

陈昊明, 周天军, 宇如聪, 等. 2009. 耦合模式 FGOALS_s 模拟的东亚夏季风 [J]. 大气科学, 33 (1): 155 - 167. Chen Haoming, Zhou Tianjun, Yu Rucong, et al. 2009. The East Asian summer monsoon simulated by coupled model FGOALS_s [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 33 (1): 155 - 167.

耦合模式 FGOALS_s 模拟的东亚夏季风

陈昊明^{1, 2} 周天军¹ 宇如聪^{3, 1} 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 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室, 中国气象局, 北京 100081

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的海气耦合模式 FGOALS_s 对东亚夏季风的模拟能力, 并通过与观测海温强迫下单独大气模式 SAMIL 试验结果比较, 分析了海气耦合过程对模式性能的影响。结果表明, FGOALS_s 基本能够模拟出东亚季风系统的气候态分布及其演变过程, 但也存在明显偏差, 主要表现为模拟的温度场在对流层中上层一致性偏冷, 导致模式中环流系统强度偏弱; 而温度经向梯度模拟的不足, 直接影响到东亚副热带西风急流的模拟。通过与观测海温强迫下 SAMIL 模拟结果的对比发现, SAMIL 模拟的温度场、环流场以及风场较之耦合模式结果更接近观测, 但也存在与 FGOALS_s 类似的模式偏差。因此, 大气模式固有的偏差对耦合模式的模拟偏差有重要影响。分析发现, 对于西太平洋降水的模拟而言, 耦合模式结果更加合理, 表明海气相互作用过程对模式性能有重要影响。本文的结果表明, 大气模式自身的误差是导致耦合模式误差的主要原因。通过更新云-辐射模块改进大气模式模拟的温度场, 应是 FGOALS_s 后续发展的首要工作。

关键词 东亚夏季风 模式评估 海气耦合

文章编号 1006 - 9895 (2009) 01 - 0155 - 13

中图分类号 P462

文献标识码 A

The East Asian Summer Monsoon Simulated by Coupled Model FGOALS_s

CHEN Haoming^{1, 2}, ZHOU Tianjun¹, YU Rucong^{3, 1}, 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 State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Sciences, China Meteorological Administration, Beijing 100081

Abstract This paper evaluates the simulations of East Asian Summer Monsoon (EASM) for the new version of climate system model, namely FGOALS_s, developed at the State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics (LASG/IAP), which employs the recently improved version of LASG/IAP spectral AGCM SAMIL as its atmospheric component. To understand the impacts of air-sea coupling, the results of coupled system are then compared to AMIP-type SST-forced simulations with SAMIL. FGOALS_s is shown to capture the main climate mean states and seasonal features of EASM, though the bias is obvious. The main deficiency of the FGOALS_s model is that the simulated temperature is sys-

收稿日期 2007 - 06 - 12, 2007 - 08 - 29 收修定稿

资助项目 国家重点基础研究发展规划项目 2006CB403603, 国家自然科学基金资助项目 40625014、40628006、40221503

作者简介 陈昊明, 男, 1983 年出生, 博士生, 主要从事东亚气候观测分析和数值模拟。E-mail: chenhm@mail.iap.ac.cn

tematically colder than the observation in the middle and upper troposphere, which notably weaken the atmosphere circulations and winds. In addition, the insufficiency of meridional air temperature gradient directly influences the simulation of subtropic westerly jet. The comparison between FGOALS and SAMIL demonstrates that there are similar biases in the stand-alone AGCM, though the simulation of SAMIL is more realistic. This indicates that the biases included by the atmosphere model have great influence on the coupling system performance. Besides, the spatial pattern of EASM precipitation is more reasonable in the coupled model, which illuminates that air-sea interaction can improve the simulation of precipitation in EASM while amplify the biases in the temperature field. Therefore air-sea coupling also plays a vital role in the performance of the climate system model. The results suggest that the biases in the atmosphere are the key reasons for the insufficiency of coupled system. From this point, updating cloud and radiation processes to improve the simulation of temperature in the atmosphere model, may be the first step for the future development of FGOALS_s.

Key words East Asian summer monsoon, model evaluation, air-sea coupling

1 引言

季风对区域及全球气候有着重要影响。亚洲是全球最为典型的季风区。亚洲季风系统包括印度季风和东亚季风两个子系统,二者既相互区别又紧密相连(Zhu et al., 1986; Tao et al., 1987)。在建立时间上,亚洲季风首先在南海爆发,然后向西北扩展。东亚季风是由热带季风和副热带季风组成的混合系统,包含越赤道气流、季风槽以及强降水等(Zhou et al., 2002; Ding et al., 2005)。受复杂海陆分布和高原大地形的影响,东亚气候有其独特性(Yu et al., 2004a, 2004b)。研究表明,印度洋、太平洋的 SST (Nitta et al., 1996; Hu, 1997) 以及欧亚大陆与青藏高原的雪盖(Chen et al., 2000; Zhang et al., 2004) 是影响东亚夏季风变率的重要因素。而大气环流因子,特别是欧亚大陆中高纬度的阻塞高压、西太平洋副热带高压,乃至北大西洋地区环流异常,对东亚季风环流具有重要影响(吴国雄等, 2002, 2003; Yu et al., 2004b; Li et al., 2005; Xin et al., 2006)。因此,控制东亚季风气候变化的因子非常复杂,涉及复杂的海-陆-气相互作用过程,为理解东亚季风的演变规律,需要借助海洋大气耦合的气候系统模式。

东亚季风的数值模拟问题是气候模拟研究领域的一个世界性难题。此前基于大气环流模式所开展的的分析表明,世界上许多先进的气候模式,都难以准确再现东亚季风降水的水平分布(Yu et al., 2000; Zhou et al., 2002)。大气环流模式对季风降水变率的模拟,亦存在许多不足(Wang et al., 2004, 2005)。

近年来,全球耦合气候系统模式的研究有了长足的进步。例如,参加 IPCC AR4 的全球海气耦合模式已经有 24 个之多(Zhou et al., 2006)。但是,目前的气候系统模式对赤道地区海气相互作用、东亚气候及其变化的模拟,依然存在许多问题(周天军等, 2005b; 张莉等, 2008)。东亚是全球海-陆-气相互作用最为复杂的区域之一。评估当前耦合模式对东亚气候的模拟能力,分析模式存在的系统性偏差,是模式后续改进工作的基础。

发展一个在东亚季风模拟方面具有一定优势的气候系统模式,是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) 长期以来努力的目标。FGOALS (Flexible Global Ocean Atmosphere Land System model) 是 LASG/IAP 基于气候系统模式 CCSM2 的架构建立的模块化的新版本耦合气候系统模式(周天军等, 2005a)。在保持统一的耦合框架下,FGOALS 的大气模式分量有 LASG/IAP 谱大气模式和格点大气模式两种选择,与格点大气环流模式 GAMIL 对应的版本,简称 FGOALS_g; 与谱大气环流模式 SAMIL 对应的版本,简称 FGOALS_s。FGOALS_g 参加了 IPCC 第一工作组围绕第四次评估报告(AR4) 撰写而组织的气候模拟比较试验(王斌, 2005; Yu et al., 2005), 针对 FGOALS_g 的模拟性能,此前已经开展了大量的评估(Dai, 2006; Zhou et al., 2006); 而针对 FGOALS_s 的分析则相对较少。本文的目的,是通过对 FGOALS_s 控制积分的分析,试图回答两方面问题: FGOALS_s 对东亚夏季风的模拟能力如何? 海气耦合过程对模式模拟的东亚夏季风有何影响? 前者将为模式的后

续改进工作提供参考, 后者将丰富我们对东亚季风形成和变化规律的理解。

本文其他部分安排如下: 第 2 节对 FGOALS_s 进行简单介绍; 第 3 节从降水场、高低层环流和温度场等几个方面考察 FGOALS_s 在东亚区域的模拟能力; 第 4 节是模式模拟结果的讨论, 最后给出全文的结论。

2 模式介绍

耦合气候系统模式 FGOALS_s 采用模块化结构(周天军等, 2005a), 其核心是 NCAR CCSM2 的耦合器 CPL5。整个耦合系统包括四个地球物理动力模块, 即大气模式、海洋模式、陆面模式和海冰模式。四个子系统模式保持独立, 彼此间通过耦合器进行数据交换。

FGOALS_s 的大气分量是 LASG/IAP 发展改进的大气环流谱模式 SAMIL, 在水平方向上为菱形截断 42 波, 分辨率相当于 2.8125° (经度) $\times 1.66^\circ$ (纬度), 垂直方向采用 $\sigma-p$ 混合坐标系, 分为 26 层(即 R42L26)。模式动力框架独特, 引入一参考大气, 采用半隐式时间积分方案。物理过程包括 Edwards 和 Slingo 提出的新的辐射参数化方案(Edwards et al., 1996), 云量诊断参数化方案, 并引入给予统计方法的层积云方案, 还充分考虑了其他重要的次网格物理过程, 如 Tiedtke 对流参数化方案以及垂直、水平扩散等。边界层参数化过程采用非局地边界层参数化方案。模式物理过程还考虑了地形重力波拖曳(包庆等, 2006)。

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, 其中 300 m 以上有 12 层。陆面和海冰分量分别为 NCAR 研制的通用陆面过程模式 CLM 和海冰模式 CSIM4 (Briegleb et al., 2002; Vertenstein et al., 2002)。

耦合模式进行了 200 年的完全海-陆-气-冰耦合积分。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, 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(周天军等, 2005b)。本文选取第 191~200 模

式年的逐月积分结果做分析。

为讨论海气耦合过程对模拟结果的影响, 本文用 SAMIL AMIP 试验 1980~1989 年的积分结果 [AMIP 试验是用观测的逐月海温和海冰强迫 AGCM 做连续积分 (Phillips, 1996)], 考察耦合系统模拟误差是源自大气模式本身, 还是耦合系统的气候态漂移。此外, 为了检验耦合模式的结果, 本文还用到如下资料: (1) Xie 和 Arkin 整理的降水资料 (CMAP) (Xie et al., 1997), (2) 欧洲中期天气预报中心的 ERA40 再分析资料 (Uppala et al., 2005), (3) Hadley 中心的全球海冰和海表温度资料 (GISST) (Rayner et al., 1996)。所用到的资料时间跨度为 1980~1989 年。为讨论方便, 文中对上述资料统称为观测资料。

3 结果分析

3.1 降水场

降水是反映季风活动的主要指标。降水的模拟是数值模式动力过程和物理过程综合作用的结果。图 1 给出观测和模拟的夏季 (JJA) 平均降水的空间分布。Yu et al. (2000) 指出, 在中国东部, CMAP 资料除一些小范围的降水中心外, 其降水空间分布型与台站资料基本一致。因此, 本文以 CMAP 资料作为观测标准检验模式结果。观测中, 东亚夏季强降水中心位于孟加拉湾、南海和西太平洋, 陆地雨带大致呈由南向北递减的分布, 沿着长江流域 (30°N), 梅雨锋雨带自西向东延伸至东海。

FGOALS_s 基本能模拟东亚夏季降水的主要分布型, 但与观测相比, 模式降水的偏差亦很明显, 主要表现为: 在陆地上, 模式的降水带过于偏南并向东北延伸, 而华南的降水则明显偏多 (图 1b); 在海洋上, 模拟的南海及菲律宾以东的降水较之观测偏少, 这可能与耦合模式模拟的该区域海温偏低有关 (周天军等, 2005a, 2005b)。

耦合模式的偏差来自多方面, 大气模式分量的性能以及耦合过程本身都会对模拟结果产生很大影响。那么, FGOALS_s 在降水模拟上的偏差是源自大气模式自身还是海气耦合过程? 为了回答这一问题, 图 1c 给出单独大气模式 SAMIL AMIP 试验的结果。在陆地上, SAMIL 模拟的雨带也较观测偏南, 主要降水集中在沿海地区, 而长江流域的降水偏少, 在东部存在一条接近于南北向的雨带, 并

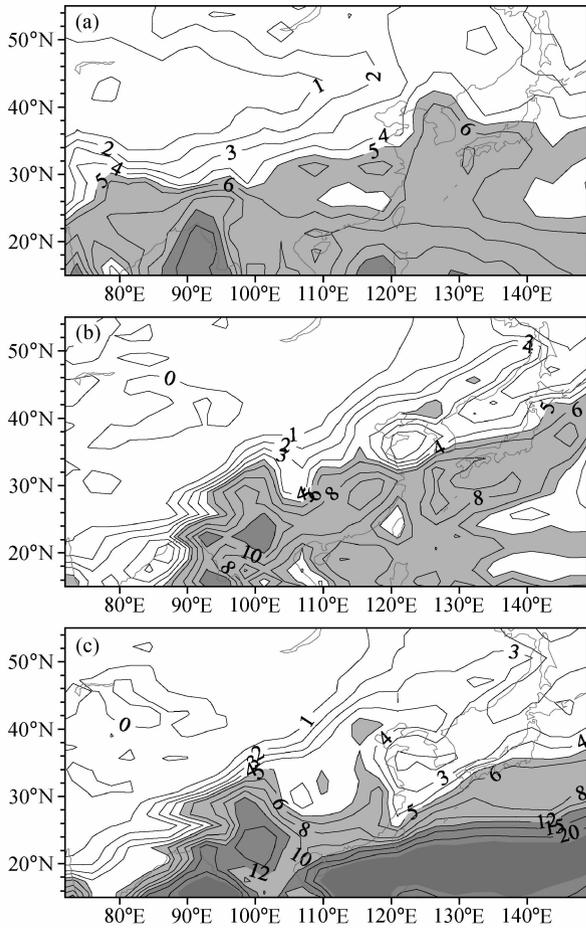


图1 观测和模拟的东亚夏季平均的降水分布: (a) CMAP; (b) FGOALS_s 模拟; (c) SAMIL 模拟。阴影: 降水量大于 5 mm/d

Fig. 1 Precipitation over East Asia averaged for 10 years' JJA (Jun - Aug) based on (a) CMAP grid data, (b) FGOALS_s simulation and (c) SAMIL integration. Regions with precipitation greater than 5 mm/d are shaded

向北延伸到 40°N 以北。这与 FGOALS_s 的模拟结果类似, 二者的差别主要体现在海洋上, SAMIL 中海洋上的降水明显比观测多。因此, 大气模式自身在降水模拟上的偏差, 是导致耦合模式降水模拟不足的重要原因, 同时, 耦合过程对模拟性能的影响亦不可忽视。

为定量评估模式模拟的东亚夏季降水空间型与观测的相似度, 将模式降水与观测求空间相关, 并计算模式降水标准差与观测的比率, 将其表示在泰勒图 (Taylor, 2001) 上 (图 2)。这里仍以 CMAP 资料作为观测标准, 同时给出 ERA40 的结果作为参考。为便于比较, 事先已利用双线性插值, 将模

式结果插值到与 CMAP 相同的 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 网格。观测和模式的均方根 (RMS) 误差可以分解为偏差和中心化的均方根误差, 其中偏差表示模式降水的空间平均值与观测的差, 而均方根误差可衡量模式降水相对于观测的空间离散程度。由图 2a 可知, 尽管 FGOALS_s 相对于观测的偏差比 SAMIL 略大, 但耦合后模式的均方根误差显著减小。在泰勒图中, 模式离观测点 (CMAP) 越近, 表示模式降水的空间分布越接近于观测。从图 2b 可以看到, 耦合模式对东亚夏季风降水空间分布的模拟明显好于单独大气模式。

雨带的北进南退是东亚季风降水的主要特征之一, 图 3 给出纬向平均的中国东部雨带季节变化。由观测可知 (图 3a), 2~4 月雨带驻留华南, 6 月北进到长江流域, 梅雨季开始, 到 7、8 月份雨带达最北, 9 月起迅速南撤。FGOALS_s 基本模拟不出春末夏初的雨带北进 (图 3b), 模式中强降水带在 5、6 月份突然建立, 且由于整体雨带偏南, 导致北方降水明显偏少。耦合模式对夏末雨带的南退模拟尚可, 只是南撤时间较观测晚 1 个月左右。单独大气模式 SAMIL 亦存在类似误差, 但 SAMIL 中长江流域雨带的建立较观测和耦合模式早, 且到 6、7 月雨带就开始南撤。由此可见, 耦合模式在一定程度上改进了对东亚季风雨带北进南撤的模拟。

综合上述分析可知, 就降水模拟而言, 海气耦合在很大程度上改进了单独大气模式对降水气候态模拟的偏差, 使模式模拟的东亚夏季风降水更接近于观测。关于耦合模式模拟降水的能力为何得以提高, 本文第 4 节将做进一步讨论。

3.2 高低空环流场

东亚夏季降水与夏季风环流密切相关。对流层上层的南亚高压和对流层中层的西北太平洋副热带高压是东亚季风的重要组成部分。在对流层上层 (100 hPa), 南亚高压主体位于欧亚大陆上空, 中高纬度为平直西风气流 (图 4a)。FGOALS_s 基本能模拟出南亚高压的主体结构 (图 4b), 但高压中心的位置偏北、强度偏弱而范围偏大。模式中高压轴偏到 40°N 以北, 使高压两侧东西风急流的位置也随之北移, 如观测中沿 20°N 的东风急流在耦合模式中北移到 30°N 。此外, 高压强度模拟的偏弱也导致高空急流偏弱。这里同样对比分析单独大气模式的结果。由图 4c 可知, SAMIL 中也存在南亚高

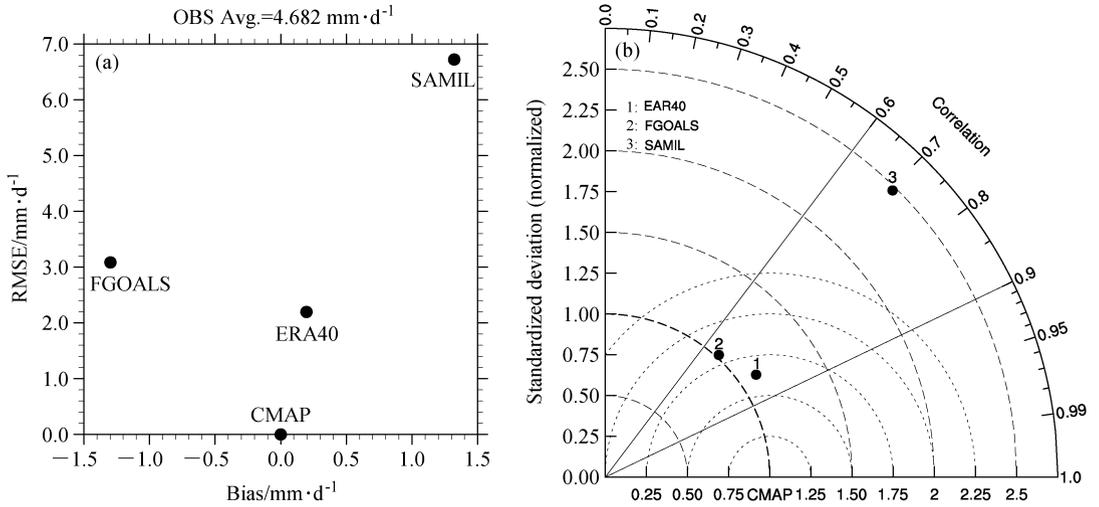


图 2 模式模拟东亚 ($15^{\circ}\text{N} \sim 55^{\circ}\text{N}$, $75^{\circ}\text{E} \sim 135^{\circ}\text{E}$) 夏季平均降水空间分布的能力: (a) 均方根误差和偏差; (b) 泰勒图
Fig. 2 Skills of geographical distribution of East Asian ($15^{\circ}\text{N} \sim 55^{\circ}\text{N}$, $75^{\circ}\text{E} \sim 135^{\circ}\text{E}$) JJA mean precipitation for two models: (a) Root mean square error (RMSE) and bias; (b) Taylor diagram for displaying pattern statistics

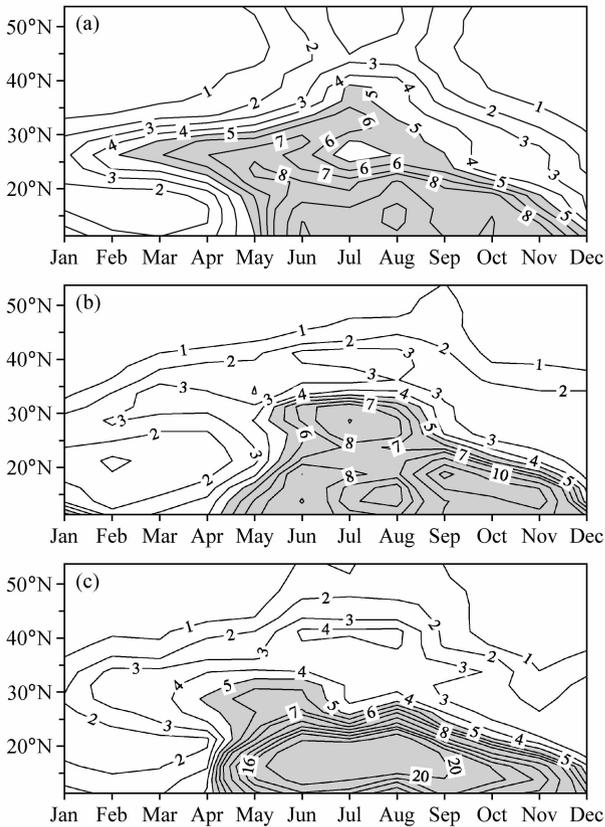


图 3 中国东部 ($110^{\circ}\text{E} \sim 125^{\circ}\text{E}$) 夏季纬向平均的降水量季节变化图 (单位: mm/d): (a) CMAP; (b) FGOALS_s; (c) SAMIL
Fig. 3 Seasonal evolution of JJA mean zonal averaged rainfall (mm/d) over East China ($110^{\circ}\text{E} \sim 125^{\circ}\text{E}$): (a) CMAP; (b) FGOALS_s; (c) SAMIL

压脊线偏北、系统强度偏弱的问题,但单独大气模式的结果比耦合后的模式更接近观测。

在对流层中层 (500 hPa), 西太平洋副热带高压是影响东亚夏季降水时空分布的重要系统, 能否正确地描述副高的强弱及其南北移动, 直接影响到模式对夏季降水的模拟。观测中, 副高中心位于副热带西太平洋上空, 副高脊线沿 25°N (图 5a)。FGOALS_s 模拟的副高偏弱, 脊线偏南, 且未模拟出闭合的高压中心 (图 5b)。进一步分析发现, 位势高度系统性偏低在 500 hPa 以下各层均存在 (图略)。单独大气模式 SAMIL 能模拟出西太平洋副热带高压的主体结构, 但强度也比观测弱。此外, SAMIL 中高压脊线的位置也偏南, 导致模拟的东亚季风偏弱, 这与降水场模拟的结果亦相对应。

水汽输送对东亚降水异常具有重要影响 (Zhou et al., 2005)。图 6 给出观测和模式模拟的 850 hPa 水汽输送。从图 6a 可知, 来自南半球的越赤道气流是亚洲夏季降水的重要水汽通道, 东亚季风区的水汽主要来自印度季风区、南海及热带西太平洋。FGOALS_s 较好地模拟出了低层水汽输送的主要型态 (图 6b), 但越赤道气流模拟偏弱, 使模式中向北的水汽输送不足, 这与降水场的误差一致。此外, FGOALS_s 模拟的西南季风气流的水汽输送过于北伸, 这与其降水的空间分布亦相一致。SAMIL 模拟的西南季风气流则明显偏南 (图

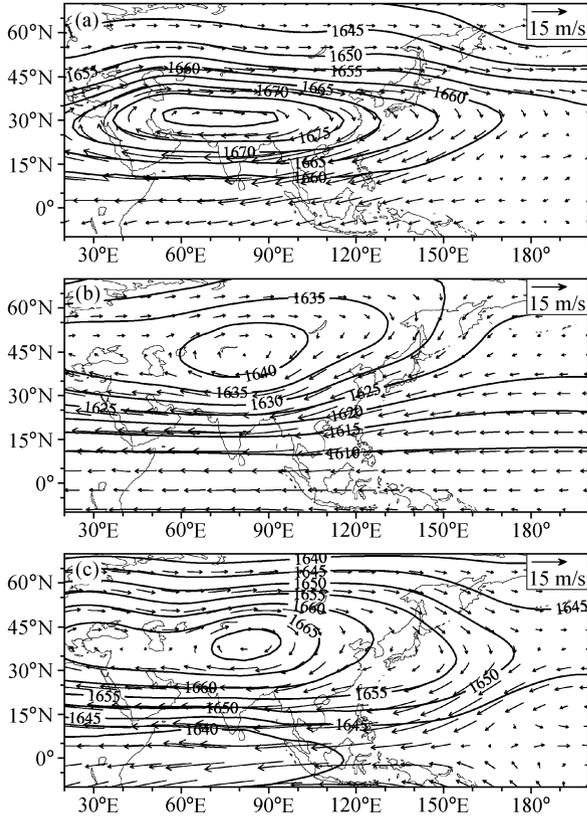


图4 夏季平均的 100 hPa 风场和位势高度场 (单位: dagpm): (a) ERA40; (b) FGOALS_s; (c) SAMIL

Fig. 4 JJA mean horizontal wind fields and geopotential height (dagpm) at 100 hPa from (a) ERA40 reanalysis, (b) FGOALS_s and (c) SAMIL

6c), 而在 25°N 左右又折向西北, 这可能与其模拟的低层大陆热低压偏强有关 (图略)。

3.3 温度场

从上述分析可知, 大气模式 SAMIL 模拟的高低层系统一致性的偏弱导致耦合后的 FGOALS_s 存在类似的误差。在数值模式中, 位势高度是基于状态方程和静力方程的一个诊断量, 模式在对流层温度结构上的模拟偏差, 将直接影响到高度场的模拟结果。

图 7 给出夏季 500 hPa 温度场的空间分布。由观测 (图 7a) 可知, 夏季东亚 500 hPa 温度场最显著的特征是位于青藏高原上空的暖中心 (30°N, 90°E)。FGOALS_s 模拟的温度场在欧亚大陆上空都明显偏冷 (图 7b), 高原上空的暖中心偏冷达 3°C, 这可能是模式中南亚高压显著偏弱的原因之一。单独大气模式 SAMIL 的误差与此类似 (图 7c), 即在大部

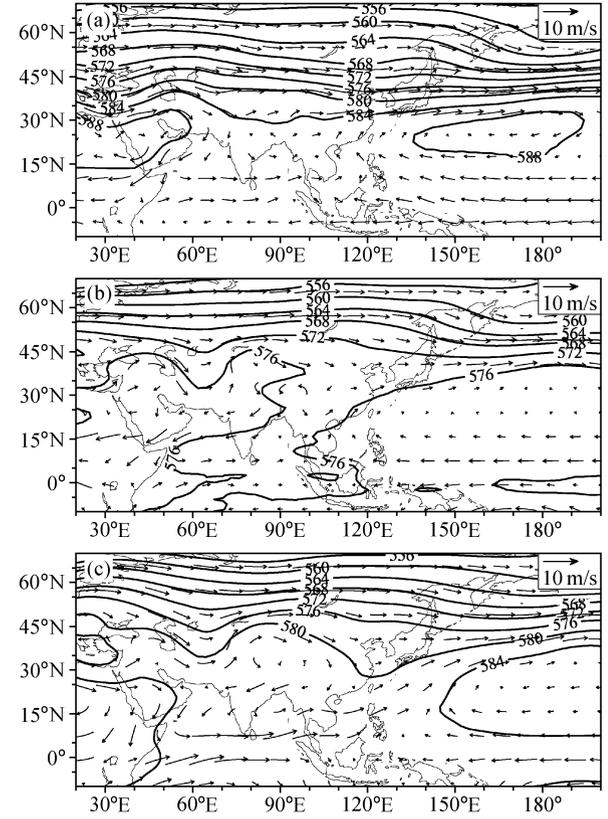


图5 同图 4, 但为 500 hPa 的结果

Fig. 5 Same as Fig. 4, but for 500 hPa

分区域都比观测偏冷, 但青藏高原上空则偏暖, 暖异常中心可达 3°C。由此可以推断, 大气模式中温度场的误差在耦合后被放大了, FGOALS_s 的误差可能是其大气模块误差和耦合过程误差叠加的结果。

为进一步考察温度场的偏冷是否只存在于 500 hPa, 下面给出纬向平均的对流层温度垂直分布 (图 8)。由图 8a 可知, FGOALS_s 的垂直温度结构与观测相比存在较大偏差, 如在对流层中上层, FGOALS 模拟的温度在低纬和中高纬度一致偏冷, 冷中心位于高原上空 200 hPa 左右, 且冷异常中心较观测偏冷 10°C 以上, 这与模式在对流层中上层位势高度一致性偏低一致。在欧亚大陆中高纬度的对流层低层, FGOALS_s 模拟的温度则高于观测, 暖异常中心位于 55°N 以北 850 hPa 左右, 最暖中心偏暖 6°C 以上。单独大气模式 SAMIL 也存在类似误差 (图 8b), 两者误差场之间的空间相关系数达到 0.85, 表明耦合模式温度场的误差, 主要是来自于大气模块的误差。

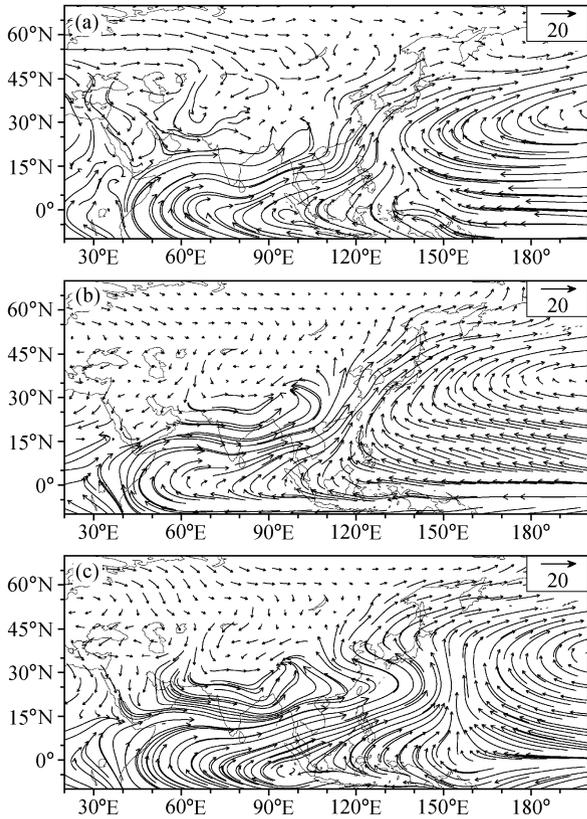


图 6 夏季平均的 850 hPa 水汽输送 (单位: $\text{g} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$): (a) ERA40; (b) FGOALS_s; (c) SAMIL
 Fig. 6 JJA mean water vapor transport ($\text{g} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) at 850 hPa for (a) ERA40 reanalysis, (b) FGOALS_s and (c) SAMIL.

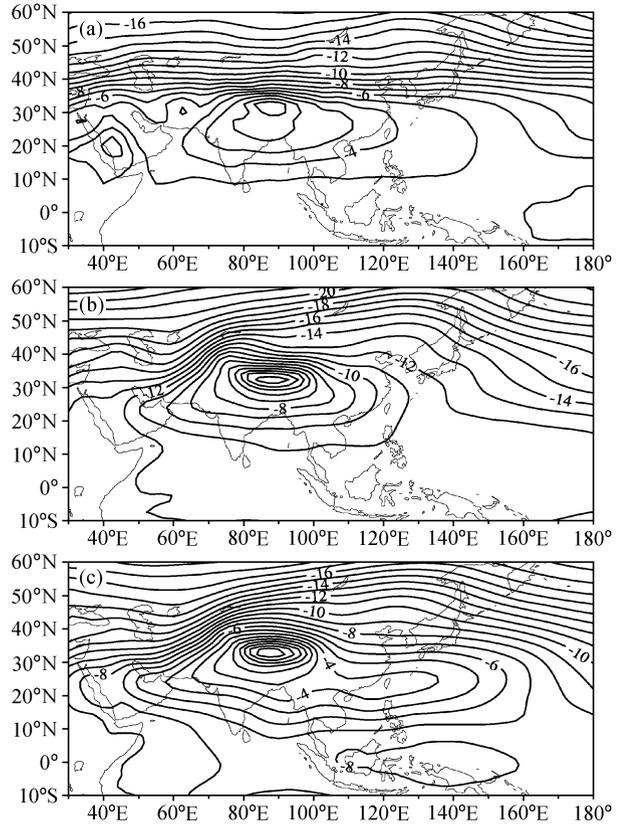


图 7 10 年夏季平均的 ERA40 再分析和模式模拟的 500 hPa 温度场 (单位: $^{\circ}\text{C}$): (a) ERA40; (b) FGOALS_s; (c) SAMIL
 Fig. 7 Ten-year JJA mean temperature ($^{\circ}\text{C}$) at 500 hPa for (a) ERA40 reanalysis, (b) FGOALS_s and (c) SAMIL.

3.4 季风经向环流

在东亚季风区, 由于高原夏季强大的热力作用, 使该区域的经向环流不同于北半球同纬度的其他区域, 即在季风区 $20^{\circ}\text{N} \sim 40^{\circ}\text{N}$ 均为强上升运动区, 强辐合控制着 35°N 附近的区域 (叶笃正等, 1974)。由图 9a 可以清楚地看到, 在该区域 Hadley 环流被反向的季风经圈环流所代替, 即气流在 30°N 附近上升, 在南半球下沉。FGOALS_s 很好地模拟出了东亚季风区夏季经圈环流的这一变化, 但赤道附近的上升运动略强于 ERA40。单独大气模式 SAMIL 的模拟结果也与观测基本相当, 只是模拟的强上升运动略偏南, 这与其模拟的雨带整体偏南也相对应。

3.5 高低空急流

副热带西风急流是影响东亚气候的重要环流系统, 其显著的季节变化特征 (北跳和南退) 是东亚大气环流季节转换的标志, 并与东亚季风爆发以及

我国东部地区雨带移动之间具有密切关系 (廖清海等, 2004; Zhang et al., 2006)。已有研究表明, 急流中心位于高空 200 hPa, 其中心强度在夏季可达 35 m/s (廖清海等, 2004)。图 10 中等值线给出观测和模拟的副热带西风急流的分布, 其中急流用 200 hPa 平均纬向风表示。由观测 (图 10a) 知, 在东亚副热带高空 40°N 左右存在一条强西风带, 中心最大风速达 30 m/s 以上。FGOALS_s 大致能模拟出东亚高空的这条强西风带, 但模拟的急流强度比观测弱, 且只模拟出 80°E 左右一个急流中心, 其中心强度不到 20 m/s 。此外, 耦合模式中急流的位置偏北 10° 左右。单独大气模式的结果与耦合模式类似 (图 10c), 但急流中心的强度比 FGOALS_s 强, 中心最大风速可达 24 m/s 。

由热成风关系 $\partial u / \partial p = (R / f p) (\partial T / \partial y)$ 可知, 模式对急流模拟的不足与模式中温度场的系统性偏差有关 (Zhang et al., 2006)。图 10 同时给出地表

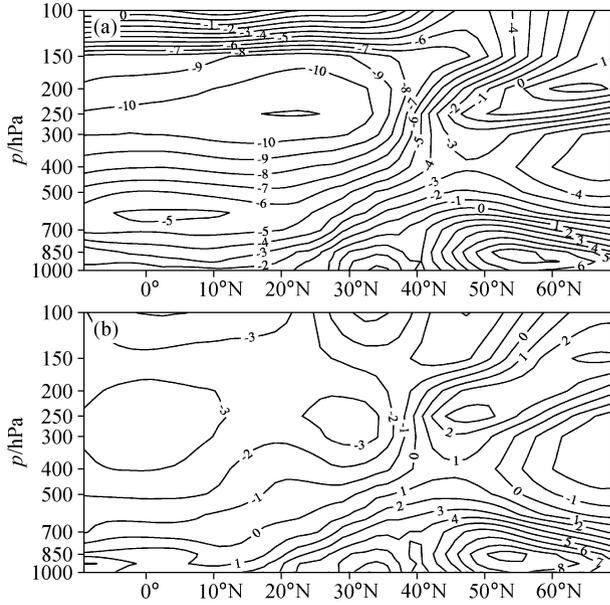


图8 夏季东亚纬向平均 ($75^{\circ}\text{E}\sim 135^{\circ}\text{E}$) 的温度垂直 (单位: $^{\circ}\text{C}$) 分布差值图: (a) FGOALS_s与ERA40之差; (b) SAMIL与ERA40之差

Fig. 8 Latitude-height cross sections of JJA mean temperature differences ($^{\circ}\text{C}$) between models and ERA40 averaged over East Asia ($75^{\circ}\text{E}-135^{\circ}\text{E}$): (a) FGOALS_s-ERA40; (b) SAMIL-ERA40

到 200 hPa 平均的经向温度差分布图 (填色图)。这里经向温度差的计算采用与 Zhang et al. (2006) 相同的方法。由图 10a 可以看到, ERA40 中的强西风急流带与经向温度梯度存在非常好的对应关系。两个模式模拟的经向温度梯度都比 ERA40 偏弱 (图 10b、c), FGOALS_s 几乎模拟不出强的经向温度梯度, 这与耦合模式中热带海温偏低有关 (周天军等, 2005a, 2005b)。FGOALS_s 与 SAMIL 模拟的经向温度梯度的相关系数达 0.945, 这再一次说明耦合模式中温度场模拟的误差主要来自于大气模块, 耦合后大气模块中的误差被放大了。

3.6 环流和雨带的季节跃变

东亚夏季风的一个典型特征是雨带和相应的环流如副高在 6、7 月存在两次明显的北跳 (Yu et al., 2000)。图 11a 给出基于 ERA40 再分析的 500 hPa 5800 gpm 和 5880 gpm 等值线从 5~8 月的演变情况, 图 11d 是基于 CMAP 资料同期的 3 mm/d 降水等值线的分布图, 从图中可以清楚地看到季风系统的这两次跃变过程。

图 11b、e 给出 FGOALS_s 模拟的结果。由

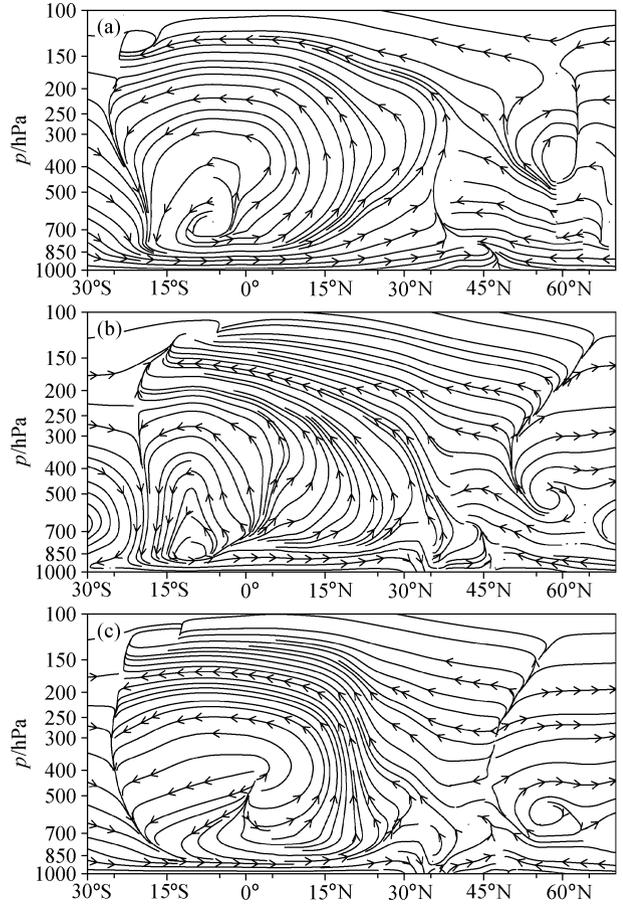


图9 $75^{\circ}\text{E}\sim 135^{\circ}\text{E}$ 平均的夏季经圈环流: (a) ERA40; (b) FGOALS_s; (c) SAMIL

Fig. 9 JJA mean meridional circulations for $75^{\circ}\text{E}-135^{\circ}\text{E}$ from (a) ERA40 reanalysis, (b) FGOALS_s and (c) SAMIL

3.2 节的分析知, FGOALS_s 模拟的系统强度比观测弱, 因此, 这里取 500 hPa 的 5760 gpm 和 5720 gpm 等值线来讨论副高的演变过程。FGOALS_s 能大致模拟出副高在 6 月和 7 月的两次明显北跳过程, 但具体的演变相对于观测有很大误差, 如 5 月副高的变动并不明显, 到 6 月副高脊线就北跳到 25°N 以北。从雨带的跃变来看, FGOALS_s 模拟的 5 月到 6 月的北跳较明显, 此后雨带就基本维持在长江流域, 这与图 3b 中雨带在 5、6 月份突然在 30°N 建立亦相一致。总体而言, FGOALS_s 基本可以模拟出季风系统的季节跃变。这两次系统的突变对东亚夏季风的发展及降水有重要影响, 因此 FGOALS_s 对这一过程的成功再现, 表明该耦合模式具备合理模拟东亚季风系统基本演变过程的能力。

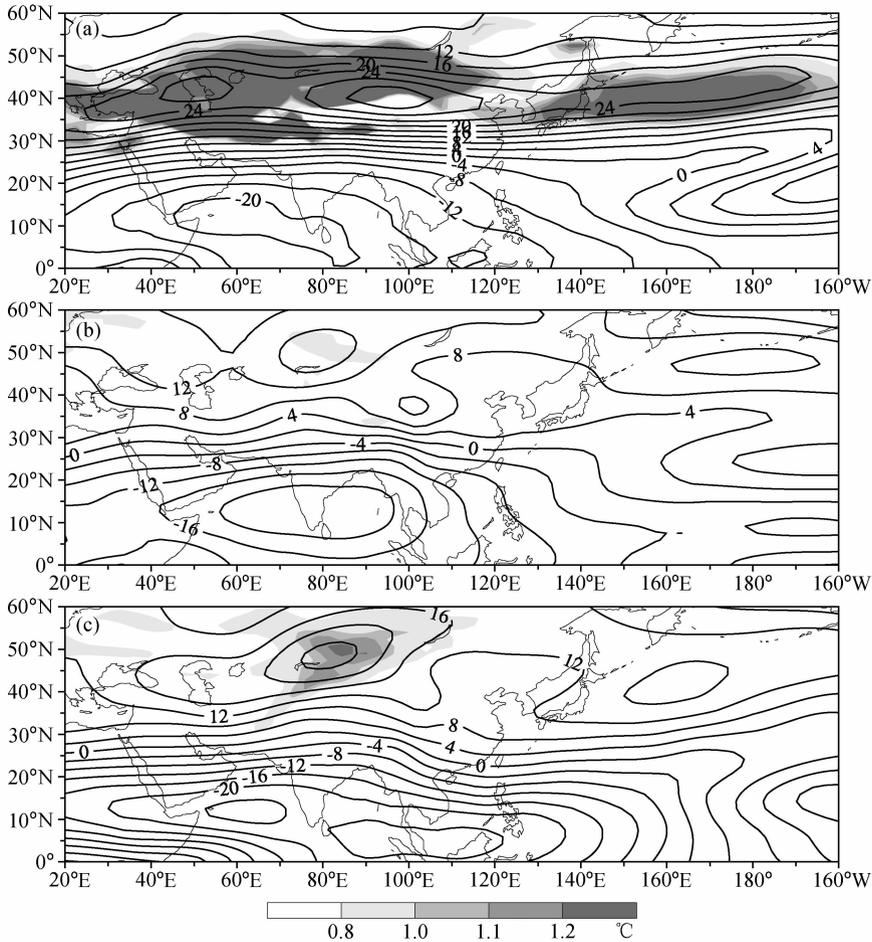


图 10 夏季平均的 200 hPa 纬向风 (等值线, 单位: m/s) 以及地表到 200 hPa 平均的经向温度差 (阴影): (a) ERA40; (b) FGOALS_s; (c) SAMIL

Fig. 10 JJA mean distributions of 200 hPa zonal wind (isolines; units: m/s) and the meridional air temperature differences (shaded) averaged from surface to 200 hPa for (a) ERA40, (b) FGOALS_s and (c) SAMIL

图 11c、f 给出 SAMIL 相应的模拟结果。与 FGOALS_s 相比, 单独大气模式模拟的系统演变过程与观测相差更大, 如对副高北跳的模拟, SAMIL 模拟的 5 月到 6 月的北跳并不明显, 而到 7 月份, 副高脊线反而南移到 20°N 左右。对雨带的模拟也存在类似的情况, 其模拟的雨带基本维持在长江流域及其以南, 季节跃变也不明显, 这亦与图 3 的结果一致。因此, 就东亚夏季风系统演变过程的模拟而言, 耦合模式改进了原大气模式的结果, 换言之, 海气耦合过程能够对季风系统的季节性北跳产生影响。

4 讨论

由上述分析可知, 大气模式的系统性偏差对耦合模式的模拟误差有重要影响, 耦合后大气模块的

误差在很多方面被放大, 如耦合模式对环流场和高低空急流的模拟都不如单独大气模式。但值得注意的是, 相对于单独大气模式, 耦合模式显著改善了对东亚夏季风降水的模拟, 这可能与单独的大气模式中缺乏必要的海气相互作用有关 (Fu et al., 2002; Wang et al., 2005)。

图 12a 给出耦合模式与单独大气模式模拟的降水及 850 hPa 风场差值图, 从图中可以看到, 两者模拟的降水在陆地上相差不大, 主要差别出现在南海和热带西太平洋。这亦与王在志等 (2007) 的结果一致。耦合后, 海洋上的虚假强降水显著减小, 这可能与耦合模式中局地海气相互作用有关, 因为耦合模式在整个热带西太平洋模拟的 SST 都偏低 (周天军等, 2005a, 2005b)。图 12b 是 FGOALS_s 模拟的 SST 与观测的差, 可以看到, 耦合模式中

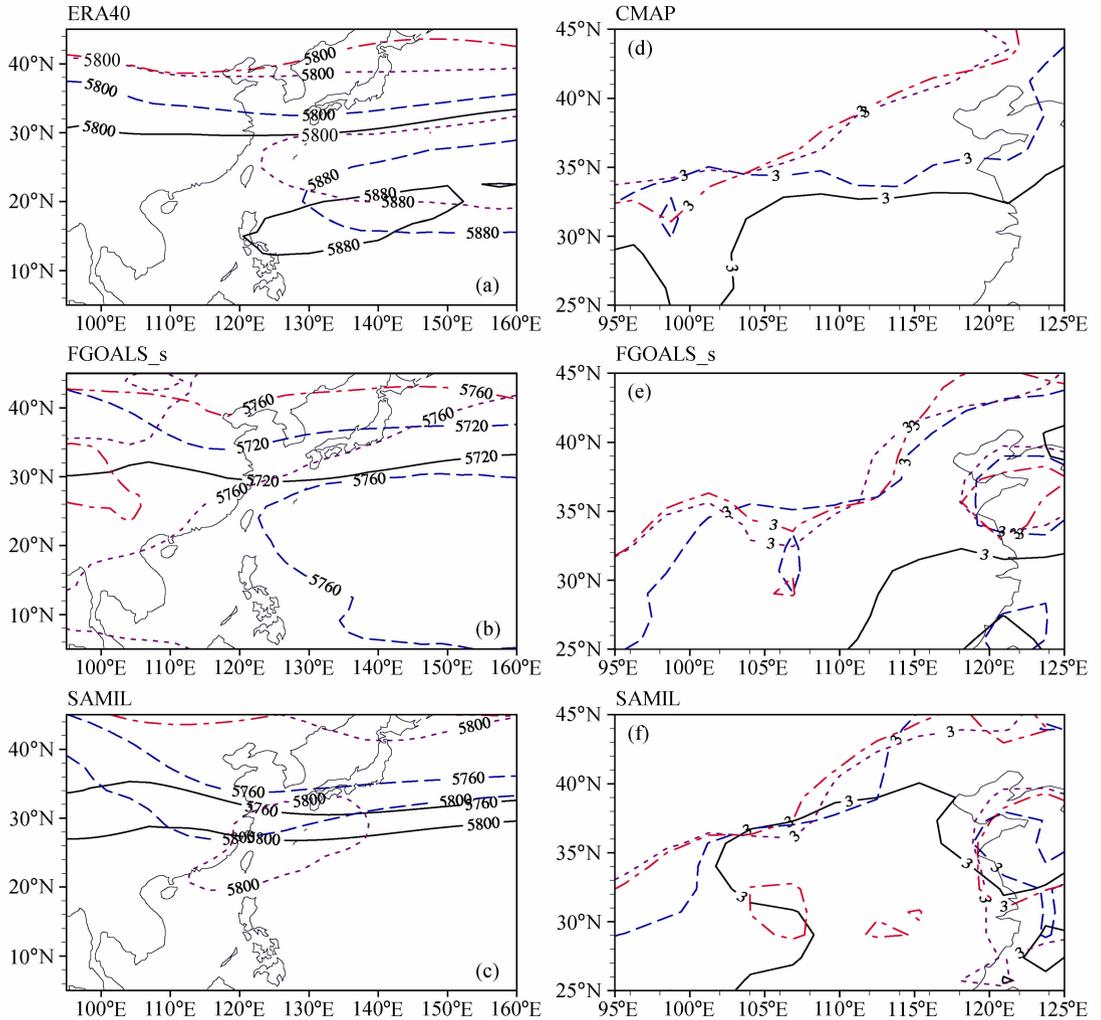


图 11 5~8 月 500 hPa 位势高度等值线 (单位: gpm) 的演变 (a~c) 以及 3 mm/d 降水等值线的变化 (d~f)。5 月: 黑实线; 6 月: 蓝虚线; 7 月: 紫点线; 8 月: 红线

Fig. 11 Seasonal evolution of (a~c) 500-hPa contours and (d~f) 3 mm/d precipitation rate isolines averaged for May (black solid line), Jun (blue dashed line), Jul (purple dotted line) and Aug (red long and short dashed line)

SST 的冷异常中心与耦合后降水减少最多的区域基本一致。对比图 12c 和 12a 可以发现, 耦合模式对北半球夏季降水模拟的改进主要集中在亚洲季风区, 而其他区域降水的改进并不明显。

一种可能的机制是, 大气模式中的降水偏强减少向下的太阳辐射, 增加向上的潜热通量, 这会使模式中表层的热通量减小 (图略)。耦合以后, 通过局地海气相互作用, 使 SST 下降 (图 12b), 抑制了大气模块中的虚假降水 (图 12c)。此外, 相对于 SAMIL, 耦合系统在热带西太平洋上空出现一个反气旋异常 (图 12a), 这亦不利于强降水发生。降水的减少确实会使表层太阳辐射增加、潜热减少, 从而改变了耦合模式中的表层热通量, 使海气耦合

系统达到一个新的平衡态。新平衡态建立后, 表层热通量的改变不可避免地影响到耦合系统的温度场结构, 从而对模式的环流场、风场产生影响。

5 结论

本文评估了全球耦合气候系统模式 FGOALS_s 对东亚夏季风的模拟能力。通过与 CMAP 降水和 ERA40 再分析资料的对比, 检验了 FGOALS_s 模拟的季风区降水场、环流场、风场以及温度场的情况。在此基础上, 将耦合模式与单独大气模式 AMIP 试验结果进行对比分析, 考察海气耦合过程对模拟结果的影响。

分析表明, FGOALS_s 模拟的东亚夏季降水

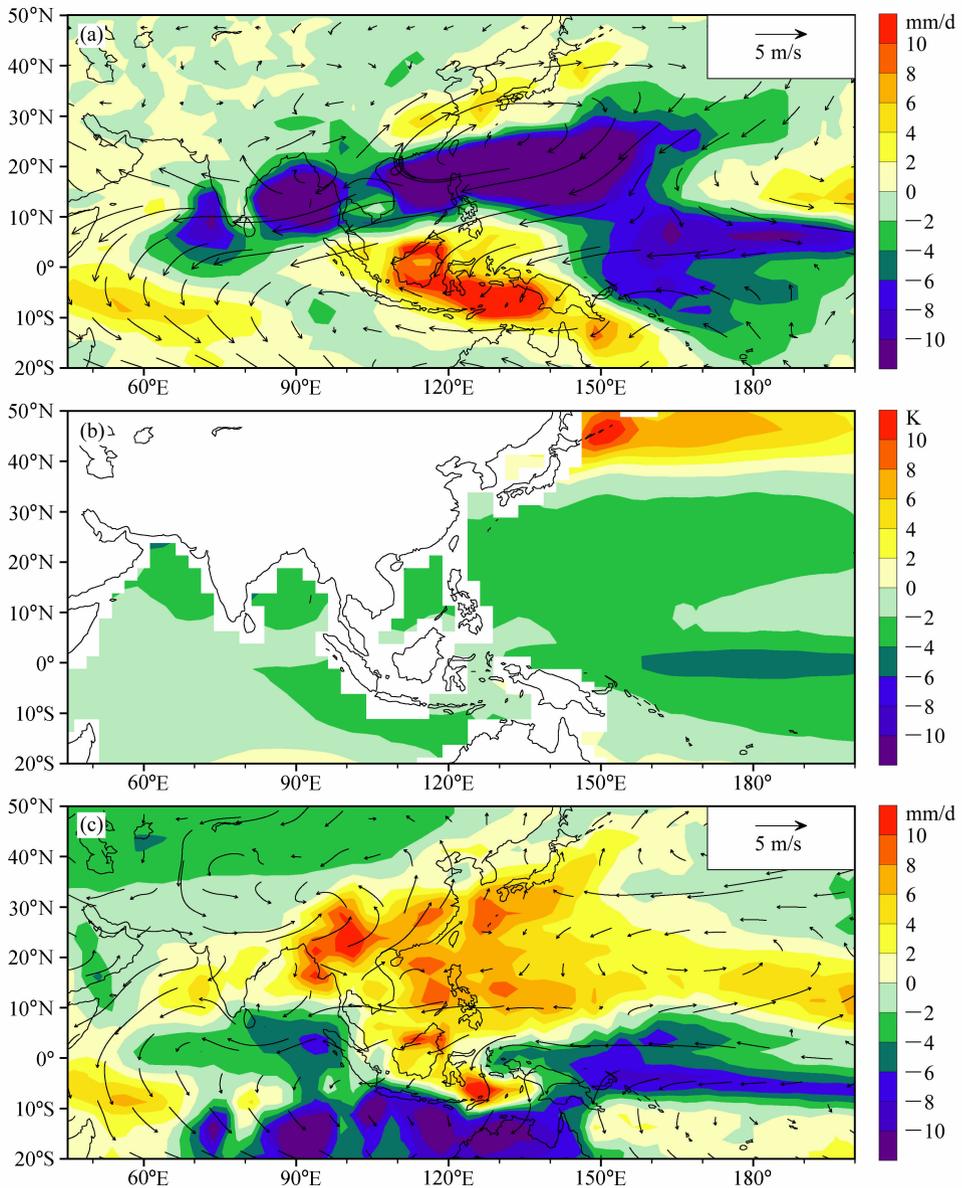


图 12 (a) FGOALS_s 与 SAMIL 模拟的 850 hPa 风场 (矢量) 和降水量 (阴影) 之差; (b) FGOALS_s 模拟的 SST 与观测之差; (c) 同图 a, 但为 FGOALS_s 与观测之差

Fig. 12 (a) The differences of rainfall rate (shaded) and 850-hPa wind vector between FGOALS_s and SAMIL; (b) the differences between FGOALS_s and observed SST; (c) same as (a), but for the differences between FGOALS_s and the observation

的主要分布型与观测接近,但也有明显偏差,如模式中雨带偏南,沿海地区降水偏强。在环流模拟方面,耦合模式对高层 100 hPa 南亚高压、200 hPa 副热带西风急流,中层 500 hPa 副热带高压以及低层 850 hPa 水汽输送都有相对合理的模拟。耦合模式存在的问题,主要是模拟的对流层中上层温度系统性偏冷,200 hPa 最强冷异常中心可比观测偏冷近 10℃。温度场的偏差直接影响到环流和风场的模拟,使模式中高低层环流系统都明显偏弱。模式

对经向温度梯度模拟不足,导致模式中东亚副热带急流的偏弱。此外,耦合模式对夏季风系统的季节跃变也有一定的模拟能力。

为考察海气耦合过程的影响,将耦合模式与单独大气模式作了对比分析,结果发现,大气模式中温度场的系统性偏差,是导致耦合模式温度场误差的主要原因,两者的误差场具有很好的空间相关关系。耦合后,大气模式的误差通过海气相互作用会对海温和海冰的分布产生影响,进而反馈到大气的

模拟,使耦合后大气模式中环流场和风场的误差被放大。与此同时,海温通过影响表层热通量又改进了耦合系统模拟的降水场。

本文的结论表明,改进大气模式 SAMIL 模拟的温度场,有助于减小耦合模式的系统性误差,提高整个耦合系统的模拟性能。SAMIL 对东亚季风区云量的低估(周天军等,2005a),可能是影响其大气温度结构的重要原因。因此,改进云-辐射过程的模拟效果,减小大气模式温度场的系统性误差,应是 FGOALS_s 后续发展过程首先需要解决的问题。在中国科学院创新团队国际合作伙伴计划“气候系统模式研发及应用研究”的资助下,这方面的改进工作,已经在 LASG/IAP 着手展开。

致谢 《大气科学》编委和两位审稿专家对本文的修改提出了宝贵意见和建议,在此深表感激。

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. *大气科学*, 30 (6): 1077-1090. Bao Q, Liu Y M, Zhou T J, et al. 2006. The sensitivity of the spectral atmospheric general circulation model of LASG/IAP to the land process [J]. *Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese)*, 30 (6): 1077-1800.

Briegleb B P, et al. 2002. The sea ice simulation of the Community Climate System Model. Version two. NCAR Tech. Note NCAR/TN-455+STR, 34.

Chen Lieting, Wu Renguang. 2000. Interannual and decadal variations of snow cover over Qinghai-Xizang Plateau and their relationships to summer monsoon rainfall in China [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 17 (1): 18-30.

Dai A. 2006. Precipitation characteristics in eighteen coupled climate models [J]. *J. Climate*, 19: 4605-4630.

Ding Yihui, Chan Johnny C. L. 2005. The East Asian summer monsoon: An overview [J]. *Meteor. Atmos. Phys.*, 89: 117-142.

Edwards J M, Slingo A. 1996. A studies with a flexible new radiation code. I: Choosing a configuration for a large scale model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 122: 689-720.

Fu Xiouhua, Wang Bin, Li Tim. 2002. Impacts of air-sea coupling on the simulation of mean Asian summer monsoon in the ECHAM4 model [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 130: 2889-2904.

Hu Z-Z. 1997. Interdecadal variability of summer climate over East Asia and its association with 500 hPa height and global sea surface temperature [J]. *J. Geophys. Res.*, 102: 19403-19412.

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.

Li Jian, Yu Rucong, Zhou Tianjun, et al. 2005. Why is there an early spring cooling shift downstream of the Tibetan Plateau [J]. *J. Climate*, 18 (22): 4660-4668.

廖清海,高守亭,王会军,等. 2004. 北半球夏季副热带西风急流变异及其对东亚夏季气候异常的影响 [J]. *地球物理学报*, 47: 10-18. Liao Q H, Gao S T, Wang H J, et al. 2004. Anomalies of the extratropical westerly jet in the North Hemisphere and their impacts on East Asian summer monsoon climate anomalies [J]. *Chinese J. Geophys. (in Chinese)*, 47: 10-18.

Liu H, Zhang X, Li W, et al. 2004. An eddy-permitting oceanic general circulation model and its preliminary evaluations [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 21: 675-690.

Nitta T, Hu Z-Z. 1996. Summer climate variability in China and its association with 500 hPa height and tropical convection [J]. *J. Meteor. Soc. Japan.*, 74: 425-445.

Phillips T. J. 1996. Documentation of the AMIP models on the World Wide Web [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77: 1191-1196.

Rayner N A, Horton E B, Parker D E, et al. 1996. Version 2.2 of the global sea-ice and sea surface temperature dataset, 1903-1994 [J]. *Climate Research Technical Note*, 74: 1-21.

Tao S Y, Chen L X. 1987. A review of resent research on the East Asian summer monsoon in China [C]//Chang C P, Krishnamurti T N. *Review of Monsoon Meteorology*. Oxford University Press, Oxford, UK, 353.

Taylor K E. 2001. Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *J. Geophys. Res.*, 106: 7183-7192.

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/qj.04.176.

Vertenstein M, Oleson K, Levis S. 2002. CLM2.0 User's Guide. National Center for Atmospheric Research. P. O. Box 3000, Boulder, CO80307 U. S. A., 1-36.

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 Bin. 2005. The fourth generation of LASG climate system model FGOALS and its simulation experiments [C]. Invited report for IAP/CAS Academic Annual Meeting.

Wang B, Kang I S, Lee J Y. 2004. Ensemble simulations of Asian-Australian monsoon variability by 11 AGCMs [J]. *J. Climate*, 17: 803-818.

Wang B, Ding Q, Fu X, et al. 2005. Fundamental challenge in simulation and prediction of summer monsoon rainfall [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 32: L15711.

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: 202-213. Wang Z Z, Yu R C, Bao Q, et al. 2007. A comparison of the atmospheric circulations simulated by the FGOALS_s and SAMIL [J]. *Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese)*, 31: 202-213.

- 吴国雄, 丑纪范, 刘屹岷, 等. 2002. 副热带高压形成和变异的动力学问题 [M]. 北京: 科学出版社, 1-104. Wu Guoxiong, Chou Jifan, Liu Yimin, et al. Dynamics of the formation and variation of subtropical anticyclones [M] (in Chinese). Beijing: Science Press, 2002. 1-104.
- 吴国雄, 丑纪范, 刘屹岷, 等. 2003. 副热带高压研究进展及展望 [J]. 大气科学, 27: 503-517. Wu Guoxiong, Chou Jifan, Liu Yimin, et al. Review and prospect of the study on the subtropical anticyclone [J]. Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese), 2003. 27: 503-517.
- Xie P P, Arkin P A. 1997. Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates and numerical model outputs [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 78: 2539-2558.
- Xin Xiaoge, Yu Rucong, Zhou Tianjun, et al. 2006. Drought in late spring of South China in recent decades [J]. J. Climate, 19 (13): 3197-3206.
- 叶笃正, 张捷迁. 1974. 青藏高原加热作用对夏季东亚大气环流影响的初步模拟实验 [J]. 中国科学, 17: 301-320. Yeh Tu-Cheng, Zhang Jieqian. 1974. Preliminary simulation experiment of the impact of the Tibetan Plateau heating function on summer general circulations in East China [J]. Science in China (Series B) (in Chinese), 3 (3): 301-320.
- Yu Rucong, Li Wei, Zhang Xuehong, et al. 2000. Climatic features related to eastern China summer rainfalls in the NCAR CCM3 [J]. Adv. Atmos. Sci., 17: 503-518.
- Yu Rucong, Wang Bin, Zhou Tianjun. 2004a. Climate effects of the deep continental stratus clouds generated by Tibetan Plateau [J]. J. Climate, 17: 2702-2713.
- Yu Rucong, Wang Bin, Zhou Tianjun. 2004b. Tropospheric cooling and summer monsoon weakening trend over East Asia [J]. Geophys. Res. Lett., 31: L22212, doi: 10.1029/2004GL021270.
- Yu Y, et al. 2005. IAP global coupled climate model FGOALS and its application in climate change [C]. MOST-DOE Science Team Meeting, 9-11 June, Beijing.
- 张莉, 丁一汇, 孙颖. 2008. 全球海气耦合模式对东亚季风降水模拟的检验 [J]. 大气科学, 32 (2): 261-276. Zhang Li, Ding Yihui, Sun Ying. 2008. Evaluation of precipitation simulation in East Asian monsoon areas by coupled ocean-atmosphere general circulation models [J]. Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese), 32 (2): 261-276.
- Zhang Yongsheng, Li Tim, Wang Bin. 2004. Decadal change of the spring snow depth over the Tibetan Plateau: The associated circulation and influence on the East Asian summer monsoon [J]. J. Climate, 17: 2780-2793.
- Zhang Yaocun, Kuang Xueyuan, Guo Weidong, et al. 2006. Seasonal evolution of the upper-tropospheric westerly jet core over East Asia [J]. Geophys. Res. Lett., 33: L11708, doi: 10.1029/2006GL026377.
- Zhou Tianjun, Li Zhaoxin. 2002. Simulation of the East Asian summer monsoon by using a variable resolution atmospheric GCM [J]. Climate Dyn., 19: 167-180.
- Zhou T J, Yu R C. 2005. Atmospheric water vapor transport associated with typical anomalous summer rainfall patterns in China. [J] J. Geophys. Res., 110: D08104, doi: 10.1029/2004JD005413.
- 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: 702-715. Zhou T J, Wang Z Z, Yu R C, et al. 2005a. The climate system model FGOALS_s using LASG/IAP spectral AGCM SAMIL as its atmospheric component [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 63: 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, 288. Zhou T J, Yu R C, Wang Z Z, et al. 2005b. Atmosphere Circulation Model SAMIL and the Full Coupled Model FGOALS_s [M] (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 288.
- Zhou T J, Yu R C. 2006. Twentieth-century surface air temperature over China and the globe simulated by coupled climate models [J]. J. Climate, 19: 5843-5858.
- Zhu Qianguan, He Jinhai, Wang Panxing. 1986. A study of circulation differences between East-Asian and Indian summer monsoons with their interaction [J]. Adv. Atmos. Sci., 3 (4): 466-477.