

满文敏, 周天军, 张丽霞. 2010. 气候系统模式 FGOALS_g1 模拟的赤道太平洋年际变率 [J]. 大气科学, 34 (6):1141-1154. Man Wenmin, Zhou Tianjun, Zhang Lixia. 2010. The tropical Pacific interannual variability simulated with LASG/IAP climate system model FGOALS_g1 [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 34 (6): 1141-1154.

气候系统模式 FGOALS_g1 模拟的赤道太平洋年际变率

满文敏^{1,2} 周天军¹ 张丽霞^{1,2}

1 中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室, 北京 100029

2 中国科学院研究生院, 北京 100049

摘要 本文分析了中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室 (LASG/IAP) 发展的气候系统模式 FGOALS_g1 对赤道太平洋年际变率的模拟能力。结果表明, FGOALS_g1 可以较好地模拟出赤道太平洋 SST 异常年际变率的主要特征, 但模拟的 ENSO 事件振幅偏大, 且变率周期过于规则。耦合模式模拟的气候平均风应力在热带地区比 ERA40 再分析资料的风应力强度偏弱 30% 左右, 由此引起的海洋平均态的变化, 是造成模拟的 ENSO 振幅偏强的主要原因。FGOALS_g1 模拟的 ENSO 峰值多出现在春季或夏季, 原因可归之于模式模拟的 SST 季节循环偏差。耦合模式可以合理再现 ENSO 演变过程, 但观测中 SST 异常的东传特征在模式中没有得到再现, 这与模拟的 ENSO 发展模态表现为单一的“SST 模态”有关。模拟的 ENSO 位相转换机制与“充电—放电”概念模型相符合, 赤道太平洋热含量的变化是维持 ENSO 振荡的机制。在 ENSO 暖位相时期, 赤道中东太平洋与印度洋—西太平洋暖池区的海平面气压距平型表现为南方涛动型 (SO 型), 200 hPa 位势高度分布表现为太平洋—北美遥相关型 (PNA 型)。

关键词 耦合模式 ENSO 季节循环 遥相关

文章编号 1006-9895 (2010) 06-1141-14

中图分类号 P435

文献标识码 A

The Tropical Pacific Interannual Variability Simulated with LASG/IAP Climate System Model FGOALS_g1

MAN Wenmin^{1,2}, ZHOU Tianjun¹, and ZHANG Lixia^{1,2}

1 State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

2 Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

Abstract The authors evaluate the performance of the fast coupled version of LASG/IAP climate system model FGOALS_g1 on simulating the interannual variability in the tropical Pacific. Compared with the observations, the main characteristics of the interannual variability in the tropical Pacific Ocean is reasonably reproduced. Nonetheless, the coupled model also shows clear biases. The amplitude of El Niño - Southern Oscillation (ENSO) is overestimated. The model also fails in simulating the irregularity of ENSO cycle. The overestimation of ENSO amplitude

收稿日期 2009-12-24, 2010-04-01 收修定稿

资助项目 国家自然科学基金资助项目 40890054、40821092, 财政部/科技部公益类行业专项 GYHY200706010、GYHY200806010, 国家科技支撑计划 2007BAC29B03

作者简介 满文敏, 女, 1985 年出生, 博士研究生, 主要从事气候模拟研究。E-mail: manwenmin@mail.iap.ac.cn

is mainly caused by the weaker climate mean trade wind and the associated mean state bias of the ocean. The phase locking of ENSO appears in boreal spring and summer in the model, which is attributed to the bias of sea surface temperature (SST) annual cycle in the tropical Pacific Ocean. The observed eastward propagation of SST anomalies is not evident in the model, and this is related to the simulated single developing mode of ENSO (SST-mode). The negative feedback of ENSO is explained by the “Recharge – Discharge Oscillator” theory, in which the change of the equatorial Pacific Ocean heat content acts as an important transitioner for ENSO. The sea level pressure anomalies feature a Southern Oscillation (SO)-like pattern in boreal winter associated with El Niño events, and the corresponding geopotential height at 200 hPa exhibits a Pacific – North America (PNA) teleconnection pattern.

Key words coupled model, ENSO, seasonal cycle, teleconnection

1 引言

ENSO (El Niño – Southern Oscillation) 是热带太平洋海洋—大气相互作用的结果 (Bjerknes, 1969), 并能够通过遥相关型 [如太平洋—北美 (PNA) 遥相关型] 对全球气候异常产生显著影响 (Alexander et al., 2002)。国内学者的研究也表明, ENSO 事件对中国地区的温度变化和降水异常具有很大影响 (龚道溢和王绍武, 1999; Huang and Wu, 1989; 刘永强和丁一汇, 1995; 金祖辉和陶诗言, 1999; Wu et al., 2009; Zhou et al., 2009)。

ENSO 事件代表了热带太平洋海气耦合系统年循环的周期性间断 (Jin et al., 1994; Chang et al., 1995), 热带太平洋海气系统之间的反馈作用对 ENSO 事件的发展具有调制作用 (Dijkstra and Neelin, 1995; Chang, 1996; Nigam and Chao, 1996)。同时, ENSO 事件的发生也可以调节上层海洋的平均气候态分布 (Clement et al., 1999; Sun and Zhang, 2006)。许多研究已证实, ENSO 的变化与气候平均场之间存在密切关系, ENSO 的发展受到气候平均态的调制, 如 Fedorov and Philander (2001)、Karspeck and Cane (2002) 的分析指出, ENSO 频率和振幅与热带太平洋平均风场和平均温跃层深度的变化密切相关; Gu and Philander (1995), Wang and An (2002) 的研究表明, 热带太平洋季节循环的变化与 ENSO 事件的振幅位相变化存在关联, 风应力的季节性张弛有利于强 El Niño 的发生。

近年来, ENSO 理论研究工作亦取得较大进展, 多种概念模型被提出来用于解释 ENSO 的位相转换机制, 如延迟振子 (Delayed Oscillator) 理论 (Shopf and Suarez, 1988; Battisti and Hirst, 1989)、充电—放电 (Recharge – Discharge Oscilla-

tor) 理论 (Jin, 1997a, b) 等。延迟振子理论认为 Rossby 波在太平洋西边界的反射为耦合系统提供了负反馈机制, 充电—放电路论则认为赤道太平洋热含量的变化 (“充电” 和 “放电” 过程) 是维持 ENSO 振荡的机制。尽管这些理论和假设的侧重点不同, 但大都认为 ENSO 循环是热带太平洋上层海洋热量变化及海气系统之间相互作用的结果。

数值模式是研究 ENSO 的重要工具, 早期的工作多采用简单耦合模式来分析 ENSO 的物理过程和反馈机制, 但 ENSO 的发生发展是热带太平洋不同时间—空间尺度上多种物理过程相互作用的结果, 完全海气耦合模式则能够更真实地反映海气相互作用的各种物理过程。基于耦合模式比较评估的研究表明 (AchutaRao and Sperber, 2006), 多数耦合模式能够合理再现 ENSO 的年际变率及其反馈机制等, 但模式对热带太平洋地区的模拟还存在较大偏差, 如赤道冷舌的过度西伸以及 “双热带辐合带” (“双 ITCZ”) 现象等 (Neelin et al., 1992; 周天军等, 2005a, 2005b), 这些偏差导致耦合模式对 ENSO 的模拟还存在明显不足。

出于进行过去千年气候变化模拟研究的需要, 中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室 (LASG/IAP) 近年来基于其全球 “海—陆—气—冰” 耦合模式的标准版本推出了一个快速耦合版本 FGOALS_g1 (Zhou et al., 2008), 最近我们重新完成了一个 1200 年的长期控制积分。本文的目的, 是基于该组积分结果, 评估该海气耦合模式对 ENSO 特征的模拟及其与气候平均态之间的关系, 深入理解模式的物理过程及 ENSO 事件的物理机制。

2 模式简介和数值试验

LASG/IAP 快速耦合版本的气候系统模式

FGOALS_{gl} 采用模块化结构, 其核心是 NCAR CCSM2 的耦合器 CPL5 (Zhou et al., 2008)。整个耦合系统包括四个模块, 即大气模式、海洋模式、陆面模式和海冰模式。四个子系统模式彼此间通过耦合器进行数据交换。FGOALS_{gl} 的大气部分为 LASG/IAP 发展的格点大气模式 GAMIL 的低分辨率版本, 水平分辨率为 5.0° 经度 \times 4.0° 纬度 (Wen et al., 2007), 垂直方向采用 σ - p 混合坐标系, 分为 26 层。物理过程参数化方案主要来自美国国家大气研究中心 (NCAR) 的大气模式 CAM2 (Collins et al., 2003)。海洋模式采用 LICOM, 它是对 LASG/IAP 第三代全球大洋环流模式 L30T63 (Jin et al., 1999) 的水平分辨率进行提高而形成的新版本 (Liu et al., 2004), 水平分辨率为 1° 经度 \times 1° 纬度, 垂直方向为 30 层, 其中 300 m 以上有 12 层。LICOM 采用了非刚盖近似的完全原始方程模式和相应的守恒差分方案 (Liu et al., 2004)。耦合模式的陆面和海冰分量分别采用 NCAR 发展的通用陆面模式 CLM (Bonan et al., 2002) 和海冰模式 CSIM (Briegleb et al., 2004)。利用 FGOALS_{gl} 进行的 20 世纪气候模拟试验表明, 模式能够合理再现全球、半球和大陆尺度, 乃至区域尺度的 20 世纪表层气温的变化趋势 (满文敏等, 2010)。

此前完成的长期积分由于计算平台转换的原因, 出现平衡态的偏移现象 (Zhou et al., 2008), 因此, 最近我们在 LASG/IAP 的 SGI 计算机上, 重新完成了一组长度为 1200 年的完全耦合积分, 模拟的是以 1860 年为代表的工业革命前气候。其太阳辐射强度取 1365 W/m^2 , CO_2 浓度取工业革命前水平 [280 ppm ($1 \text{ ppm} = 10^{-6}$)]。本文选取第 500 到第 599 模式年的积分结果对赤道太平洋年际变率进行分析, 以去掉耦合之初模式调整过程及气候漂移趋势的影响。由于本文关注的是年际变率, 选用 100 年时段足以满足研究需要。

为了检验耦合模式的结果, 本文还用到如下资料: (1) HadISST 全球海表面温度资料 (Rayner et al., 2003), 水平分辨率为 1° 经度 \times 1° 纬度; (2) GPCP (Global Precipitation Climatology Project) 逐月降水资料 (Huffman et al., 1997), 水平分辨率为 2.5° 经度 \times 2.5° 纬度; (3) EAR40 再分析资料 (Uppala et al., 2005), 水平分辨率为 2.5° 经度 \times

2.5° 纬度; (4) OAFflux (Objective Analyzed air-sea Fluxes) 表面热通量资料 (Yu et al., 2004), 水平分辨率为 1° 经度 \times 1° 纬度; (5) SODA (Simple Ocean Data Assimilation) 海洋同化资料 (Carton and Giese, 2004), 水平分辨率为 0.5° 经度 \times 0.5° 纬度。以上资料除 HadISST 全球海表面温度资料的时间跨度为 1900~2000 年, 其他观测和再分析资料的时间长度均为 1979~1999 年。

3 结果分析

3.1 ENSO 年际变率

图 1a、b (见文后彩图) 为观测和模拟的赤道太平洋地区年平均海表面温度 (SST) 的空间分布。FGOALS_{gl} 模拟的赤道冷舌过度西伸, 同时观测中位于南半球、自暖池区向东南方向伸展的南太平洋辐合带, 在耦合模式中过度东伸, 呈现近乎与热带辐合带平行的结构, 表现出“双 ITCZ”的特征, 使得模式对基本气候态的模拟与实际气候分布存在显著差异。“双 ITCZ”现象是当前多数耦合模式共同存在的一个问题 (Latif et al., 2001)。与海表面温度的模拟特征相一致, 模式模拟的降水在赤道太平洋地区同样表现出“双 ITCZ”特征 [图 1d (见文后彩图)], 在冷舌过度西伸的区域, 降水较观测偏少。

图 2 给出赤道太平洋地区 SST 异常的年际变率分布。观测的 SST 异常年际变率中心主要位于赤道中东太平洋及南美西岸附近。FGOALS_{gl} 可以较好地模拟出观测中 SST 异常年际变率的空间分布型, 但模拟的年际变率较观测偏强, 且位置较观测偏西, 与赤道冷舌过度西伸的问题相一致。

通常定义 Niño3 区 ($5^\circ \text{S} \sim 5^\circ \text{N}$, $90^\circ \text{W} \sim 150^\circ \text{W}$) 区域平均的 SST 距平 (即 Niño3 指数), 作为衡量 ENSO 事件强度的重要标准 (Wittenberg et al., 2006)。图 3 给出观测与模拟的 Niño3 指数随时间的演变。观测的 Niño3 指数表现为显著的年际变化特征, 模式模拟的 ENSO 年际变化的频率较观测偏强, 且较为规则。此外, 模拟的 Niño3 区 SST 异常的年际变率 (标准差 = 1.3°C) 较观测 (标准差 = 0.6°C) 偏强。

对 Niño3 指数进行功率谱分析表明 (图 4), 观测的 ENSO 事件表现为不规则的年际尺度的振荡, 主要周期为 2~7 年。模拟的 ENSO 具有显著的

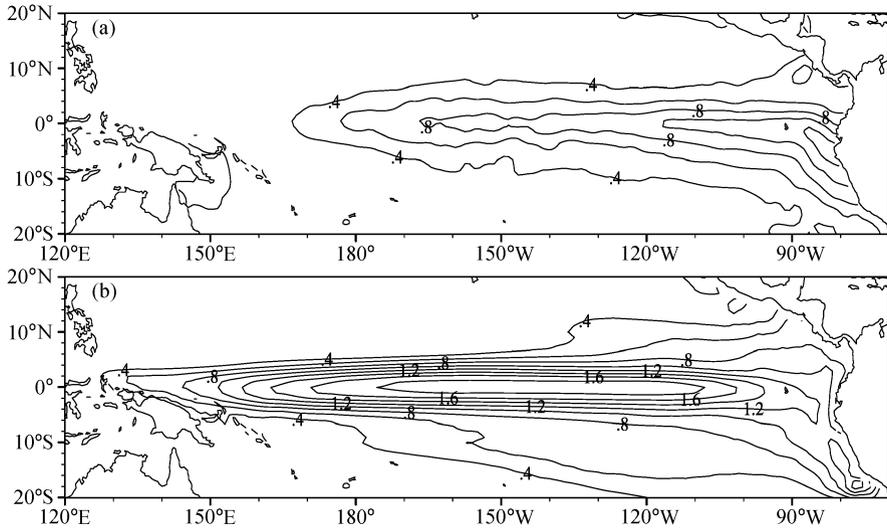


图 2 赤道太平洋地区 SST 异常的标准差空间分布 (单位: $^{\circ}\text{C}$): (a) 观测; (b) 模拟
 Fig. 2 The spatial patterns of standard deviations of the interannual SST anomalies in the tropical Pacific (units: $^{\circ}\text{C}$): (a) The observation; (b) the simulation

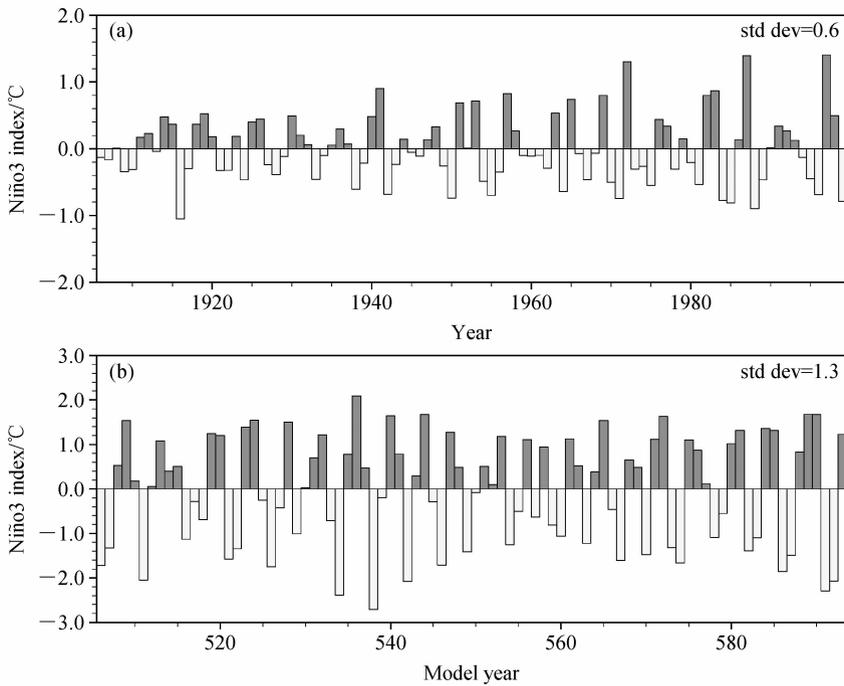


图 3 Niño3 指数随时间的演变 (单位: $^{\circ}\text{C}$): (a) 观测; (b) 模拟。右上角所示为各时间序列的标准差
 Fig. 3 Time series of the Niño3 index (units: $^{\circ}\text{C}$) from (a) the observation and (b) the simulation, The standard deviations of the time series are given at the upper right

3~5 年周期, 该周期处于观测 2~7 年周期之间, 较为合理; 但模拟的 ENSO 周期过于规则, 在功率谱上表现为单一的峰值, 即耦合模式没有能够合理再现 ENSO 的非规则周期。

为探讨模式模拟的 ENSO 振幅偏强的主要原

因, 我们从 ENSO 与气候平均态的关系进行讨论。Fedorov and Philander (2001) 通过 Zebiak-Cane 模式的分析指出, ENSO 振幅变化是东太平洋局地因子和西太平洋东传信号共同作用的结果, 并与赤道平均东风的强度变化存在联系。东太平洋 SST 的

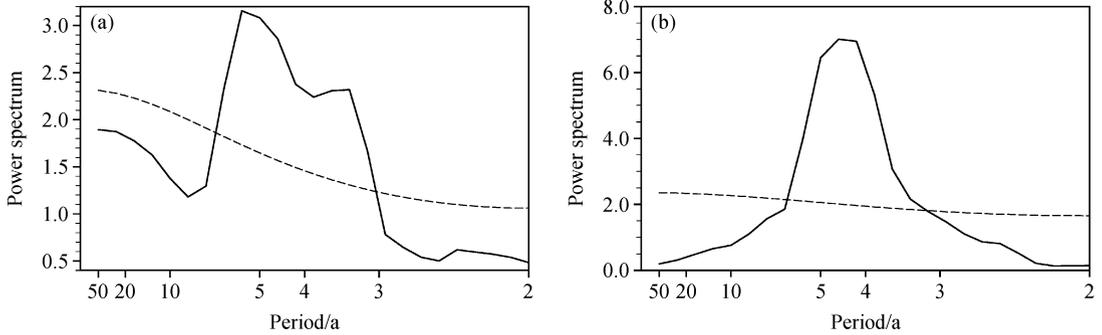


图4 Niño3 指数的功率谱分析: (a) 观测; (b) 模拟。虚线表示 95% 的置信度

Fig. 4 The power spectra of the Niño3 index: (a) The observation; (b) the simulation. The dashed line denotes the confidence probability of 95%

变化不仅受到东风应力本身强度变化的影响, 由风应力变化所引起的海洋平均态的变化也将对 ENSO 振幅产生影响, 如平均温跃层的变化 (Fedorov and Philander, 2001; Wang and An, 2002)。图 5 给出赤道太平洋地区气候态风应力的分布, 观测中赤道以北和以南地区分别为东北和东南信风, 模式模拟的赤道平均东风较 ERA40 再分析的风应力强度偏弱 30% 左右。图 6 进一步给出赤道太平洋平均温跃层深度的分布, 与模拟的赤道平均东风偏弱相一致, 在海洋次表层, FGOALS_g1 模拟的赤道西太平洋温跃层偏浅, 东太平洋温跃层偏深, 使得模式中东西太平洋温跃层坡度较观测偏小。此外, 赤道地区平均温跃层深度亦较观测偏浅。

Zebiak and Cane (1987) 的研究指出, 在热带太平洋地区, 可用以下方程来描述混合层温度的变化:

$$T'_t + \bar{U}T'_x + U'\bar{T}_x + \bar{W}T'_z + W'\bar{T}_z - qT' + vT'_{xx},$$

其中, T_x 和 T_z 为纬向和垂直温度梯度, U 和 W 为纬向和垂直方向流速, \bar{U} 、 \bar{W} 和 \bar{T} 表示平均场, U' 、 W' 和 T' 表示异常场。方程右端项为线性加热项和温度水平扩散项, 这两项和方程左端温度异常的水平平流项 ($\bar{U}T'_x$) 对温度扰动的作用相对较小, 因此, 我们重点分析方程左边的 $-U'\bar{T}_x$ 、 $-W'\bar{T}_z$ 、 $-\bar{W}T'_z$ 三项, 这三项分别反映了异常水平平流作用、异常上涌引起的平均温度垂直平流输送作用和平均温跃层深度变化引起的温度异常的垂直梯度变化作用。

当赤道平均风应力减弱时, 在赤道地区出现向东的异常水平流场 ($U' > 0$), 而平均的水平温度梯度向东为负值 ($\bar{T}_x < 0$), 因此, $-U'\bar{T}_x$ 对 SST 异

常的贡献是使得扰动增长 (图略); 平均风场的变化还将引起异常上涌的强度减弱 ($W' < 0$), 而东太平洋平均温度的垂直梯度为正 ($\bar{T}_z > 0$), 所以异常上涌引起的平均温度垂直输送在东太平洋表现为有利于 SST 扰动的发展 (图略); 此外, 赤道地区平均东风减弱时, 赤道平均上涌的强度减弱 ($\bar{W} < 0$), 平均温跃层在中西太平洋抬升, 由此导致上层海洋温度异常的垂直梯度加强 ($T'_z > 0$), 亦有利于促进 SST 扰动的增长 (图略), 上述三项因子的作用都使得 ENSO 振幅增加。因此, 耦合模式模拟的赤道平均东风较观测偏弱, 可能是导致 ENSO 振幅偏大的重要原因。Guilyardi (2006) 分析了参加 CMIP3 的 23 个耦合模式, 指出大部分耦合模式模拟的 ENSO 振幅与平均风应力强度存在反比关系, 当风应力偏弱时, 模拟的 ENSO 振幅偏强, 可见, 本文的结论与上述观点相一致。

除风应力和平均温跃层的变化外, 海表热通量异常亦可以对 ENSO 的发生发展起到重要作用 (Lin, 2007)。图 7 给出赤道太平洋地区海表热通量异常向 Niño3 指数进行回归的结果。观测资料显示, 在 ENSO 暖位相年, 伴随着赤道中东 (西) 太平洋蒸发和云量的增加 (减少), 赤道中东 (西) 太平洋海表净热通量显著减少 (增加), 导致东西太平洋海表温度梯度增大, 从而对 El Niño 的发展起到抑制作用。模拟结果中, 赤道中东太平洋海表热通量的减少较观测明显偏弱, 且伴随着模式对流中心位置的西移, 海表热通量的减少一直延伸到赤道西太平洋。进一步将观测与模拟的赤道太平洋 $5^{\circ}\text{S} \sim 5^{\circ}\text{N}$ 平均的海表热通量异常向 Niño3 指数进行回归 (如图 7c 所示), 在 155°E 以西, 观测中热

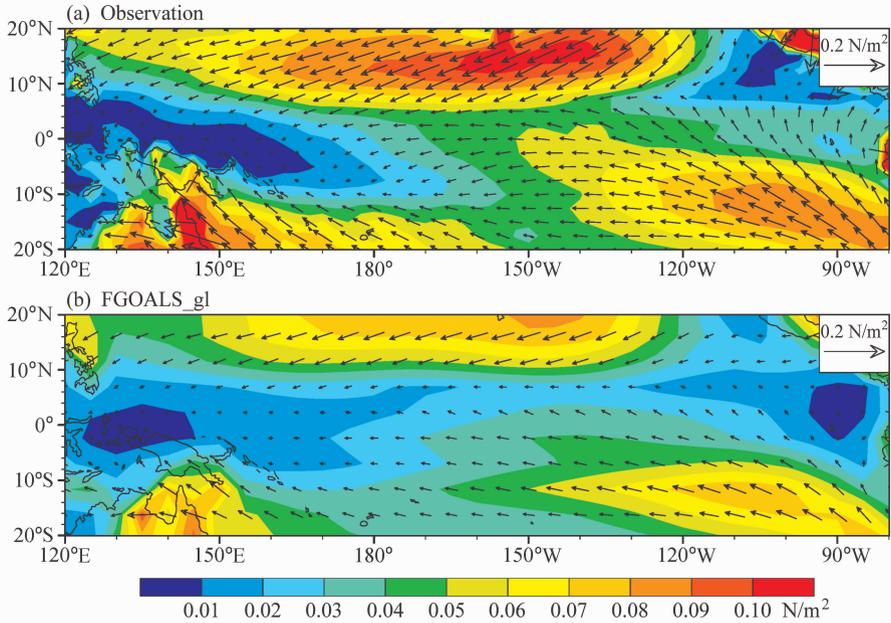


图 5 赤道太平洋地区气候态风应力的分布：(a) 观测（来自 ERA40 再分析资料）；(b) 模拟。彩色为全风应力
 Fig. 5 The climatological wind stress distribution in the tropical Pacific: (a) The observation (based on the ERA40 reanalysis data); (b) the simulation. Shaded is the total wind stress

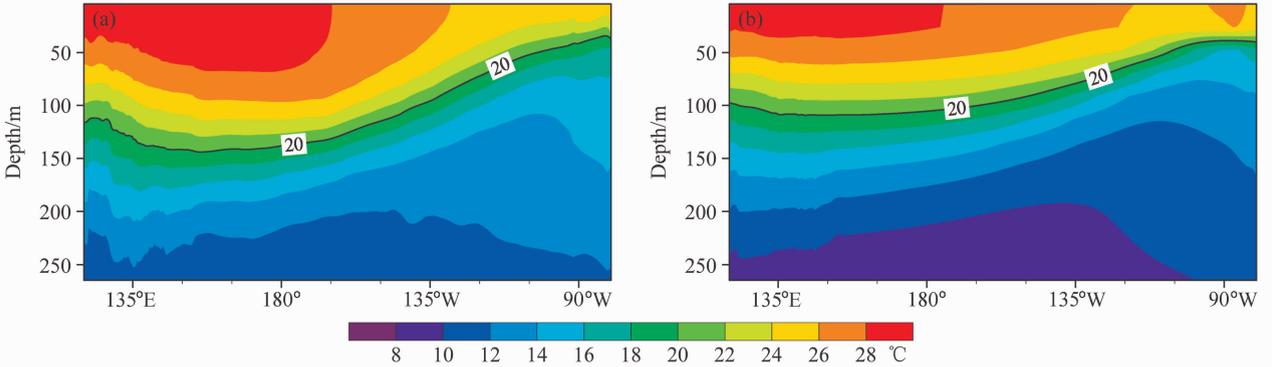


图 6 赤道太平洋地区 5°S~5°N 平均海温的经度—深度剖面图：(a) 观测；(b) 模拟。
 Fig. 6 Longitude - depth cross section of sea temperature in the tropical Pacific Ocean averaged over 5°S-5°N: (a) The observation; (b) the simulation

通量的增加在模式中表现为热通量减少，而在 155°E 以东，模拟热通量的减少较观测明显偏弱。因此，模式中热通量异常对 El Niño 发展的抑制作用较观测偏弱，这可能是导致 ENSO 振幅偏大的另一个重要原因。

3.2 ENSO 与季节循环的相互作用

Chang et al. (1995) 的研究指出，季节循环使得 ENSO 周期具有一定的规则性，ENSO 事件存在较强的季节锁相。根据 Trenberth 定义，如果经 5 点平滑的月平均 Niño3.4 区 (5°S~5°N, 120°W~

170°W) 区域平均 SST 异常 (Niño3.4 指数) 大于 0.4℃ 达 6 个月以上，则认为发生一次 El Niño 事件 (Trenberth et al., 1997)。图 8a 给出观测 50 年间 (1954~2003 年) 所有 El Niño 事件 Niño3 指数的演变过程，实线为所有事件的合成结果，显然，多数事件在北半球冬季达到峰值。FGOALS_gl 模拟的季节锁相明显弱于观测 (图 8b)，多数事件在春季或夏季达到峰值。

Guilyardi et al. (2003) 的研究指出，ENSO 季节锁相的模拟偏差可能与耦合模式的季节循环及

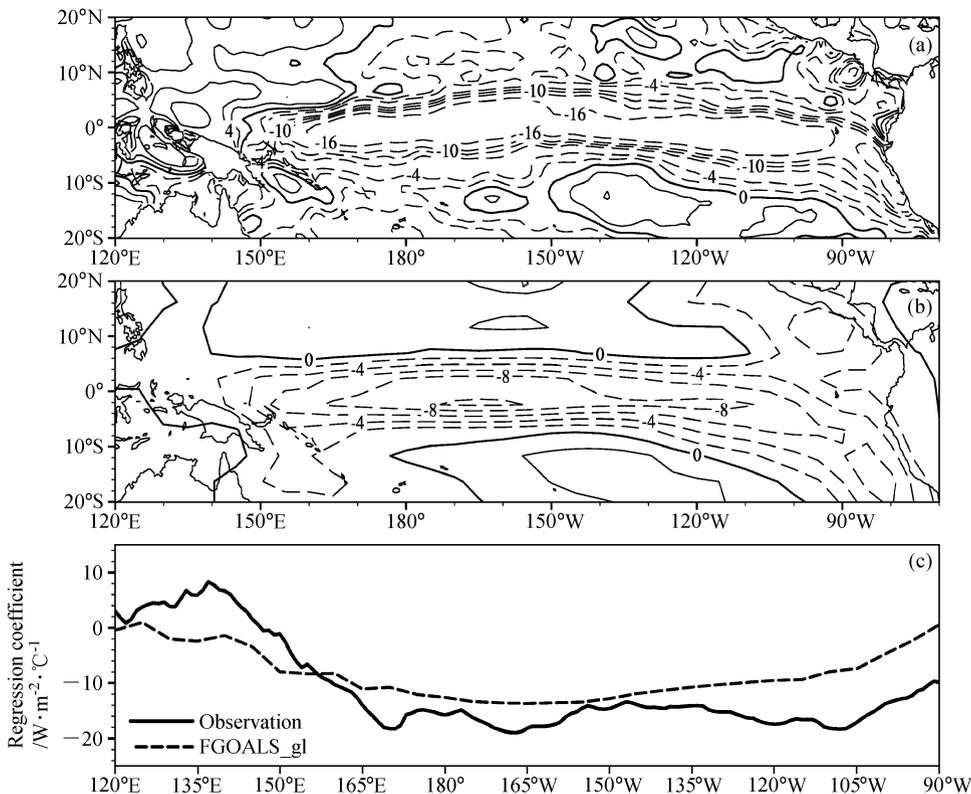


图 7 (a) 观测和 (b) 模拟的赤道太平洋地区海表热通量异常向 Niño3 指数的回归分布 (单位: $W \cdot m^{-2} \cdot ^\circ C^{-1}$); (c) 观测和模拟的赤道太平洋 $5^\circ S \sim 5^\circ N$ 平均的回归系数分布

Fig. 7 Regression of anomalous net surface heat flux upon the Niño3 index for (a) the observation and (b) the simulation (units: $W \cdot m^{-2} \cdot ^\circ C^{-1}$), (c) is the regression coefficient averaged over $5^\circ S \sim 5^\circ N$ from the observation (HadISST) and the simulation

“双 ITCZ” 密切相关。图 9 给出赤道太平洋 $2^\circ S \sim 2^\circ N$ 平均 SST 异常的季节循环。观测中 SST 异常最大值出现在春季，而模式模拟的赤道东太平洋季节循环较观测落后约 $1/4$ 个位相，这可能是造成上述季节锁相模拟偏差的重要原因。Guilyardi (2006) 的研究同样表明，大部分耦合模式模拟的季节循环偏弱，是导致 ENSO 季节锁相存在偏差的主要原因。

此外，耦合模式中存在虚假的“双 ITCZ”现象 (图 1a)，使得南太平洋温跃层深度明显浅于观测。当赤道中东太平洋 SST 增暖时，根据大气 Gill 响应 (Gill, 1980)，气旋式风应力旋度出现在南太平洋 $10^\circ S$ 附近，即模式模拟的温跃层偏浅的位置，导致异常上涌加强；除此之外，辐合带区域气旋性风应力旋度作用于南太平洋，使得该地区的平均上涌亦强于观测。在平均上涌和异常上涌的共同作用下，赤道外南太平洋热含量异常得到快速发展，并通过经向热输送进入赤道波导，由于距赤道波导较

近，南太平洋的热含量异常被较快地输送到赤道中东太平洋，SST 增暖终止，导致 ENSO 事件在春季或夏季达到峰值 (Guilyardi et al., 2003)。

为了解季节循环中风应力减弱对 ENSO 振幅变化的作用，参照 Guilyardi (2006) 的做法，我们定义逐月的 Niño3 区 SST 异常标准差的振幅 (最大值减最小值) 为季节锁相指数 (Seasonal Phase Lock, 简称 SPL)。SPL 较小意味着季节循环没有对 El Niño 的发展提供相应的风应力减弱的条件，而大的 SPL 指数则说明季节循环为 El Niño 的发展提供了条件。Guilyardi (2006) 的研究发现，耦合模式的 ENSO 振幅与 SPL 指数近似存在线性关系，表明赤道东风的季节性张弛有利于强 El Niño 事件的发展。在本文的研究中，观测的 SPL 指数为 $0.17^\circ C$ 左右，FGOALS_gl 模拟的 SPL 指数与观测接近，约为 $0.18^\circ C$ ，说明耦合模式中季节循环对 ENSO 振幅变化的作用与观测相当。值得注意的是，这里的 SPL 指数并没有给出风应力减弱的具

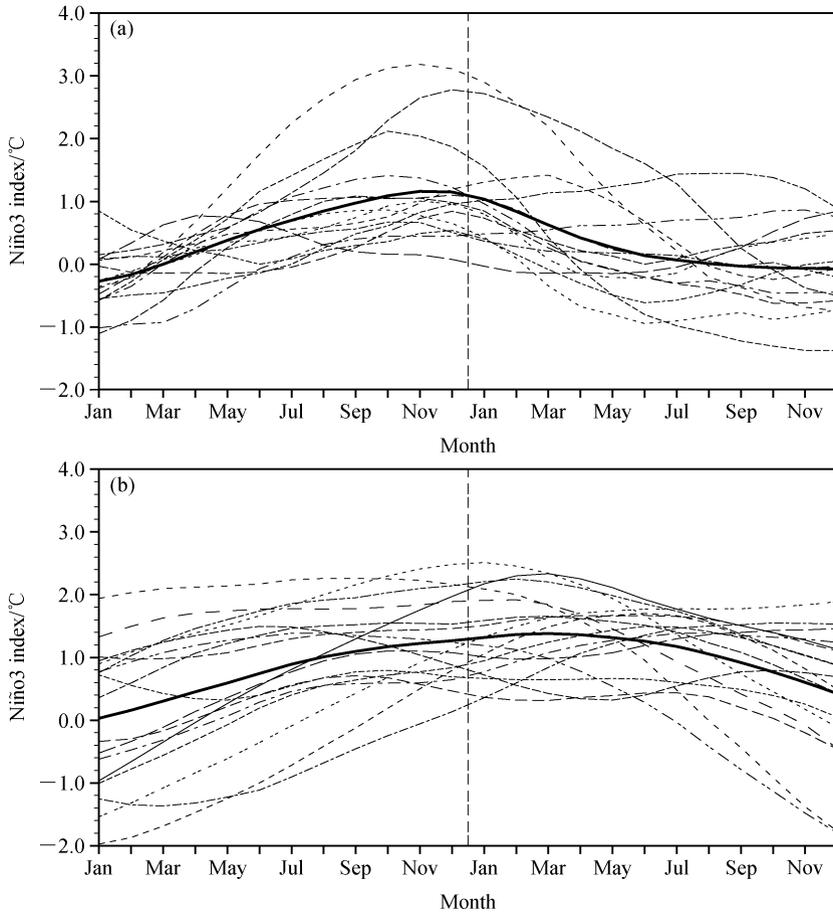


图 8 El Niño 事件时间演变过程 (单位: $^{\circ}\text{C}$): (a) 观测; (b) 模拟。虚线: 50 年间 El Niño 事件对应的月平均 Niño3 指数的时间演变; 粗线: 所有时间合成结果

Fig. 8 Evolutions of monthly mean Niño3 indexes in El Niño events (units: $^{\circ}\text{C}$): (a) The observation; (b) the simulation. Thin dashed line denotes each event in the 50 years; thick line denotes the composite of all events

体月份, 观测中为春季, 但耦合模式并没能反映出春季位相的特点 (图略), 与上述 ENSO 季节锁相的偏差相一致。

3.3 ENSO 发展演变及其物理机制

图 10 (见文后彩图) 给出 ENSO 的发展演变过程, 纵坐标为正时表示变量滞后于 Niño3 指数。首先, 将赤道太平洋地区 $2^{\circ}\text{S}\sim 2^{\circ}\text{N}$ 平均的 SST 异常向 Niño3 指数做超前滞后回归 (图 10a), 观测资料显示, SST 异常具有微弱的东传特征, 当 ENSO 发展到峰值位相时, 赤道西太平洋 SST 为负距平, 此外, 在 ENSO 峰值位相的前期和后期, 赤道中太平洋 SST 均为冷异常。耦合模式模拟的 SST 异常具有微弱的西传特征, 且强度较观测偏强, 在 ENSO 峰值位相前期和后期, 赤道中太平洋 SST 亦为冷异常。

图 10b 给出赤道太平洋 $2^{\circ}\text{S}\sim 2^{\circ}\text{N}$ 平均的纬向风应力异常向 Niño3 指数进行超前滞后回归的结果。观测的风应力异常在赤道太平洋具有明显的东传特征, 风应力异常的发展先于 SST 异常, 西风异常的峰值位相发生在日界线附近, 较 ENSO 峰值位相提前 1 个月左右, 同一时期, 赤道西太平洋东风异常开始发展。与模拟的 SST 异常的西传特征相一致, 模式模拟的纬向风应力异常同样具有微弱的西传特征, 其峰值位相的位置较观测偏东。

将赤道太平洋 $2^{\circ}\text{S}\sim 2^{\circ}\text{N}$ 平均的表层 (海洋上层 50 m) 纬向流场异常向 Niño3 指数做超前滞后回归 (图 10c), 观测中, 在 ENSO 峰值位相发生之前, 纬向流场具有东传特征, 西太平洋暖水东传使赤道中东太平洋升温, 并在 ENSO 成熟位相前 4~5 个月达到峰值。之后, 赤道中东太平洋西传的纬

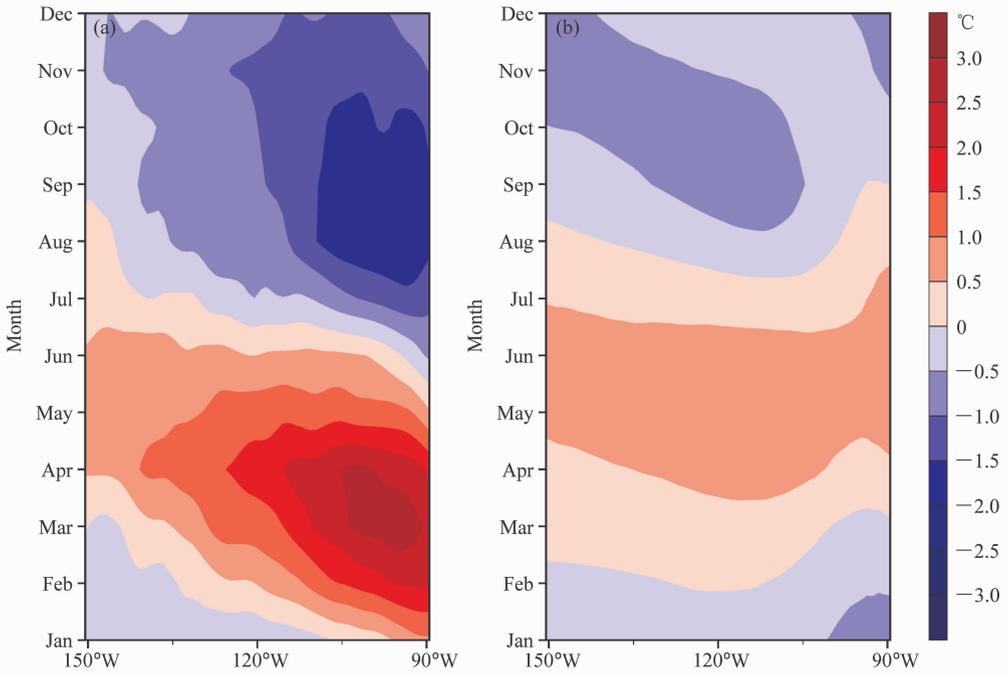


图 9 赤道太平洋 2°S~2°N 平均 SST 异常的季节循环：(a) 观测；(b) 模拟

Fig. 9 Annual cycle of monthly mean SST anomalies in the Pacific averaged over 2°S-2°N: (a) The observation; (b) the simulation

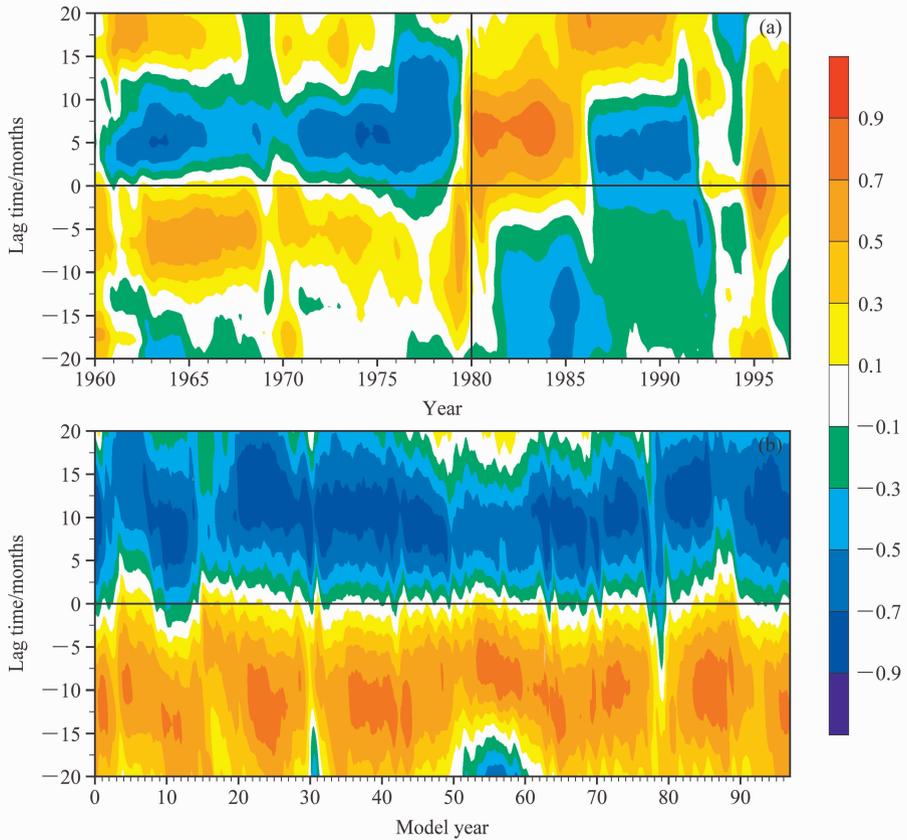


图 11 TNI 指数与 Niño3 指数的超前滞后相关分布：(a) 观测；(b) 模拟

Fig. 11 Lag correlation of the TNI with the normalized Niño3 SST anomalies from (a) the observation and (b) the simulation

向流开始发展。FGOALS_gl 模拟的表层纬向流场具有西传特征,由此导致 SST 的异常信号从东太平洋向西传播,这与 ENSO 发展的不同模态有关(我们将在下文进行讨论)。

图 10d 给出赤道太平洋 $2^{\circ}\text{S}\sim 2^{\circ}\text{N}$ 平均的热含量(海洋上层 300 m 的平均温度)异常向 Niño3 指数进行超前滞后回归的结果。观测资料显示,热含量异常的变化具有东传特征,由此导致赤道东太平洋温跃层厚度加深,由于气候态温跃层厚度是“西厚东薄”,这样,在达到 ENSO 成熟位相时,温跃层坡度减小。耦合模式可以合理再现热含量变化的东传特征,但幅度较观测偏弱。

将纬向平均的热含量异常向 Niño3 指数做超前滞后回归(图 10e),观测中,热含量的变化领先于 Niño3 区的 SST 大约 6 个月,在 El Niño 发生前,正的热含量异常逐渐在热带太平洋积累(充电过程),引起 El Niño 的发生,之后,负的热含量异常在热带太平洋建立并积累(放电过程),并最终形成 La Niña 事件。此外,当正(负)的热含量异常在热带太平洋积累时,热带外地区为负(正)的热含量异常。

图 10f 进一步给出纬向平均的风应力异常向 Niño3 指数进行超前滞后回归的结果。观测资料显示,在 ENSO 成熟位相前 18 个月左右,赤道太平洋为东风异常,即赤道外地区有反气旋式风应力存在,根据经向热输送理论(Sverdrup 理论),产生向赤道的经向热量输送,使得赤道太平洋温跃层加深, SST 逐渐升高,最终导致 El Niño 的发生;在达到 ENSO 成熟位相时及后期,赤道太平洋为西风异常,在赤道外地区有气旋式风应力存在,产生赤道向两极的经向热量输送,使得赤道太平洋温跃层抬升,并通过冷水上翻使得 SST 逐渐降低,最终形成 La Niña (Jin, 1997a)。模式模拟的纬向平均热含量异常及风应力异常的演变过程均与观测基本一致,说明耦合模式模拟的 ENSO 位相转换机制与“充电—放电”概念模型相符合,赤道太平洋热含量的变化是维持 ENSO 振荡的机制。但模式模拟的气旋式风应力异常较观测提前出现,且南半球的强度较观测偏强,从而使得赤道外南太平洋负的热含量异常快速发展并向赤道输送,使赤道中东太平洋 SST 增暖终止,这种演变差异与前文讨论的耦合模式的“双 ITCZ”特征有关。

此外,如前文所提到,为什么模式模拟的海表温度及表层流场具有西传的特性?图 11 给出 TNI (Trans Niño Index) 指数与 Niño3 指数的超前滞后相关,其中 TNI 指数定义为 Niño1+2 区 ($10^{\circ}\text{S}\sim 0^{\circ}$, $80^{\circ}\text{W}\sim 90^{\circ}\text{W}$) 与 Niño4 区 ($5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$, $160^{\circ}\text{E}\sim 150^{\circ}\text{W}$) 标准化的 SST 距平的东西向梯度,纵坐标为正时表示 Niño3 指数超前于 TNI 指数。从 ENSO 动力学的角度看, ENSO 事件的发生发展存在两种模态 (Neelin et al, 1998; Fedorov and Philander, 2001; Wang and Picaut, 2004): (1) SST 模态(也称 S-mode),该模态为中东太平洋 SST—风场相互作用的产物,主要表现为 SST 异常从东太平洋沿岸向西传播,观测中 1980 年以前的 ENSO 多为此模态(图 11a), ENSO 事件的变化主要受到东太平洋局地水平平流的影响; (2) 温跃层模态(也称 T-mode),该模态主要是包括西太平洋在内的风场与温跃层反馈作用的产物,特点是热含量的异常信号在次表层逐渐向东传播,然后引起 SST 的变化,导致 SST 异常的信号是从西太平洋向东传播,为该模态区别于 SST 模态的最大特点,观测中 1980 年以后发生的 El Niño 事件都属于这一模态(图 11a)。如图 11b 所示,耦合模式模拟的结果则为单一的 SST 模态,即 SST 的异常是赤道中东太平洋局地 SST—风场相互作用的结果, SST 异常的信号从东太平洋向西传播。

3.4 ENSO 遥相关型

许多研究已证实,热带太平洋的 ENSO 事件,可以通过“大气桥梁”的作用影响到热带及热带外地区海温的异常 (Latif and Barnett, 1995; Alexander et al., 2002; 周天军等, 2004)。那么, FGOALS_gl 对 ENSO 遥相关型的模拟能力究竟如何?图 12a 给出冬季平均海平面气压距平场向 Niño3 指数进行回归的结果。ERA40 再分析资料显示,在 ENSO 暖位相时期,赤道中东太平洋与印度洋—西太平洋暖池区的海平面气压距平型表现为南方涛动型 (Southern Oscillation, 简称 SO),此外,赤道中东太平洋与北太平洋以及南太平洋的海平面气压变化亦具有较高的相关。模式基本可以再现上述遥相关型,但模拟的海平面气压变化强度较观测偏弱。

图 12b 将冬季平均 200 hPa 位势高度距平场向 Niño3 指数进行回归分析。ERA40 再分析资料表

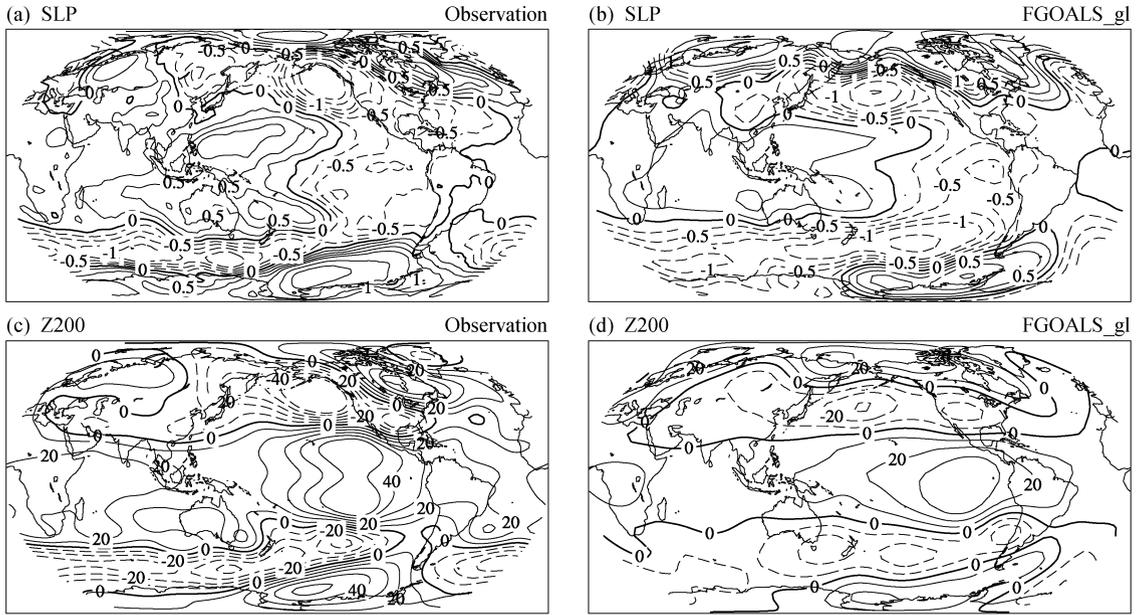


图 12 (a、c) 观测和 (b、d) 模拟的冬季平均 (a、b) 海平面气压距平场 (单位: hPa/°C) 和 (c、d) 200 hPa 位势高度场 (单位: m/°C) 向 Niño3 指数的回归分布。观测结果来自 ERA40 再分析资料

Fig. 12 Regression of (a, b) sea level pressure anomalies (units: hPa/°C) and (c, d) geopotential height anomalies at 200 hPa (units: m/°C) upon the standardized Niño3 SST anomalies for winter (Dec – Feb): (a, c) The observation; (b, d) the simulation. The observations are derived from the ERA40 reanalysis data

明，赤道太平洋暖事件的发生，可以影响到北太平洋、大西洋及热带印度洋的大气环流变化，其中最显著的变化是在太平洋—北美沿岸激发出 PNA 遥相关型，分别在副热带东太平洋及加拿大存在两个高值中心，在北太平洋东部及美国南部存在两个低值中心。耦合模式模拟不出 ENSO 与热带地区的遥相关，但模式基本可以再现 PNA 遥相关型，尽管强度较观测偏弱，这与模式模拟的 ENSO 在冬季季节锁相偏弱的问题相一致。此外，模拟的位势高度异常在中高纬度地区位置较观测偏西，这可能与 SST 异常的过度西伸有关。

4 结论

本文利用最近完成的 LASG/IAP 气候系统模式 FGOALS_gl 的长期积分结果，分析了其对赤道太平洋年际变率的模拟能力，讨论了影响模式 ENSO 变率的物理过程，主要结论如下：

(1) FGOALS_gl 可以较好地模拟出赤道太平洋 SST 异常年际变率的主要特征，但模拟的 SST 异常年际变率较观测偏强，且位置较观测偏西。模拟的 ENSO 具有显著的 3~5 年周期，该周期处于

观测 2~7 年周期之间，较为合理，但模拟的 ENSO 周期过于规则，在功率谱上表现为单一的峰值。

(2) 耦合模式模拟的气候平均风应力在热带地区比 ERA40 再分析的风应力强度偏弱 30% 左右，由此导致的赤道平均上涌减弱，平均温跃层深度变化引起的上层海洋温度异常的垂直梯度加强，以及平均风场变化引起的异常水平平流和异常上涌的改变，可能是造成模拟的 ENSO 振幅偏强的主要原因。

(3) 观测资料显示多数 El Niño 事件在北半球冬季达到峰值，而 FGOALS_gl 模拟的季节锁相明显弱于观测，多数事件在春季或夏季达到峰值，模拟的赤道东太平洋 SST 季节循环较观测落后约 1/4 个位相，可能是造成上述季节锁相偏差的重要原因。此外，耦合模式中季节性风应力的张弛对 ENSO 发展的作用与观测相当。

(4) 耦合模式可以合理再现 ENSO 的演变过程，但观测中 SST 异常以及表层纬向流场异常的东传特征在模式中没有得到合理再现，这与模拟的 ENSO 发展模态表现为单一的 SST 模态有关，其特点为 SST 的异常是赤道中东太平洋局地 SST—

风场相互作用的结果, SST 异常的信号从东太平洋向西传播。此外, 模式模拟的 ENSO 位相转换机制与“充电—放电”概念模型相符合, 赤道太平洋热含量的变化是维持 ENSO 振荡的机制。

(5) ERA40 再分析资料表明, 在 ENSO 暖位相时期, 赤道中东太平洋与印度洋—西太平洋暖池区的海平面气压距平型表现为南方涛动型 (SO 型), 200 hPa 位势高度分布表现为太平洋—北美遥相关型 (PNA 型), 模式基本可以再现上述遥相关型, 但强度较观测偏弱, 这可能与 ENSO 在冬季的季节锁相偏弱有关。

参考文献 (References)

- AchutaRao K, Sperber K R. 2006. ENSO simulation in coupled ocean-atmosphere models: Are the current models better? [J]. *Climate Dyn.*, 19: 191-209.
- Alexander M A, Bladé I, Newman M, et al. 2002. The atmospheric bridge: The influence of ENSO teleconnections on air-sea interaction over the global ocean [J]. *J. Climate*, 15: 2205-2231.
- Battisti D S, Hirst A C. 1989. Interannual variability in a tropical atmosphere-ocean model: Influence of the basic state, ocean geometry and nonlinearity [J]. *J. Atmos. Sci.*, 46: 1687-1712.
- Bjerknes J. 1969. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 97: 163-172.
- Bonan G B, Oleson K W, Vertenstein M, et al. 2002. The land surface climatology of the Community Land Model coupled to the NCAR Community Climate Model [J]. *J. Climate*, 15: 3123-3149.
- Briegleb B P, Bitz C M, Hunke E C, et al. 2004. Scientific description of the sea ice component in the Community Climate System Model: Version Three [C]. NCAR Tech. Note NCARTN-463+STR, 70pp.
- Carton A, Giese B. 2004. Simple ocean data assimilation (SODA) Reanalysis effort [C]. CLIVER Workshop on Ocean Reanalysis. National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado.
- Chang P, Ji L, Wang B, et al. 1995. Interactions between the seasonal cycle and El Niño-Southern Oscillation in an intermediate coupled ocean-atmosphere model [J]. *J. Atmos. Sci.*, 52: 2353-2372.
- Chang P. 1996. The role of the dynamic ocean-atmosphere interaction in tropical seasonal cycle [J]. *J. Climate*, 9: 2973-2985.
- Clement A C, Seager R, Cane M A. 1999. Orbital control on the El Niño/Southern Oscillation and the tropical climate [J]. *Paleoceanog.*, 14: 441-456.
- Collins W D, Hack J J, Boville B A, et al. 2003. Description of the NCAR Community Atmosphere Model (CAM2) [C]. National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado.
- Fedorov A V, Philander S G. 2001. A stability analysis of tropical ocean-atmosphere interactions: Bridging measurements and theory for El Niño [J]. *J. Climate*, 14: 3086-3101.
- Gill A. 1980. Some simple solution of heat-induced tropical circulation [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 106: 447-462.
- 龚道溢, 王绍武. 1999. ENSO 对中国四季降水的影响 [J]. *自然灾害学报*, 7 (4): 44-52. Gong D Y, Wang S W. 1999. Impact of ENSO on the seasonal rainfall in China [J]. *Journal of Natural Disasters (in Chinese)*, 7 (4): 44-52.
- Gu D, Philander S G H. 1995. Secular changes of annual and interannual variability in the tropics during the past century [J]. *J. Climate*, 8: 864-876.
- Guilyardi E, Delecluse P, Gualdi S, et al. 2003. Mechanisms for ENSO phase change in a coupled GCM [J]. *J. Climate*, 16: 1141-1158.
- Guilyardi E. 2006. El Niño-mean state-seasonal cycle interactions in a multi-model ensemble [J]. *Climate Dyn.*, 26: 329-348.
- Huang R H, Wu Y F. 1989. The influence of ENSO on the summer climate change in China and its mechanism [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 6 (1): 26-37.
- Huffman G J, Adler R F, Arkin P, et al. 1997. The Global Precipitation Climatology Project (GPCP) combined precipitation data set [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 78 (1): 5-20.
- Lin J L. 2007. The double-ITCZ problem in IPCC AR4 coupled GCMs: Ocean-atmosphere feedback analysis [J]. *J. Climate*, 20: 4497-4525.
- Jin F F, Neelin J D, Ghil M. 1994. El Niño on the devil's staircase: Annual subharmonic steps to chaos [J]. *Science*, 264: 70-72.
- Jin F F. 1997a. An equatorial ocean recharge paradigm for ENSO. Part I: Conceptual model [J]. *J. Atmos. Sci.*, 54: 811-829.
- Jin F F. 1997b. An equatorial ocean recharge paradigm for ENSO. Part II: A stripped-down coupled model [J]. *J. Atmos. Sci.*, 54: 830-847.
- Jin X Z, Zhang X H, Zhou T J. 1999. Fundamental framework and experiments of the third generation of IAP/LASG world ocean generation circulation model [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 16: 197-215.
- 金祖辉, 陶诗言. 1999. ENSO 循环与中国东部地区夏季和冬季降水关系的研究 [J]. *大气科学*, 23 (6): 663-672. Jin Z H, Tao S Y. A study on the relationships between ENSO cycle and rainfalls during summer and winter in eastern China [J]. *Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese)*, 23 (6): 663-672.
- Karspeck A R, Cane M A. 2002. Tropical Pacific 1976/77 climate shift in a liner, wind-driven model [J]. *J. Phys. Oceanogr.*, 32: 2350-2360.
- Latif M, Barnett T P. 1995. Interactions of the tropical oceans [J]. *J. Climate*, 8 (4): 952-964.
- Latif M, Sperber K, Arblaster J, et al. 2001. ENSIP: the El Niño simulation intercomparison project [J]. *Climate Dyn.*, 18: 255-276.

- Liu H L, Zhang X H, Li W, et al. 2004. An eddy-permitting oceanic general circulation model and its preliminary evaluation [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 21: 675–690.
- 刘永强, 丁一汇. 1995. ENSO 事件对我国季节降水和温度的影响 [J]. *大气科学*, 19 (2): 200–208. Liu Y Q, Ding Y H. Reappraisal of the influence of ENSO events on seasonal precipitation and temperature in China [J]. *Chinese J. Atmos. Sci. (Scientia Atmospherica Sinica)* (in Chinese), 19 (2): 200–208.
- 满文敏, 周天军, 张洁, 等. 2010. 气候系统模式 FGOALS_gl 模拟的 20 世纪温度变化 [J]. *气象学报*, 待发表. Man W M, Zhou T J, Zhang J, et al. 2010. The 20th century climate simulated by LASG/IAP climate system model FGOALS_gl [J]. *Acta Meteor. Sinica* (in Chinese), in press.
- Neelin J D, Battisti D S, Hirst A C, et al. 1998. ENSO theory [J]. *J. Geophys. Res.*, 103: 14261–14290.
- Neelin J D, Latif M, Allaart M A F, et al. 1992. Tropical air–sea interaction in general circulation models [J]. *J. Climate*, 7: 73–104.
- Nigam S, Chao Y. 1996. Evolution dynamics of tropical ocean–atmosphere annual cycle variability [J]. *J. Climate*, 9: 3187–3205.
- Rayner N A, Parker D E, Horton E B, et al. 2003. Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century [J]. *J. Geophys. Res.*, 108, 4407, doi: 10.1029/2002JD002670.
- Schopf P F, Suarez M J. 1988. Vacillations in a coupled ocean–atmosphere model [J]. *J. Atmos. Sci.*, 45: 549–566.
- Sun D Z, Zhang T. 2006. A regulatory effect of ENSO on the time-mean thermal stratification of the equatorial upper ocean [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 33 (7). L07710, doi: 10.1029/2005GL025296.
- Trenberth K E. 1997. The definition of El Niño [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 78 (12): 2771–2777.
- Uppala S M, Kallberg P W, Simmons A J, et al. 2005. The ERA-40 re-analysis [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 131: 2961–3012. doi: 10–1256/9j.04.176.
- Wang B, An S I. 2002. A mechanism for decadal changes of ENSO behavior: Roles of background wind changes [J]. *Climate Dyn.*, 18: 475–486.
- Wang C, Picaut J. 2004. Understanding ENSO physics: A review [M]//Wang C, Xie S P, Carton J A. *Earth Climate: The Ocean–Atmosphere Interaction*. Washington, D C: AGU, 21–48.
- Wittenberg A T, Rosati A, Lau N C, et al. 2006. GFDL’s CM2 global coupled climate models. Part III: Tropical pacific climate and ENSO [J]. *J. Climate*, 19: 698–722.
- Wen X Y, Zhou T J, Wang S W, et al. 2007. Performance of a reconfigured atmospheric general circulation model at low resolution [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 24: 712–728.
- Wu B, Zhou T J, Li T M. 2009. Seasonally evolving dominant interannual variability modes of East Asian climate [J]. *J. Climate*, 22: 2992–3005.
- Yu L, Weller R A, Sun B. 2004. Improving latent and sensible heat flux estimates for the Atlantic Ocean (1988–99) by a synthesis approach [J]. *J. Climate*, 17: 373–393.
- Zebiak S E, Cane M A. 1987. A model El Niño–Southern Oscillation [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 115: 2262–2287.
- 周天军, 俞永强, 宇如聪, 等. 2004. 印度洋对 ENSO 事件的响应: 观测与模拟 [J]. *大气科学*, 28 (3): 358–373. Zhou T J, Yu Y Q, Yu R C, et al. 2004. Indian Ocean response to ENSO: Observation and air–sea coupled model simulation [J]. *Chinese J. Atmos. Sci.* (in Chinese), 28 (3): 358–373.
- 周天军, 宇如聪, 王在志, 等. 2005a. 大气环流模式 SAMIL 及其耦合模式 FGOALS_s [M]. 北京: 气象出版社, 288pp. Zhou T J, Yu R C, Wang Z Z, et al. 2005a. Atmospheric General Circulation Model-SAMIL and its Coupled General Circulation Model-FGOALS_s (in Chinese) [M]. Beijing: Chinese Meteorological Press, 288pp.
- 周天军, 王在志, 宇如聪, 等. 2005b. 基于 LASG/IAP 大气环流谱模式的气候系统模式 [J]. *气象学报*, 63 (5): 702–715. Zhou T J, Wang Z Z, Yu R C, et al. 2005b. The climate system model FGOALS_s using LASG/IAP spectral AGCM SAMIL as its atmospheric component [J]. *Acta Meteor. Sinica* (in Chinese), 63 (5): 702–715.
- Zhou T J, Wu B, Wen X Y, et al. 2008. A fast version of LASG/IAP climate system model and its 1000-year control integration [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 25 (4): 655–672.
- Zhou T J, Wu B, Wang B. 2009. How well do Atmospheric General Circulation Models capture the leading modes of the interannual variability of Asian–Australian Monsoon? [J]. *J. Climate*, 22: 1159–1173.

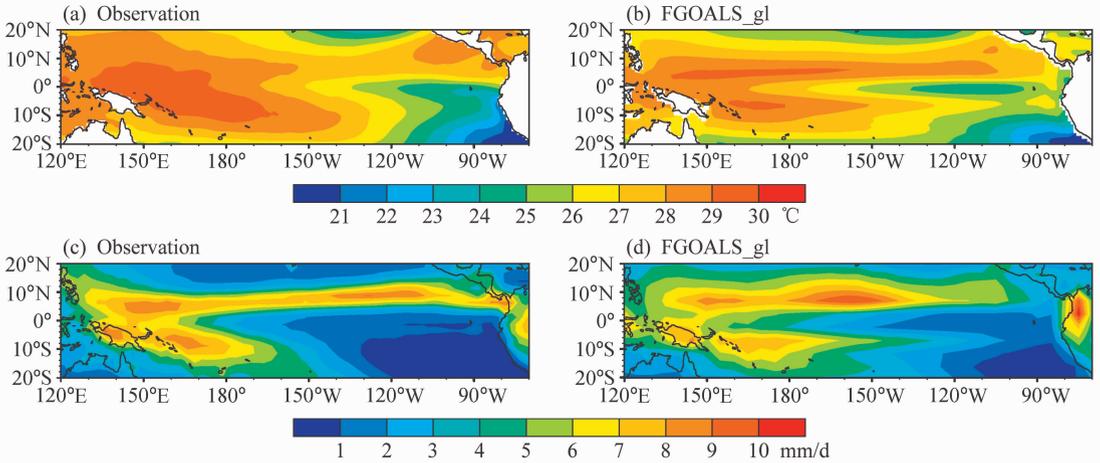


图 1 赤道太平洋地区年平均 (a, b) 海表面温度和 (c, d) 降水的空间分布: (a, c) 观测; (b, d) 模拟
Fig. 1 The spatial patterns of annual mean (a, b) sea surface temperature (SST) and (c, d) precipitation over the tropical Pacific

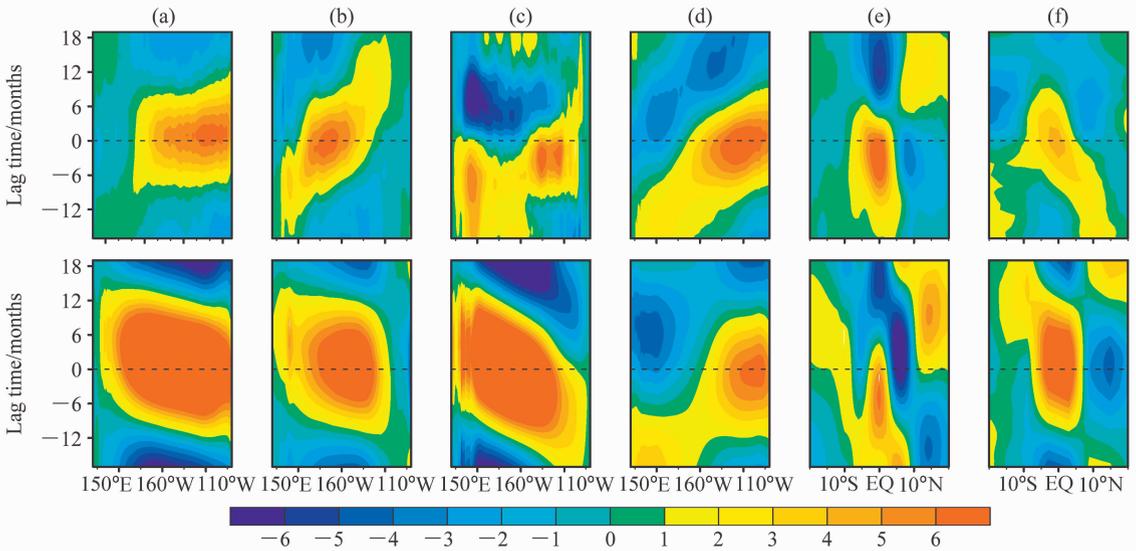


图 10 赤道太平洋 2°S~2°N 平均的 (a) 海表温度异常 (单位: 0.1°C)、(b) 纬向风应力异常 (单位: 0.001 N/m²)、(c) 表层 (海洋上层 50 m) 纬向流场异常 (单位: 0.01 m/s)、(d) 热含量 (海洋上层 300 m 的平均温度) 异常 (单位: 0.1°C)、(e) 纬向平均的热含量异常 (单位: 0.05°C)、(f) 纬向平均的纬向风应力异常 (单位: 0.0005 N/m²) 向 Niño3 指数的超前滞后回归分布。上图为观测结果, 下图为 FGOALS_gl 的模拟结果

Fig. 10 Lag regressions of (a) SST anomalies (by 0.1°C), (b) zonal wind stress anomalies (by 0.001 N/m²), (c) zonal current anomalies (by 0.01 m/s) over the top 50 m of the ocean, and (d) temperature anomalies (by 0.1°C) over the top 300 m of the ocean averaged over 2°S~2°N in the Pacific, and zonally averaged (e) temperature anomalies (by 0.05°C) over the top 300 m of the ocean and (f) zonal wind stress anomalies (by 0.0005 N/m²) in the Pacific upon Niño3 index. Top: observations; bottom: simulations