

季节背景对 ENSO 循环过程中 SSTA 增/减幅作用的数值试验研究^①

管兆勇 周铁汉

(南京气象学院, 南京, 210044)

摘 要

利用热带太平洋地区 2 层区域海洋模式和再分析资料探讨了大气/海洋的季节背景对 ENSO 时间尺度上海温异常的增幅或减幅作用。结果表明: 不论什么季节背景下, 就海洋变化而言, El Niño/La Niña 事件均可存在, 说明 El Niño/La Niña 事件的存在和维持并没有季节性选择; 模式海洋的西太平洋赤道地区次表层海水温度异常变化位相明显超前于东太平洋 SSTA 且在空间上自西向东传播, 同时有位相超前的量还包括模式第 1 层厚度异常及热容量异常, 这些对 ENSO 的预测和机制研究具有重要意义。SSTA 的振幅在不同的季节背景下可受到不同的调节。以春季为背景, 同样的异常风应力作用于海洋, 可使 NINO 3 区 SSTA 较正常季节背景下该区的 SSTA 振幅明显增大; 而在冬季背景下可使 SSTA 受到一定程度的减幅, 这说明 El Niño/La Niña 现象的发生和消亡有季节选择倾向。与春季背景下 NINO 3 区 SSTA 的增幅倾向相反, 模式第 1 层厚度异常的振幅则受到削弱。而西太平洋赤道地区, 模式海洋混合层的厚度异常则有所增强。这种与 SSTA 增/减幅反相关的现象需要进一步研究。
关键词: ENSO, 季节背景, 增/减幅, 数值试验。

1 引 言

众所周知, 全球气候异常的形成与 ENSO 关系密切。已有许多海洋学家、气象学家从海气环流变化^[1]和海气耦合波动^[2~4]及不稳定相互作用^[5~6]等角度对 ENSO 现象及其循环机制作了大量的研究, 但 El Niño 的形成机制和预测问题仍没有彻底解决。海表温度变化由那些具有不同时间尺度分量的变化所构成, 而不同的分量之间又存在着一定关联。事实分析表明, El Niño 的出现和强度变化与季节变化间存在着内在联系。图 1 是根据 1948~1992 年共 540 个月 GISST 海温资料^[7]分别对 SSTA 正距平(图 1a)和负距平(图 1b)按月进行多年平均而得。

由图 1 可知, 无论是海温正异常还是负异常, 45 a 的平均结果都表明 SSTA 自 3~4 月份在 120°W 以东增强并随时间向西传播(某些 El Niño 事件较特殊, 如 1982/1983 年), 在 10~12 月达极大值, 而后减弱这一年循环。这涉及到下列问题: (1) ENSO 与 SST 季节

^① 初稿时间: 1999 年 6 月 14 日; 修改稿时间: 2000 年 4 月 10 日。
资助课题: 国家自然科学基金项目(49775265)、国家教委留学回国人员启动基金和江苏省“青蓝工程”项目。

变化的锁相关系; (2) SSTA 的最优增长时间问题。

Rasmusson 和 Carpenter^[8]指出, 与 ENSO 有关的赤道东太平洋海岸地区异常增暖的放大始于圣诞节前后并于北半球春季达到顶峰。这种 SSTA 随时间的变化与季节的锁相关系对多数 ENSO 事件成立。之后有一些工作^[9, 10]对此问题进行了进一步探索。近几年来, 一系列文章集中探讨了季节变化与 ENSO 之间的关系。首先是 SST 的季节变化和年际异常的形成问题。因为位于赤道地区大气顶的太阳辐射几乎没有年变化分量(半年周期分量是清楚的), SST 的年循环被认为是由于赤道以外太阳辐射的季节变化强迫出的含有季节振荡分量的经向风对热带太平洋的远程驱动所致^[11], ENSO 的形成则归结于海气耦合过程中基本状态的不稳定^[2-4]。Koberle 等^[12]用海洋模式的数值试验指出: 对海温年际变化的形成而言, 表面暖水在水平面上的重新分布、海洋对风应力变化的动力响应是重要的。对季节变化的形成来说, 表面热通量(对海洋混合过程的季节调整起作用)最为重要。上述两种结果既有区别又有联系。但不管是哪一种看法, 年际变化与季节循环间的锁相关系并未得到解释。

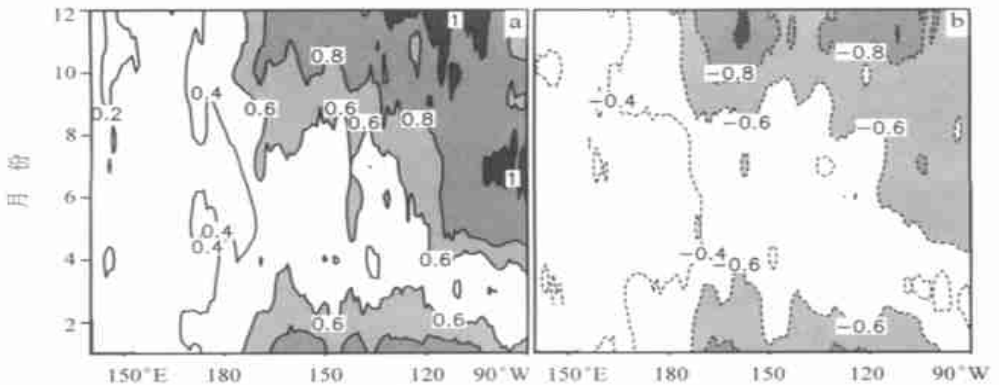


图1 根据 1948~1992 年共 540 个月的 GISST 海温资料, 分别
对赤道地区(5°S~5°N)按月进行多年平均的 SSTA 逐月变化
(a. 正负距平, b. 负距平; 等值线间隔 0.2, 阴影区 SSTA > 0.8)

Gu 和 Philander^[13]发现 SST 的年循环受到 ENSO 循环调制, 其振幅在暖期减弱而在冷期得到加强。这种现象归结于海洋上层热容量的年际变化。其后, Xie^[14]采用含有季节和年际变化且二者具有不同初位关系的大气强迫作用于海洋表面, 研究了海洋环流(由赤道太平洋海洋环流模式做出)的年际和年变化间的相互作用并提出, 不含有季节变化的年际异常可于冷期增强季节变化而暖期减弱季节变化的振幅。若将改变了的季节变化与不含季节变化的年际异常合成后再扣除气候平均的季节变化, 所得结果即为新的年际异常 SSTA, 其绝对值在某季节(冷季)达到极大。Tziperman 和 Zebiak^[15]又对季节变化与 ENSO 的相互作用机制进行了专门研究, 得出了一些新的结果。所有这些都对锁相现象的解释都是根据 SSTA 对季节变化振幅的调节作用而来的。

除了 SST 季节变化与 ENSO 的锁相关系之外, 在那些季节 SSTA 获得最大增长则联系于 El Niño/La Niña 的发生、消亡以及可预测性问题。1997 年, 有几篇文章^[16-19]就海温与 ENSO 可预测性问题又进行了讨论并研究了季节变化和 ENSO 循环问题, 其中最主要

的是通过耦合模式进行数值试验以及对模式结果进行统计分析的途径讨论了误差的最优增长。Goswami 等^[20]在研究 Cane-Zebiak 海气耦合模式对 ENSO 可预测程度的季节性时指出, Cane-Zebiak 模式允许初始场中较小尺度的误差在春季迅速增长并发展成为主要模态, 使得春季可预报性降低。冬季这种误差增长却不显著。然而, 若初始场由耦合模式通过长时间积分而获得, 则初始场中的主要模态不论在冬季还是在春季增长均很缓慢^[18]。这说明 CZ 模式对初始误差的时空尺度敏感。不论使用耦合模式还是统计手段, 分析结果表明误差的最大增长都发生在春季^[16~19]。

综上所述, SSTA 与季节变化的关系问题主要从 3 个方面进行论述: (1) 虽然基于海气耦合波动不稳定理论解释的扰动的不稳定增长是以一定的海洋/大气基本状态为背景的, 但解析理论上的探讨并未完全解决季节变化与 ENSO 循环事件的相互作用问题, 包括在哪个季节海温异常得到最大增长的问题。(2) 锁相现象由 SSTA 对季节变化振幅的调节作用来解释。(3) ENSO 事件的可预测性研究中, 涉及到初始误差在何时获得最优增长的问题, 但是, 使用模式长时间积分输出作为初始场而进行的数值试验的结果尚不能说明 ENSO 时间尺度上 SSTA 在春季获得最优增长。由此看来, 某季节或季节变化对异常海温发展变化的影响并没有完全弄清楚。因此, 本文将使用一个热带太平洋海洋模式就季节背景对异常海温变化的影响问题进行数值试验研究。

2 模式

McCreary^[2], Anderson 和 McCreary^[4], McCreary 和 Anderson^[3,21], Balmaseda 等^[22]以及其他一些文章^[23]中都使用了一个具有中间复杂程度的海气耦合模式做了 ENSO 循环机制探索及预测研究。该模式由一个 2 层海洋模式(动力的)和一个统计大气模式组成。这里使用的模式由此 2 层海洋模式修改而来。修改主要体现在 3 个方面: (1) 为消除模式中海洋的静力不稳定, 加入海水上下混和过程(对流调整); (2) 重新考虑风应力对斜温层以上海水的驱动作用以及各相邻水层间的粘性; (3) 在参数化表达式中重新考虑相邻 2 层对本层的影响。模式中, 自上而下有 N 层活动层, 第 N 层以下海水静止。模式方程如下:

$$\begin{aligned} & \left(\frac{\partial}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} u_i + \frac{\partial}{\partial y} v_i \right) h_i v_i + \mathbf{f} \times h_i v_i \\ & = - \frac{h_i}{\rho_0} \cdot \nabla p_i + \mathbf{M}_i(\boldsymbol{\epsilon}, \boldsymbol{\epsilon}_{-1}) + \mu_i \frac{\tau}{\rho_0} + v_i \cdot \nabla^2 h_i v_i \end{aligned} \quad (1)$$

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} u_i + \frac{\partial}{\partial y} v_i \right) h_i = D_i + \zeta_i \cdot \nabla^2 h_i \quad (2)$$

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} u_i + \frac{\partial}{\partial y} v_i \right) T_i = \mu_i Q_s + B_i(\boldsymbol{\epsilon}, \boldsymbol{\epsilon}_{-1}) + \kappa_i \cdot \nabla^2 T_i \quad (3)$$

这里, $i = 1, 2, \dots, N$ 为海洋自上而下分层后的层次标号, $\mathbf{v}_i(u_i, v_i)$ 为第 i 层流体的水平速度, h_i 为第 i 层厚度, p_i, T_i 分别是压力和温度; μ_i 的取值是这样的: 当 $i = 1$ 时, $\mu_1 = 1$; 当 $i > 1$ 时, $\mu_i = 0$ 。海洋的第 $N + 1$ 层静止且温度 $T_{N+1} = 5$ 。 Q_s, τ 分别为作用在海表面(第 1 层)的热通量和风应力矢, 当 $N \geq 3$ 且第 1 层的平均深度与混合层平均厚度差别较大时, 需要对热通量和风应力矢的大小和分布作合理的调整。 $\boldsymbol{\epsilon}$ 为第 i 层与第 $i + 1$ 层界面处的卷入或卷出速度, 由此引起第 i 层与第 $i + 1$ 层间质量、动量和热量交换(在热带太平洋区

域,未考虑盐度的变化)。 ϵ 及方程(1)~(3)中与之有关的量由式(4)~(7)给出:

$$\epsilon = \frac{\eta_i}{2} [(H_{ei} - h_i + H_{di} - h_i) H_{ei} - h_i / (t_{ei} H_{ei})] + (H_{di} - h_i - H_{di} - h_i) H_{di} - h_i / (t_{di} H_{di}) \quad (4)$$

其中,当 $i=0$ 和 $i>N-1$ 时, $\eta_i=0$; 而 $1 \leq i \leq N-1$ 时, $\eta_i=1$ 。也就是说,当第 i 层深度小于 H_{ei} 时,质量调整将使该层增厚;当第 i 层深度大于一定厚度 H_{di} 时,质量调整将使该层变薄。事实上,对 2 层模式来说,只有 ϵ_i 有意义。

在连续方程中,考虑到质量守恒, D_i 可表示为:

$$D_i = \epsilon_i - \epsilon_{i-1} \quad (5)$$

与卷入、卷出过程相应,动量的交换记为:

$$M_i = \frac{1}{2} [(\epsilon_i + \epsilon_{i-1}) v_{i+1} - (\epsilon_{i-1} + \epsilon_{i-2}) v_i - (\epsilon_{i-1} - \epsilon_{i-2}) v_{i-1} + (\epsilon_i - \epsilon_{i-1}) v_i] \quad (6)$$

热量交换为:

$$B_i = -\frac{1}{2} [(\epsilon_i + \epsilon_{i-1})(T_i - T_{i+1})] / h_i - \frac{1}{2} [(\epsilon_{i-1} - \epsilon_{i-2})(T_{i-1} - T_i)] / h_i + A_i \quad (7)$$

上式表示了在控制海温变化的因子中,不同温度海水的卷入对本层海温变化将产生贡献。

A_i 为 $N-3$ 时的修正项,在 $N=2$ 时,取 $A_i=0$ 。

表 1 $N=2$ 时海洋模式中使用的各参数取值^[22]

参数	取值	说明
H_e	100 m	卷入深度
H_d	100 m	卷出深度
t_e	1 d	卷入时间尺度
t_d	500 d	卷出时间尺度
v	500 m ² /s	水平粘滞系数
ζ	500 m ² /s	水平混合系数
κ	500 m ² /s	热扩散系数

表 2 热带太平洋分区后海区名称及位置^[22]

区名	经度	纬度
NINO1	90~80 W	10~5 S
NINO2	90~80 W	5 S~EQ
NINO3	150~90 W	5 S~5 N
NINO4	160 E~150 W	5 S~5 N
EQ3	150 E~170 W	5 S~5 N
EQ2	170~130 W	5 S~5 N
EQ1	130~90 W	5 S~5 N

在式(3)中作用在海表面的热通量 Q_s 取与文献[22]中相同的形式,即:

$$Q_s = Q_0 - (dQ/dT)_0(T_0 - T_1) \quad (8)$$

这里 Q_0 , T_0 , $(dQ/dT)_0$ 以及 T_1 分别是由观测资料计算得到的按月变化的气候平均热通量、海表温度、松弛因子(恒为负值)和模式第一层海温。当使用模式获得稳定的气候态时(气候试验)使用式(8)。若用含有年际振荡的风应力强迫海洋(强迫试验)或进行海气耦合试验时,海表热通量由下式表示:

$$Q_s = Q_0 - (dQ/dT)_0(T_0 - T_m) - 0.2(dQ/dT)_0(T_m - T_1) \quad (9)$$

其中 T_m 为气候试验所获得的稳定的模式海表温度 SST。因子 0.2 的引入使得模式中的 T_1 向 T_m 逼近。

要说明的是,此 N 层海洋模式是由原 2 层模式发展而来的。修改的主要目的是为了改进原 2 层模式对海温模拟的某些不足。模拟结果将另文讨论。这里需要强调的是,本文将取 $N=2$,此时的模式与原 2 层模式完全等价,而 2 层模式已为许多文献所使

用^[2~4, 21~23]。模式区域为(30.75 S ~ 30.75 N, 122.25 E ~ 68.25 W), 水平分辨率 1.5° × 1.5°。当 $N=2$ 时, 模式中的各参数由表 1 给出(取自文献[22])。

3 试验方案设计

首先指出, 要通过数值试验实现季节背景对年际异常影响的研究目标, 有 2 条途径可供选择。一是正如文献[14]所做的那样, 不控制季节位相, 以季节变化(年循环)为背景, 输入不同的年际异常强迫, 分析模式输出; 另一是控制季节背景即以不同的季节为背景, 以同一个年际异常强迫信号输入模式, 再分析模式输出结果。本文选择后者。在这一思想指导下, 作出了如下设计方案。

这里的数值试验包括一组控制试验和若干组敏感性试验。每一组试验包含一个气候试验和一个强迫试验。强迫试验结果是本文要分析的, 但强迫试验是在气候试验基础上作出的。所谓的气候试验是指在按月每一年都不变的风应力场和热通量场的作用下使模式海洋经过若干个模式年的调整, 达到一个稳定的状态, 此时的海洋变量与上一个模式年或下一个模式年同期相比变化甚微。对本模式来说, 由水平均匀의 初始场(u_i, v_i, h_i, T_i) _{$t=0$} = (0, 0, h_{ci}, T_{ci}) 开始作这样的调整约需 4 a 时间。本文则积分 10 a 以使海洋充分调整。取气候试验最后一年的月均变量如 SST (即 T_m) 和最后一个时刻记录的海洋状态作后续强迫试验的参考量和初始场。这里所谓的强迫试验是在气候试验后进行的。在该试验中风应力场具有年际异常和其它分量, 在它的强迫作用下, 应该能够通过海洋模式再现 El Niño 事件。

为了了解季节变化对 El Niño/La Nina 的增/减幅作用, 首先做一组控制试验(C Case), 再现 SSTA 与 El Niño/La Nina 事件。其次做 4 组敏感性试验(S Case), 即取不同的季节做背景(这里取 1, 4, 7 和 10 月份, 相应的敏感性试验记为 Case1, Case4, Case7, Case10), 将风应力的年际异常放入这 4 个不同的季节背景中再现 SSTA 变化, 比较 4 组结果的不同并分析原因。也就是说, $\tau = (\tau_s, \tau_a)$ 可作如下分解:

$$\tau = \tau_s + \tau_a \quad (10)$$

其中 τ_s 被看成有如 T_m, Q_0, T_0 等仅含有季节变化, 而 τ_a 则为相对于 τ_s 的年际异常。在 C Case 中, 变量 τ_s, T_m, Q_0, T_0 都含有季节变化, 且在气候试验里取 $\tau_a = 0$ 。但在 S Case 里, 这些季节变化被 1 月份的气候场取代, 在整个积分过程中保持不变, 此时背景为冬季。其它 3 组试验的季节背景作类似处理。模拟过程中取 1961 ~ 1991 年 FSU (美国佛罗里达州立大学) 风应力资料场 $\tau = (\tau_s, \tau_a)$ ^[24] 作为对海洋的强迫动力。

这样做的目的是从理论上检测 ENSO 时间尺度上的异常风应力强迫海洋而导致海洋状态异常的程度是否依赖于季节背景。若不论那一季节背景下, 异常的程度没有任何变化, 则说明 ENSO 的形成、发展、维持与消亡与海洋/大气的季节变化无关。反之, 若在某些季节背景下如春季, 模拟的海温与控制试验海温异常相比有显著的差异, 则说明 ENSO 事件的生命史与季节有关, 这对解释 ENSO 的形成、消亡的机制具有理论价值, 对 ENSO 的预测也将具有参考意义。

4 结果分析

4.1 C Case 分析

这里使用的海洋模式对海温的气候分布和 El Niño/La Niña 事件具有较好的模拟能力^[22]。图 2 给出了由控制试验组的气候试验得到的第 10 年 1, 4, 7 和 10 月份海温分布(图 2a) 以及由 GISST 海温资料计算出的 45 a 平均的 1, 4, 7 和 10 月份实际海表温度场(图 2b)。由图看出, 模拟的海温场与实际的平均海温场很接近。冷舌及暖池范围的季节变化都较合理。海流分布以及赤道逆流的模拟皆符合实际气候状况(图略)。表明该模式对海洋的气候平均状态的模拟是成功的。

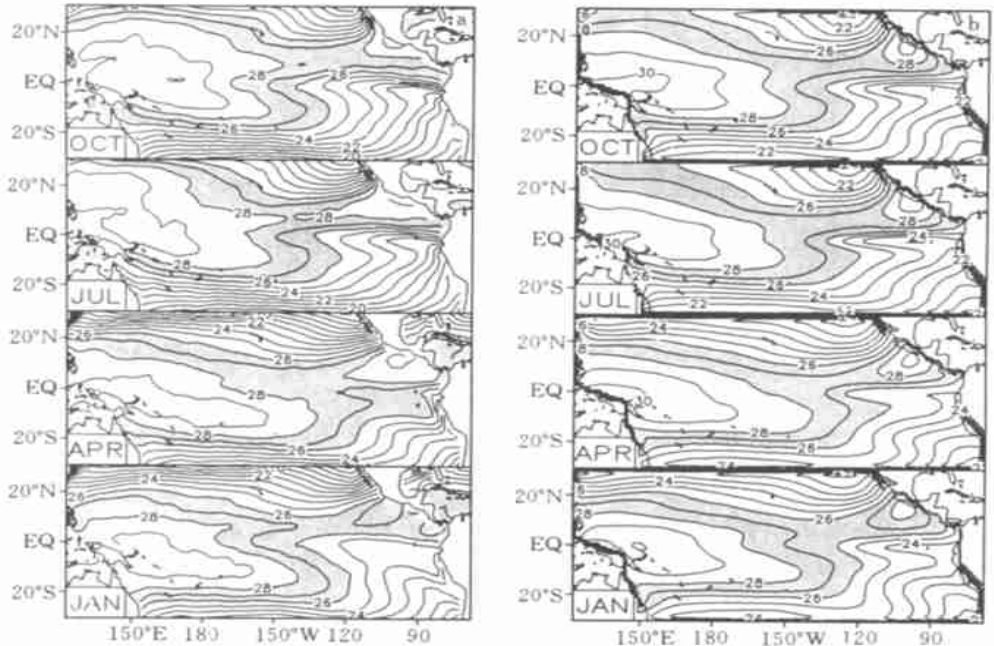


图 2 控制试验组的气候试验得到的第 10 年 1, 4, 7 和 10 月份海温分布(右图, 自下而上) 以及由 GISST 海温资料计算得到的 45 a 平均的 1, 4, 7, 10 月份实际海表温度(左图) (等值线间隔 1℃, 阴影区 26℃ $SST > 28℃$)

图 3 是模拟的海表温度异常沿赤道的经度-时间剖面。虽然模式对 ENSO 事件有较好的模拟能力^[22], 但需指出, 若是计算区域平均的异常海温随时间的变化曲线, 则可显示出在有些区域如 NINO1 和 NINO2 区(区域范围见表 2) SSTA 的模拟结果与实际相比, 周期的模拟是成功的, 但 ENSO 信号或异常信号的强度偏弱(图略)。就此而言, 本模式仍有继续改进的必要。图 4 是模拟的海洋第 2 层海水温度异常沿赤道的经度-时间剖面。对比图 3 与图 4 可看出, 虽然海表面 100 m 以下海水温度的异常幅度较海表面 SSTA 变化幅度小, 但是它同样可反映出 ENSO 时间尺度上的准周期变化, 同时, 由于海洋的过滤作用, 使得深层海洋仅对较低频率的海气相互作用敏感。故分析海洋次表层及其以下的海温变化将有助于把握海气相互作用中的低频信息。需要指出, 与 SSTA 较大振幅出现在中、

东太平洋地区不同, 深层海水温度变化的较大异常主要出现在中、西太平洋的赤道地区。除此之外, 异常的传播方向与 SSTA 相比有相反的趋势(中、西太平洋地区), 而且, 东太平洋 El Niño/La Niña 位相的开始期比西太平洋相同符号的 T_{SUB} 要迟约 $\pi/2$ 位相。人们相信海洋模式对海洋变化的模拟能力, 因此, 东、西太平洋表层和次表层海水温度变化的这一差别对 ENSO 预测及机制研究就显得特别有意义。同时, 已有一些理论和另外的证据说明西太平洋地区的海气耦合信号如季风活动等可以对 ENSO 循环产生深远影响^[25]。

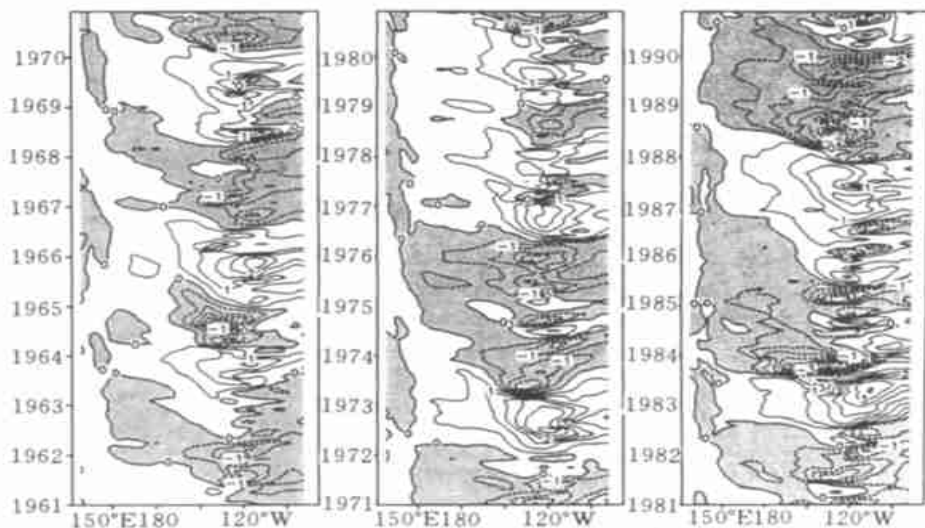


图 3 模拟的 1961~1990 年海表温度异常沿赤道的经度-时间剖面
(阴影区 SSTA > 0, 等值线间隔 0.5)

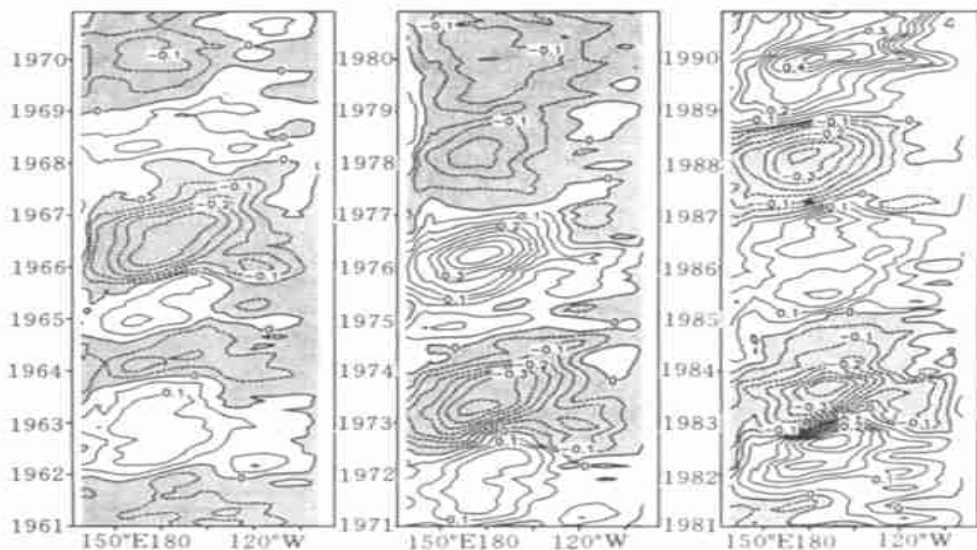


图 4 1961~1990 年模式第 2 层海表温度异常沿赤道的经度-时间剖面
(阴影区 SSTA > 0, 等值线间隔 0.05)

4.2 S Case 分析

4.2.1 SSTA 分析

下面看一看若以北半球冬、春、夏、秋 4 季为背景时模式 SSTA 将如何变化,或者说通过相同的异常风应力对海洋的强迫,与控制试验相比,在哪一个季节 SSTA 变化最大,对基本状态最敏感。

需要强调的是,经过本文的数值试验研究发现,不论是在哪一个季节,较强的海温异常都是可以存在的,也就是 El Niño/La Nina 事件不论在何月份均可存在。此与观测事实相符。就海洋而言,这意味着虽然风应力异常是因海气相互作用而形成的,但只要异常风应力给予海洋合理且足够强的强迫以引起海洋环流结构调整,则不论季节背景如何,El Niño/La Nina 现象都是可以维持的。这说明 El Niño/La Nina 的存在。

记控制试验第 k 月 SSTA 为 T_{1ak}^c , 敏感性试验第 k 月 SSTA 为 T_{1ak}^s , 则 $M(=360)$ 个月的均方差由下式表示

$$\sigma_s = \frac{1}{M} \sum_{k=1}^M T_{1ak}^s{}^2 \quad \sigma_c = \frac{1}{M} \sum_{k=1}^M T_{1ak}^c{}^2 \quad (11)$$

图 5 给出了敏感性试验 SSTA 均方差 σ_s 与控制试验 SSTA 均方差 σ_c 之差。由图可见,均方差的变化呈现出非常有趣的变化特征。首先,均方差增长最显著的是发生在春季。在赤道中、东太平洋 NINO 3 区, SSTA 均方差增加了 0.3~0.5。若这样的增长是发生在 ENSO 时间尺度上的,那么它对 El Niño/La Nina 的形成将是非常重要的。其次,还发现 125°W 是一条分界线,此处方差变化最小,其东、西两侧在北半球冬季、夏季和秋季背景下方差变化趋势相反。再次,夏、秋季背景下 NINO3 区方差的增长趋势一致,但与冬季背景下情况相反。无疑,冬季利于赤道中太平洋地区 SSTA 增大而不利于东太平洋地区 SSTA 增强;相反,夏、秋季不利于中太平洋地区 SSTA 增强而有利于东太平洋地区 SSTA 增幅。根据方差变化的分布,可将 NINO3 区分为 NINO3 M 区(150°~125°W)和 NINO3 E 区(125°~90°W)。

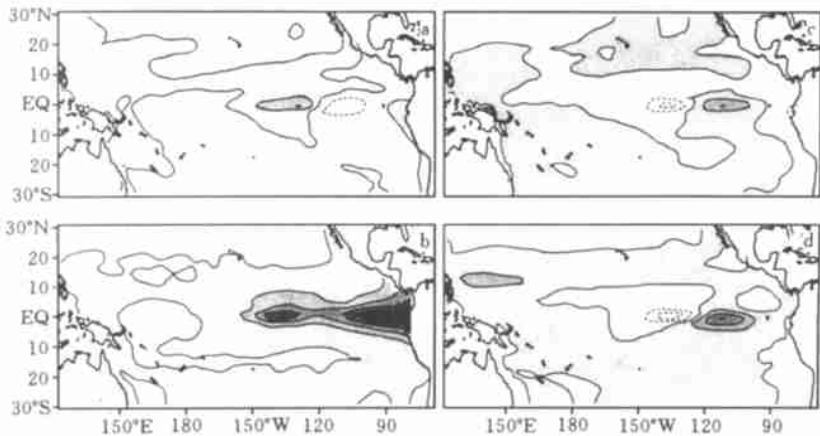


图 5 月气候平均场为背景模拟的 SSTA 均方差与控制试验 SSTA 均方差之差
(a. 1 月, b. 4 月, c. 7 月, d. 10 月; 等值线间隔 0.1, 阴影区数值大于零)

那么,不同的季节背景下, SSTA 到底是增幅还是减幅呢? 图 6 给出了以 1, 4, 7 和 10

月气候平均场为背景模拟得到的 SSTA (以 T_{ia}^s 表示) 与控制试验 SSTA (以 T_{ia}^c 表示) 之差的时间变化。即:

$$\delta T_{ia} = T_{ia}^s - T_{ia}^c \quad (12)$$

由图 6a 可见, NINO3 指数显示了每一次 ENSO 循环。与这样的循环相对应, 以 1, 4, 7 和 10 月份为背景时, 同期的相同的风应力强迫造成的海温异常则有较大变化(图 5b ~ e)。这主要表现在以下几个方面。

(1) 不同的季节背景下, 海温的变化幅度是不同的。就 NINO3 区的区域平均而言, 在冬季, 除了 1982/1983 及 1987 年 ENSO 事件之外, 其他时段 SSTA 的振幅基本都受到不同程度的削弱, 削弱的幅度最高为 0.4 ; 而春季和秋季背景下, SSTA 振幅则得到增强, 尤其是春季背景, 增强幅度约 0.3 ~ 0.5 。在夏季背景下, SSTA 的振幅得到增强或削弱的情况不如其他季节背景下的增/减幅显著。要说明的是, 1982/1983 及 1987 年 ENSO 事件期间 SSTA 在冬季背景下没有减弱可归结于这两次 ENSO 事件相应的风应力场结构的特殊变化, 这需要进一步做特例研究。

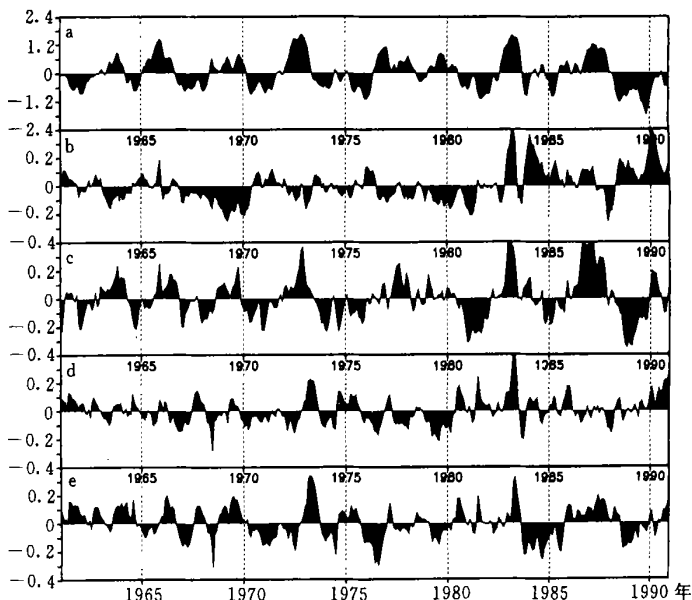


图 6 以 1, 4, 7 和 10 月气候平均场为背景模拟得到的 SSTA 与控制试验的 SSTA 之差 (纵坐标为 SSTA, 单位: $^{\circ}\text{C}$; a. C Case SSTA; b ~ e 分别为敏感性试验 S Case1, S Case4, S Case7, S Case10 的 SSTA 与 C Case SSTA 之差)

(2) 根据图 5 显示的方差在 NINO3 区东、西部各存在一个中心, 这一分布特征可将 NINO3 区分为 NINO3 M 区和 NINO3 E 区。表 3 是 δT_{ia} 与控制试验异常海温 T_{ia}^c 间的相关系数。由表 3 可知, 赤道东太平洋地区春、夏、秋季背景皆有利于海温年际异常振幅的加大, 尤其是春季, 相关系数达 0.735。冬季背景则使得 SSTA 振幅削弱。在日期变更线以东的赤道中太平洋地区, 冬季背景对 SSTA 振幅的影响不显著, 但春季背景则明显利于 SSTA 的振幅增强, 夏秋背景则削弱海温异常或增强不如春季背景下显著。

由上述分析得知, 同样的大气海洋异常信号, 在不同的季节背景下的表现是不同的。

ENSO 时间尺度上 SSTA 变化幅度明显受到季节调节且在不同的地理区域受到调节的程度亦有不同。需要说明,在西太平洋的赤道地区,春季背景下的 SSTA 的振幅改变情况与东太平洋的刚好相反(图略)。

表 3 δT_{1a} 与控制试验异常海表温度 T_{1a}^c 间的相关系数

季节背景	NINO3 区 (150~90 W)	NINO3 M 区 (150~125 W)	NINO3 E 区 (150~90 W)
1 月	- 0.213	0.098	- 0.373
4 月	0.678	0.430	0.735
7 月	- 0.056	- 0.357	0.150
10 月	0.220	- 0.308	0.368

注:表中 NINO3 区分为 NINO3 M 区(150~125 W)和 NINO3 E 区(150~90 W)。自由度为 354,显著水平为 5% 时相关系数 $r = 0.104$, 1% 时为 $r = 0.136$ 。

4.2.2 流体层深度(h_i)及热容量 C_h 等物理量的变化

在模式的第 2 层,任一季节背景下海水温度的变化同样具有图 4 所示的基本特征,而年际变化的方差大小和分布在不同的季节背景下是有差别的。若计算某季节背景下 T_{SUB} 的方差与控制试验方差之差(图略),则显示出 S Case4 的 T_{SUB} 在中、西太平洋赤道地区振幅有所减小而 S Case1, S Case7 和 S Case10 的 T_{SUB} 的振幅则有所增加。

与 SSTA 形成密切相关的是卷入速度(涌升速度)/卷出速度(下沉速度) ϵ_i 的变化。卷入/卷出速度 ϵ_i 由式(4)表示。与 SSTA 类似,另一个可反映 ENSO 现象的重要海洋变量是海洋热容量 C_h , 其定义为^[23]:

$$C_h = \sum_{i=1}^N h_i (T_i - T_{N+1}) \quad H_0 = \sum_{i=1}^N H_{INI} T_i \quad (13)$$

式中 T_{N+1} 为海洋深处静止流体温度; $H_{INI} T_i$ 为第 i 层流体的初始厚度,取为常数。 H_0 表示模式海洋的初始深度。由式(12)可见,海温越高,厚度越大, C_h 就越大。西太平洋海平面高度和海温相对较高, C_h 较大; El Niño 期间东太平洋海温相对较高,斜温层位置相对较深, C_h 亦较大。同时,对于模式第 1 层(取 $N=2$), C_h 正好是压力梯度力项中,算符作用的一部分(表达式略),因而,海水动量的变化与其梯度有直接关系。

那么, h_i , ϵ_i 和 C_h 的年际异常扰动 h_{ia} , ϵ_{ia} 和 C_{ha} 的较大的方差在哪里呢? 分析可知, h_i 年际异常的高方差主要集中在中、东太平洋的赤道地区和西太平洋的低纬热带地区; 异常热容量的方差高值也主要分布于中东太平洋赤道以及热带西太平洋地区。而人们熟知的海水涌升区在赤道中东太平洋地区,由模式模拟的卷入速度的最大变化率也在这一地区。这些扰动的能量之所以集中在低纬度这些地区,是因为它们与赤道地区大气、海洋的热力/动力学性质有关(如赤道区域截陷的 Kelvin 波及 Rossby-重力混合波)。除了它们的方差分布之外, h_i , ϵ_i 和 C_h 的年际异常与海表温度异常 T_{1a}^c 之间有何关系呢?

图 7 是控制试验下 T_{1a}^c 与 h_{1a}^c , ϵ_{1a}^c 及 C_{ha}^c 的关系曲线,其中 h_{1a}^c , ϵ_{1a}^c 已经过 5 点时间滑动平均。由图可见, NINO3 区模式第 1 层厚度或混合层深度、卷入速度和热容量都具有显著的 ENSO 时间尺度上的年际变化,但也有两点明显不同。一是无论从周期还是振幅变化上热容量异常更与 SSTA 变化趋势相接近; 二是 h_{1a}^c , ϵ_{1a}^c 及 C_{ha}^c 与 T_{1a}^c 的变化位相有明显差别,即

热容量变化曲线略超前于海表温度, 而模式第 1 层厚度变化约超前 90° 。这一位相超前现象与分析卫星反演的海平面高度资料所得结果相符(请查阅有关网址 http://ftp.csr.utexas.edu/eppac/el_nino.html), 也与其他模式模拟结果一致^[26]。另外, 卷入速度的变化与第一层厚度变化具有相反的位相, 这一方面由式(4)可以看出, 另一方面正好说明正的海温异常对应于弱的海水上翻运动, 并且上翻运动异常大于零时, 总体来看海温开始降低。与控制试验结果类似, 在敏感性试验中也存在上述现象。尽管局地厚度的变化受到 Kelvin 波、Rossby 波及其他因素的影响^[27], 但文中仍想考察 h_{1a} , ϵ_{1a} 和 C_{ha} 的年际异常在不同的季节背景下发生的改变。

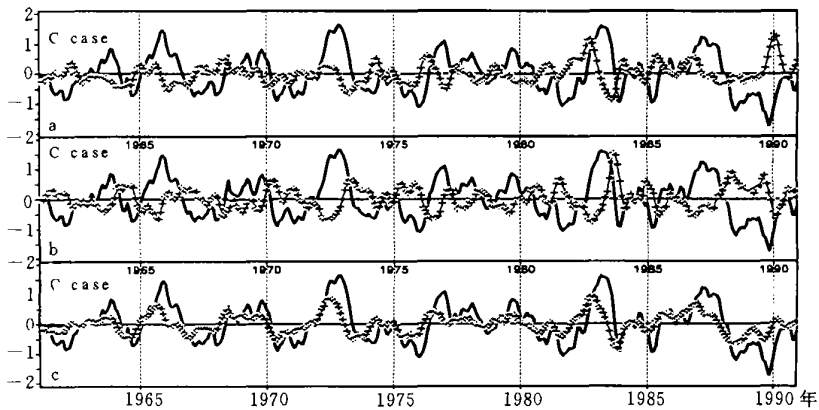


图 7 控制试验下 T_{1a}^c 与 h_{1a}^c , ϵ_{1a}^c 及 C_{1ha}^c 的关系曲线

(实线表示 SSTA 即 T_{1a}^c ; 图 7a, b, c 中另外一条曲线分别表示 h_{1a}^c , ϵ_{1a}^c 和 C_{1ha}^c 。

纵坐标单位依 T_{1a}^c , h_{1a}^c , ϵ_{1a}^c 及 C_{1ha}^c 顺次为 1° , 10^3 cm, 2.0×10^{-4} cm/s, 1°)

表 4 列出了 $\delta h_{1a} = h_{1a}^s - h_{1a}^c$ 与控制试验异常海表高度 h_{1a}^c 间的相关系数。由表 4 看出, 春季背景下模式第 1 层厚度的振幅减小了, 也就是说, 春季背景下模式第 1 层厚度变化的振幅在中、东太平洋地区受到了某种程度的抑制(在赤道时间剖面上, h_{1a} 是向东传播的, 图略)。与之相应, 异常卷入速度的变化幅度也将减小。这似乎不能够从海洋内部调整来解释春季背景下局地海表温度异常的增幅, 或者说模式第 1 层厚度扰动振幅的大小并不能够完全解释 El Niño/La Niña 的强弱, 这与图 7a, b 也未一致地显示出 h_{1a}^c 越大, El Niño/La Niña 就越强的关系。

表 4 δh_{1a} 与控制试验异常海表高度 h_{1a}^c 间的相关系数

季节背景	NINO3 区 (150~90°W)	NINO3 M 区 (150~125°W)	NINO3 E 区 (125~90°W)
1 月	0.013	0.508	-0.651
4 月	-0.767	-0.658	-0.838
7 月	0.539	0.511	0.177
10 月	0.449	0.293	0.444

注: 表中 NINO3 区分为 NINO3 M 区(150~125°W) 和 NINO3 E 区(125~90°W)。自由度为 354, 显著水平为 5% 时相关系数 $r = 0.104$, 1% 时为 $r = 0.136$ 。

前面已经指出,在西太平洋赤道地区,春季背景下 δT_{1a} 的变化情况与东太平洋地区相反即海温异常的振幅减小了。同样,在 160°W 以西尤其是西太平洋赤道地区,春季 δh_{1a} 的变化情况刚好相反即 h_{1a} 的振幅增加了(图略)。因此,春季的西太平洋赤道地区更利于激发出较大振幅的 Kelvin 波。那么,春季的特殊性在哪里呢?

5 季节背景

看来春季是一个较为特殊的季节。同样的异常强迫在春季背景下使得海洋有着很不一样的海温异常变化,且这种变化不能够用 Kelvin 波动波幅的变化来解释。图 8 给出了一些大气、海洋物理量的季节变化。由图看出,尽管太阳一年中 2 次穿越赤道,但这些量的年变化还是很清楚的^[11]。除了海表热通量之外,其他所有变量在春季 3、4 月份均表现出具有较小的绝对值。这使得春季海洋变化与在其他季节背景下的变化产生明显不同。正如文献[28]所指出的那样,影响海温变化的因素有很多。除了波动及其不稳定之外,背景场的其他作用也是导致 SSTA 变化的重要原因。

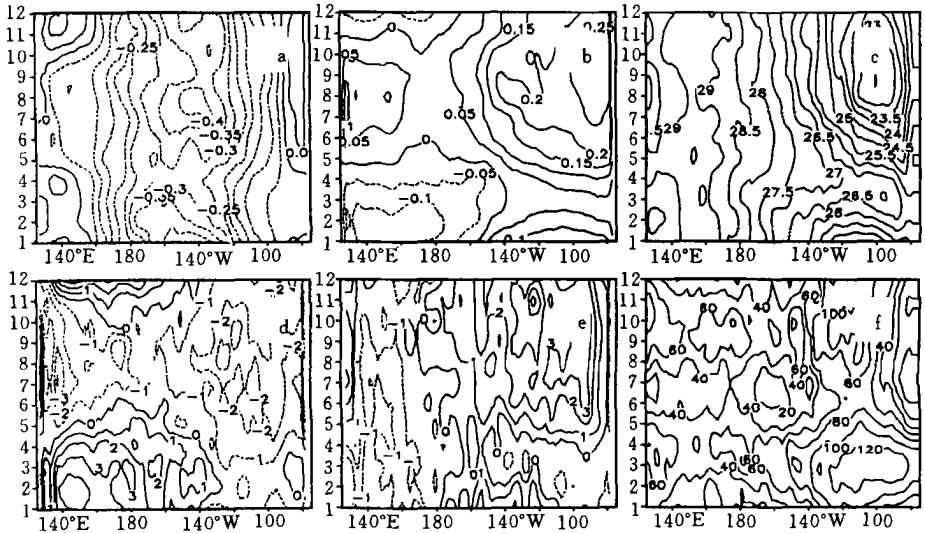


图 8 气候试验中所用的 30 a(1961~1990 年)平均的沿赤道大气、海洋物理量的季节变化
 (a. FSU 风应力纬向分量 τ_x , b. FSU 风应力经向分量 τ_y , c. 海表温度,
 d. $k \cdot \tau$, e. τ , f. 热通量。略去各变量的单位,仅分析其大小与分布)

设若强迫试验下任一海洋变量 A 可写成

$$A = A_a + \bar{A} \tag{14}$$

其中 \bar{A} 表示气候状态, A_a 表示年际异常。平均气候状态应当满足本文所做的气候试验(以模式的温度变化方程为例)即:

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \bar{u} + \frac{\partial}{\partial y} \bar{v} \right) \bar{T}_i = \bar{Q}_s + \bar{B}_i(\epsilon, \epsilon^{-1}) + \kappa \cdot \bar{T}_i \tag{15}$$

其中 $\bar{Q}_s = Q_0 - (dQ/dT)_0(T_0 - \bar{T}_1)$ 。而异常变化应当满足下式即

$$\frac{\partial T_{ia}}{\partial t} = -T_{ia} \cdot \bar{v}_i - \bar{v}_i \cdot T_{ia} - \bar{T}_i \cdot v_{ia} - v_{ia} \cdot \bar{T}_i - \bar{T}_{ia} v_{ia} + 0.2 \left(\frac{dQ}{dT} \right)_0 T_{ia} + B_{ia} + \kappa \cdot T_{ia} \quad (16)$$

由上式可知, 对模式第 1 层来说, 有许多因素可改变 SSTA 的变化。由于前面的模拟结果显示 B_{ia} (与模式第 1 层厚度和卷入/卷出速度有关) 不能够解释春季背景下的 SSTA 增幅, 而扩散项及松弛项又削弱 T_{ia} 的变化速率, 所以春季的 SSTA 的增幅作用只能由与背景场有关的平流项和散度项或非线性项来解释。风应力通过多种机制(如与柯氏力平衡)驱动海水流动且在水平面中产生辐散辐合和平流, 藉此重新分布异常热量, 从而改变了异常海温的变化速率。至于式(15)中右端的前 5 项中哪一项最重要, 则需另做研究。

6 结 语

利用一个 2 层热带太平洋区域海洋模式就季节背景对 SSTA 的增/减幅作用进行了数值试验研究, 得到下列结论:

(1) 不论在什么季节背景下, 就海洋变化而言, El Niño/La Niña 事件均可存在。从这个意义上讲, El Niño/La Niña 事件的存在和维持并没有季节性选择(只要 SSTA 的振幅足够的大); 模式海洋西太平洋赤道地区次表层海水温度异常变化位相明显超前于东太平洋 SSTA 变化且在空间上自西向东传播, 同时有位相超前的量还包括模式第 1 层即混合层厚度异常及热容量异常, 这些对 ENSO 的预测和机制研究具有重要意义。

(2) SSTA 的振幅在不同的季节背景下可受到不同的调节。以春季为背景, 同样的异常风应力作用于海洋, 可使 NINO3 区 SSTA 较正常季节背景下该区的 SSTA 振幅明显增加; 而在冬季背景下可使 SSTA 受到一定程度的减幅, 这说明若 SSTA 的绝对值较小, El Niño/La Niña 现象的发生和消亡将有季节选择倾向。

(3) 与春季背景下 NINO3 区 SSTA 的增幅倾向相反, 模式第 1 层厚度异常的振幅则受到削弱。而模式海洋的西太平洋赤道地区, 海洋混合层的厚度异常则有所增强。这种与 SSTA 增/减幅反相关的现象不能由 Kelvin 波动现象来解释。

要说明的是, 利用海气耦合模式研究不同季节背景下 SSTA 的增/减幅现象尚待进行。

致谢: 本文在形成过程中, 曾与牛津大学的 D. L. T. Anderson 教授和爱丁堡大学的 K. Haines 博士进行过有益的讨论, 谨此致谢。

参考文献

- 1 Bjerknes J. A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature. *Tellus*, 1966, 18, 820 ~ 829
- 2 McCreay J P. A model of tropical ocean-atmosphere interaction. *Mon Wea Rev*, 1983, 111: 370 ~ 387
- 3 McCreay J P Anderson and D. L. T. A simple model of El Niño and the Southern Oscillation. *Mon Wea Rev*, 1984, 112, 934 ~ 946
- 4 Anderson D L T, McCreay J P. Slowly propagating disturbances in a coupled ocean-atmosphere model. *J Atmos Sci*, 1985, 42, 615 ~ 628

- 5 Schopf P S, Suarez M J. Vacillations in a coupled ocean-atmosphere model. *J Atmos Sci*, 1988, 45: 549 ~ 566
- 6 Philander S G H, Yamagata T, Pacanowski R C. Unstable air-sea interactions in the tropics. *J Atmos Sci*, 1984, 41(4): 604 ~ 613
- 7 Parker D E, Folland C K, Jackson M. Marine surface temperature: observed variations and data requirements. *Climate Change*, 1995, 31: 559 ~ 600
- 8 Rusmusson E M, Carpenter T H. Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño. *Mon Wea Rev*, 1982, 110: 354 ~ 384.
- 9 Deser C, Wallace J M. El Niño and their relation to the Southern Oscillation: 1925 ~ 1986. *J Geophys Res*, 1987, 92(14): 189 ~ 196
- 10 Wallace J M, Zhang Y, Lau K-H. Structure and seasonality of interannual and interdecadal variability of the geopotential height and temperature fields in the Northern Hemisphere troposphere. *J Climate*, 1993, 6: 2063 ~ 2082.
- 11 Xie Shang-Ping. On the genesis of equatorial annual cycle. *J Climate*, 1994, 7: 2008 ~ 2013
- 12 Koberle C, Philander S G H. On the process that control seasonal variations of sea surface temperatures in the tropical Pacific ocean. *Tellus*, 1994, 46A: 481 ~ 496.
- 13 Gu D, Philander S G H. Secular changes of annual and interannual variability in the tropics during the past century. 1995, *J Climate*, 8: 864 ~ 876
- 14 Xie Shang-Ping. Interaction between the annual and interannual variations in the equatorial Pacific. *J Phys Oceanogr*, 1995, 25: 1930 ~ 1941
- 15 Tziperman E, Zebiak S E, Cane M A. Mechanisms of seasonal-ENSO interaction. *J Atmos Sci*, 1997, 54: 61 ~ 71
- 16 Xue Yan, Cane M A, Zebiak S E. Predictability of a coupled model of ENSO using singular vector analysis. Part I: Optimal growth in seasonal background and ENSO cycles. *Mon Wea Rev*, 1997, 125: 2043 ~ 2045
- 17 Xue Yan, Cane M A, Zebiak S E. Predictability of a coupled model of ENSO using singular vector analysis. Part I: Optimal growth and forecast skill. *Mon Wea. Rev*, 1997, 125: 2057 ~ 2073
- 18 Goswami B N, Rajendran K, Sengupta D. Source of seasonality and scale dependence of predictability in a coupled ocean-atmosphere model. *Mon Wea Rev*, 1997, 125: 846 ~ 858
- 19 Chen Y-Q, Battisti D S, Palmer T N, et al. A study of the predictability of tropical Pacific SST in a coupled atmosphere-ocean model using singular vector analysis: The role of the annual cycle and the ENSO cycle. *Mon Wea Rev*, 1997, 125: 831 ~ 845
- 20 Cane M A, Zebiak S E, Dolan S C. Experimental Forecasts of El Niño. *Nature*, 1986, 321: 827 ~ 832
- 21 McCreary J P, Anderson D L T. An overview of coupled ocean-atmosphere models of El Niño and the Southern Oscillation. *J Geophys Res*, 1991, 96: 3125 ~ 3150
- 22 Balmaseda M A, Anderson D L T, Davey M K. ENSO prediction using a dynamical ocean model coupled to statistical atmospheres. *Tellus*, 1994, 46A: 497 ~ 511
- 23 Keith Haines, Qin Zhang, Zhaoyong Guan. Data assimilation experiments with a simple coupled ocean & statistical-atmosphere model. *UGMAP Newsletter*, 1996, Issue 14: 6 ~ 8
- 24 Goldenberg B, O'Brien J. Time and space variability of tropical Pacific wind stress. *Mon Wea Rev*, 1981, 109: 1190 ~ 1207
- 25 李崇银编著. 海洋-大气相互作用(气候动力学引论). 北京: 气象出版社, 1995. 227 ~ 282
- 26 Neelin J D, Battisti D S, Hirst A C, et al. ENSO theory. *J Geophys Res*, 1998, 103C: 14261 ~ 14290
- 27 张人禾, 黄荣辉, 1998, 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 (4): 587 ~ 599.
- 28 Battisti D S, Hirst A C, Sarachik E S. Instability and predictability in coupled atmosphere-ocean models. In: H Charnock, F R S, S G H Philander, ed. *The Dynamics of The Coupled Atmosphere And Ocean. Proceedings of a royal society discussion meeting held on 13 and 14 december 1988. London: The Royal Society*, 1989, 83 ~ 93

IMPACT OF SEASONALITY IN BOTH THE ATMOSPHERE AND OCEAN ON VARIABILITIES IN SSTA

Guan Zhaoyong Zhou Tiehan

(*Nanjing Institute of Meteorology, Nanjing 210044*)

Abstract

An intermediate ocean model for tropical Pacific is employed to investigate the influences of the different seasonal background on the variations of the sea surface temperature anomalies on ENSO time scale. The control experiment has been carried out, in which the ocean is driven by an anomalous wind-stress fields that involve the seasonal cycle. The sensitivity experiments are conducted, in which the ocean is forced by the same wind-stress anomalies but under a background of a special season such as spring. It is found that El Niño/La Niña events do appear in any season, which indicating that the existence and maintenance of El Niño/La Niña does not depend on seasons. In equatorial western Pacific in the model, the disturbances of subsurface temperature that propagates eastward are evidently leading in phase to the SSTA of eastern Pacific. This is useful for us to understand the mechanism of ENSO cycle and to improve ENSO predictions. The amplitudes of SSTA are different under different seasonal backgrounds. The SSTA in NINO3 region during boreal spring (winter) as the climate background case is obviously bigger (smaller) than that of control case. Further, if the SSTA in winter season is not big enough, the El Niño/La Niña event will disappear because the winter season background tends to reduce the magnitude of SST anomalies.

Key words: ENSO, Season background, Amplitude amplifying/declining, Numerical experiments.