~d 是一次 El Niño 事件的衰减或一个 La Niña 事件的建立过程, 从图 9b 可以看到, 在 $180^{\circ}\sim 160^{\circ}\text{W}$ 的赤道附近产生一个 SSTA 的低值区, 这个低值区经过一个月的发展, 变成了一个很强的 SSTA 负值中心, 这个负值中心位于赤道附近的 180° 左右, 同时在赤道太平洋东边界地区有另一个负 SSTA 在发展 (图 9c), 到了 12 模式年 12 月 (图 9d), 两个 SSTA 的负值区发展并连成一片, 从而结束了这次 El Niño 事件, 产生一个新 La Niña 事件。

图 10 是模式模拟的另一种 La Niña 事件初始阶段 SSTA 水平分布随时间演变图。

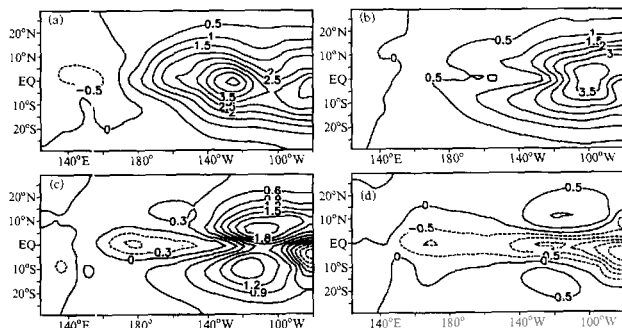


图 9 模式模拟的第一种类型 La Niña 事件的初始阶段 SSTA 水平分布随时间演变图 (单位: $^{\circ}\text{C}$)

(a) 12 模式年 2 月; (b) 12 模式年 10 月; (c) 12 模式年 11 月; (d) 12 模式年 12 月

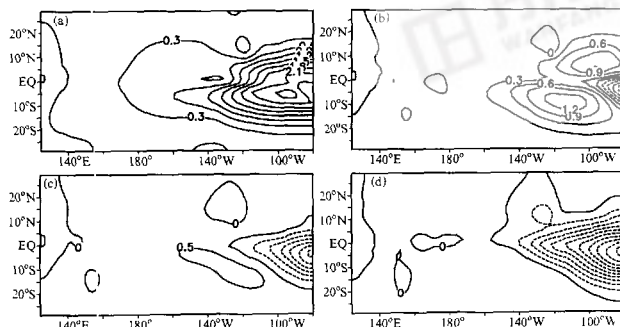


图 10 模式模拟的第二种类型 La Niña 事件的初始阶段 SSTA 水平分布随时间演变图 (单位: $^{\circ}\text{C}$)

(a) 22 模式年 7 月; (b) 22 模式年 8 月; (c) 22 模式年 9 月; (d) 22 模式年 10 月

从图 10a 可以看出, 在赤道附近的东太平洋沿岸已有一个很小的低值区域形成, 在图 10b 中, 赤道东太平洋边界的 SSTA 低值区得到更大发展, 形成 SSTA 的负值区。又经过两个月的发展, 至 22 模式年 10 月 (图 10d), 一个新的 La Niña 事件初始阶段完成。

3.5 模式模拟结果的统计特征及其与实况比较

为了更清楚地了解模式对 ENSO 循环的整体特征的模拟能力, 本节将对模式与观测结果的统计特征进行比较。在 ENSO 循环中, 赤道西太平洋的西风异常对 ENSO 循环具有很重要的作用^[27]。因此, 本节将通过区域 A (140°~160°E, 5°S~5°N) 的西风异常和沿赤道太平洋地区 (5°S~5°N) SSTA 的相关系数来研究本问题。

图 11a、b 分别代表观测和模式中 A 点处的西风异常与沿赤道太平洋地区 (5°S~5°N 平均) SSTA 的超前和滞后的相关系数分布图。从图 11a 可以看到, 赤道西太平洋西风异常和赤道太平洋地区 SSTA 的相关关系具有明显的区域特征, 160°E 以西, 在西风超前 10 个月和滞后 4 个月之间, 相关系数是负的 (相关系数 0.2 可达 95% 的信度)。

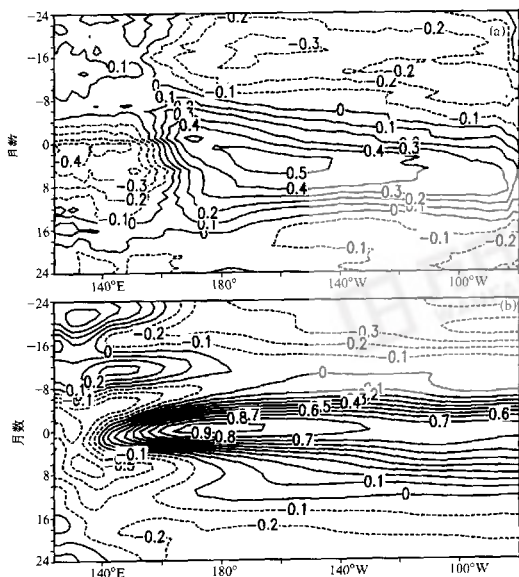


图 11 观测 (a) 和模式 (b) 中 A 点 (140°E~160°E, 5°S~5°N) 的西风异常和赤道太平洋地区 (5°S~5°N) SSTA 相关图
纵坐标正值代表西风超前月数, 负值代表西风滞后月数

160°E 以东, 在西风超前 10 个月和滞后 5 个月之间相关系数是正的 (相关系数 0.3 可达 95% 的信度), 而在超前 18 个月和滞后 18 个月左右, 相关系数是负的。比较图 11a 与 11b 可以看出, 它们有很好的相似性, 只是在 140~160°E 的赤道附近, 它们之间的符号相反。

图 11a 中相关系数分布型的形成, 可以部分地用西风风应力异常强迫出的海洋波动的传播理论来解释。在 160°E 以东, 相关系数是正的, 这是因为西风风应力异常可强迫出东传的 Kelvin 波, 它可以产生正的 SSTA。而在 160°E 以西, 相关系数是负的, 可以用西风风应力异常强迫出西传的 Rossby 波使 SSTA 减小的理论来解释。但这种解释是不完全的, 因为它不能解释图 11a 中在 140~160°E 之间的相关系数为负的事实。其实, 如用 160°E~140°W 之间的沿赤道 (5°S~5°N) 上任一点的西风异常和沿赤道 (5°S~5°N) 的 SSTA 作相关, 其相关系数的零线都在 160°E 附近 (图略)。造成这样相关系数分布型的另外一些机理的研究将在以后的工作中进行。

4 结论与讨论

本文构造了一个简单热带海气耦合模式。耦合模式中的大气模式采用了赤道 β 平面上的浅水方程, 大气模式中的潜热参数化采用 Kleeman^[10]方案, 海洋模式的理论框架同 Zebiak 和 Cane^[1], 并重建了数值模式, 采用同步耦合方案, 对模式积分 100 年, 获得如下结果:

模式模拟的 Niño 3 区域的 SSTA 具有 3~7 年基本准振荡周期, 振荡周期最长可达 10 年以上。

在模式模拟的 El Niño 事件期间, 赤道太平洋西风异常随时间变化特征是: 赤道太平洋西风异常起源于西太平洋, 然后向东传播, 在东传过程中不断加强, 并在 160°E~180°左右形成高值中心, 其最大值可达 9 m s^{-1} 。在 180°以东, 西风异常在传播过程中不断减弱。模式模拟的东风异常也是在西太平洋被激发, 然后向东传播, 它的高值中心位于 140~170°E 之间, 其最大值可达 7 m s^{-1} 。模式模拟的东、西风异常的激发及传播特征与观测中的东、西风异常的激发及传播特征有较好的一致性。

模式中的 El Niño 事件和 La Niña 事件初始阶段, SSTA 水平分布随时间的演变各有两种发展类型。第一种类型的 El Niño 事件的初始阶段, 正 SSTA 首先在赤道中西太平洋地区和东太平洋沿岸出现, 然后, 这两个地区的正 SSTA 区域同时发展并扩大, 最终连成一片, 形成 El Niño 事件。第二种 El Niño 事件的初始阶段的发展过程是, 在赤道中西太平洋地区和东太平洋沿岸各有一块 SSTA 正区域, 在以后的发展中, 赤道中西太平洋的正 SSTA 区域逐渐减小, 而在东太平洋沿岸的正 SSTA 区域却不断发展加强并向西扩展, 最后形成 El Niño 事件。

模式模拟的 La Niña 事件在初始阶段也有两种不同发展类型。第一种类型是, 在赤道中西太平洋和东太平洋沿岸各产生一个负 SSTA 区域, 然后, 两块负 SSTA 区域迅速发展, 并连成一片, 从而形成 La Niña 事件。第二种 La Niña 事件的初始阶段的负 SSTA 从赤道附近的东太平洋沿岸开始, 然后向西扩展, 在扩展中不断加强, 最终形成 La Niña 事件。模式模拟的 El Niño 和 La Niña 事件初始阶段的 SSTA 水平分布

类型可以在观测中找到类比。

本文还对耦合模式模拟中和观测到的赤道西太平洋地区的西风异常和沿赤道 ($5^{\circ}\text{S} \sim 5^{\circ}\text{N}$) SSTa 异常相关关系进行分析。结果表明, 它们之间具有相当的一致性。这说明本文所建立的简单海气耦合模式从整体上抓住了 ENSO 循环的主要本质。

本文所建立的简单热带海气耦合模式对 ENSO 循环模拟的结果与 Zebiak 和 Cane^[1]、Battisti^[12] 结果的差别主要表现在: 西风异常、SSTA 的传播特征、西风、SSTA 高值中心的空间位置随时间的演变, 及海气耦合模式模拟观测到的 El Niño 和 La Niña 事件初始阶段 SSTA 水平分布的演变类型。但本文所建立的耦合模式对沿赤道东、西风异常的模拟仍有缺点, 模拟的西风异常中心位于观测到的西风异常中心以东 $10 \sim 20^{\circ}$, El Niño 事件成熟期在赤道西太平洋的东风异常没有能持续发展形成连续的东风异常 (图 4 中 12、16、20 模式年春季的东风异常与其以后的东风异常没有连成一片), 这种缺点可能是由于大气加热场参数化方案不精确引起的。

本文把海气耦合模式中的大气模式取成非定常, 采用同步耦合, 并且时间差分步长取得较小, 这些对耦合模式的数值结果产生怎样的影响将另文发表。

参 考 文 献

- 1 Zebiak, S. E. and M. A. Cane, A model El Niño / Southern Oscillation, *Mon. Wea. Rev.*, 1987, **115**, 2262 ~ 2278.
- 2 Graham, N. E. and W. B. White, The role of the western boundary in the ENSO cycle: experiments with coupled models, *J. Phys. Oceanogr.*, 1990, **20**, 1935 ~ 1948.
- 3 Zebiak, S. E., Oceanic heat content variability and El Niño cycles, *J. Phys. Oceanogr.*, 1989, **19**, 475 ~ 486.
- 4 Goswami, B. N. and J. Shukla, A periodic variability in the cane Zebiak model: a diagnostic study, *J. Climate*, 1993, **6**, 628 ~ 638.
- 5 Mantua, N. J. and D. S. Battisti, A periodic variability in the Cane-Zebiak coupled ocean-atmosphere model: ocean-atmosphere interactions in the western equatorial Pacific, *J. Climate*, 1995, **8**, 2897 ~ 292.
- 6 Cane, M. A., S. E. Zebiak and S. C. Dolan, Experimental forecasts of El Niño, *Nature*, 1986, **321**, 827 ~ 832.
- 7 Chen, D., S. E. Zebiak, A. J. Busalacchi and M. Cane, An improved procedure for El Niño forecasting: Implication for predictability, *Science*, 1995, **269**, 1699 ~ 1702.
- 8 Barnett, T. T., N. E. Graham, M. Cane, S. Zebiak, S. Dolan, J. O'Brien and D. Legler, Prediction of the El Niño of 1986-1987, *Science*, 1988, **241**, 192 ~ 196.
- 9 Goswami, B. N. and J. Shukla, Predictability of a coupled ocean-atmosphere model, *J. Climate*, 1991, **4**, 3 ~ 22.
- 10 Kleeman, R., A simple model of the atmospheric response to ENSO SST anomalies, *J. Atmos. Sci.*, 1991, **48**, 3 ~ 18.
- 11 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, *气象科学*, 1998, **22**(4), 587 ~ 599.
- 12 Battisti, D. S., Dynamics and thermodynamics of a warming event in a coupled tropical atmosphere-ocean model, *J. Atmos. Sci.*, 1989, **45**, 2889 ~ 2919.
- 13 钱维宏, 王绍武, 多时空尺度海气相互作用与Zebiak-Cane模式的改进, *中国科学 (B辑)*, 1997, **27**(6), 554 ~ 559.
- 14 Gill, A. E., Some simple solutions for heat-induced tropical circulation, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1980, **106**, 447 ~ 462.
- 15 Kleeman, R., On the dependence of hindcast skill on ocean thermodynamics in a coupled ocean-atmosphere model, *J. Climate*, 1993, **6**, 2012 ~ 2033.
- 16 Kleeman, R., A. M. Moore and N. R. Smith, Assimilation of subsurface thermal data into a simple ocean model for the initialization of an intermediate tropical coupled ocean-atmosphere forecast model, *Mon. Wea. Rev.*,

- 1995, 123, 3103~3113.
- 17 Zebiak, S. E., A simple atmospheric model of relevance to El Niño, *J. Atmos. Sci.*, 1982, **39**, 2017~2027.
- 18 Zebiak, S. E., Atmospheric convergence feedback in a simple model, *Mon. Wea. Rev.*, 1986, **114**, 1263~1271.
- 19 黄荣辉, 张人禾. ENSO 循环与东亚季风环流相互作用过程的诊断研究. 赵九章纪念文集, 叶笃正主编, 北京: 科学出版社, 1997, 93~109.
- 20 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.
- 21 Perigaud, C. and B. Dewitte, El Niño-La Niña events simulated with Cane and Zebiak's model and observed with satellite and in situ data. Part I: Model data comparison, *J. Climate*, 1996, **9**, 66~84.
- 22 Dewitte, B. and C. Perigaud, El Niño-La Niña events simulated with Cane and Zebiak's model and observed with satellite or in situ data. Part II: Model forced with observations, *J. Climate*, 1996, **9**, 1188~1207.
- 23 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.
- 24 Busalacchi, A. J. and J. J. O'Brien. The seasonal variability in a model of the tropical Pacific, *J. Phys. Oceanogr.*, 1980, **10**, 1929~1951.
- 25 Rasmusson, E. M. and T. H. Carpenter. Variation in tropical sea-surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation / El Niño, *Mon. Wea. Rev.*, 1982, **110**, 358~384.
- 26 Harrison, D. E. and P. S. Schopf. Kelvin-wave-induced anomalous advection and the onset of surface warming in El Niño events, *Mon. Wea. Rev.*, 1984, **112**, 923~933.
- 27 Huang Ronghui, Zhang Xiaoyun, Zhang Renhe and Chen Jinlong. The westerly anomalies over the tropical Pacific and their dynamical effect on the ENSO cycle during 1984~1994, *Advances in Atmospheric Sciences*, 1998, **15**(2), 135~151.

A Simple Tropical Pacific Atmosphere-Ocean Couple Model with ENSO Cycle Characteristics

Yan Bangliang and Huang Ronghui

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

Zhang Renhe

(Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081)

Abstract A simple tropical Pacific atmosphere-ocean coupled model has been developed based on the ocean equations of Zebiak-Cane's coupled model and atmospheric model of Gill's system. In the coupled model, the latent heating method is the same as Kleeman's. The results for the integration of this simple coupled model show that the model reproduces the key features of the observed ENSO cycle, including the occurrence of warm events in irregular intervals with a preference for three to seven years, the westerly anomaly and SSTA along the equatorial Pacific during the initial El Niño event period occur in the tropical western Pacific first, and then propagate eastward and increase in their propagating, and there are four SSTa field patterns in the phase transition of model ENSO cycle. Two El Niño event types: at the beginning stage of an El Niño event, there are two positive SSTA occurrences over the western-central and central-eastern equatorial Pacific respectively. After that, their development goes in different ways. One is that these two positive SSTA areas join together to form El Niño event. The other is that the positive SSTA over the central-eastern equatorial Pacific is strengthened and propagates westward, and finally an El Niño event is reproduced, and at the same time the one over the western-central equatorial Pacific decays. Two La Niña events types: the two La Niña events in the coupled model develops in two ways, similar to the two El Niño events.

Key words: atmosphere-ocean model; ENSO