

吴波, 周天军, Li Tim, 等. 2009. 耦合模式 FGOALS_s 模拟的亚澳季风年际变率及 ENSO [J]. 大气科学, 33 (2): 285 – 299. Wu Bo, Zhou Tianjun, Li Tim, et al. 2009. Interannual variability of the Asian-Australian monsoon and ENSO simulated by an ocean – atmosphere coupled model [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 33 (2): 285 – 299.

耦合模式 FGOALS_s 模拟的亚澳 季风年际变率及 ENSO

吴波^{1, 2} 周天军¹ Tim Li³ 包庆¹

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

3 IPRC and Department of Meteorology, University of Hawaii, 2525 Correa Rd., Honolulu, HI 96822, USA

摘 要 本文评估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) 新一代耦合气候模式 FGOALS_s 对亚澳季风和 ENSO 的模拟。结果表明, FGOALS_s 可以模拟出亚澳季风的主要气候态特征。FGOALS_s 模拟的 ENSO 事件振幅为观测值的 70%, 同时它合理再现了 ENSO 周期的非规则性。FGOALS_s 可以定性模拟出 ENSO 的主要空间特征。当赤道东太平洋 SST 升高时, 印度洋和西太平洋海表面气压升高, 而东太平洋海表面气压降低。FGOALS_s 的主要缺陷在于模拟的 ENSO 峰值多出现在春季和夏季。与 ENSO 振幅偏小相反, FGOALS_s 模拟的亚澳季风年际变率振幅大于观测。但是观测中亚澳季风年际变率与 ENSO 暖位相的显著负相关关系, 在模式中没有得到合理再现, 原因部分可归之于耦合模式在 ENSO 锁相模拟上的缺陷。由于模式模拟的 ENSO 峰值出现在北半球春季和夏季, Walker 环流异常下沉支移动到西北太平洋, 其激发出的异常反气旋位置较之观测要偏东, 导致印度季风降水和 El Niño 的负相关关系不显著; 在北半球冬季, 由于模式中的赤道东太平洋 SST 暖异常较弱, 亚澳季风响应也偏弱。此外, 由于赤道东太平洋 SST 异常向西伸展, 观测中位于澳洲季风区的辐散中心向西偏移, 最终导致模式中澳洲季风降水与 ENSO 的负相关同样不显著。

关键词 气候系统模式 亚澳季风 ENSO

文章编号 1006 – 9895 (2009) 02 – 0285 – 15

中图分类号 P435

文献标识码 A

Interannual Variability of the Asian-Australian Monsoon and ENSO Simulated by an Ocean – Atmosphere Coupled Model

WU Bo^{1, 2}, ZHOU Tianjun¹, Tim LI³, and BAO Qing¹

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

3 IPRC and Department of Meteorology, University of Hawaii, 2525 Correa Rd., Honolulu, HI 96822, USA

Abstract This work assesses the performance of the new generation of LASG/IAP coupled climate system model named FGOALS_s in simulating the relationship between the Asian-Australian monsoon (AAM) and ENSO (El Niño-Southern Oscillation). Compared with the observations, FGOALS_s can simulate main characteristics of cli-

收稿日期 2007 – 08 – 23, 2007 – 11 – 22 收修定稿

资助项目 国家自然科学基金资助项目 40628006、40523001、40625014, 国家重点基础研究发展规划项目 2006CB403603

作者简介 吴波, 男, 1982 年生, 博士研究生。主要从事亚澳季风数值模拟研究。E-mail: wubo@mail. iap. ac. cn

matology of AAM. The amplitude of ENSO simulated by FGOALS_s is about 70% of that in observations. The FGOALS_s model reasonably reproduces the irregularity of ENSO period. Main features of ENSO are reasonably reproduced in FGOALS_s model, i. e., when SST in the Niño3 region is higher than normal, the sea surface pressure is higher than normal in the warm pool, but lower in the eastern Pacific. Phase locking of ENSO reproduced by FGOALS_s is in boreal spring or summer. This is the main deficiency of the model. The amplitude of interannual variability of AAM is larger than that in the observation. FGOALS_s fails in simulating the negative correlation between AAM indexes and contemporary Niño3 index, which may be caused by wrong phase locking of ENSO. When El Niño events reach peaks in boreal spring or summer, anomalous subsidence of Walker circulation moves eastward. An anomalous anticyclone stimulated by the anomalous subsidence is located to the east of that in the observation. As a result, the negative correlation between Indian monsoon rainfall and ENSO is not significant. During boreal winter, SST anomalies over the tropical eastern Pacific are weaker than those in observations, so AAM response is also weak. On the other hand, the divergent center, which is located over the Australian monsoon region in the observation, shifts westward in the model, because SST anomalies in the equatorial central and eastern Pacific extend westward, resulting in an insignificant negative correlation between the Australian monsoon rainfall and ENSO in the model. This analysis has provided a guide for the future improvement of the coupled model.

Key words coupled general circulation model, Asian-Australian monsoon, ENSO

1 引言

亚澳季风区 ($30^{\circ}\text{S}\sim 40^{\circ}\text{N}$, $40^{\circ}\text{E}\sim 160^{\circ}\text{E}$) 是世界上最大、人口最密集的季风区。印度季风和澳洲季风是亚澳季风系统的重要组成部分。亚澳季风区的海气相互作用过程非常活跃, 当利用观测海温驱动大气环流模式的时候, 由于缺乏海气相互作用过程, 模式模拟的季风降水难以令人满意 (Wang et al., 2004)。在观测中, 夏季季风降水与海表面温度 (SST) 表现为负相关, 即季风区的海气相互作用过程主要表现为大气对海洋的驱动作用, 而非传统观念所认为的大气活动变化仅仅是对 SST 强迫的被动响应 (Wang et al., 2005)。因此, 要改善对亚澳季风的模拟, 提高针对季风降水的季节预测能力, 必须发展海洋-大气耦合的气候系统模式。

与亚澳季风区复杂的海气相互作用过程相对应, 这里也是全球年际变化信号最强的地区之一。亚澳季风区的年际变化主要表现为对流层准两年振荡 (TBO) (Meehl, 1987), 它与 ENSO 的位相变化有着紧密的联系 (Rasmusson et al., 1983)。例如, 伴随 El Niño 事件的发生, 印度季风降水偏少, 但这种关系在最近 20 年有减弱的迹象 (Webster et al., 1998), 其原因目前还不是很清楚。亚澳季风区的海气相互作用过程很复杂, 既包括季风区的局地海气相互作用, 也包括东太平洋的遥强迫作用 (Wang et al., 2003)。海气耦合模式是开展亚澳季

风区海气相互作用研究的重要工具。对亚澳季风的模拟能力如何, 已经成为检验海气耦合模式性能的一个关键指标, 例如, 美国国家大气研究中心 (NCAR) 对其发展的气候系统模式的每一个版本, 都围绕亚澳季风进行详尽的分析 (Meehl et al., 1998, 2006)。

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) 长期以来致力于海气耦合模式的发展 (张学洪等, 1999)。近年来基于 NCAR CCSM2, 发展了新版本的气候系统模式 FGOALS (王斌, 2005), 它包括 FGOALS_s (周天军等, 2005) 和 FGOALS_g (Yu et al., 2005) 两个版本。围绕着 FGOALS_g 的模拟性能, 此前已经开展了大量的评估 (Dai, 2006)。本文的目的是检验 FGOALS_s 对亚澳季风的模拟能力, 以期发现其问题, 为后续版本的改进工作提供依据, 亦为今后利用该模式开展亚澳季风区海气相互作用研究打好基础。

2 模式和观测资料简介

FGOALS_s 是包含大气模式、海洋模式、陆面模式和海冰模式四个子系统的全球耦合模式。对 FGOALS_s 的详细介绍, 可参阅周天军等 (2005a, 2005b) 和王在志等 (2007), 这里仅给出其技术要点。FGOALS_s 的大气部分, 是 LASG/IAP 最新发展的大气环流模式 SAMIL 的 R42L26 分辨率版

本。水平分辨率相当于 2.8125° 经度 $\times 1.66^\circ$ 纬度, 垂直方向采用混合坐标 (王在志等, 2005a, 2005b)。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 $1^\circ \times 1^\circ$, 垂直方向 30 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)。SAMIL 和 LICOM 通过 NCAR CCSM 第五代耦合器 cpl5 (Kauffman et al., 2002; 周天军等, 2004) 实现耦合, 耦合模式的陆面和海冰分量模式分别为 NCAR 发展的通用陆面模式 CLM (Vertenstein et al., 2002) 和海冰模式 CSIM (Briegleb et al., 2002)。

FGOALS_s 耦合积分的初始场, 大气和陆面模式分别取陆-气耦合积分的各自第 50 年 1 月 1 日的瞬时场 (包庆等, 2006), 海洋模式取 500 年 spin-up 积分的第 500 年 12 月 31 日的瞬时场, 而海冰模式的初始场则任意给定。模式系统的完全耦合积分进行了 200 模式年。这里选取了第 150~199 模式年的结果进行评估。

作为检验模式结果的标准, 本文还用到了如下观测资料: (1) PREC 降水资料 (Chen et al., 2002, 2003); (2) GISST 海表面温度资料 (Rayner et al., 2003); (3) NCEP/NCAR 再分析资料 (Kalnay et al., 1996)。所有资料均取 1954~2003 年总计 50 年。

3 结果分析

3.1 亚澳季风和赤道太平洋气候态模拟

图 1 给出观测和模拟的北半球夏季“亚澳季风-太平洋”地区 ($30^\circ\text{S}\sim 40^\circ\text{N}$, $40^\circ\text{E}\sim 100^\circ\text{W}$) 的气候态降水和 850 hPa 风场。观测中, 降水大值区主要位于赤道辐合带 (ITCZ)、西北太平洋、阿拉伯海、孟加拉湾和中国南海。南太平洋辐合带 (SPCZ) 延伸至日界线附近。南亚夏季风最为显著的特征是位于西印度洋的跨赤道气流即索马里急流, 它穿过印度、孟加拉湾、东南亚一直延伸到中国南海, 为沿途地区带去丰富的水汽。与观测相比, 模式模拟出了太平洋和印度洋的 ITCZ 降水大值区。阿拉伯海、孟加拉湾、南海和西北太平洋的降水中心在模式中都有表现, 只是强度偏弱。FGOALS_s 对气候态降水模拟的主要问题, 是在

海洋大陆上出现了虚假的、强度很强的降水中心; 赤道东印度洋降水偏少, 而赤道西南印度洋则偏多。模式模拟的 SPCZ 与观测较为接近, 没有严重的纬向延伸趋势。许多耦合模式中常见的虚假的“双热带辐合带”现象, 在 FGOALS_s 中不是很明显, 其原因在于大气模式分量 SAMIL 对大洋东部的层积云方案进行了改进 (Kalnay et al., 1996)。耦合模式模拟的索马里急流偏弱, 但从孟加拉湾延伸到南海的西风与观测接近。西太平洋赤道辐合带东风偏强, 而中太平洋赤道辐合带以东风偏弱。

图 2 给出观测和模拟的北半球冬季“亚澳季风-太平洋”地区的气候态降水和 850 hPa 风场。在观测中, 降水大值区主要位于南印度洋、太平洋 ITCZ、SPCZ 及海洋大陆地区。SPCZ 延伸至 130°W 附近, 与赤道东太平洋 SST “冷舌” 西伸相对应, 在 SPCZ 和 ITCZ 之间存在西伸至日界线附近的赤道少雨带。南亚地区从南海到西印度洋受东风控制。FGOALS_s 模拟的 ITCZ、SPCZ 和海洋大陆地区的降水大值区位置较为合理, 但强度偏大。另外, 赤道东印度洋出现一个强度很大的虚假降水中心, 这可能与此处东北风偏强有关。由于大气模式采用了修正的赤道东太平洋低云参数化方案 (周天军等, 2005a), 与观测相比, 模式中的 SPCZ 纬向延伸问题并不像一般的耦合模式那样严重; 但其强度依然偏弱, 并且偏离赤道较远, 在 ITCZ 与 SPCZ 之间形成了一条延伸至 150°E 的赤道少雨带。

3.2 赤道太平洋年际变率模拟

图 3 是三种逐月的 ENSO 指数时间序列, 即 Niño3 指数、南方涛动指数、Niño4 指数。为突出年际变率, 分别对它们做了 11 点平滑处理。图 3a 是逐月的 Niño3 区 ($5^\circ\text{N}\sim 5^\circ\text{S}$, $150^\circ\text{W}\sim 90^\circ\text{W}$) 区域平均 SST 异常 (Niño3 指数) 的时间序列。观测的原始 Niño3 指数序列的标准差为 1.23, FGOALS_s 模拟的 Niño3 指数序列的标准差为 0.86。模拟的 Niño3 指数的振幅约为观测值的 70%~73%。图 3b 是逐月的南方涛动指数 (SOI 指数, 定义为 Tahiti 岛和 Darwin 岛的海表面气压差) 的时间序列。观测中原始 SOI 指数的标准差为 2.87, FGOALS_s 的结果为 1.94。模拟的 SOI 指数振幅为观测振幅的 68%~120%。图 3c 是逐月的 Niño4 区 ($5^\circ\text{N}\sim 5^\circ\text{S}$, $160^\circ\text{E}\sim 150^\circ\text{W}$) 区域平均 SST 异常的时间序列 (Niño4 指数)。观测原始

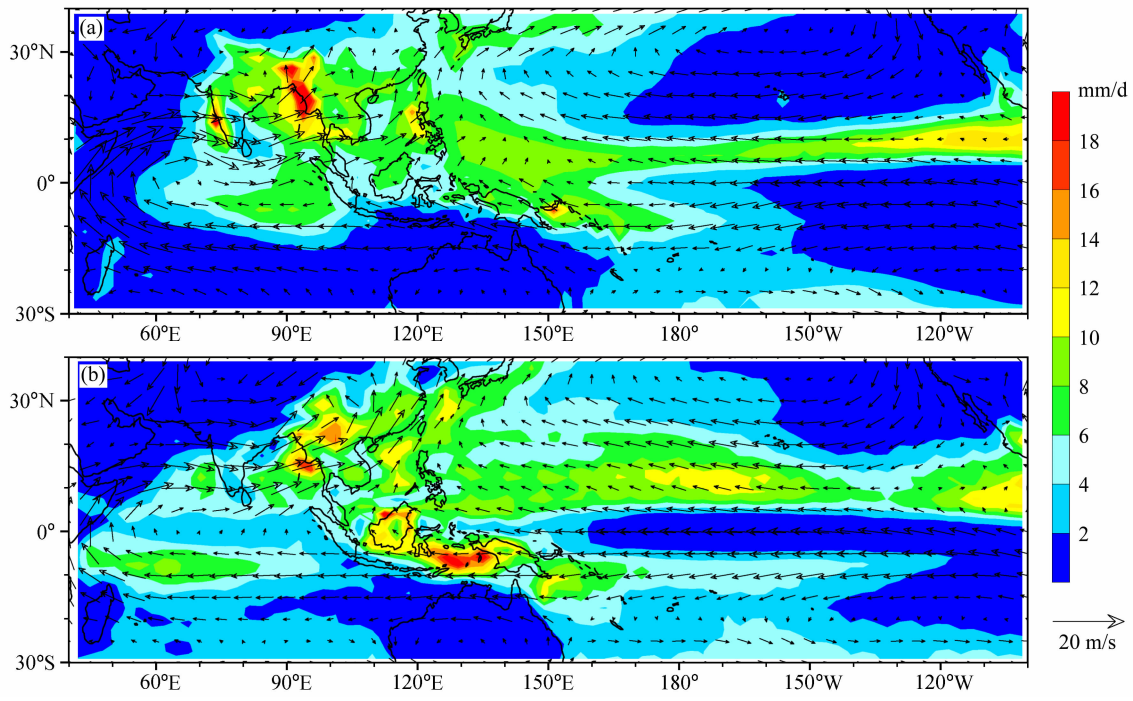


图 1 北半球夏季平均降水 and 850 hPa 风场: (a) 观测结果 (风场来自 NCEP/NCAR 再分析资料, 降水场为 PREC 降水资料); (b) FGOALS_s 结果
Fig. 1 JJA (Jun - Aug) average precipitation and 850-hPa wind vectors; (a) Observations of wind from the NCEP/NCAR reanalysis and precipitation from the PREC data; (b) 50-year average from the FGOALS_s

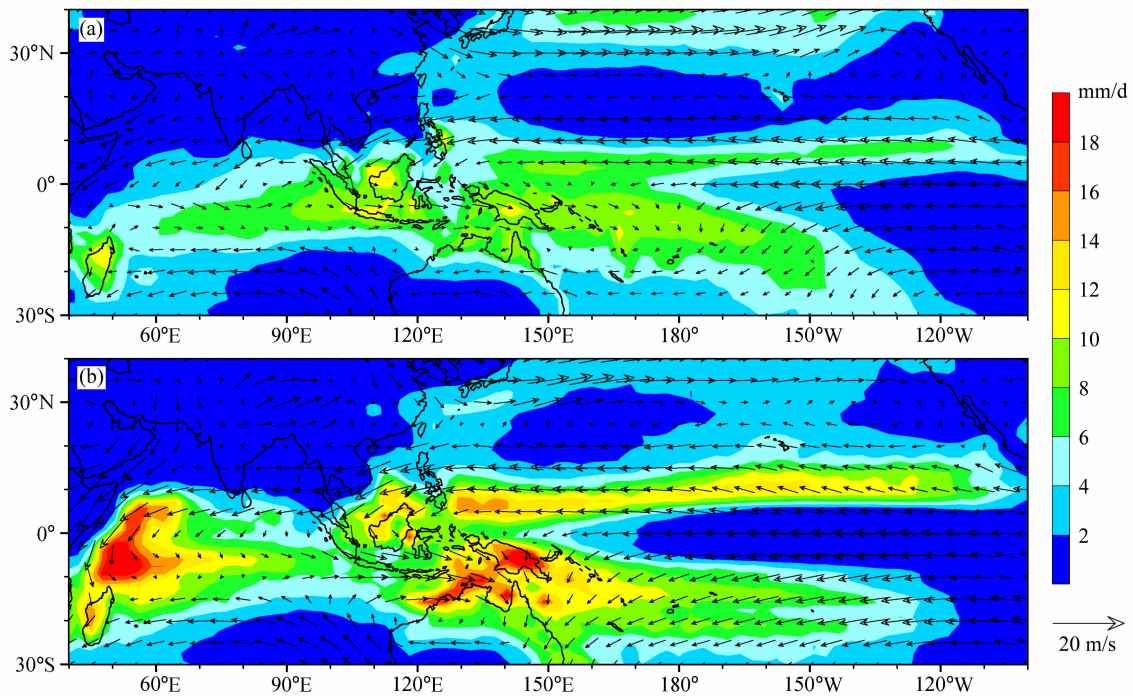


图 2 同图 1, 但为冬季 (DJF) 的结果
Fig. 2 Same as Fig. 1, except for DJF (Dec - Feb)

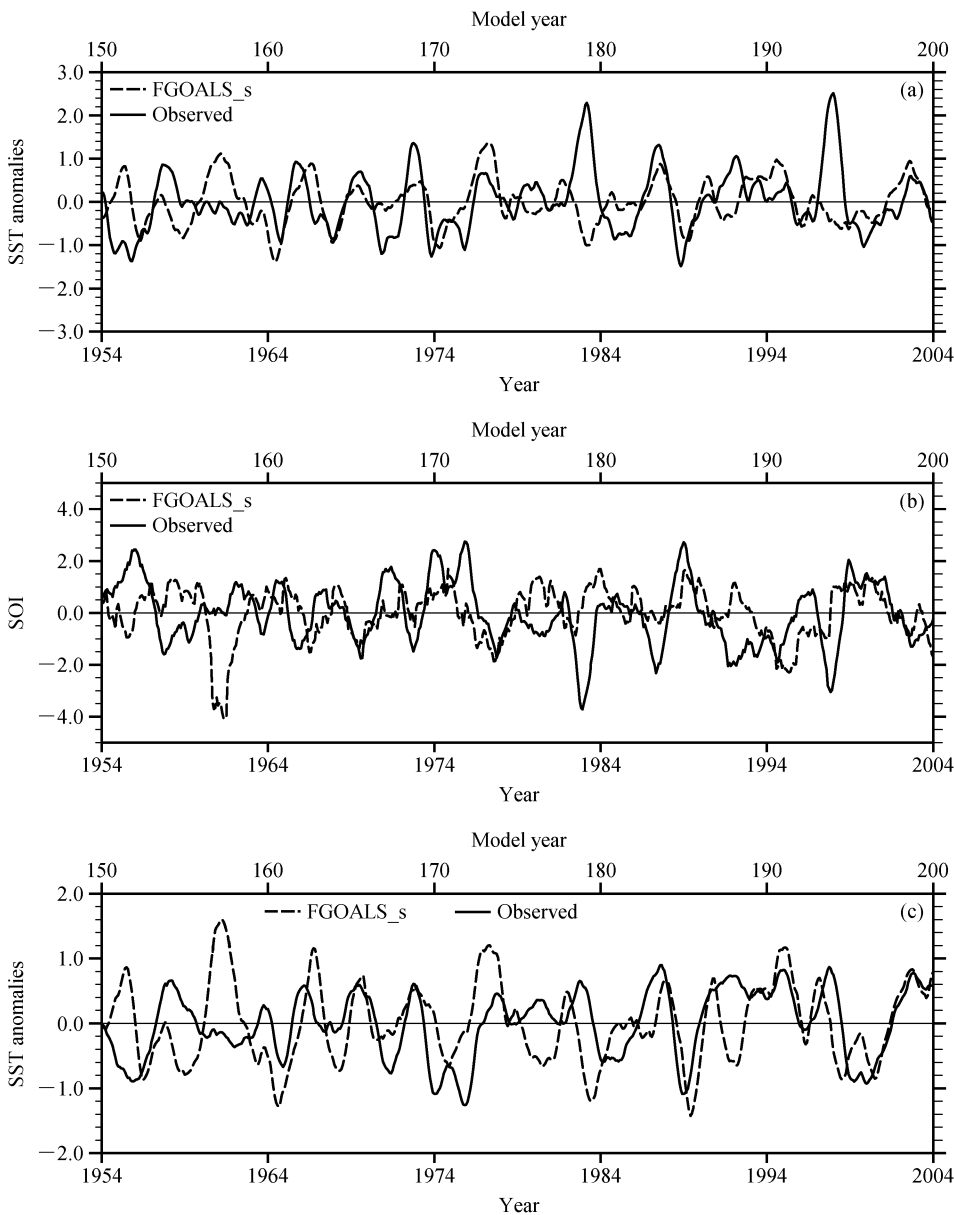


图 3 月平均时间序列 (11 点平滑处理): (a) Niño3 区面积平均 SST 异常; (b) 南方涛动指数; (c) Niño4 区面积平均 SST 异常

Fig. 3 Monthly mean time series (11-point smoother) from observations and FGOALS_s: (a) Area-average Niño3 SST anomalies; (b) Southern Oscillation index (SOI); (c) area-average Niño4 SST anomalies

Niño4 指数的标准差为 0.84, FGOALS_s 的结果为 0.62。模拟的 Niño4 指数振幅为观测振幅的 74%~82%。因此, FGOALS_s 对赤道中太平洋和东太平洋 SST 年际变率振幅的模拟接近观测, 没有出现中太平洋 SST 振幅偏大、而东太平洋振幅偏小这一在许多海气耦合模式中经常出现的问题 (Meehl et al., 1998; Wittenberg et al., 2006)。

年际变率空间型的模拟是对耦合模式性能的更大挑战。图 4 是年平均 SOI 指数与全球表面温度

(SAT) 的相关系数分布图 (1954~2003 年)。观测中最为显著的特征, 是在热带东太平洋和印度洋, SAT 距平与 SOI 分别存在 -0.8 和 -0.4 的显著负相关 (图 4a)。SOI 负位相对应 ENSO 暖事件。在海洋大陆、西太平洋延伸到 30°S 和 30°N 的鞍形区域, SAT 距平与 SOI 指数的相关系数分别达到 0.4 和 0.6。值得注意的是, 西太平洋与 SOI 指数存在正相关的区域分布特征, 对时间段的选取比较敏感, 如果选取 1979~1995 年作为统计时段, 存在

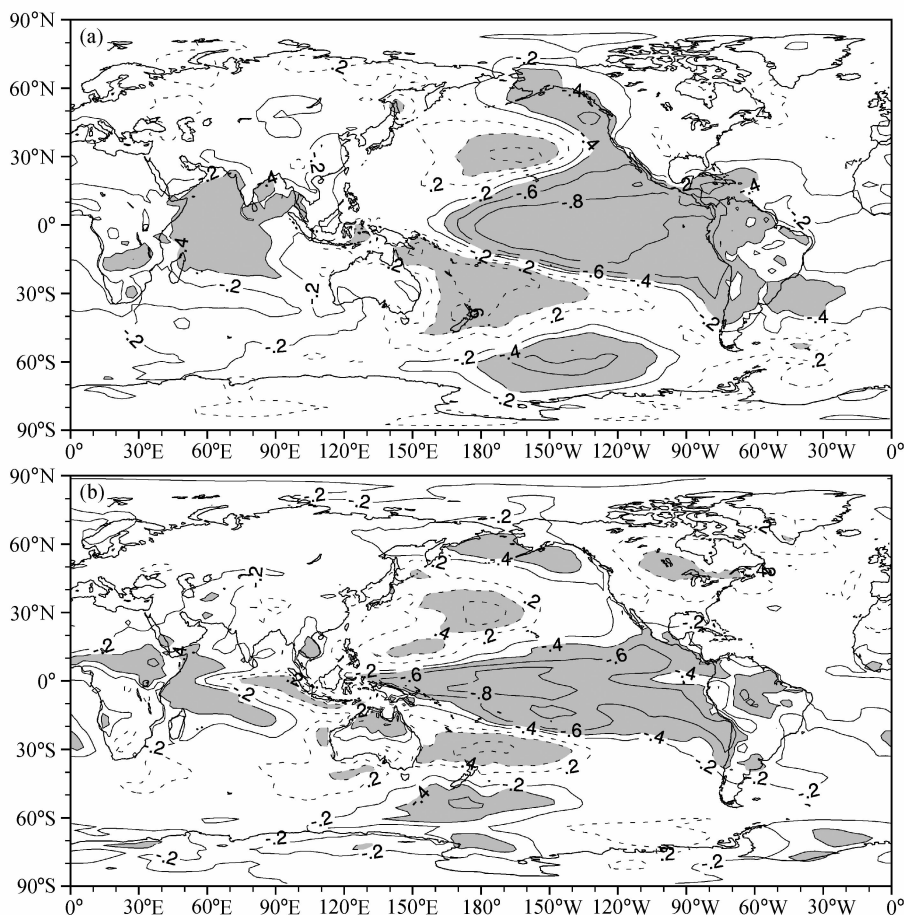


图4 南方涛动指数与全球年平均表面温度距平的相关分布图:(a) 观测结果(1954~2003年);(b) FGOALS_s结果。阴影:通过95%显著性检验的区域

Fig. 4 Distributions of the correlation coefficients between the annual mean surface air temperature anomalies and SOI for (a) the observation (1954 - 2003) and (b) the FGOALS_s simulation. The shaded areas are statistically significant at the 0.5% level

显著正相关的区域范围比本文结果要大许多 [图略 (Meehl et al., 1998)]。图 4b 是 FGOALS_s 结果。模式能够合理再现主要观测特征,但是赤道东太平洋负相关区向西伸展过大,海洋大陆上的正相关区西伸到印度洋,这可能是赤道东太平洋 SST 冷舌西伸造成的。

图 5 给出年平均 Niño3 指数与全球海平面气压 (SLP) 的相关系数分布。在观测中 (图 5a), 正相关区域位于印度洋和西太平洋, 中心值出现在海洋大陆附近, 相关系数超过 +0.8; 负相关区域位于中东太平洋, 正负相关区域基本以 180°E 为界。显著相关区域延伸到南北纬 40°附近。在亚澳季风区相关系数超过 0.6, 表明观测中亚澳季风与 ENSO 联系紧密。FGOALS_s 结果见图 5b, 正相关区域相对观测偏西, 中心主要位于赤道印度洋, 相关系

数超过 +0.6; 负相关区域覆盖整个太平洋, 中心位于东太平洋, 中心值小于 -0.8, 与观测较为接近。FGOALS_s 的主要问题, 是正负相关区域的分界线明显偏西, 正相关区域局限在南北纬 30°范围内, 而在亚澳季风区内相关系数则明显偏小, 表明在模式中, 亚澳季风与 ENSO 的关系较之观测明显偏弱。注意在 FGOALS_s 模拟结果中, Niño3 指数和 SLP 在北半球高纬度地区存在虚假的正相关; 过于夸大 ENSO 对高纬度气候的影响, 是许多海气耦合模式所共同存在的问题 (Zhou et al., 2000; Stephenson et al., 2003; 周天军等, 2006)。

ENSO 事件存在很强的季节锁相, 即赤道中东太平洋 SST 异常多在冬季达到峰值。根据 Trenberth 定义, 如果经 5 点平滑的月平均 Niño3.4 区 (5°N~5°S, 120°W~170°W) 区域平均 SST 异常

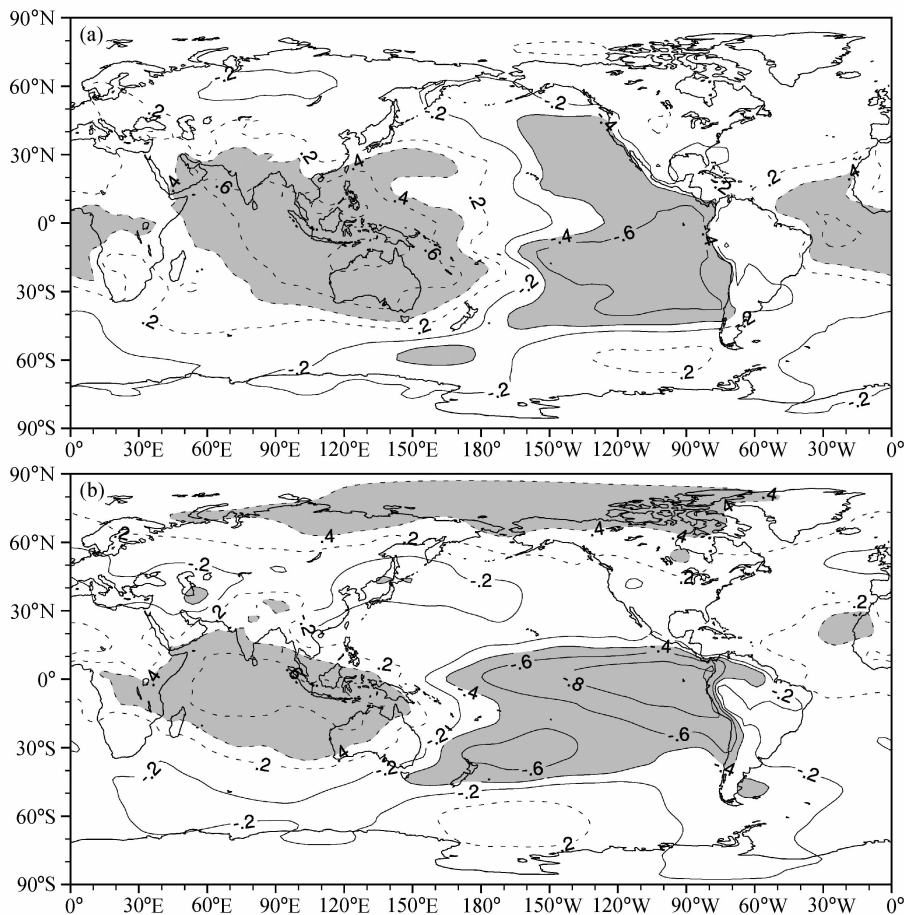


图5 Niño3 指数与全球年平均海表面气压距平的相关系数分布, 其余同图4

Fig. 5 Same as Fig. 4, but for the distributions of correlation coefficients between the annual mean sea level pressure (SLP) anomalies and Niño3 index

(Niño3.4 指数) 大于 0.4°C 达 6 个月以上, 则认为发生一次 El Niño 事件 (Trenberth et al., 1997)。图 6a 为观测 50 年间所有 El Niño 事件 Niño3.4 指数的演变过程, 粗线是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。图 6b 为模式结果。FGOALS_s 模拟的 El Niño 事件锁相现象弱于观测, 多数事件是在春季或夏季 (而不是冬季) 到达峰值。

ENSO 周期是检验耦合模式性能的重要标准。目前大多数耦合模式模拟的 ENSO 周期都存在谱分布峰值单一的问题, 即 ENSO 周期过于规则 (Guilyardi et al., 2006)。图 7 给出观测和模拟的 Niño3 指数的谱分布。在观测中, Niño3 指数谱分布在 3~7 年尺度 (即低频分量) 上有 5 年和 3.4 年两个峰值, 在 2~3 年尺度 (即准两年分量) 上同样存在两个峰值 (均通过红噪声检验)。此前已经有

研究表明, ENSO 周期存在显著的年代际变化, 即在 1979 年前主要表现为准两年分量, 1979 年后则为低频分量 (Guilyardi et al., 2006)。FGOALS_s 能够模拟出 ENSO 周期的多峰特征, 在低频分量上存在一个 5 年的峰值, 同时在准两年分量上存在两个峰值 (均通过红噪声检验)。较之多数耦合模式所模拟的 ENSO 周期过于规则这一缺陷, FGOALS_s 在合理再现 ENSO 非规则周期上有其优势。

3.3 亚澳季风年际变率及其与赤道东太平洋 SST 异常的关系

图 8 是两种标准化的南亚夏季风指数与同期 Niño3 指数的时间序列。两种南亚夏季风指数分别为印度季风降水指数 (IMRI) (Meehl et al., 1998) 和季风环流指数 (MCI) (Webster et al., 1992)。IMRI 定义为北半球夏季 (JJA) 全印度区域平均降

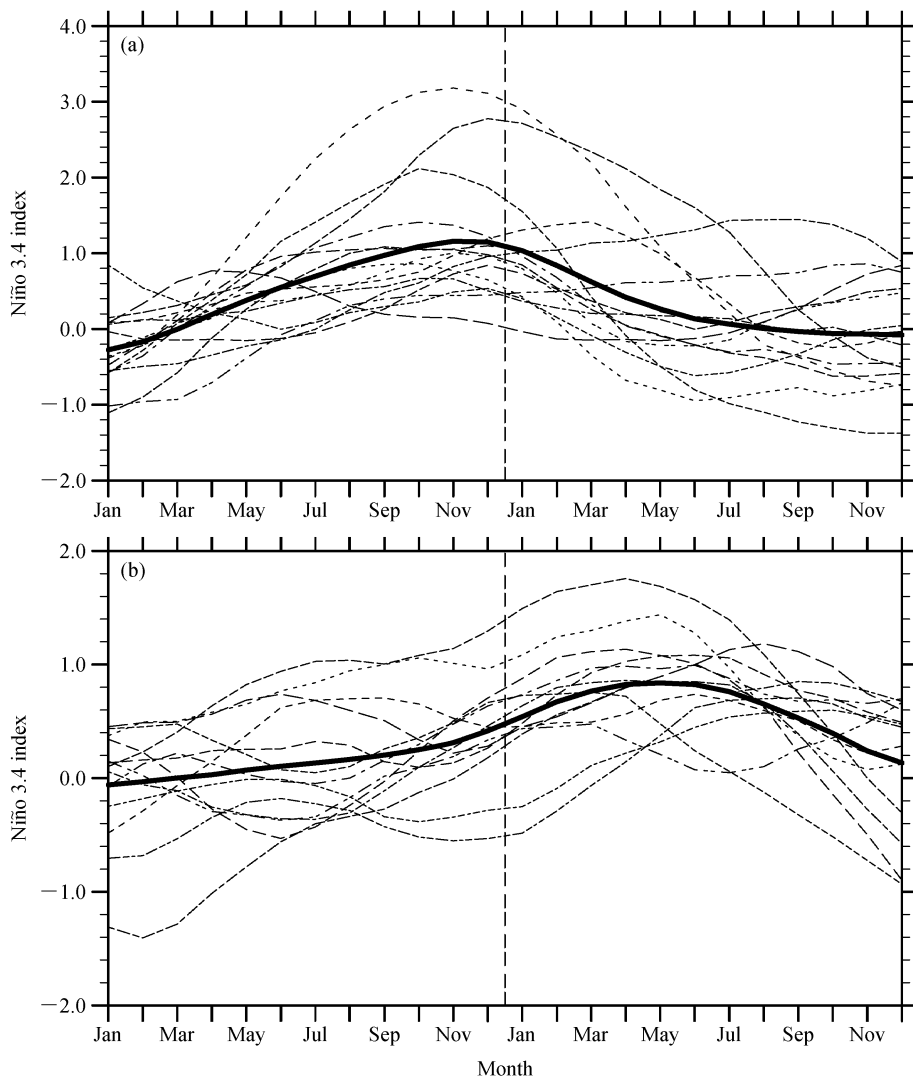


图6 El Niño事件时间演变过程: (a) 观测分析结果(1954~2003年); (b) FGOALS_s结果。细线: 50年间的El Niño事件对应的月平均Niño3.4指数的时间演变; 粗线: 所有事件合成结果

Fig. 6 Evolutions of monthly mean Niño3.4 indexes of El Niño events; (a) Observations; (b) FGOALS_s. Thin line denotes each event in the 50 years, thick line denotes the composite of all events

水。观测中IMRI标准差为0.7 mm/d, FGOALS_s结果为1.2 mm/d。MCI定义为JJA ($0^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$, $40^{\circ}\text{E}\sim 110^{\circ}\text{E}$)区域内, 850 hPa与200 hPa之间的纬向风切变。观测中MCI的标准差为1.4 m/s, FGOALS_s结果为2.6 m/s。因此, FGOALS_s模拟的南亚季风年际变率的振幅大于观测。

在观测中, 两种南亚夏季风指数与同期Niño3指数都存在显著的负相关[其相关系数(r)分别为-0.36和-0.63], 即当夏季El Niño发展时, 南亚夏季风将偏弱。但是, FGOALS_s模拟的南亚夏季风指数和Niño3指数不存在显著负相关关系。

相对于南亚夏季风, 澳洲季风与ENSO存在更强的负相关。图9给出标准化的澳洲季风降水指数(AMRI)和同期Niño3指数的时间序列。其中AMRI定义为北半球冬季(DJF) ($110^{\circ}\text{E}\sim 150^{\circ}\text{E}$, $15^{\circ}\text{S}\sim 0^{\circ}$)范围内的区域平均降水。观测中AMRI与Niño3指数达到-0.78的显著负相关, 即强El Niño事件对应弱的澳洲季风。FGOALS_s模拟的AMRI与Niño3指数的相关系数为-0.21, 未能通过95%显著性检验。因此, 从澳洲季风的年际变率上看, FGOALS_s模拟的“季风-ENSO”关系依然偏弱。

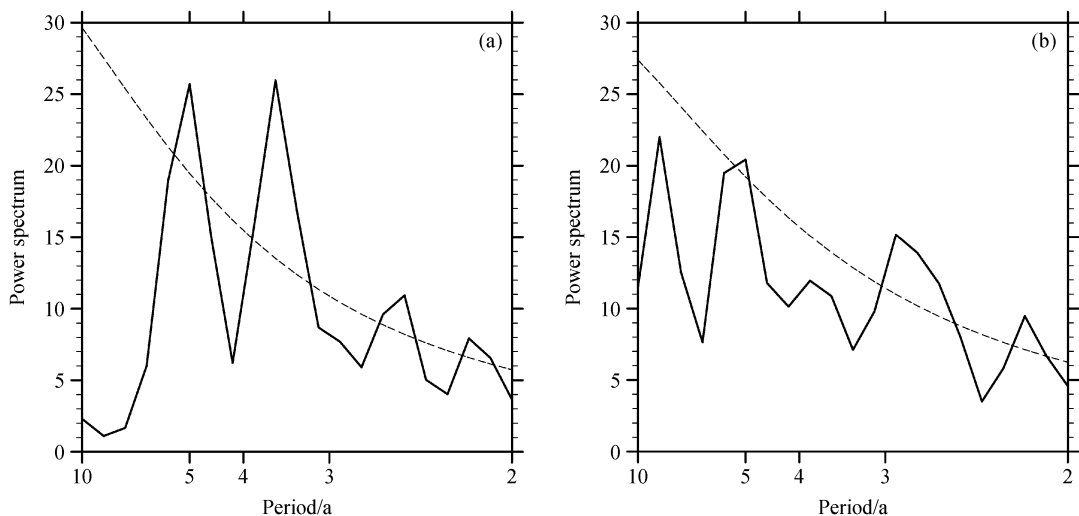


图 7 月平均 Niño3 指数时间序列的谱分布：(a) 观测分析结果（1954～2003 年）；(b) FGOALS_s 结果。虚线为红噪声检验标准
Fig. 7 Power spectral of monthly mean Niño3 index time series: (a) The observation (1954–2003); (b) FGOALS_s. Dashed lines denote red noise power density

南亚夏季风与 ENSO 的关系存在着年代际变化。Kumar 等 (1999) 指出，自 1979 年以来，南亚夏季风与 ENSO 的负相关关系有减弱的趋势。究其原因，他认为可能是由于在全球变暖背景下，欧洲大陆的陆表温度升高，使得海陆热力差异增大，这使得即使发生很强的 El Niño 事件，其影响也不足以抵消全球增暖的作用，故而南亚夏季风依然能够维持较强的水平。但是，Kumar 的观点并不能解释为何耦合模式模拟的“亚澳季风-ENSO”关系偏弱，因为在 FGOALS_s 的 200 年控制积分中，并没有考虑温室气体的逐年变化，全球平均温度也不存在增暖的趋势 (Kumar et al., 1999)。下文将给出另一种可能的解释。

前文分析指出，FGOALS_s 模拟的赤道中东太平洋 SST 异常在北半球春季和夏季达到峰值。为检验夏季亚澳季风对中东太平洋 SST 异常的响应，使用 JJA Niño3 指数的峰值 (参见图 8) 进行合成分析 (正位相减负位相)。图 10a 为观测结果。在观测中，东太平洋 SST 异常发展导致 Walker 环流异常，其下沉支中心位于海洋大陆西侧。这一异常下沉在北印度洋激发出一个异常反气旋 (Gill, 1980)。受这一异常反气旋的影响，印度季风降水较气候态偏少 (Wang et al., 2003)，使得 IMRI 与 Niño3 指数呈显著负相关关系。图 10b 为 FGOALS_s 结果。与观测不同，Walker 环流异常下沉支中心移至南海和西北太平洋，在图 10b 中表现为很强的

降水负异常中心。这一异常下沉同样在其西北侧激发出一个异常反气旋。这一异常反气旋的位置，较之观测结果明显要偏东，故对印度季风降水的影响较小，并最终导致 FGOALS_s 模拟的 IMRI 与 Niño3 指数的关系不显著。为什么模式中 Walker 环流下沉支中心的位置与观测不同，我们给出如下推测：观测中，伴随 ENSO 的发生，受东太平洋 SST 异常的遥强迫作用，亚澳季风环流异常中心有明显的东移趋势，到北半球冬季 (即 ENSO 峰值)，这一中心移至西北太平洋 (Wang et al., 2007)。由于 FGOALS_s 模拟的赤道东太平洋 SST 异常的峰值发生在春夏，故亚澳季风环流异常在春夏 (而不是像观测中那样在冬季) 出现在西北太平洋。换言之，由于 FGOALS_s 在模拟 ENSO 的锁相问题上存在不足，导致其难以合理再现亚澳季风和 ENSO 的关系。

为检验模式中冬季亚澳季风对中东太平洋 SST 异常的响应，给出 DJF Niño3 峰值 (参见图 9) 合成图 (图 11)。观测中，ENSO 发展到峰值时，亚澳季风区最显著的特征是分别位于西北太平洋和东南印度洋的两个异常反气旋 (Wang et al., 2003)。另外值得注意的是，澳洲季风区被辐散气流控制，其东部为西风异常，而西部为东风异常。所以观测中澳洲季风降水指数与 Niño3 指数呈负相关。FGOALS_s 能够模拟出与观测位置接近的两个异常反气旋，只是强度偏弱，澳洲季风区的辐

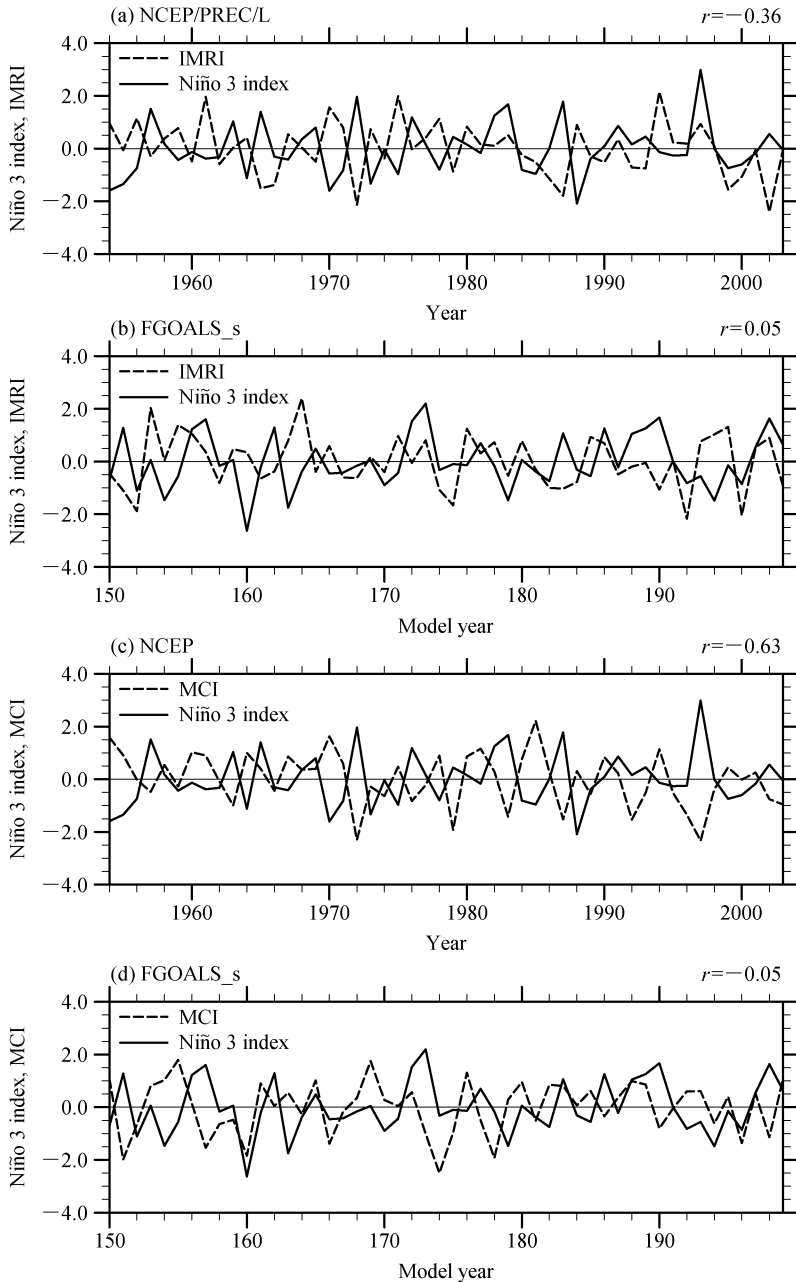


图 8 (a、c) 观测和 (b、d) FGOALS_s 标准化的 Niño3 指数、季风指数时间序列: (a、b) 虚线为印度季风降水指数, 实线为夏季 Niño3 区平均 SST; (c、d) 虚线为季风环流指数, 实线为夏季 Niño3 区平均 SST

Fig. 8 Normalized time series of Niño3 index and monsoon indices for (a, c) observations and (b, d) FGOALS_s; (a, b) Dashed lines denote all-Indian rainfall index (IMRI) and solid lines denotes contemporary Niño3 SST anomalies; (c, d) dashed lines denote monsoon circulation index (MCI) and solid lines denote contemporary Niño3 SST anomalies

散同样偏弱。因为模式中 ENSO 在春夏达到峰值, 冬季赤道东太平洋 SST 异常较弱, 故亚澳季风区的响应亦偏弱。另外, 由于模式中赤道东太平洋 SST 异常延伸到赤道西太平洋 (参见图 4), 辐散中心较观测位置偏东, 故澳洲季风区部分区域受这一

辐散中心的影响减小。因此, FGOALS_s 不能模拟出南亚季风与 ENSO 强度存在显著负相关关系的原因, 应该是耦合模式模拟的 ENSO 季节锁相错误和赤道中东太平洋 SST 异常向西延伸共同作用的结果。

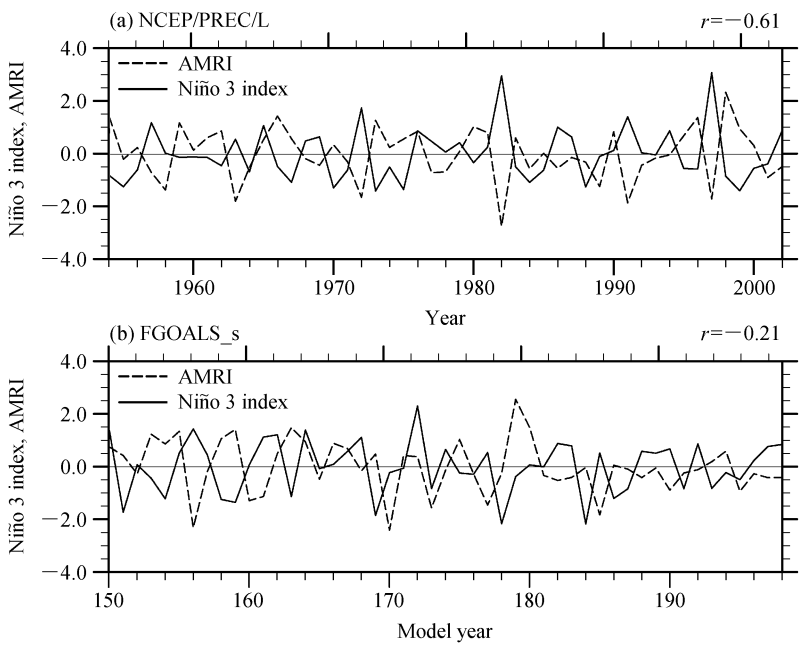


图 9 (a) 观测和 (b) FGOALS_s 标准化的澳洲季风降水指数和 Niño3 指数时间序列
Fig. 9 Normalized time series of Australian monsoon rainfall index (AMRI) and DJF Niño3 index for (a) observations and (b) FGOALS_s

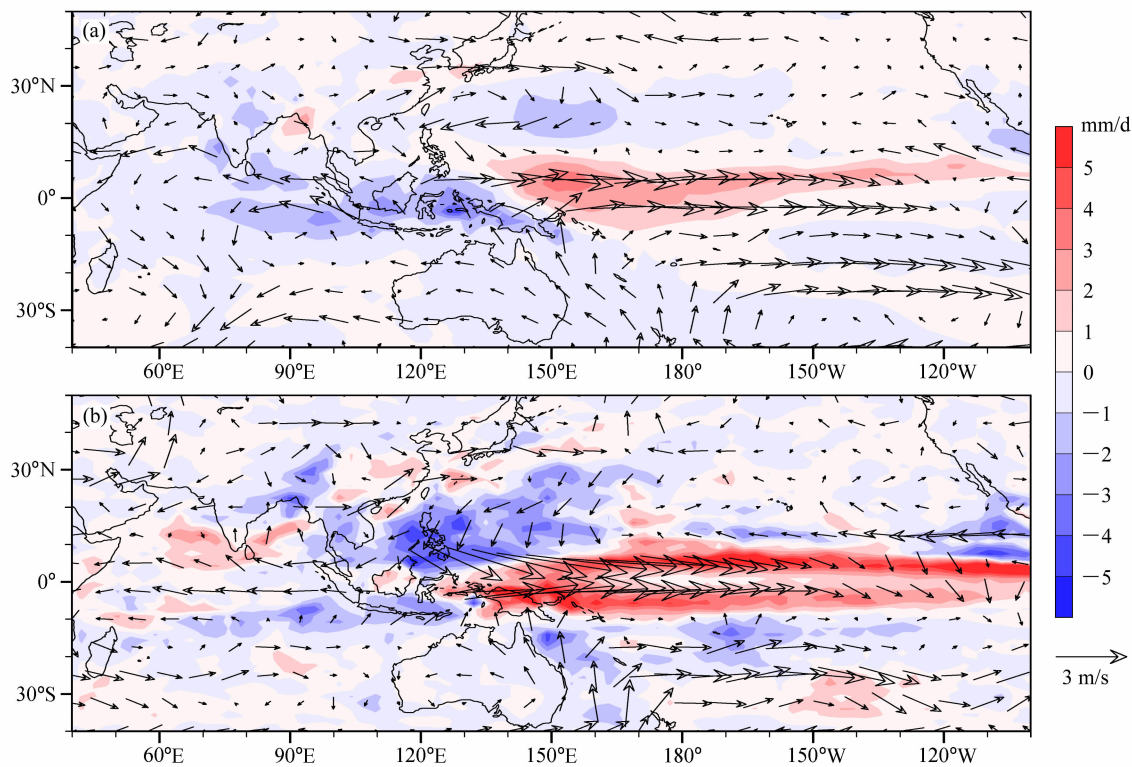


图 10 以 JJA Niño3 指数时间序列峰值合成的降水场 (彩色) 和 850 hPa 风场异常 (正位相减负位相): (a) 观测; (b) FGOALS_s
Fig. 10 Composite precipitation (color shaded) and 850-hPa wind (vector) anomalies based on peaks of JJA Niño3 indexes: (a) Observations; (b) FGOALS_s

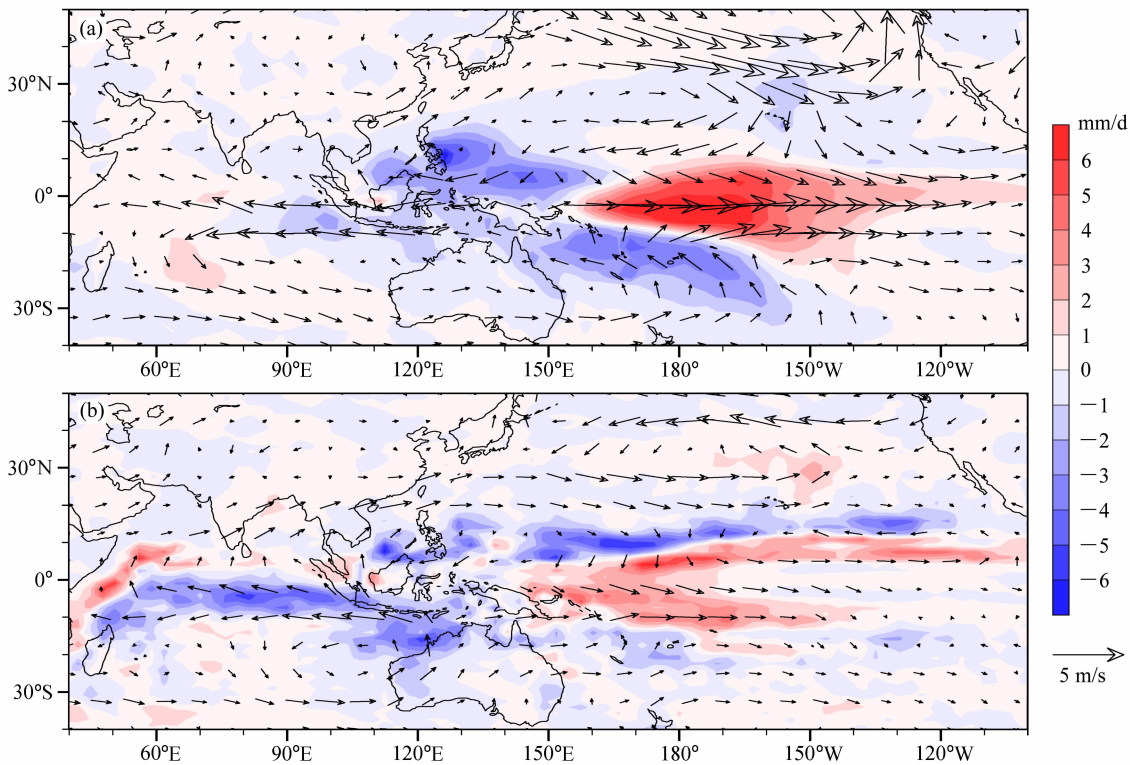


图 11 同图 10, 但为 DJF
Fig. 11 Same as Fig. 10, except for DJF

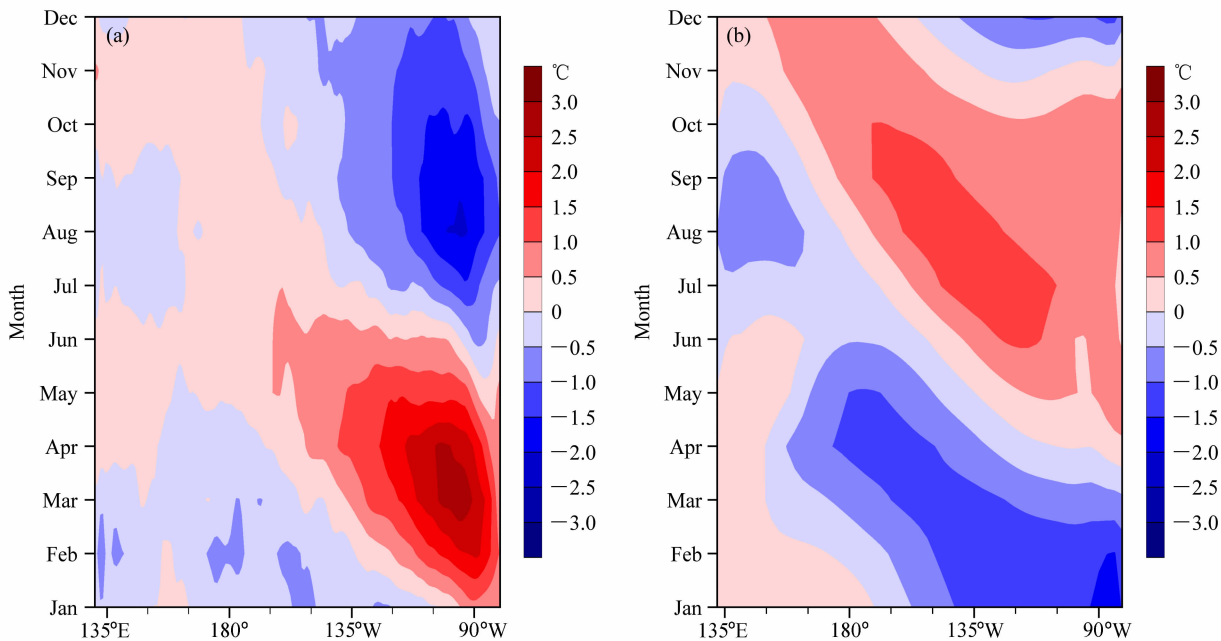


图 12 赤道太平洋 2°S~2°N 平均 SST 的季节循环: (a) 观测; (b) FGOALS_s
Fig. 12 Annual cycle of monthly mean SST across the Pacific averaged from 2°S to 2°N: (a) Observations; (b) FGOALS_s

4 结论和讨论

本文基于观测事实, 对 LASG/IAP 新版本气

候系统模式 FGOALS_s 模拟的亚澳季风气候态及其年际变率特征进行了较为系统的分析和评估。主要结论如下:

(1) FGOALS_s 能够合理再现亚澳季风区、热带太平洋的主要气候态特征, 例如北半球夏季位于孟加拉湾、阿拉伯海和南海, 北半球冬季位于海洋大陆的降水大值区。FGOALS_s 的主要缺陷包括: 在北半球夏季, 南亚季风降水、西北太平洋降水偏少, 海洋大陆则出现虚假的降水大值中心; 赤道辐合带纬向跨度过宽, 索马里急流偏弱; 在北半球冬季, ITCZ、SPCZ 和海洋大陆的降水中心较之观测偏强; 在赤道西印度洋出现虚假的降水中心; 南太平洋辐合带偏离赤道过远, 中心位置偏西且强度偏弱。

(2) FGOALS_s 模拟的 ENSO 事件振幅达到观测的 70% 以上, 没有出现耦合模式中常见的 Niño4 区振幅偏大, 而 Niño3 区振幅偏小的问题。FGOALS_s 能够合理再现 ENSO 周期的非规则特征。伴随 El Niño 出现的赤道东太平洋 SST 暖异常西伸到赤道西太平洋, 观测中位于海洋大陆的表面温度正异常, 在模式中却西伸至西印度洋。FGOALS_s 模拟出了伴随 ENSO 出现的中东太平洋负的 SLP 异常, 印度洋、西太平洋地区正的 SLP 异常, 但正负异常的交界线偏西约 30° 。FGOALS_s 模拟的 ENSO 季节锁相现象弱于观测, 峰值出现在春夏, 而不是观测中的冬季。

(3) FGOALS_s 模拟的亚澳季风年际变率振幅大于观测。模式未能合理再现亚澳季风与同期赤道东太平洋 SST 的显著负相关关系。由于 FGOALS_s 模拟的 SST 异常多在春夏达到峰值, 观测中位于赤道西印度洋的异常下沉支, 在模式中移至南海和西北太平洋, 异常下沉激发出的异常反气旋位置偏东, 导致模式中印度夏季风降水与同期赤道东太平洋 SST 异常相关偏弱。同样, 由于 FGOALS_s 在 ENSO 季节锁相上的缺陷, 模拟的冬季赤道东太平洋 SST 异常较弱, 故亚澳季风对它的响应亦偏弱。另外, 由于赤道中东太平洋 SST 异常向西延伸, 观测中位于澳洲季风区的辐散中心的位置, 在模式中偏西。两种因素的共同作用, 使得 FGOALS_s 模拟的亚澳季风与 ENSO 的关系很弱。

此外需要指出的是, 本文在较为系统地评估了 FGOALS_s 模拟的亚澳季风气候态及其年际变率特征的同时, 亦为模式的未来改进工作提供了重要的参考, 而其中存在若干问题需要进一步的研究探讨。例如, FGOALS_s 对热带气候平均态降水的模拟较观测偏强, 北半球夏季最显著的虚假降水中

心出现在海洋大陆(图 1)。这个区域地形复杂, 处于印度洋与太平洋的分界处, 是降水季节循环最强的区域(Hendon, 2006)。模式中海洋大陆降水偏多可能是多种原因造成的, 既涉及大气环流模式的对流参数化问题, 又涉及区域海气相互作用过程, 其因果关系比较复杂, 目前我们尚难以给出确切的答案。例如, 海洋大陆降水偏多说明这个区域对流偏强, 它会通过激发异常 Kelvin 波使赤道西太平洋东风偏强, 而东风偏强又会增加海洋大陆地区的水汽输送从而使对流更强, 从而形成一个正反馈过程。另外, 印度地区西南风偏强、东亚雨带偏强, 都说明模式模拟的海陆热力差异可能偏强, 而是什么因素导致模式中海陆热力差异偏强则有待研究。

FGOALS_s 另一个模拟偏差是 ENSO 的季节锁相问题。根据我们的分析, 这可能与 FGOALS_s 模拟的赤道东太平洋季节循环落后观测近半个位相有关(图 12)。赤道东太平洋气候平均态与 ENSO 的相互作用是目前该领域研究的热点(Guilyardi, 2006), 不过截至目前, 尚未有明确的结论。

印度季风、西北太平洋季风和 ENSO 存在紧密的联系, 目前的研究结果表明亚澳季风年际变率的主导模态是 ENSO 遥强迫、局地海气相互作用、季风季节循环三者共同作用的结果(Wang et al., 2007), 其中 ENSO 的相变起关键的调制作用。因此, 对于改进 FGOALS_s 对亚澳季风年际变率的模拟来说, 首要任务是改善模式对 ENSO 锁相的模拟。

参考文献 (References)

- 包庆, 刘屹岷, 周天军, 等. 2006. LASG/IAP 大气环流谱模式对陆面过程的敏感性试验 [J]. 大气科学, 30 (6): 1077-1090. Bao Qing, Liu Yimin, Zhou Tianjun, et al. 2006. The sensitivity of the spectral atmospheric general circulation model of LASG/IAP to the land process [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 30 (6): 1077-1090.
- Briegleb B P, Hunke E C, Bitz C M, et al. 2002. The sea ice simulation of the community climate system model, Version two [R]. NCAR Tech. Note NCAR/TN-455+STR. 34.
- Chen M, Xie P, Janowiak J E, et al. 2002. Global land precipitation: A 50-yr monthly analysis based on gauge observations [J]. J. Hydrometeorology, 3: 249-266.
- Chen M, Xie P, Janowiak J E, et al. 2003. Reconstruction of the oceanic precipitation from 1948 to the present [C]. The AMS 14th symposium on global change and climate variations. Fairfax, VA.
- Dai A. 2006. Precipitation characteristics in eighteen coupled climate

- models [J]. *J. Climate*, 19: 4605–4630.
- Gill A E. 1980. Some simple solutions for heat-induced tropical circulation [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 106: 447–462.
- Guilyardi E. 2006. El Niño-mean state-seasonal cycle interactions in a multi-model ensemble [J]. *Climate Dynamics*, 26 (4): 329–348.
- Hendon H H. 2006. Indonesian rainfall variability: Impacts of ENSO and local air–sea interaction [J]. *J. Climate*, 16 (11): 1775–1790.
- Jin X Z, Zhang X H, Zhou T J. 1999. Fundamental framework and experiments of the third generation of IAP/LASG world ocean general circulation model [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 16: 197–215.
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77: 437–471.
- Kauffman B, Large W G. 2002. The CCSM Couple Version 5.01: Combined Use's Guide, Source Code Reference and Scientific Description [C]. National Center for Atmospheric Research, P. O. Box 3000, Boulder, CO80307 U. S. A., 1–46.
- Kumar K K, Rajagopalan B, Cane M A. 1999. On the weakening relationship between the Indian monsoon and ENSO [J]. *Science*, 284: 2156–2159.
- Liu Hailong, Zhang Xuehong, Yu Yongqiang, et al. 2004. An eddy-permitting oceanic general circulation model and its preliminary evaluation [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 21 (5): 675–690.
- Meehl G A. 1987. The annual cycle and interannual variability in the tropical Pacific and Indian Ocean region [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 115: 27–50.
- Meehl G A, Arblaster J M. 1998. The Asian-Australian monsoon and El Niño Southern Oscillation in the NCAR Climate System Model [J]. *J. Climate*, 11 (6): 1356–1385.
- Meehl G A, Arblaster J M, Lawrence D M, et al. 2006. Monsoon regimes in the CCSM3 [J]. *J. Climate*, 19 (11): 2482–2495.
- Rasmusson E M, Carpenter T H. 1983. Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 111: 517–528.
- 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]. *Journal of Geophysical Research*, 108 (D14): 4407–4407.
- Stephenson D B, Pavan V. 2003. The North Atlantic Oscillation in coupled climate models: A CMIP1 evaluation [J]. *Climate Dynamics*, 20 (4): 381–399.
- Trenberth K E. 1997. The definition of El Niño [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 78 (12): 2771–2777.
- Vertenstein M, Oleson K, Levis S. 2002. CLM2.0 User's Guide [C]. National Center for Atmospheric Research, P. O. Box 3000, Boulder, CO80307 U. S. A., 1–36.
- Wang B, Wu R G, Li T. 2003. Atmosphere-warm ocean interaction and its impacts on Asian-Australian monsoon variation [J]. *J. Climate*, 16 (8): 1195–1211.
- Wang B, Kang I S, Lee J Y. 2004. Ensemble simulations of Asian-Australian monsoon variability by 11 AGCMs [J]. *J. Climate*, 17 (4): 803–818.
- 王斌. 2005. LASG 第四代气候系统模式 FGOALS 及其模拟实验 [C]. 中国科学院大气物理研究所 2005 年学术年会特邀报告.
- Wang B. 2005. LASG forth generational coupled general circulation model—FGOLAS and its simulation experiments [C]. Invited Presentation at 2005 Annual Meeting of Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences.
- Wang B, Ding Q H, Fu X H, et al. 2005. Fundamental challenge in simulation and prediction of summer monsoon rainfall [J]. *Geophysical Research Letters*, 32 (15): 15711–15711.
- Wang B, Yang J, Zhou T J, et al. 2007. Interdecadal changes in the major modes of Asian-Australian monsoon variability: Strengthening relationship with ENSO since late 1970s [J]. *J. Climate*, 21: 1771–1789.
- 王在志, 吴国雄, 刘平, 等. 2005a. 全球海陆气耦合模式大气模式分量的发展及其气候模拟性能 I: 水平分辨率的影响 [J]. *热带气象学报*, 21: 225–237. Wang Zaizhi, Wu Guoxiong, Liu Ping, et al. 2005a. The development of GOALS/LASG AGCM and its global climatological features in climate simulation. I: Influence of horizontal resolution [J]. *Journal of Tropical Meteorology (in Chinese)*, 21: 225–237.
- 王在志, 宇如聪, 王鹏飞, 等. 2005b. 全球海陆气耦合模式大气模式分量的发展及其气候模拟性能 II: 垂直分辨率的提高及其影响 [J]. *热带气象学报*, 21: 238–247. Wang Zaizhi, Yu Rucong, Wang Pengfei, et al. 2005b. The development of GOALS/LASG AGCM and its global climatological features in climate simulation. II: The increase of vertical resolution and its influences [J]. *Journal of Tropical Meteorology (in Chinese)*, 21: 238–247.
- 王在志, 宇如聪, 包庆, 等. 2007. 大气环流模式 (SAMIL) 海气耦合前后性能的比较 [J]. *大气科学*, 31 (2): 202–213. Wang Zaizhi, Yu Rucong, Bao Qing, et al. 2007. A comparison of the atmospheric circulations simulated by the FGOALS-s and SAMIL [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 31 (2): 202–213.
- Webster P J, Yang S. 1992. Monsoon and ENSO: Selectively interactive systems [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 118: 877–926.
- Webster P J, Magana V O, Palmer T N, et al. 1998. Monsoons: Processes, predictability, and the prospects for prediction [J]. *Journal of Geophysical Research—Oceans*, 103 (C7): 14451–14510.
- Wittenberg A T, Rosati A, Ngar-Cheung L, et al. 2006. GFDL's CM2 global coupled climate models. Part III. Tropical Pacific climate and ENSO [J]. *J. Climate*, 19 (5): 698–722.
- Yu Y. 2005. IAP global coupled climate model FGOALS and its application in climate change [C]. MOST-DOE Science Team Meeting, 9–11 June, 2005, Beijing.

- 张学洪, 郭裕福, 袁重光, 等. 1999. 中国科学院大气物理研究所环流模式 (GCM) 研究的成就 [M]// 陶诗言, Ricles M R, 陈泮勤, 等. 温室效应与气候变化研究: 中国科学院, 美国能源部“二氧化碳导致的气候变化”联合研究 (1984–1999). 北京: 海洋出版社, 5–13. Zhang Xuehong, Guo Yufu, Yuan Chongguan, et al. 1999. The attachment of the research about general circulation model in Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences [M]// Tao Shiyang, Ricles M R, Chen Panqin, et al. Research about Greenhouse Effect and Climate Change: “Climate Change Induced by Carbon Dioxide” United Research of Chinese Academy of Sciences and U. S. Department of Energy (1984–1999) (in Chinese). Beijing: China Ocean Press, 5–13.
- Zhou Tianjun, Zhang Xuehong, Wang Shaowu. 2000. The relationship between the thermohaline circulation and climate variability [J]. Chinese Science Bulletin, 45 (11): 1052–1056.
- 周天军, 俞永强, 宇如聪, 等. 2004. 气候系统模式发展中的耦合器研制问题 [J]. 大气科学, 28 (6): 993–1007. Zhou Tianjun, Yu Yongqiang, Yu Rucong, et al. 2004. Coupled climate system model coupler review [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 28 (6): 993–1007.
- 周天军, 王在志, 宇如聪, 等. 2005a. 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 Tianjun, Wang Zaizhi, Yu Rucong, et al. 2005a. The climate system model FGOALS_s using LASG/IAP spectral AGCM SAMIL as its atmospheric component [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 63 (5): 702–715.
- 周天军, 宇如聪, 王在志, 等. 2005b. 大气环流模式 SAMIL 及其耦合模式 FGOALS_s [M]. 北京: 气象出版社. Zhou Tianjun, Yu Rucong, Wang Zaizhi, et al. 2005b. Atmospheric General Circulation Model—SAMIL and Its Coupled General Circulation Model—FGOALS_s (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press.
- 周天军, 宇如聪, 郜永琪, 等. 2006. 北大西洋年际变率的海气耦合模式模拟 II: 热带太平洋强迫 [J]. 气象学报, 64 (1): 18–29. Zhou Tianjun, Yu Rucong, Gao Yongqi, et al. 2006. Ocean–atmosphere couple model simulation of North Atlantic interannual variability. II: Tropical teleconnection [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 64 (1): 18–29.