

参数化次表层上卷海温改进 ENSO 模拟

朱杰顺^{1, 2} 周广庆^{2*} Rong-Hua ZHANG³ 孙照渤¹

1 南京信息工程大学 江苏省气象灾害重点实验室, 南京 210044

2 中国科学院大气物理研究所, 北京 100029

3 Earth System Science Interdisciplinary Center (ESSIC), University of Maryland, College Park, Maryland, USA

摘 要 通过参数化次表层上卷海温改进了一个热带太平洋模式的 SSTA 模拟。这种参数化方案通过经验方法将海洋上混合层底部海温变化与海表面起伏联系起来, 从而可以方便地利用模式模拟的海表起伏描述温跃层的变化情况及其对混合层海温变化的影响。三组数值试验表明通过上述方法显著改善了 SST 年际变化的模拟, 与观测相比, 在赤道东太平洋及南美沿岸, 距平相关系数由原来的 0.7 左右提高到 0.8 以上, 均方根误差在赤道东太平洋由原来 0.8℃ 降到 0.6℃, 在南美沿岸由 1.3℃ 以上降为 0.9℃。这表明在赤道东太平洋及南美沿岸, 温跃层的变化通过夹卷过程及垂直扩散过程可以显著影响混合层的温度, OGCM 对这些过程描述不足是导致 SST 年际变化模拟偏弱的一个重要原因, 通过强调这些过程可以改善模拟效果。同时在热带西太平洋的改进也是显著的。

关键词 ENSO 模拟 次表层海温 夹卷 参数化 OGCM

文章编号 1006-9895 (2006) 05-0939-13

中图分类号 P732

文献标识码 A

Improving ENSO Simulation by Parameterizing the Subsurface Entrainment Temperature

ZHU Jie-Shun^{1, 2}, ZHOU Guang-Qing^{2*}, Rong-Hua ZHANG³, and SUN Zhao-Bo¹

1 Jiangsu Key Laboratory of Meteorological Disaster, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

2 Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

3 Earth System Science Interdisciplinary Center (ESSIC), University of Maryland, College Park, Maryland, USA

Abstract Standard oceanic general circulation model (OGCM) simulations indicate that the simulated SST variability is underestimated in the eastern equatorial Pacific and along the coast of South America. The bias is common to the current OGCMs, which has been ascribed to the model deficiencies in the parameterization of entrainment and vertical mixing process. On the other hand, since the temperature of subsurface water entrained into the mixed layer (T_e) is associated with these two terms; entrainment and vertical mixing process, it can be one of the major error sources for SST anomalies (SSTA) simulations in ocean and coupled ocean-atmosphere models.

In order to improve SSTA simulations, a separate SSTA submodel, in which T_e is parameterized by an empirical nonlocal scheme, is embedded into a tropical Pacific OGCM. The T_e parameterization scheme is developed in two steps. Firstly, an inverse modeling approach is adopted to estimate T_e anomaly from the SSTA equation, using observed SST and modeled currents. Secondly, an EOF technique is used to build an empirical relationship between the modeled sea level elevation anomaly and the inversed T_e anomaly, in which a multiple linear regression analysis is

收稿日期 2006-04-30, 2006-06-09 收修定稿

资助项目 国家重点基础研究发展规划项目 2005CB321703, 国家自然科学基金资助项目 40523001、40221503、40233033

作者简介 朱杰顺, 男, 1980 年出生, 在读博士生, 研究方向: 气候模拟与预测, E-mail: jszhu@mail.iap.ac.cn.

* 通讯作者 E-mail: zhgq@mail.iap.ac.cn

conducted on the EOF subspace. Therefore, the SSTA is simulated by the separate SSTA submodel in which T_e anomaly is parameterized via the modeled sea level elevation anomaly.

Three numerical experiments are carried out to examine the simulations. The first one is the standard OGCM run (control run). The second one is a SSTA submodel-embedded run in which the above T_e parameterization is conducted, and will be referred to as “dependent run” hereafter because the whole monthly mean data during the period of 1961–2000 are used to construct the T_e parameterization. The third one is same as the second except that the model data for the simulated year in 1961–2000 are excluded and the other 39-year data are used when constructing the T_e parameterization (hereafter referred to as “independent run”). The comparative analysis shows that the SSTA simulation is indeed obviously improved due to the optimized empirical T_e parameterization: the correlations in the eastern tropical Pacific and the south American coast are increased from about 0.7 to above 0.8 in comparison with the observation, and the root mean square errors are decreased from 0.8°C to 0.6°C in the eastern equatorial Pacific and from 1.3°C to 0.9°C along the south American coast, respectively. This indicates that T_e , in association with entrainment/mixing process is an important factor affecting the SST anomaly in the eastern tropical Pacific which is underestimated in the current OGCMs. In addition, the simulation in western Pacific is also improved notably.

Key words ENSO simulation, subsurface temperature, entrainment, parameterization, OGCM

1 引言

海表温度 (SST) 作为大气的下边界, 是海洋影响大气的重要途径, 而与 ENSO 有关的热带太平洋海温年际变化更是其中最重要的现象。ENSO 事件是全球海气系统中年际变化最强的信号, 具有 2~7 年的循环周期, 它对全球气候异常有着十分重要的影响。而且有研究表明 ENSO 事件对中国的气候也有显著的影响^[1, 2]。因而, ENSO 现象的研究受到了国内外的广泛关注。尤其是最近的二十多年, 由于观测资料的增多及计算机水平的提高, 人们对 ENSO 的认识越来越深入, 并且关于 ENSO 的预测试验也得到了广泛开展^[3, 4]。

海洋环流模式 (OGCM), 作为 ENSO 研究及预测必不可少的组成部分, 现在也得到了较大发展^[5]。然而 OGCM/CGCM 还不是完美的, 所有模式都存在着一定的偏差。比如对气候态模拟而言, 许多模式 (包括 OGCM 及 CGCM) 模拟的冷舌过冷, 赤道温跃层过于松散^[5, 6]; 对年际变化而言, 模式模拟的海表温度异常 (SSTA) 在远东太平洋地区明显偏低^[7~10], 而许多 CGCM 模拟的 ENSO 振荡频率过高^[8, 11, 12]。在另一方面, 通过合理简化而建立的中等复杂程度海洋模式 (IOM) 及其耦合模式 (ICM) 在 SST 年际变化模拟上有些方面却显得更为合理。事实上, 有研究发现, 对年际变化模拟而言, IOM 在东太平洋模拟水平较高 (OGCM 一

般在中太平洋水平较高)^[7, 13, 14], 而且 ICM 模拟的振荡周期与观测也较为一致^[15]。关于 OGCM/CGCM 年际变率模拟方面的偏差, 一些数值试验表明其部分原因在于 OGCM 中描述的夹卷过程 (entrainment) 及垂直扩散过程存在较严重偏差^[13, 16, 17], 这些物理过程的偏差导致在赤道东太平洋地区温跃层变化对混合层温度影响不够, 从而使 OGCM 模拟的东太平洋 SSTA 振幅偏弱, 相应的耦合模式中振荡周期偏短。而次表层上卷海温 (它的变化反应了温跃层的起伏) 是海洋夹卷过程及垂直扩散过程的一个重要因子, 它的误差势必会导致 SST 的误差, IOM/ICM 的数值试验结果已经证明了这一点^[14, 15]。

最近, Zhang 等^[14]提出了一种描述次表层上卷海温的非局地参数化方法, 有效地改进了 IOM 的 ENSO 模拟水平。这种方法能否与 OGCM 相结合, 进而改善热带太平洋 SSTA 的模拟效果? 本文借鉴 IOM 的方法, 在一个 OGCM 中嵌入描述海表混合层海温距平演变的模式, 其中次表层上卷海温采用了 Zhang 等^[14]提出的非局地参数化方法, 以此尝试改进 SSTA 的模拟。

2 模式、观测资料简介

2.1 海洋模式

本文所用的海洋环流模式最早是中国科学院大气物理研究所发展的一个热带太平洋模式^[18], 它

是国际上较早去除刚盖近似, 采用自由表面的模式之一。这个模式已被用于实际的 ENSO 预测中, 并取得了较好的效果^[4]。为了提高模式的模拟能力, 该模式的水平分辨率由原来的 $1^\circ \times 2^\circ$ 提高到 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ ^[19], 其经向分辨率基本可以分辨出赤道波动, 数值试验也证明对热带太平洋环流的模拟确有提高。本文即采用这个高分辨率版本模式 (IAP-TPOGCM), 详细介绍参见文献^[18, 19]。

2.2 SSTA 模式

本文改进 SSTA 模拟的重要途径, 即将一个描述 SSTA 演变模式嵌入到海洋模式上。描述 SSTA 演变的方程^[14, 15]可写为

$$\begin{aligned} \frac{\partial T'}{\partial t} = & \underbrace{-u' \frac{\partial T'}{\partial x} - (\bar{u} + u') \frac{\partial T'}{\partial x} - v' \frac{\partial \bar{T}}{\partial y} - (\bar{v} + v') \frac{\partial T'}{\partial y}}_A \\ & \underbrace{- [M(\bar{w} + w') + M(\bar{w}) \frac{\bar{T} - \bar{T}_e}{H}]}_B \\ & \underbrace{- M(\bar{w} + w') \frac{T' - T'_e}{H}}_C \underbrace{- \alpha T'}_D \\ & \underbrace{+ \frac{\kappa_h}{H} \nabla_h \cdot (H \nabla_h T') + \frac{2\kappa_v}{H(H + H_2)} (T'_e - T')}_E, \end{aligned} \quad (1)$$

其中, $T = \bar{T} + T'$ 表示 SST, $T_e = \bar{T}_e + T'_e$ 为海洋混合层底部的温度, 在方程 (1) 中被用于描述上卷到海洋上混合层的次表层海温; $\bar{T}$ 和 $\bar{T}_e$ 分别为 T 和 T_e 的气候场, 在这里 $\bar{T}$ 取为观测值, T' 、 T'_e 分别为 T 和 T_e 的距平。 $\bar{u}$ 、 $\bar{v}$ 为混合层内平均的纬向流和经向流气候场, $\bar{w}$ 为混合层底的平均 (气候) 垂直速度, u' 、 v' 和 w' 为相应流场的异常; H 为混合层深度, 文中暂取为观测的气候场^[20], $H + H_2$ 为常数 (125 m); $M(x)$ 为 Heaviside 阶梯函数, 即当 $x > 0$ 时, $M(x) = x$; 当 $x \leq 0$ 时, $M(x) = 0$; κ_h 和 κ_v 分别为水平和垂直扩散系数; $\alpha = (100 \text{ d})$, 为热力阻尼系数。

方程 (1) 中 A 项表示水平平流项, 它表示了海洋对风的局地响应。B、C 项都表示垂直平流项, 但两项所描述的物理过程却不相同, B 项描述了海洋对风的局地响应, 表示了正反馈过程^[21], 即信风的张弛通过 Ekman 效应引起上升流的变化, 从而导致海温垂直平流的变化; 而 C 项则反应了海洋对风的非局地的动力响应, 即风应力异常导致温跃层起伏, 引起次表层海温变化, 从而导致海温垂直平

流变化, 所以在 IOM 中描述 T'_e 时一般都用温跃层的起伏来表示^[15]。D 项是对海表热通量的简单参数化。E 项表示水平和垂直扩散项。许多研究表明 C 项的变化对 ENSO 的演变有着极其重要的影响^[22, 23], 本文就是通过合理参数化 T'_e 来改进太平洋 SSTA 模拟的。

2.3 观测资料

海洋模式由大气风应力、热通量和淡水通量驱动运行。文中所使用的风应力资料为 Hellerman 气候风应力^[24] 和 ERA40 风应力距平^[25]; 表面热通量采用块体公式计算得到, 所用资料包括短波辐射、2 m 气温、大气比湿、风速、云量等 SMD94 气候场资料^[26] 及 ERA40 资料^[25]; 淡水通量则采用恢复到 WOA01 气候盐度的形式^[27]。

此外, 文中检验模拟结果及反算 T'_e 还用到了 Reynolds 等分析的 SST 资料^[28]。图 1 给出了 1961 ~ 2000 年间该资料的 SSTA 沿赤道的经度-时间剖面图, 可以看出海温异常主要出现在中东太平洋, 而西太平洋变率较小; 同时还可以看出海温在 20 世纪 70 年代中后期出现了一次年代际变化, 包含了周期、位相传播及强度的变化^[29], 不过其成因至今仍未得到确切的答案。

3 试验设计

海洋模式首先在气候场强迫下, 从静止开始向前积分 50 年, 其中初始温盐取 WOA01 气候资料^[27]。积分 50 年后模式达到一个近于平衡的季节循环状态, 并为下面的年际变化模拟提供初值。

我们设计了三组年际变化模拟试验。第一组为控制试验, 即对海洋模式不做任何改变情况下的模拟试验; 第二组为在 IAP-TPOGCM 上嵌入 SSTA 模式后的模拟试验 (图 2), 即 OGCM 在大气外强迫作用下计算出混合层流场并提供给 SSTA 模式, 同时利用 OGCM 计算的海表高度异常 (SLA) 通过 T'_e 模式计算出 T'_e 并提供给 SSTA 模式, 最后由 SSTA 模式计算出 SSTA, 其中 T'_e 模式中采用了统计方法建立 T'_e 与 SLA 之间的关系, 其具体参数化方法详见第 4 节。由于这里的参数化方法本质上是统计性的, 因而如果模式模拟时刻包含于参数化 T'_e 的时段, 则无疑会导致一些虚假的高水平, 为此我们设计了第三组验证试验。在第三组试验中, 我们采用诸多统计预报检验预报水平时常用的方

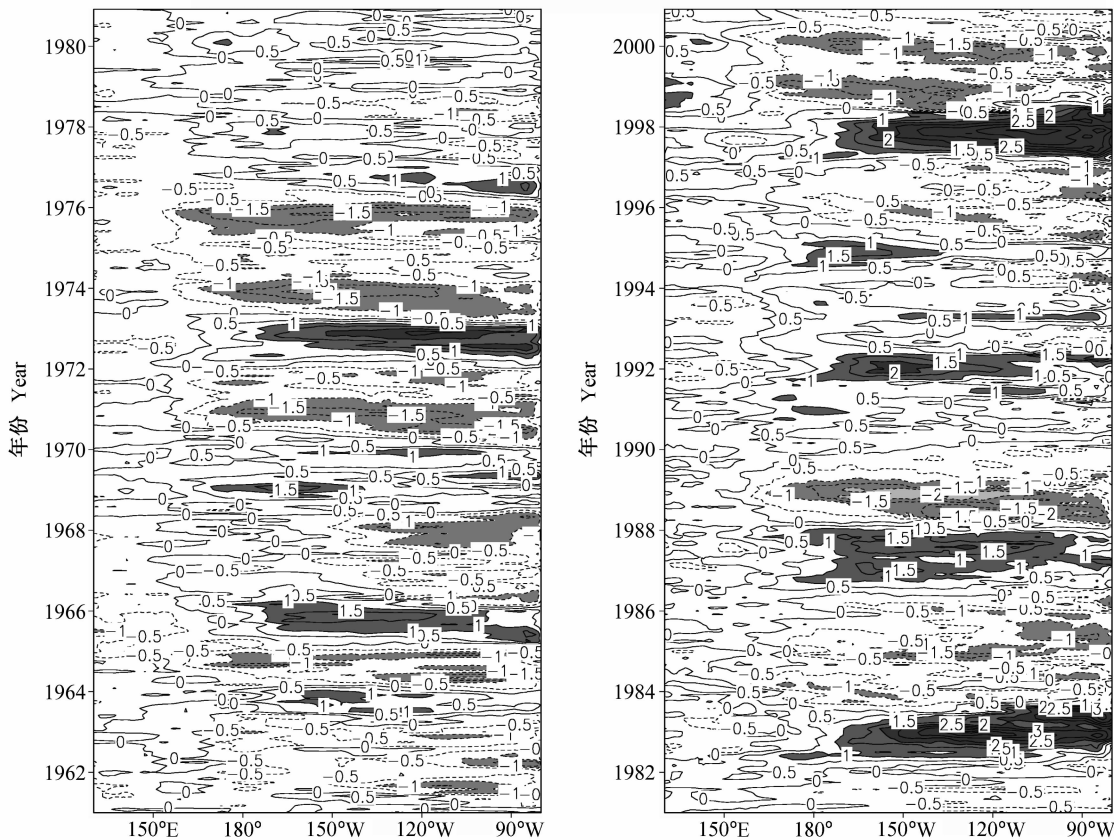


图1 观测的SSTA沿赤道(5°S~5°N平均)的时间-经度剖面图(1961~2000年)。等值线间隔1.0℃
Fig. 1 Time-longitude cross section of observed SST anomalies (SSTA) along the equator (averaged from 5°S to 5°N) during 1961–2000. The contour interval is 1.0℃

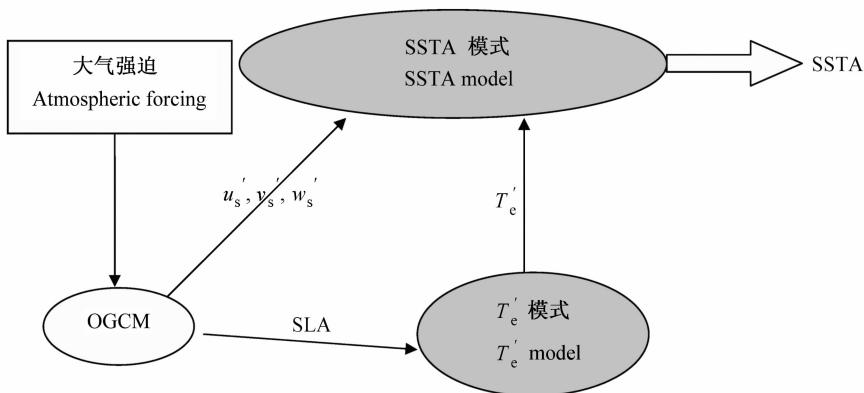


图2 嵌入SSTA模式流程图
Fig. 2 A schematic diagram illustrating the SSTA simulation by embedding a SSTA submodel based on an OGCM. The mixed layer currents and temperature anomaly at mixed layer bottom, T_e' , used in SSTA submodel, are derived from OGCM's currents and sea level elevation anomaly (SLA), respectively

法^[30],即参数化 T_e' 过程中第二步建立 T_e' 与SLA之间的统计关系时(见第4节),我们剔除要模拟的那一年的有关资料,用其他39年的资料进行EOF分解,然后建立 T_e' 和SLA的关系,比如模拟

1998年时,我们在1997年模拟结束后先采用1961~1997及1999~2000的 T_e' 、SLA资料参数化 T_e' ,其余过程与第二组试验一样。下文,我们也将第二组和第三组试验分别称为非独立和独立的试验。这

三组试验都运行了近 45 年 (1957 年 10 月~2002 年 7 月), 但文中的分析都基于 1961~2000 年的 40 年模拟结果。

4 次表层卷入海温参数化方法

在年际尺度上, 海表风应力的变化会导致海洋的动力响应 (即赤道地区温跃层出现起伏), 相应地, 混合层底上卷海水温度出现变化, 从而影响着 SST 变化。因而像 IOM 模式 (如 ZC)^[15], T'_e 都表示为温跃层起伏的函数 (不过他们的参数化方法隐含着 T'_e 与温跃层起伏为局地响应的不合理假设, 这会带来较大误差)。本文主要采用 Zhang 等^[14] 提出的一个经验性的非局地参数化方法。这种方法的步骤为: 首先将模式运行若干长时间, 然后结合模式资料和观测资料在方程 (1) 约束下反算出 T'_e ; 接着使用统计方法建立 T'_e 和海表高度异常 (SLA) 或温跃层起伏之间的关系, 这种关系即表示由 SLA 或温跃层起伏推算 T'_e 的函数。需要说明的是, ZC 模式参数化 T'_e 时, 使用的是温跃层起伏, 而这里使

用的是海表高度异常 SLA。事实上, 研究表明在赤道太平洋地区温跃层起伏与海表高度异常相关性很好^[31], 在年际尺度上都反应了上层海洋对风应力变化的动力响应, 同时考虑到 SLA 是 IAP-TPOGCM 的直接输出量, 因而这里使用 SLA 参数化 T'_e , 而且下面试验结果也证明了 SLA 与 T'_e 之间的密切关系。

第一步, 利用方程 (1) 反算 T'_e 。方程中 T' 、 $\bar{T}$ 来自于观测资料^[28], 而海流气候场和距平场则来自于模式模拟, 这样由方程 (1) 即可反算出 T'_e (这里的计算主要使用月平均资料)。这种方法反算出的 T'_e 正是精确计算 SSTA 时所希望的, 它通过平衡方程各项间接地消除了一些由于不够精确的物理过程参数化 (如夹卷过程/垂直混合过程) 所带来的误差。图 3 是反算出来的 T'_e (1961~2000 年), 可以看出 T'_e 与 SSTA 的演变很相似, 变率主要集中在中东太平洋; 但是 T'_e 振幅与 SSTA 相比明显更大, 这与热带太平洋次表层海温变率比表层大的事实是一致的。此外, 反算的 T'_e 显得比较不光滑。

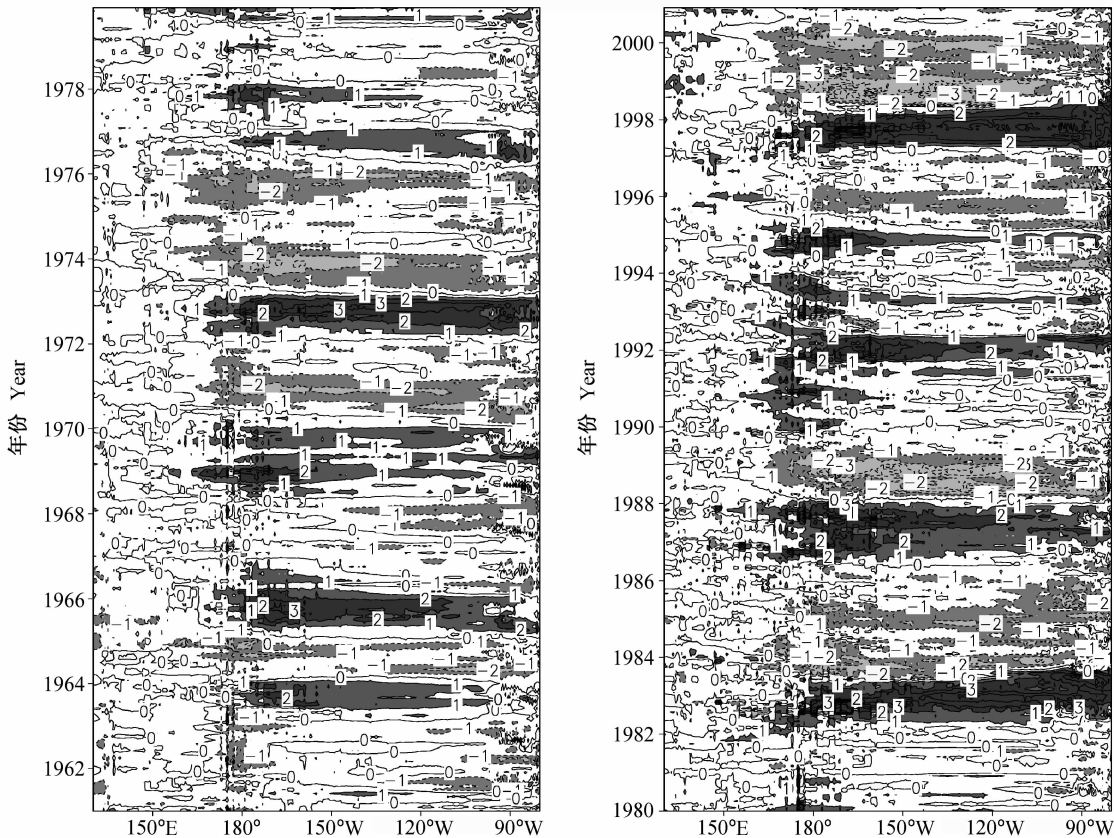


图 3 通过方程 (1) 结合观测和模式资料反算的 T'_e 经度-时间剖面图 (1961~2000 年)。等值线间隔 1.0°C

Fig. 3 Time-longitude cross section of estimated T'_e along the equator during 1961-2000 from the inverse modeling of the SST anomaly equation [Eq. (1)]. The contour interval is 1.0°C

第二步, 建立 T'_e 与 SLA 之间的统计关系。这里采用 EOF 分解和多元线性回归的方法建立它们之间的关系。这种方法最早由 Barnett 等^[8]用于建立 HCM (Hybrid Coupled Model) 中的风应力模式, 后来还被 Chen 等^[32]用于改进 ZC 模式。

首先, 对第一步中反算的 T'_e (图 3) 及控制试

验中模拟的 SLA (图略) 进行 EOF 分解 (这里分析基于 1961~2000 年时段的分解结果):

$$\begin{cases} T_e(t, x) = \sum_n \alpha_n(t) e_n(x), \\ p(t, x) = \sum_m \beta_m(t) p_m(x), \end{cases} \quad (2)$$

其中, t 代表时间, x 代表空间; α_n 、 e_n 分别为 T'_e 的

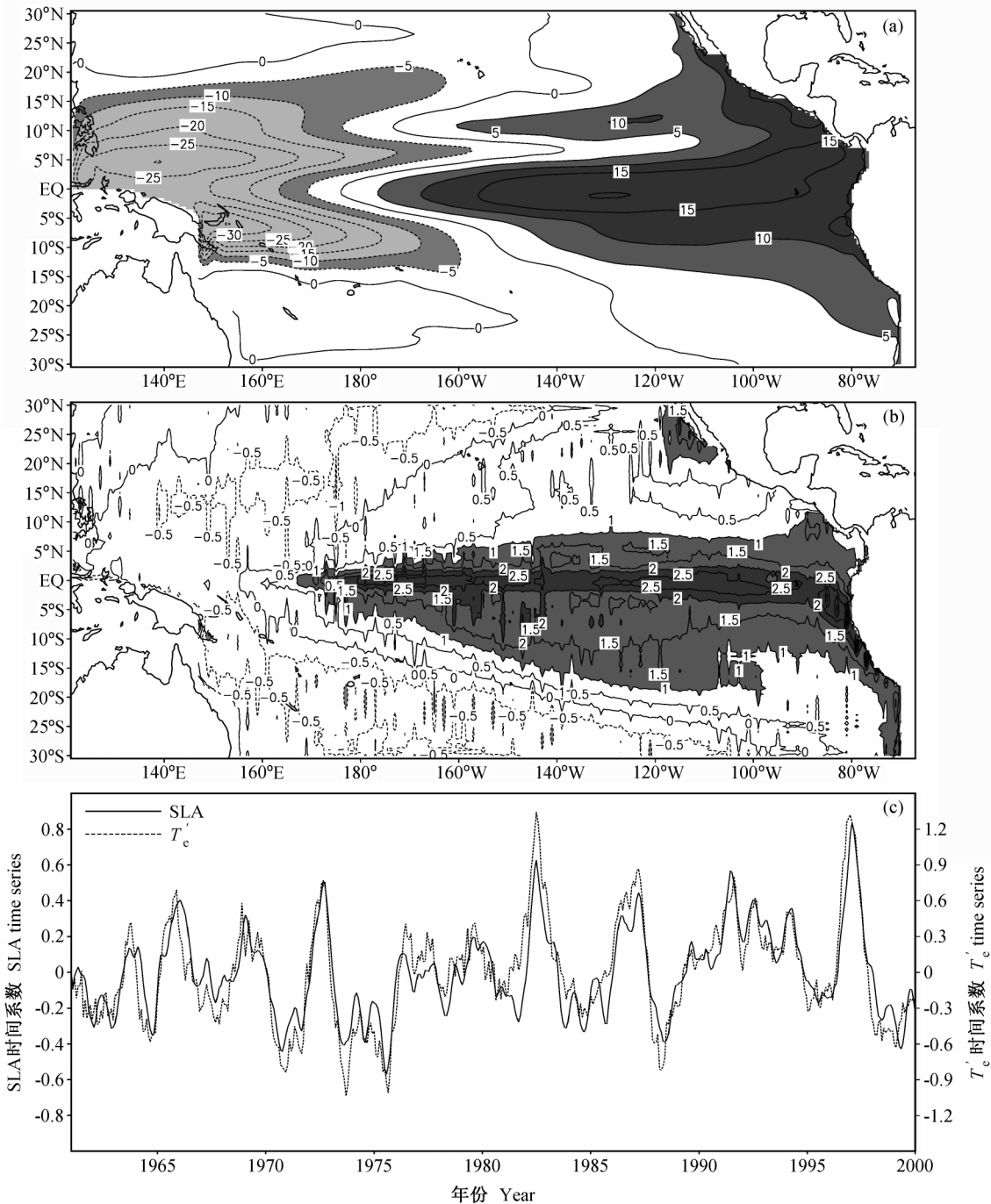


图 4 SLA、 T'_e EOF 分解第一模态空间型及相应的时间系数: (a) SLA, 等值线间隔为 5; (b) T'_e , 等值线间隔为 0.5; (c) 相应的时间系数
Fig. 4 The first EOF modes for (a) SLA and (b) T'_e , and (c) their corresponding time series. The contour intervals are 5 in (a), and 0.5 in (b)

时间系数及空间模态, 而 β_m 、 p_m 分别为 SLA 的时间系数及空间模态。图 4 给出 SLA、 T'_e EOF 分解第一模态的空间型及相应的时间系数, 它们分别占各自总解释方差的 35.0% 和 28.8%。从图 4a 看出 SLA 变率在东太平洋主要集中在赤道上及沿海岸一带, 而在西太平洋主要分布在赤道两侧 $5^\circ\text{S}\sim 10^\circ\text{S}$ 、 $5^\circ\text{N}\sim 10^\circ\text{N}$ 为中心的区域, 并且东西太平洋的变化呈反位相变化, 这很容易让人联想到与“延迟振子理论”^[33] 相关的赤道波动活动。从图 4b 可以看出 T'_e 变率主要集中在赤道中东太平洋及南美沿岸, 从而可以看出 SLA 与 T'_e 变化之间存在着非局地的关系, 所以像 ZC 模式的局地参数化方法^[15] 会存在较大的误差。而从图 4c 的时间系数可以看出 SLA 和 T'_e 两者在时间上相关非常好, 都对应着 ENSO 循环。

接着, 分别取 SLA 和 T'_e 前 M 、 N 个模态, 利用多元线性回归方法, 在 EOF 子空间内建立 T'_e 与 SLA 之间的统计关系:

$$r_{nm} = \sum_i \alpha_n(t) \cdot \beta_m(t) / \sum_t \beta_m(t)^2,$$

$$n = 1, 2, \dots, N; \quad m = 1, 2, \dots, M. \quad (3)$$

这样在以后模式运行中, 首先将 OGCM 输出的 SLA 在上述 EOF 空间模态上进行投影:

$$\bar{\beta}_m(t) = \sum_x \bar{p}(t, x) \cdot p_m(x),$$

$$m = 1, 2, \dots, M, \quad (4)$$

然后结合矩阵 $(r_{nm})_{N \times M}$ 即可算出 T'_e :

$$\begin{cases} \bar{\alpha}_n(t) = \sum_{m=1}^M r_{nm} \bar{\beta}_m(t), \\ \bar{T}_e(t, x) = \sum_{n=1}^N \bar{\alpha}_n(t) e_n(x). \end{cases} \quad (5)$$

这里需要说明的是计算矩阵 $(r_{nm})_{N \times M}$ 时实际上可能用两种方法: 一是不考虑其季节变化, 即采用如 1961~2000 年间月平均资料共 480 个样本进行 EOF 分解; 二是考虑其季节变化, 每一个月份对应一个 $(r_{nm})_{N \times M}$ 矩阵, 如 1 月份的 $(r_{nm})_{N \times M}$ 基于 1961~2000 年中 40 个 1 月份样本计算得到^[8]。本文下面用到的就是第二种情况, 并且取 $M=N=8$ 。

此外, 为进一步验证用 SLA 推算 T'_e 的可行

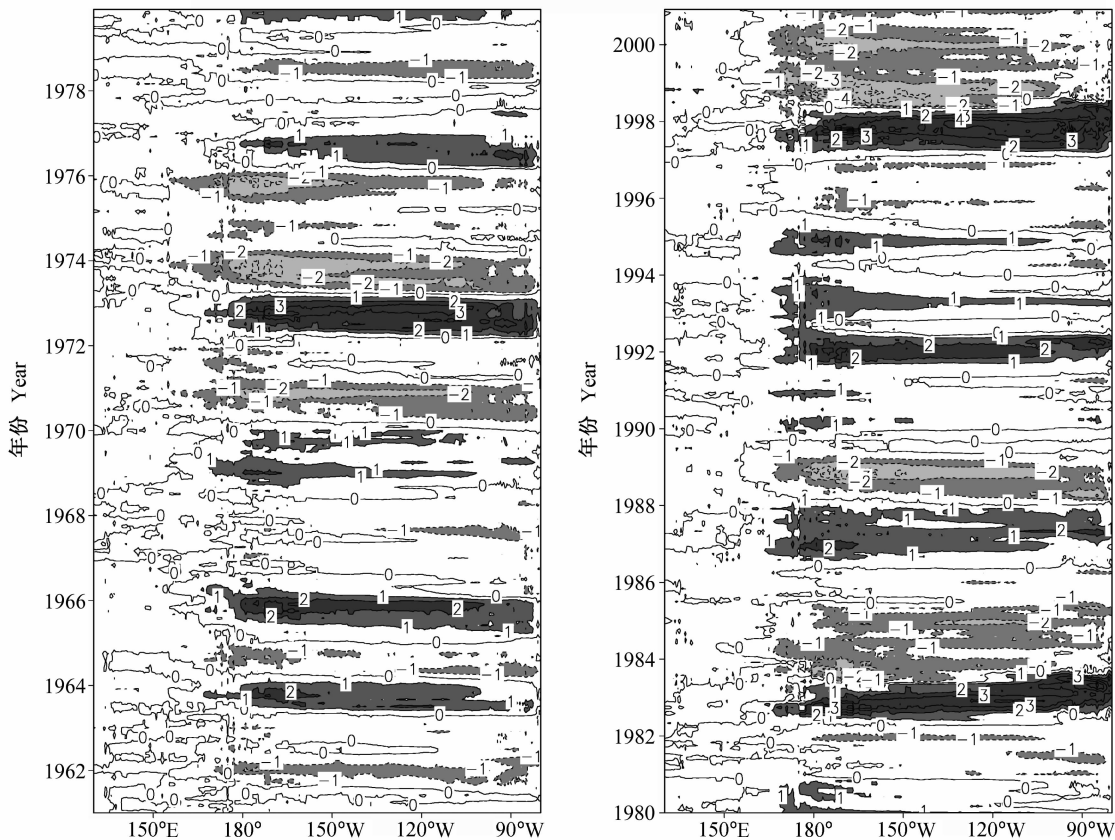


图 5 利用 OGCM 模拟的 SLA 重构的 T'_e 经度-时间剖面图 (1961~2000 年)。等值线间隔 1.0°C

Fig. 5 Time-longitude cross section of reconstructed T'_e along the equator during 1961-2000 from the modeled SLA. The contour interval is 1.0°C

性,我们使用 $(r_{nm})_{N \times M}$ 结合 SLA 重构 T'_e (图 5)。对比图 5 和图 3,可以看出重构的 T'_e ,无论位相还是振幅上都能比较逼真地再现原先反算的结果 (图 3)。不过重构的 T'_e 显得更为光滑,这是由于 $(r_{nm})_{N \times M}$ 是基于两个场前几个 EOF 主要模态得到的,部分消除了原资料中的噪音,但在年际尺度上这种光滑性似乎更为合理。

5 模拟结果分析

图 6、7、8 分别为三组试验模拟的 SSTA 沿赤道的经度-时间剖面图。总的来说模式都能相对较好地模拟出所有地冷暖事件,包括 1991~1995 这样不寻常事件。但与观测分析结果 (图 1) 对比可以发现, IAP-TPOGCM 的模拟 (图 6) 在赤道西太平洋出现了较大的虚假变率,观测中在 180° 以西 SSTA 基本在 1°C 以下。造成这种误差的部分原因可能源于海表热通量的误差,因为在该区域海表温度对海表热通量非常敏感^[34]。另外一个主要偏差发生在 100°W 以东的远东太平洋,与观测

相比这里的 SSTA 变率显得过低,模拟的距平很少能达到 1°C ,这种现象现在是许多 OGCM 及 CGCM 所共有的缺陷^[7~10]。模式对次表层过程影响表层海温的描述不足是产生这种偏差的一个主要原因,这是一个动力学原因,与在西太平洋产生偏差的原因不同。

图 7 和图 8 分别为嵌入 SSTA 模式后非独立和独立试验的模拟结果。与观测 (图 1) 及控制试验 (图 6) 相比可以看出,这里的模拟更接近观测,尤其在远东太平洋模式的变率有了很大提高,基本达到了观测的变率水平,这表明合理描述次层上卷海温确实能有效改进 SSTA 的模拟。同时,在西太平洋模拟误差也得到纠正;但模拟的 SSTA 显得过于光滑,这可能与选取构建 T'_e 的 EOF 模态的个数有一定关系。对比非独立与独立试验结果,可以看到二者差别不大,这说明通过足够长时间序列构建的 T'_e 具有很好代表性,不会导致对 T'_e 构建的敏感性和依赖性,实际上我们在构建 T'_e 时所用时段 (1960~2000 年) 不但含有年际变率,而且包含了

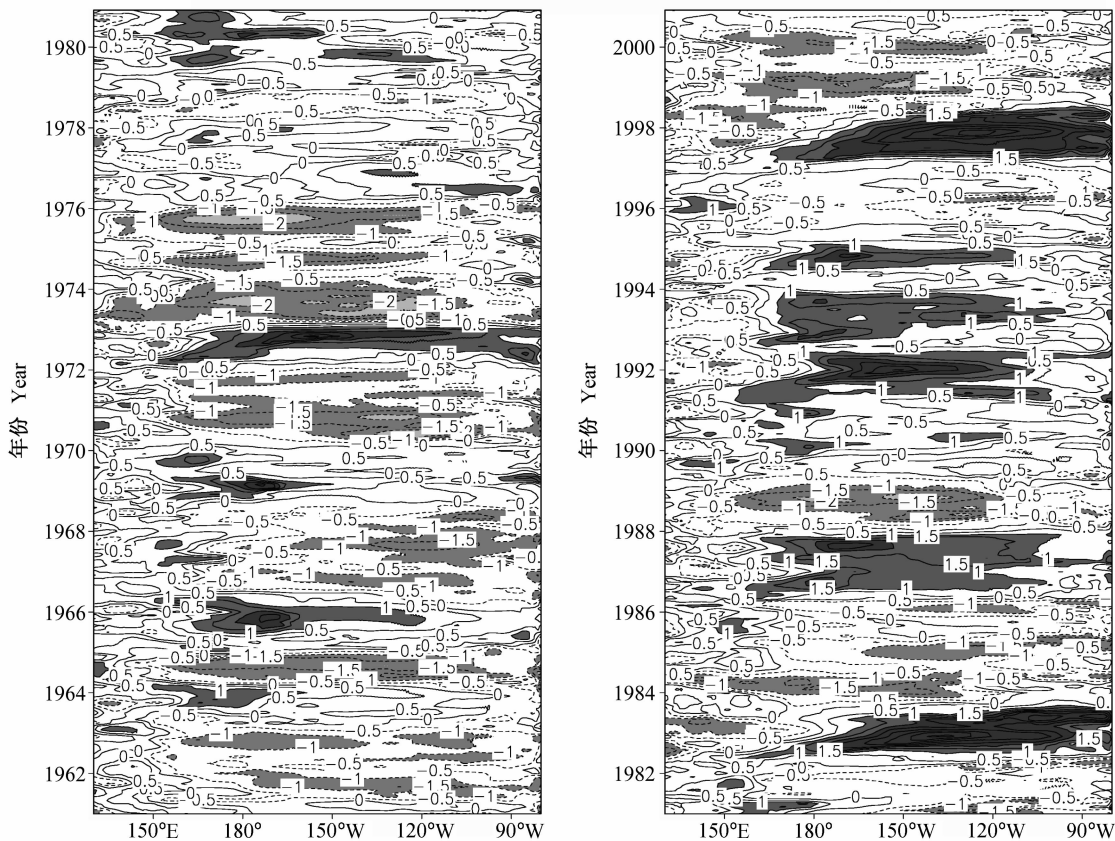


图 6 OGCM 模拟的 SSTA 沿赤道 ($5^\circ\text{S} \sim 5^\circ\text{N}$ 平均) 的时间-经度剖面图 (1961~2000 年)。等值线间隔 0.5°C

Fig. 6 Time-longitude cross section of simulated SSTA along the equator (averaged from $5^\circ\text{S} \sim 5^\circ\text{N}$) during 1961–2000 from OGCM (control run). The contour interval is 0.5°C

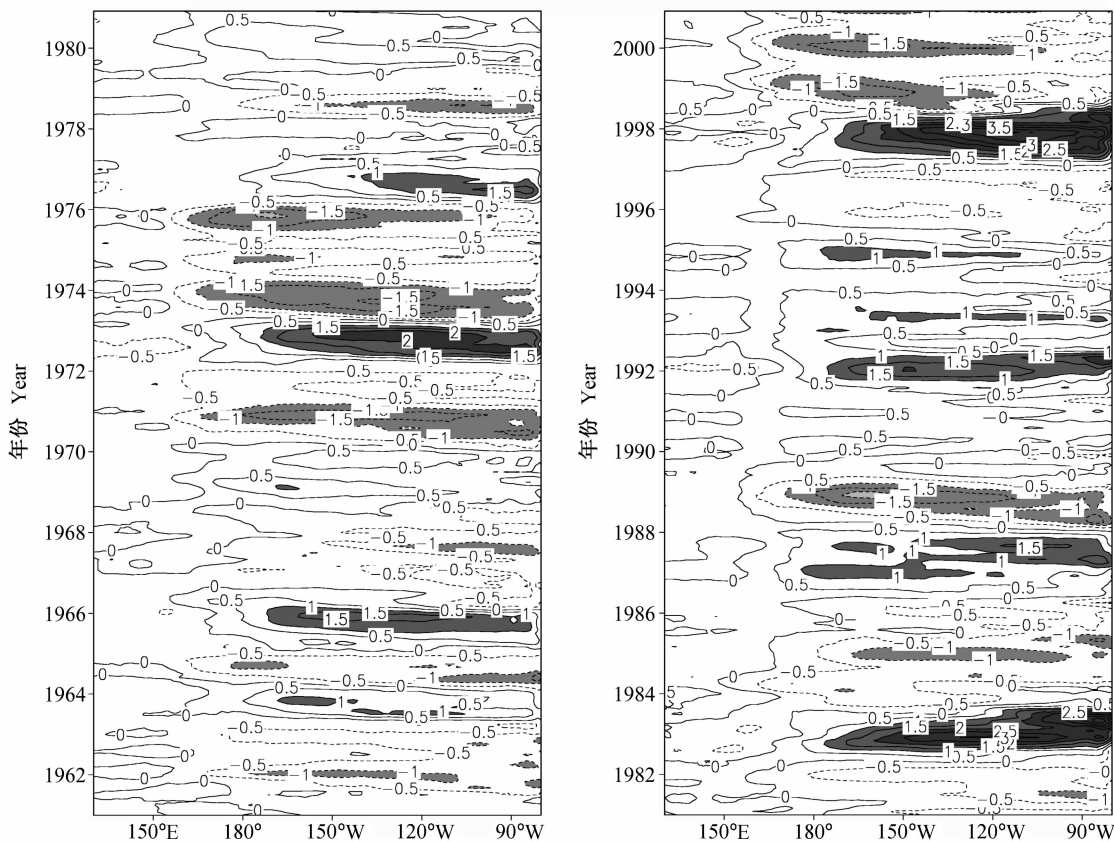


图 7 T_e 模式非独立试验模拟的 SSTA, 其余同图 6

Fig. 7 As in Fig. 6, but from dependent run

年代际变化, 尤其是 20 世纪 70 年代末的那次显著变化; 但也应注意到独立试验模拟的 SSTA 比非独立试验结果略弱, 这在下面的分析中看得更清楚。

为了定量分析模拟结果的改进, 我们计算出模拟的 SSTA 和观测的 SSTA 之间的相关系数和均方根误差 (图 9 和图 10)。从图 9a 中可以看出控制试验的模拟结果在 $180^{\circ}\sim 100^{\circ}\text{W}$ 之间较好, 与观测的相关可以达到 0.8 以上, 而在赤道东太平洋及南北美沿岸地区则模拟效果不佳, 在赤道东太平洋 (100°W 以东) 相关系数低于 0.8, 而在美洲沿岸则在 0.6 以下。同时在热带西太平洋模拟效果较差, 相关系数均在 0.4 以下, 最低只有 0.1, 这个地区目前也是模式模拟能力普遍较差的地区, 上面提到的海表热通量估计误差是一个重要原因, 但与该地区海岛众多、流系复杂也不无关系。以上这些不足从均方根误差图看得更明显 (图 10a), 在赤道东太平洋, 模拟误差 0.7°C 以上, 在南美沿岸更可达到 1.3°C 以上; 在热带西太平洋误差也在 0.7°C 以上。

在采用次表层上卷海温参数化后, 模拟效果

有很大改进。在非独立试验中模拟的 SSTA 水平在整个热带太平洋上都有明显提高, 相关系数超过 0.8 的区域可以一直延伸到远东太平洋及美洲沿岸, 并且出现了一个大范围的大于 0.9 区域 (图 9b); 而均方根误差在东太平洋地区显著降低, 尤其在南美沿岸没有超过 0.9°C 的区域 (图 10b)。从图 9c 及图 10c 可以看出, 正如预料中的, T_e 模式独立时模拟水平略有降低, 但与控制试验 (图 9a 及图 10a) 相比, 改进仍是非常明显的, 其中相关系数超过 0.8 的区域仍可延伸到远东太平洋及南美沿岸, 而且在中太平洋还是出现了一个小于 0.9 的区域; 均方根误差除在远东太平洋及南美沿岸相对较大外 (但也低于 1°C), 在赤道东太平洋为 0.6°C 。值得注意的是, 在西太平洋模拟效果的改进似乎更明显, 与观测的相关可以提高到 0.5 以上, 而均方根误差则只有 0.3°C 左右, 这多少出乎我们的预料, 说明通过这种动力与统计相结合的方法, 可以消除一些目前尚难确定的模拟误差。

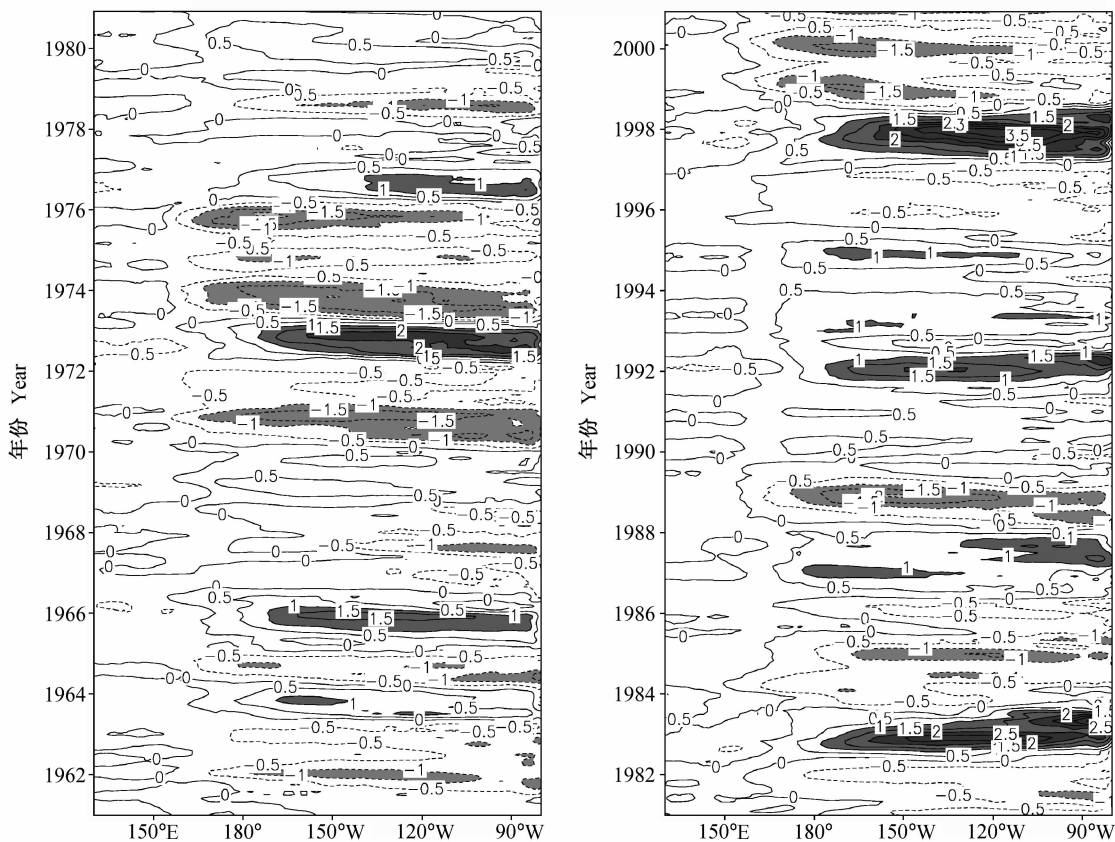


图 8 T_e' 模式独立试验模拟的 SSTA, 其余同图 6

Fig. 8 As in Fig. 6, but from independent run

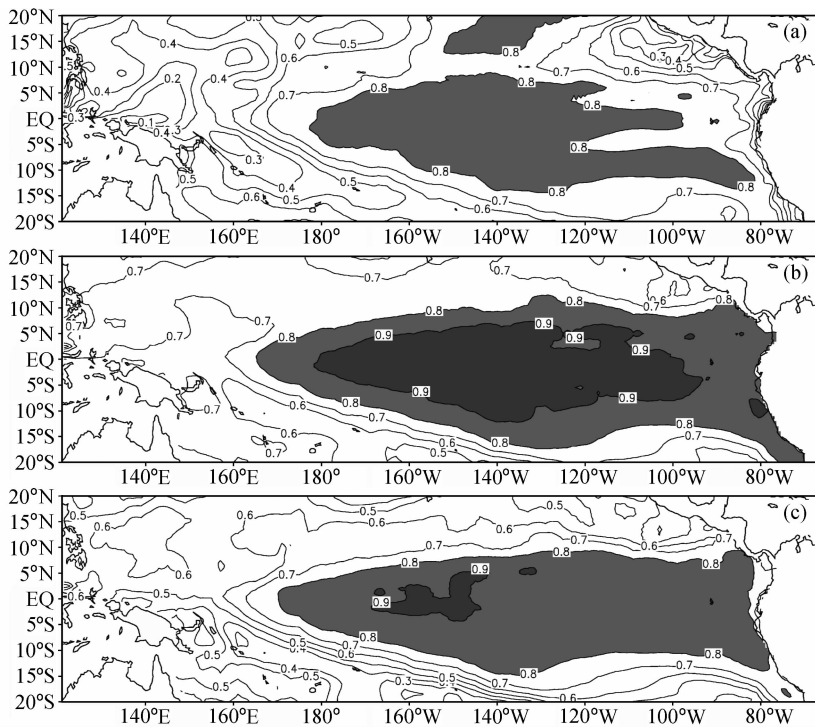


图 9 模拟与观测的 SSTA 相关系数空间分布图 (等值线间隔 0.1): (a) 控制试验; (b) 模式非独立试验; (c) 模式独立试验

Fig. 9 Correlation coefficients between simulated and observed SSTA during 1961–2000: (a) Control run; (b) dependent run; (c) independent run. The contour interval is 0.1

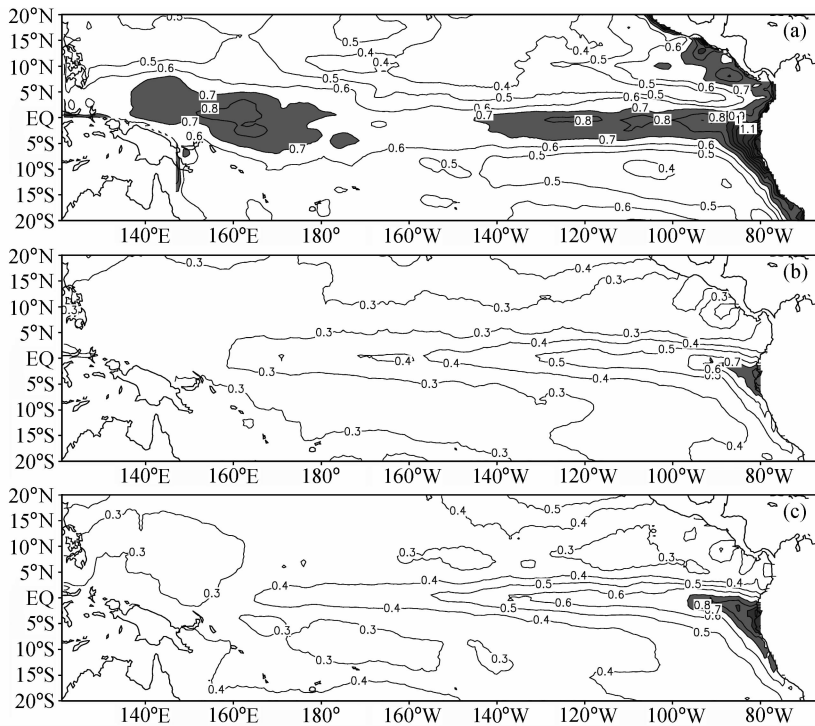


图 10 模拟的 SSTA 相对于观测的均方根误差分布图 (等值线间隔 0.1°C): (a) 控制试验; (b) 模式非独立试验; (c) 模式独立试验

Fig. 10 The root mean square errors of simulated SSTA vs. observed ones during 1961–2000: (a) Control run; (b) dependent run; (c) independent run. The contour interval is 0.1°C

此外, 作为一个个例, 图 11 给出了 1998 年 1 月强 El Niño 事件盛期的观测与模拟结果, 对比观测与三组试验结果可以看出, 观测 SST 最大异常中心出现在赤道东太平洋 (100°W) 及南美沿岸, 距平值在 4.5°C 以上; 而在控制试验中, 异常中心位于 120°W 左右, 远东太平洋及南美沿岸的距平值比观测低 2°C , 在热带西太平洋也有 1°C 左右的误差; 而改进后, 模式在这些区域的模拟有较大改进, 虽然在 120°W 的距平中心仍然存在, 但在赤道东太平洋及南美沿岸, 模拟的 SSTA 有大幅提高, 距平值达到 4°C 以上, 在西太平洋改进也是明显的, 不足的是在赤道北侧的中太平洋, 模拟的 SSTA 比观测低了 0.5°C 。

6 结论

针对目前普遍存在模式对热带远东太平洋年际变化模拟偏弱的问题, 本文通过在 OGCM 模拟的基础上, 嵌入一个描述 SSTA 演变的模式, 用以改进热带太平洋海表温度年际变率的模拟。在 SSTA 模式中采用了非局地的参数化方法强调海洋温跃层变化导致的次表层上卷海温异常对表层海温的作

用。这种参数化方案通过经验方法将海洋上混合层底部海温变化与海表面起伏联系起来, 从而将温跃层起伏对混合层海温变化的影响显式地描述出来。其具体过程分两步实现: 首先利用模式模拟的海流场以及观测的 SSTA, 在 SSTA 演变方程的约束下反算出海洋上混合层底部海温变化 T'_e ; 接着对模式模拟的海表起伏 SLA 与 T'_e 分别进行 EOF 分解, 利用多元线性回归方法在其 EOF 相应的模态空间内建立两者之间的关系, 从而实现利用模式的 SLA 推算出 T'_e 。在此基础上进行了三组数值试验来考察对 ENSO 模拟的改进, 结果表明通过上述方法确实显著改善了 SST 年际变化的模拟, 在热带东太平洋及美洲沿岸, SSTA 的相关由改进前的 0.7 左右提高到 0.8 以上, 在赤道中太平洋一些地区达到 0.9 以上, 均方根误差在赤道东太平洋由原来 0.8°C 降到 0.6°C , 在南美沿岸由 1.3°C 以上降为 0.9°C 。这证明了在赤道东太平洋及南美沿岸 OGCM 对夹卷过程及垂直扩散的描述不足是导致 SST 年际变化模拟偏弱的一个重要原因, 通过强调这些过程可以改善模拟效果, 这也为进一步改进 OGCM 中的物理过程参数化方案提供了依据。试验结果的另一个显

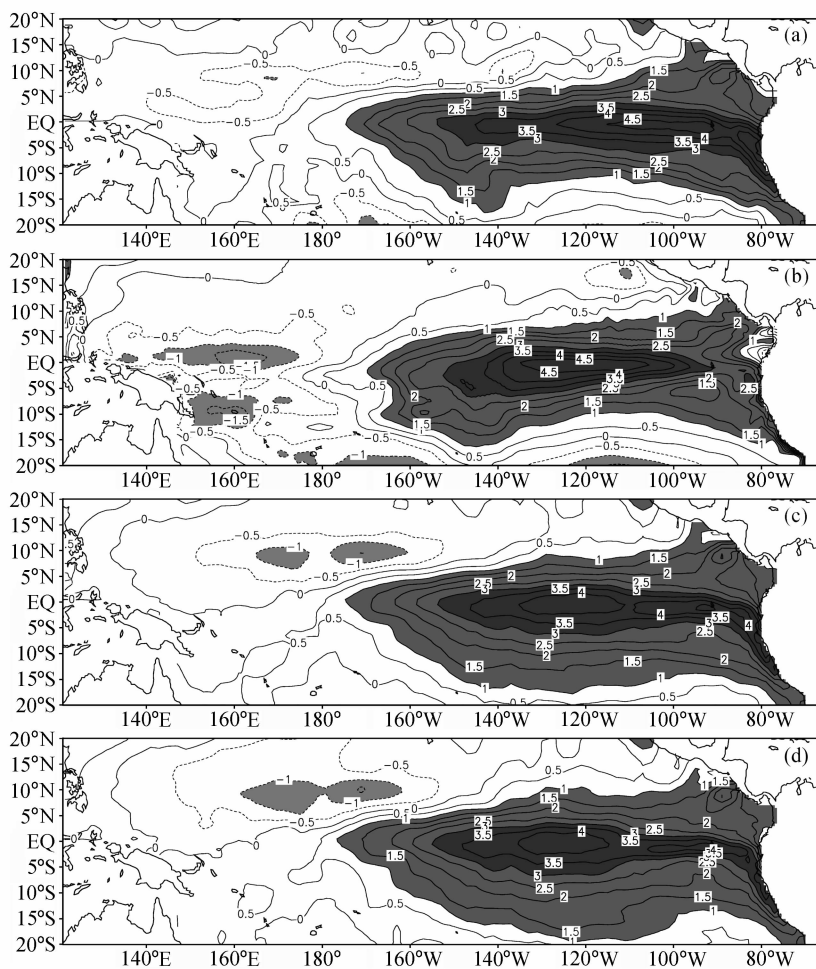


图 11 1998 年 1 月 SSTA 空间分布图 (等值线间隔 0.5°C): (a) 观测; (b) OGCM 模拟; (c) T_e^d 模式非独立试验模拟; (d) T_e^c 模式独立试验模拟
Fig. 11 SSTA distributions in Jan 1998 for (a) observation, (b) control run, (c) dependent run, and (d) independent run. The contour interval is 0.5°C

著改进在热带西太平洋, OGCM 对热带西太平洋年际变化的模拟能力普遍较弱, 原因目前尚不十分确定, 一般认为热带西太平洋年际变化本身较弱 (0.5°C 左右), 信噪比低, 同时海表热通量估计误差较大是一个主要原因, 但该地区岛屿众多又紧邻大洋西边界, 流系异常复杂, 动力学原因不可忽视。通过上述方法及数值试验, 我们发现对热带西太平洋 SSTA 的模拟改进也是相当明显的, 相关系数由不足 0.4 (最低 0.1) 提高 0.5 以上, 均方根误差则由 0.7°C 降为 0.3°C 。这种改进的物理或动力学基础目前还不清楚, 需要在以后的工作中加以分析, 但至少可以说明在目前尚不能显著改进 OGCM 能力的情况下, 通过这种动力与统计相结合的方法不失为提高模式释用能力的一个有效方法。

在上述改进了海洋模式模拟的基础上, 我们建

立了一个混合型海气耦合模式用以考察该参数化方法在耦合模式及 ENSO 预测中的作用 (将另文分析)。

参考文献 (References)

- [1] 陈烈庭. 东太平洋赤道地区海水温度异常对热带大气环流及我国汛期降水的影响. 大气科学, 1977, **1**: 1~12
Chen Lieting. Impact of the SST anomalies in the equatorial eastern Pacific on the tropical atmospheric circulation and rainfall during the rainy period in China. *Chinese J. Atmos. Sci.* (*Scientia Atmospherica Sinica*) (in Chinese), 1977, **1**: 1~12
- [2] Huang Ronghui, Wu Yifang. The influence of ENSO on the summer climate change in China and its mechanism. *Adv. Atmos. Sci.*, 1989, **6**: 21~32
- [3] Latif M, Anderson D, Barnett T, et al. A review of the predictability and prediction of ENSO. *J. Geophys. Res.*, 1998,

- 103**: 14375~14394
- [4] Zhou G Q, Zeng Q C. Predictions of ENSO with a coupled atmosphere-ocean general circulation model. *Adv. Atmos. Sci.*, 2001, **18**: 587~603
- [5] Stockdale T N, Busalacchi A J, Harrison D E, et al. Ocean modeling for ENSO. *J. Geophys. Res.*, 1998, **103**: 14325~14356
- [6] Latif M, Sperber K, Arblaster J, et al. ENSIP: the El Niño simulation intercomparison project. *Climate Dyn.*, 2001, **18**: 255~276
- [7] Miller A J, Barnett T P, Graham N E. A comparison of some tropical ocean models: Hindcast skill and El Niño evolution. *J. Phys. Oceanogr.*, 1993, **23**: 1567~1591
- [8] Barnett T P, Graham N, Pazan S, et al. ENSO and ENSO-related predictability. Part I: Prediction of equatorial Pacific sea surface temperature with a hybrid coupled ocean-atmosphere model. *J. Climate*, 1993, **6**: 1545~1566
- [9] Kirtman B P, Zebiak S E. ENSO simulation and prediction with a hybrid coupled model. *Mon. Wea. Rev.*, 1997, **125**: 2620~2641
- [10] Tang Y. Hybrid coupled models of the tropical Pacific, Part I. Interannual variability. *Climate Dyn.*, 2002, **19**: 331~342
- [11] Syu H H, Neelin J D, Gutzler D. Seasonal and interannual variability in a hybrid coupled GCM. *J. Climate*, 1995, **8**: 2121~2143
- [12] AchutaRao K, Sperber K R. Simulation of the El Niño Southern Oscillation: Results from the Coupled Model Intercomparison Project. *Climate Dyn.*, 2002, **19**: 191~209
- [13] Zhang R H, Zebiak S E. An embedding method for improving interannual variability simulations in a hybrid coupled model of the tropical Pacific ocean-atmosphere system. *J. Climate*, 2004, **17**: 2794~2812
- [14] Zhang R H, Kleeman R, Zebiak S E, et al. An empirical parameterization of subsurface entrainment temperature for improved SST anomaly simulations in an intermediate ocean model. *J. Climate*, 2005, **18**: 350~371
- [15] Zebiak S E, Cane M A. A model El Niño Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, 1987, **115**: 2262~2278
- [16] Syu H H, Neelin J D. ENSO in a hybrid coupled model. Part I: Sensitivity to physical parameterization. *Climate. Dyn.*, 2000, **16**: 19~35
- [17] Meehl G A, Gent P R, Arblaster J M, et al. Factors that affect the amplitude of El Niño in global coupled climate models. *Climate Dyn.*, 2001, **17**: 515~526
- [18] Zhang R H, Endoh M. A free surface general circulation model for the tropical Pacific Ocean. *J. Geophys. Res.*, 1992, **97**: 11237~11255
- [19] Fu Weiwei, Zhu Jiang, Zhou Guangqing, et al. A comparison study of tropical Pacific ocean state estimation: Low-resolution assimilation vs. high-resolution simulation. *Adv. Atmos. Sci.*, 2005, **22**: 212~219
- [20] Monterey G, Levitus S. Seasonal variability of mixed layer depth for the World Ocean. NOAA Atlas NESDIS 14, U. S. Gov. Printing Office, Washinton, D. C. 1997. 96pp
- [21] Bjerknes J. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, 1969, **97**: 163~172
- [22] Philander S G H, Pacanowski R C, Lau N C, et al. Simulation of ENSO with a global atmospheric GCM coupled to a high-resolution, tropical Pacific Ocean GCM. *J. Climate*, 1992, **5**: 308~329
- [23] Kleeman R. On the dependence of hindcast skill on ocean thermodynamics in a coupled ocean-atmosphere model. *J. Climate*, 1993, **6**: 2012~2033
- [24] Hellerman S, Rosenstein M. Normal monthly wind stress over the world ocean with error estimates. *J. Phys. Oceanogr.*, 1983, **13**: 1093~1104
- [25] da Silva A M, Young A C, Levitus S. *Atlas of Surface Marine Data 1994, Volume 1: Algorithms and Procedures*. NOAA Atlas NESDIS **6**, U. S. Department of Commerce, Washington, D. C., 1994. 83pp
- [26] Gibson J, Kallberg S, Uppalpa S, et al. ERA description. ECMWF Reanalysis Project Report Series 1, Tech. Rep. 1, ECMWF, Shinfield Park, Reading, United Kingdom, 1997. 72pp
- [27] Conkright M E, Locamini R A, Garcia H E, et al. *World Ocean Atlas 2001: Objective Analyses, Data Statistics, and Figures*, CD-ROM Documentation, National Oceanographic Data Center, Silver Spring, MD, 2002. 17pp
- [28] Reynolds R W, Rayner N A, Smith T M, et al. An improved in situ and satellite SST analysis for climate. *J. Climate*, 2002, **15**: 1609~1625
- [29] Wang B, An S I. Why the properties of El Niño changed during the late 1970s. *Geophys. Res. Lett.*, 2001, **28**: 3709~3712
- [30] Xue Y, Leetmaa A. Forecasts of tropical Pacific SST and sea level using a Markov model. *Geophys. Res. Lett.*, 2000, **27**: 2701~2704
- [31] Rebert J P, Donguy J R, Eldin G, et al. Relations between sea level, thermocline depth, heat content, and dynamic height in the tropical Pacific ocean. *J. Geophys. Res.*, 1985, **90**: 11719~11725
- [32] Chen D, Cane M A, Zebiak S E, et al. Bias correction of an ocean-atmosphere coupled model. *Geophys. Res. Lett.*, 2000, **27**: 2585~2588
- [33] Suarez M J, Schopf P S. A delayed action oscillator for ENSO. *J. Atmos. Sci.*, 1988, **45**: 3283~3287
- [34] Harrison D E. Equatorial sea surface temperature sensitivity to net surface heat flux: Some ocean circulation model results. *J. Climate*, 1991, **4**: 539~549