

罗连升, 段春峰, 杨玮, 等. 2016. MRI-CGCM 模式对东亚夏季风的模拟评估及订正 [J]. 大气科学, 40 (6): 1320–1332. Luo Liansheng, Duan Chunfeng, Yang Wei, et al. 2016. Evaluation and correction of the East Asian summer monsoon simulated by MRI coupled ocean–atmosphere general circulation model [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 40 (6): 1320–1332, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1602.15188.

MRI-CGCM 模式对东亚夏季风的模拟评估及订正

罗连升 段春峰 杨玮 徐敏 程智 丁小俊

安徽省气候中心, 合肥 230031

摘 要 本文利用 CMAP 月降水资料、NCEP 再分析资料、NOAA 的 ERSST 资料和日本气象厅海气耦合模式 (MRI-CGCM) 的输出结果, 从东亚夏季风气候态、主模态和年际变率等方面分析了 MRI-CGCM 模式对东亚夏季风的预测性能, 并且利用观测的东亚夏季风指数 (EASMI) 与模拟 PC (principal component) 的关系建立多元线性回归方程来订正 EASMI (简称 PC 订正法)。结果表明: MRI-CGCM 模式能够较好地再现东亚夏季风降水和低层风场的气候态, 但模拟的西北太平洋反气旋偏弱、偏东, 使得模拟的副热带地区降水量偏小。模式较好地模拟出东亚夏季风降水第一模态 (EOF1) 及相应的低层风场, 能够较好地再现出 EOF1 对应 El Niño 衰减位相; 模拟降水的 EOF1 与观测之间的空间相关系数 (ACC) 为 0.72, 且能较好地再现其对应的年际变率, 其时间系数 PC1 与观测之间的相关系数为 0.41, 能模拟出观测 EOF1 的 2 a 和 5 a 主导周期; 但模拟的我国以东梅雨锋区雨带位置偏南, 这与模拟的西北太平洋反气旋位置偏南有关。模式对降水第二模态 EOF2 的模拟能力比 EOF1 明显下降, 模拟 EOF2 与观测之间的 ACC 降到 0.36; 虽然模式能较好地再现出 EOF2 对应 El Niño 发展位相, 但模拟的西太平洋反气旋位置偏南, 使得雨带位置偏南, 模拟的我国梅雨锋区雨带位于江南, 与观测场上江南少雨相反。模式较好地模拟出我国东部夏季降水和气温空间异常分布和年际变化, 模拟与观测夏季降水和气温的多年平均 ACC 分别为 0.74 和 0.68。模式模拟我国东部、江淮流域和华南地区夏季降水多年平均 PS 评分分别为 69、70 和 68 分, 略高于我国夏季降水业务预测多年平均评分 (65 分)。模拟的我国东部夏季气温与观测多年平均 PS 评分为 74 分。PC 订正后 EASMI 与实况的相关系数由 0.51 提高到 0.65、符号一致率由 84% 升到 91%、标准差由 0.75 增大到 1.4、大于 1 个标准差年数由 6 年变为 12 年, 订正后在模拟变幅偏小和梅雨锋区雨带偏南等方面均有一定的改善, 对应西太平洋反气旋位置和梅雨锋区雨带位置与实况较为吻合。

关键词 东亚夏季风 主模态分析 海气耦合模式 模式订正

文章编号 1006-9895(2016)06-1320-13

中图分类号 P467

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1602.15188

Evaluation and Correction of the East Asian Summer Monsoon Simulated by MRI Coupled Ocean–Atmosphere General Circulation Model

LUO Liansheng, DUAN Chunfeng, YANG Wei, XU Min, CHENG Zhi, and DING Xiaojun

Anhui Climate Center, Hefei 230031

Abstract Based on the monthly precipitation data of Climate Prediction Center Merged Analysis of Precipitation (CMAP), the NCEP reanalysis data, the Extended Reconstruction Sea Surface Temperature (ERSST) from National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), and the output of the MRI-CGCM (Meteorological Research Institute Coupled Ocean–Atmosphere General Circulation Model) of Japan Meteorological Agency, the ability of MRI-CGCM to

收稿日期 2015-04-27; **网络预出版日期** 2016-02-02

作者简介 罗连升, 女, 1977 年出生, 高工, 主要研究短期气候预测。E-mail: luolsh_gx@163.com

资助项目 公益性行业 (气象) 科研专项 201406021, 安徽省自然科学基金项目 1308085QD69、1408085MD73

Founded by Public Science and Technology Research Funds Projects of Meteorology (Grant 201406021), Nature Science Foundation of Anhui Province (Grants 1308085QD69, 1408085MD73)

simulate precipitation in the East Asian Summer Monsoon (EASM) region is evaluated from the perspective of the climatology, the primary modes of Empirical Orthogonal Function (EOF) and the interannual variation of the EASM. The multiple linear regression equation is established by the relationship between the observed East Asian Summer Monsoon index (EASMI) and the simulated principal component (PC), and applied to correct the EASMI (PC correction method). Results show that the MRI-CGCM can reasonably reproduce the basic EASM rainfall and low-level wind fields. However, the simulated western North Pacific anticyclone is weaker and eastward-shifted than normal, which leads to the underestimation of rainfall over the subtropical region. MRI-CGCM can capture the first leading EOF mode (EOF1) of the EASM rainfall and the corresponding wind fields in lower levels over the EASM region and the decaying phase of El Niño. The EOF1 space Correlation Coefficient (ACC) between the simulation and observation is 0.72. The interannual variability of EOF1 is reasonably simulated, and the correlation coefficient between the first component (PC1) of MRI-CGCM simulation and observation is 0.41. The simulated EOF1 well reflects the observed characteristics of EOF1. However, the simulated Mei-yu rainbelt over eastern China shifts southward, which is closely related to the southward shift of the western North Pacific anticyclone. The model ability for the simulation of the second leading EOF mode (EOF2) decreases significantly compared to that for the EOF1. The EOF2 ACC between simulation and observation is 0.36. MRI-CGCM can well reproduce the EOF2 that corresponds to the developing phase of El Niño. However, the simulated western North Pacific anticyclone shifts southward abnormally, which leads to the southward shift of the rain belt. The simulated Mei-yu rain belt over China is located in the middle and lower reaches of the Yangtze River, which is contrary to the observation that little rain occurs over this region. The spatial distribution and interannual variability of summer precipitation and temperature anomalies in eastern China are well simulated. The mean ACC between the simulated and observed summer precipitation (temperature) is 0.74 (0.68). The mean predict score (PS) of simulated summer precipitation over eastern China, the Yangtze-Huaihe River valley and southern China are 69, 70, and 68, respectively, which are higher than the average PS (65) of the operational summer precipitation prediction. The mean PS of summer mean temperature in eastern China is 74. Improvements in the PC corrected EASMI are reflected in the correlation coefficient, the anomaly sign consistency rate, the weaker magnitude of the simulated EASMI, and the southward shift of the Mei-yu rain belt. The correlation coefficient between the corrected EASMI and observed EASMI increases from 0.51 to 0.65, the anomaly sign consistency rate changes from 84% to 91%, the standard deviation increases from 0.75 to 1.3, the number of years with greater than one standard deviation changes from 6 to 12, and the locations of the western North Pacific anticyclone and Mei-yu rain belt corresponding to the corrected EASMI are more consistent with observations.

Keywords East Asian Summer Monsoon (EASM), EOF, Coupled ocean-atmosphere general circulation model (CGCM), Model correction

1 引言

东亚夏季风对我国东部、朝鲜半岛以及日本等东亚地区的天气和气候有直接作用 (Tao and Chen, 1987), 季风异常引发的旱涝严重影响着该地区的经济发展 (黄荣辉等, 2006)。做好东亚夏季风的预测是提高我国夏季降水预测水平的关键问题之一 (陈丽娟等, 2013)。目前, 动力气候模式是世界各大气候预测业务部门的主要工具 (贾小龙等, 2013), 评估和检验气候模式对东亚夏季风的预测能力, 对于提高模式产品的业务应用水平具有重要意义。

目前已有很多动力气候模式对东亚夏季风模拟能力进行评估和检验的研究。例如 CMIP3 和 CMIP5 的多个海气耦合模式。研究表明 CMIP3 的

多个海气耦合模式基本上都能模拟出东亚夏季风降水的气候态, 但多数模式对东亚夏季风降水年际变化的预测能力有待于提高, 且普遍存在模拟值变幅偏小的缺点 (姜大膀等, 2004; 张莉等, 2008; 孙颖和丁一汇, 2008)。He and Zhou (2014)、何超等 (2012) 系统分析了中国科学院大气物理研究所气候系统模式 FGOALS 和 CMIP5 气候模式对西太平洋副热带高压 (简称西太副高) 及其年际变率的模拟能力, 研究表明模式能够很好地模拟出西太副高年际变率第一模态及相应的海温强迫, 但对第二模态的模拟能力明显下降, 且模拟的第二模态年际变幅偏小和位置偏南, 对第二模态模拟不好的原因在于模式低估了西太副高与西太平洋地区海温 (SST) 之间的局地海气相互作用。Song and Zhou (2014a, 2014b) 通过对 CMIP5 单独大气模式和海

气耦合模式的比较,表明海气耦合模式对东亚夏季风气候态、年际变率和梅雨锋区雨带的模拟能力好于大气模式,指出了海气耦合过程在模拟东亚夏季风年际变率中的重要作用。Zou and Zhou (2013)借助区域海气耦合模式也证明了海气耦合过程在模拟东亚夏季风年际变率中的重要作用。Song et al. (2014)研究表明 CMIP5 模式能够合理再现东亚夏季风的年代际变化。上述研究也表明多模式集合平均预报效果普遍好于单个模式。

虽然多模式集合预报是目前公认的提高模式预测能力的有效方法,但前提是参加多模式集合的各气候模式要有较好的预测性能(丁一汇, 2011)。因此必须要充分了解气候业务中应用的各个气候模式的预测性能。目前世界几大气候业务单位各自研发的海气耦合模式,如国家气候中心的 BCC_CM1.0、NCEP 的 CFSv2 和日本气象厅的 MRI-CGCM 广泛应用于我国短期气候预测业务。研究表明这三个海气耦合模式基本上能模拟出东亚夏季风的气候态,对东亚夏季风降水年际变化也要一定的预测能力(Rajendran et al., 2004; 司东等, 2009; Gao et al., 2011; 董敏等, 2013; 吴统文等, 2013; Jiang et al., 2013),其中 MRI-CGCM 模式能较好地再现印度和西北太平洋地区季风进程。多数学者主要评估了 BCC_CM1.0 模式和 CFSv2 模式对东亚夏季风的模拟能力,而对 MRI-CGCM 模式评估较少。因此,有必要开展 MRI-CGCM 模式对东亚夏季风的预报性能的评估,给出该模式作为夏季预测的可靠性程度,有利于该模式在夏季预测中更好地使用。本文通过对比分析实况和 MRI-CGCM 模式模拟的东亚夏季风降水的主要模态及其年际变化,评估模式对东亚夏季风的模拟能力,在此基础上,探讨东亚夏季风模式预测订正的可能性,希望能够为东亚夏季风的预测提供有用的信息。

2 模式、资料和方法简介

本文所用的气候模式是日本气象厅海气耦合模式 MRI-CGCM (Yukimoto et al., 2001),由全球大气环流模式(AGCM)和全球海洋环流模式(OGCM)耦合形成。AGCM 模式水平方向采用三角形截断(TL95),水平分辨率近似于 $1.875^{\circ} \times 1.875^{\circ}$,垂直方向分成 40 层(模式顶层为 0.4 hPa)。OGCM 模式是日本气象研究所区域海洋模式(MRI.COM),在 $75^{\circ}\text{S} \sim 75^{\circ}\text{N}$ 地区水平分辨率在

经向为 1.0° 、纬向为 $0.3^{\circ} \sim 1.0^{\circ}$,垂直方向分成 50 层。模式输出产品统一处理成网格点数据,水平分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 。本文利用模式以 3 月为初始场来回报的 3~9 月数据,文中用到夏季(6~8 月)的数据,回报时段为 1979~2010 年,共有 10 个成员,文中提到的模拟场均为 10 个成员的平均。

用来评估模式模拟能力的对比资料有:(1) CMAP 月降水资料(Xie and Arkin, 1997),水平分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$;(2) GPCP 月降水资料(Adler et al., 2003),水平分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$;(3) NCEP/NCAR 再分析资料,水平分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ (Kistler et al., 1996);(4) NOAA 月平均的 ERSST 海温资料,水平分辨率为 $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ (Smith et al., 2008);(5) Niño3.4 指数,即($5^{\circ}\text{S} \sim 5^{\circ}\text{N}$, $120^{\circ} \sim 170^{\circ}\text{W}$)范围内海表面温度异常(SSTA)的区域平均值,由 ERSST 海温资料计算得到。所有资料均使用 1979~2010 年时段进行分析,为了便于讨论,本文将再分析资料和观测资料统称为“观测资料”。为了便于分析,将 CMAP、GPCP 和 ERSST 插值到全球 144×73 个($2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$)网格上。夏季数据均由月数据处理得到。文中冬季指的是前一年 12 月到当年 2 月。

本文所用的东亚季风区为 $10^{\circ}\text{N} \sim 50^{\circ}\text{N}$ 、 $110^{\circ}\text{E} \sim 150^{\circ}\text{E}$,区域内总格点数为 289。文中评估用到的我国东部地区为($20^{\circ}\text{N} \sim 45^{\circ}\text{N}$, $110^{\circ}\text{E} \sim 120^{\circ}\text{E}$),区域内总格点数为 55;华南地区为($20^{\circ}\text{N} \sim 27.5^{\circ}\text{N}$, $110^{\circ}\text{E} \sim 120^{\circ}\text{E}$),区域内总格点数为 20;江淮流域为($27.5^{\circ}\text{N} \sim 35^{\circ}\text{N}$, $110^{\circ}\text{E} \sim 120^{\circ}\text{E}$),区域内格点数为 20。

本文用来评估模式的模拟性能指标有距平符号一致率、时间相关系数 TCC、空间相关系数 ACC 和国家气候中心的预测技巧评分(简称 PS 评分)。

文中采用的 PS 评分为短期气候预测业务常用方法(刘长征等, 2013),在距平符号预报准确率的基础上增加异常级加权得分,能够较好地反映整体趋势预测能力。

本文用经验正交函数 EOF 分解方法得到模拟和观测的东亚地区夏季降水主要模态。

3 结果分析

3.1 东亚夏季降水气候态的模拟

能够合理地模拟出观测气候态的特征是衡量模式性能的重要条件。由于观测降水资料本身有很

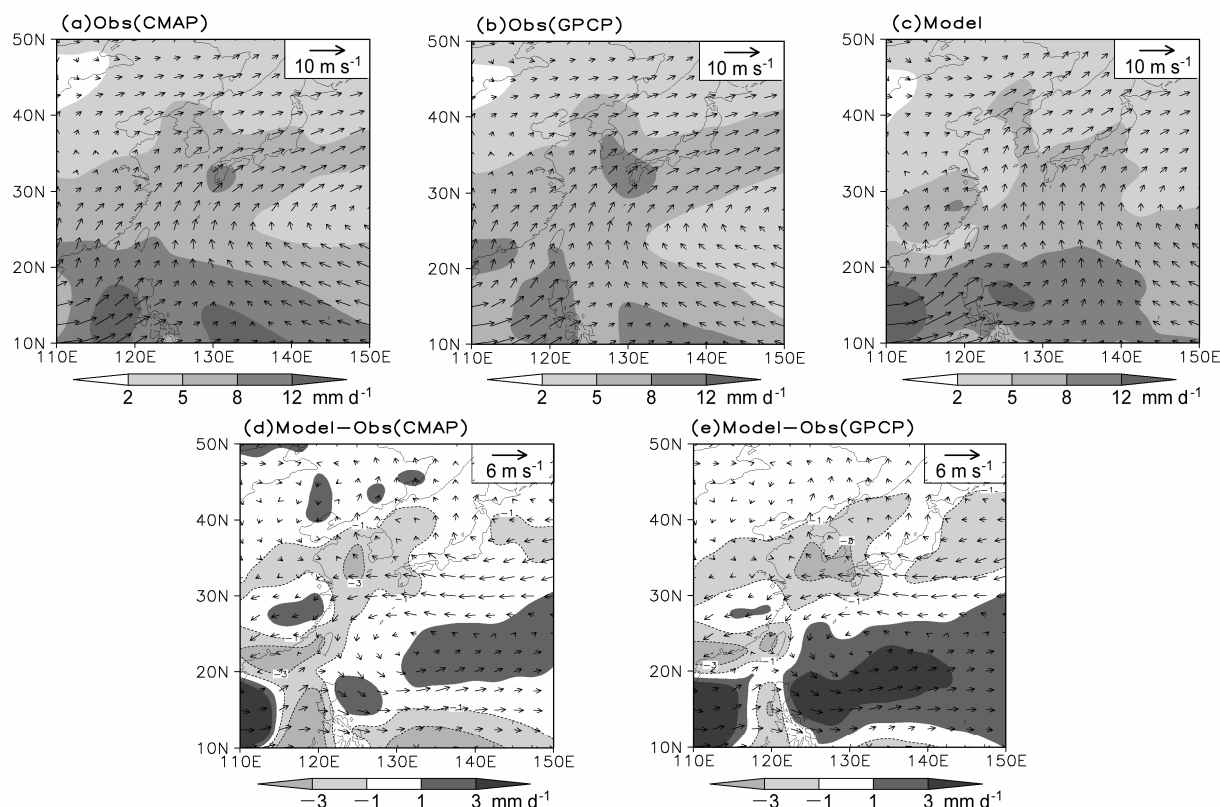


图 1 1979~2010 年平均的夏季日降水量(阴影, 单位: mm d^{-1})与 850 hPa 风场(箭头, 单位: m s^{-1}): (a) CMAP 资料; (b) GPCP 资料; (c) MRI-CGCM 模式模拟; (d) MRI-CGCM 模式模拟与 CMAP 资料差值; (e) MRI-CGCM 模式模拟与 GPCP 资料差值

Fig. 1 Climatological summer mean precipitation (shaded, units: mm d^{-1}) and 850-hPa winds (arrows, units: m s^{-1}) during 1979–2010: (a) CMAP data; (b) GPCP data; (c) the MRI-CGCM (Meteorological Research Institute Coupled Ocean–Atmosphere General Circulation Model) simulation; (d) the difference between the MRI-CGCM simulation and CMAP data; (e) the difference between the MRI-CGCM simulation and GPCP data

大的不确定性,尤其是在海洋上(Collins et al., 2013; He and Zhou, 2015),因此本文利用 CMAP 和 GPCP 两种不同观测降水资料来评估模式对东亚地区降水的预测性能。图 1 是东亚季风区 1979~2010 年 32 年平均的观测和模拟的夏季平均日降水量的比较。CMAP 观测降水量在东亚季风区从北到南呈纬向递增,在 40°N 以南大部地区降水量大于 4 mm d^{-1} ,大值中心位于热带地区(图 1a)。GPCP 观测降水量也表现出与 CMAP 相似的特征(图 1b),两者在大陆上差异不大,但在海洋上差异较大,尤其在热带西太平洋地区,CMAP 降水量比 GPCP 偏大 $1\sim5 \text{ mm d}^{-1}$,与 Zhou et al. (2008) 分析结果一致。模式较好地模拟出了东亚夏季风降水的分布特征(图 1c)。从模拟降水量与 CMAP(图 1d)和 GPCP 观测降水量(图 1e)的差值来看,也是在热带西太平洋地区差异最大,模拟降水量与 CMAP 观测降水量差值明显小于与 GPCP 观测降水量的差值,模式

在海洋上模拟的降水量与 CMAP 观测更为接近,因此本文以下分析用到的实况降水资料均为 CMAP 降水资料。从模拟降水量与实况降水量的差值来看(图 1d),东亚大部分地区降水量差异在 1 mm d^{-1} 范围内,而且东亚地区降水量差值大致呈“+ - -”纬向分布,我国华南地区、菲律宾附近及其以东热带西太平洋地区和我国黄淮地区到韩国、日本南部模拟降水量偏小 $1\sim5 \text{ mm d}^{-1}$,而我国江南和 20°N 附近西太平洋地区模拟值偏大 $1\sim3 \text{ mm d}^{-1}$ 。观测 850 hPa 风场在南海盛行偏西风,西北太平洋为反气旋控制,我国东部主要受该反气旋西北侧西南气流控制。模式较好地模拟出了低层风场的上述主要特征(图 1c)。在西北太平洋地区,模拟 850 hPa 风场与实况差值场上表现为气旋差异,即模拟的西北太平洋反气旋偏东、偏弱,导致我国大陆到朝鲜半岛、日本一带水汽输送偏弱,降水量偏少,同时,南海和西太平洋这些降水量偏多的区域均位于气

旋性差异的南侧。

由以上分析可知, MRI-CGCM 模式能较好地再现东亚夏季风降水和低层风场的气候态特征。

3.2 东亚夏季降水主要模态的模拟

对东亚季风区 1979~2010 年观测夏季降水进行 EOF 分析, 前 2 个模态的方差贡献分别为 37.7% 和 10.2%, 占总方差贡献 47.9%。其中第一模态 (EOF1) 的空间分布特征是在西太平洋地区和副热带地区 (25°N~40°N) 夏季降水为反位相变化, 当西太平洋夏季降水量偏少 (多) 时, 从长江中下游到韩国及日本一带副热带地区降水量偏多 (少) (图 2a)。这两个地区降水是东亚夏季风降水年际变率主要模态即偶极子模态降水的中心 (Wang et al., 2008)。EOF1 对应的时间系数表现为明显的年际变化特征 (图 2e 虚线), 其中准 5 年周期最为明显, 其次是准 2 年周期, 均通过了红噪音谱的 95% 置信上限 (图 2g)。第二模态 (EOF2) 的特点是东亚地区从南到北大致为 “+ - +” 三极子分布, 当 15°N 以南热带地区和南海、我国华南降水量偏多 (少) 时, 同时我国江淮、黄淮到韩国、日本一带副热带地区降水量也偏多 (少), 而这两个多雨区中间的西北太平洋大部及我国江南降水量偏少 (多) (图 2c)。EOF2 对应的时间系数也呈现出明显的年际变化 (图 2f 虚线), 也是准 5 年和准 2 年振荡明显 (图 2h)。本文 EOF 分析结果与 Wu et al. (2009) 对东亚夏季降水进行季节 EOF 得到的模态基本一致。

同样对同一时段模式模拟东亚夏季降水进行 EOF 分析, 前 2 个模态的方差贡献分别为 39% 和 19%, 占总方差贡献 58%, 模式模拟的 EOF1 方差贡献与实况几乎一样, EOF2 方差贡献比实况大 9%。模式能够较好地抓住东亚夏季降水第一个模态的空间分布特征, 模拟的 EOF1 与观测之间的空间相关系数为 0.72, 通过了 0.01 的显著水平 t 检验。在 CMIP5 的 34 个海气耦合模式中, MRI-CGCM 对东亚夏季降水 EOF1 的模拟能力排在前 6 名 (Song and Zhou, 2014b)。模式很好地模拟出 EOF1 我国梅雨锋区雨带的位置和强度, 只是我国以东梅雨锋区雨带偏窄和位置偏南 (图 2c)。模式能较好地模拟出 EOF1 对应的年际变率, 对应的时间系数 PC1 与观测之间的相关系数为 0.41 (图 2e), 通过了 0.05 的显著水平 t 检验, 且能较好地再现出观测 EOF1 的 5 a 和 2 a 主导周期 (图略)。相对于 EOF1, 模式对 EOF2 的模拟能力明显下降, 模拟的 EOF2 与

观测之间的 ACC 降到 0.36, 其对应 PC2 与观测之间的相关系数为 0.35, 通过了 0.05 的显著水平 t 检验, 但模式仅能再现出观测 EOF2 的 2 a 主导周期, 未能模拟出 5 a 主导周期, 表明模式对 EOF2 的年际变率模拟能力也差于 EOF1。模式模拟的 EOF2 三极子模态明显变窄且偏南, 西北太平洋雨带和副热带地区雨带位置比观测偏南, 模拟的梅雨锋区雨带位置南移到江南, 与观测场上江南降水量偏少正好相反, 即模拟的雨带位置与观测差异较大 (图 2b、d)。模式模拟的东亚副热带地区雨带偏南是目前大部分海气耦合模式普遍存在的缺点 (Song and Zhou, 2014a)。

为了分析东亚夏季降水前两个模态对应的环流和 SST 分布, 文中对模拟和观测降水 EOF 分解对应的时间系数 PC1、PC2 与同期低层 850 hPa 风场及 SST 做了相关分析, 空间分布见图 3。观测场 EOF1 在热带印度洋和西太平洋低层夏季盛行东风, 东亚地区低层风场表现为西北太平洋、日本中部和鄂霍次克海附近的 “反气旋—气旋—反气旋” 经向波列 (图 3a), 这正是典型的东亚—太平洋 (EAP) 遥相关型波列 (黄荣辉, 1990)。其中西北太平洋反气旋决定了东亚夏季降水的雨带分布, 该反气旋偏强导致梅雨锋区夏季降水量偏多、西北太平洋地区降水量偏少。西北太平洋反气旋异常是联系 ENSO 与东亚季风环流的重要纽带。在夏季观测海温场上, 印度洋和西太平洋 SST 偏暖, 而中东太平洋海温趋于变冷。已有研究表明冬季 El Niño 事件对印度洋 SST 有增暖作用, 印度洋是联系冬季 ENSO 与夏季西北太平洋反气旋异常的桥梁 (Xie et al., 2009)。本文分析了观测 PC1 与 Niño3.4 指数的超前滞后相关 (图 4a 虚线), 图 4 中横坐标 (-1)、(0) 和 (1) 分别表示前一年、当年和后一年, 由图可见, PC1 与前一年夏秋季以及前期冬春季 Niño3.4 指数的相关系数均超过 0.4, 通过了 0.05 的显著水平 t 检验, 然而与同期夏季及后期秋冬季 Niño3.4 指数为弱负相关 (未通过信度检验), 表明 EOF1 模态出现在 El Niño 事件峰值之后, 也就是说 EOF1 模态反映的是 El Niño 衰减年东亚季风环流的情况, 这与 Wu et al. (2009) 等分析结果是一致的。夏季热带印度洋海温增暖激发的大气 Kelvin 波导致了西北太平洋反气旋的产生, 从而影响东亚夏季风降水的雨带分布 (Wu et al., 2009; Song and Zhou, 2014a, 2014b)。

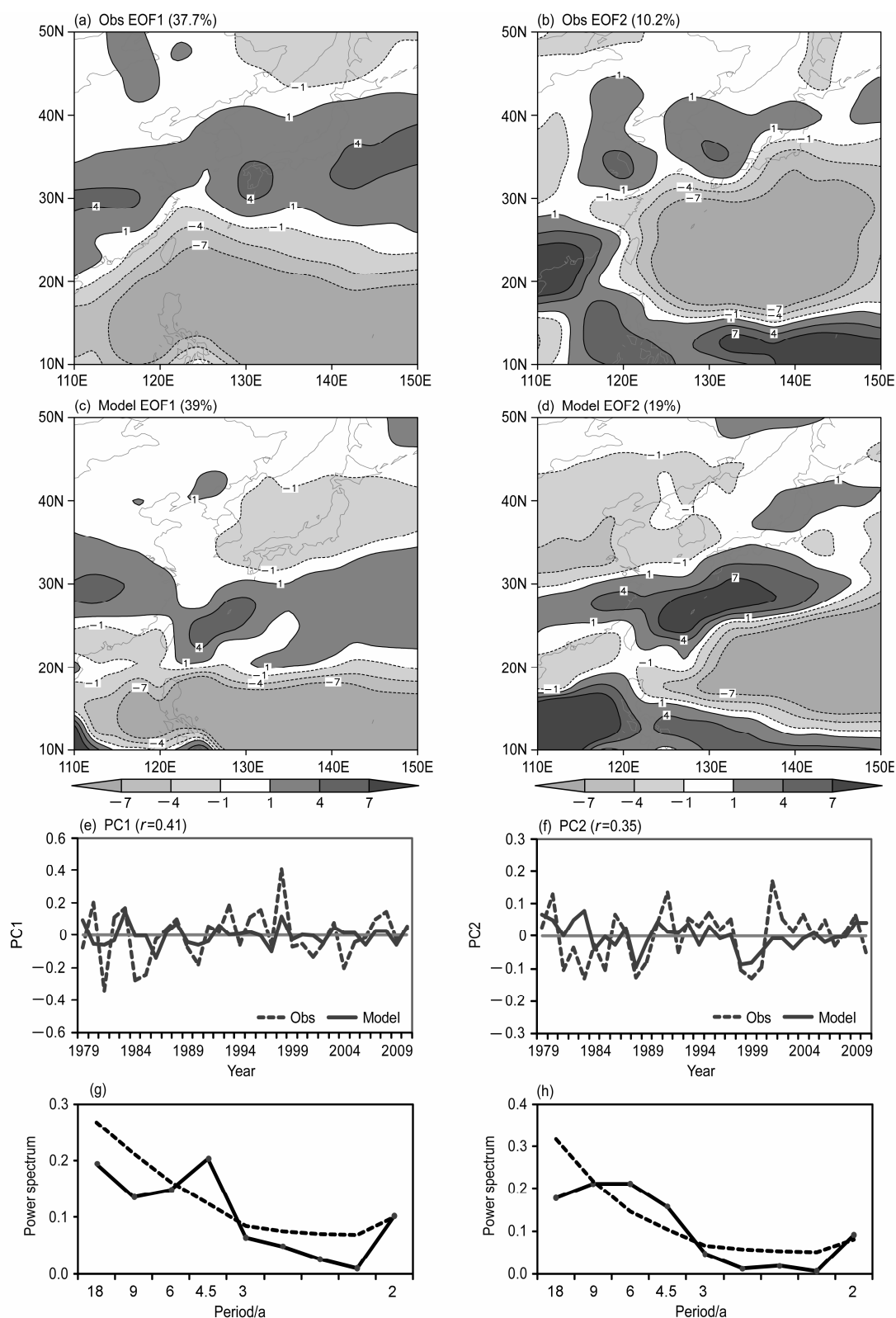


图2 1979~2010年(a、b)观测东亚季风区夏季降水量与(c、d)模拟的夏季降水量EOF分解的前2个模态EOF1、EOF2及其(e、f)对应的时间系数PC1、PC2和(g、h)相应的功率谱。图g、h中虚线为红噪音的95%信度上限

Fig. 2 Spatial distributions of the first two leading EOF modes (EOF1, EOF2) of East Asian summer rainfall from (a, b) the observation and (c, d) the simulation, (e, f) the associated principal components (PC1, PC2) and (g, h) the spectrum analysis corresponding to principal components (PCs) of the observation during 1979–2010. The dotted lines in Fig. g and Fig. h indicate the 95% confidence level upper limit of red noise spectrum

模式能较好地模拟 EOF1 低层风场 EAP 波列特征, 但模拟的西北太平洋和日本中部的反气旋—气旋位置偏南 (图 3c), 导致模拟的我国以东梅雨锋区雨带位置偏南。模式能合理地再现 EOF1 在印度洋和太平洋 SST 分布 (图 3c), 模拟 PC1 与 Niño3.4 相关曲线变化与观测 PC1 基本一致 (图 4), 只是模拟相关曲线变幅大于观测, 表明模式对 SST 的模拟更为理想化, 模拟的夏季中东太平洋海温变冷幅度大于实况 (图 3c)。

观测 EOF2 在赤道太平洋低层盛行西风, 东亚地区从南到北在南海、西北太平洋和日本海附近为

“气旋—反气旋—气旋”经向配置, 南海气旋导致华南地区夏季降水量偏多, 同时看出西北太平洋反气旋位置比 EOF1 偏北偏东, 中心位置位于 27°N 附近, 控制我国江南地区, 使得梅雨锋区雨带位于我国江淮、黄淮及其以东地区, 雨带西边界比 EOF1 偏东, 位置也比 EOF1 偏北, 而江南降水量偏少 (图 2b)。在夏季观测海温场上最明显的特征是热带中东太平洋 SST 偏暖 (图 3b)。从观测 PC2 与 Niño3.4 指数的相关来看 (图 4), PC2 与前期秋冬季为弱负相关, 到前期春季转为正相关, 但未通过显著性检验, 到同期夏季相关系数陡升到 0.58, 与后期秋冬

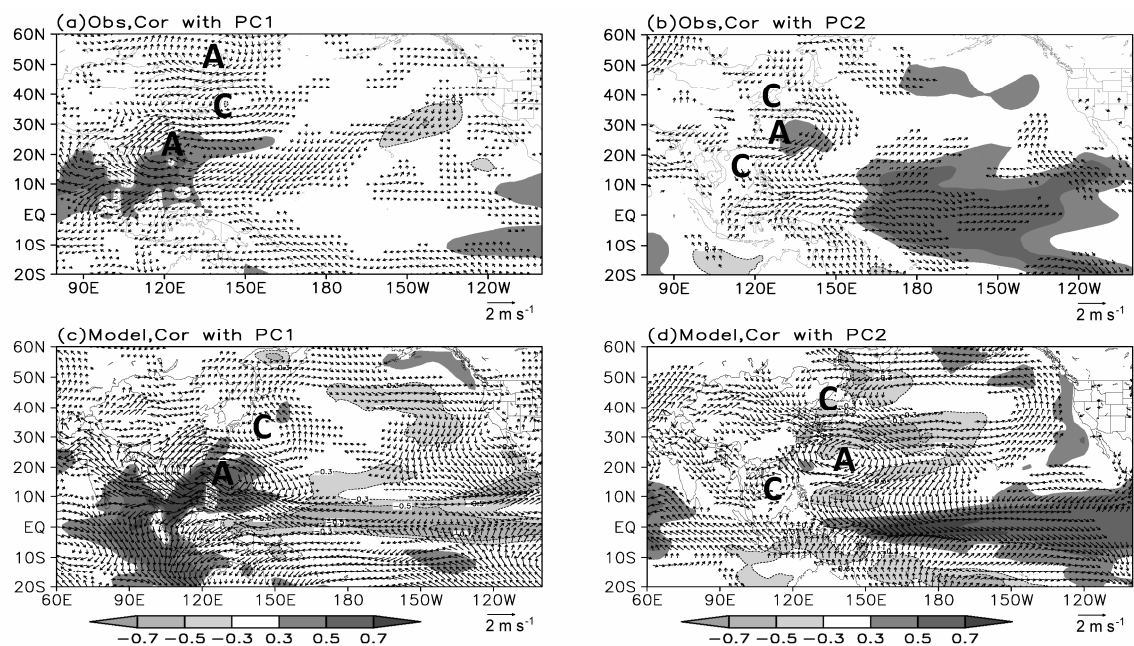


图3 图2中的PC1、PC2与(a、b)同期观测的、(c、d)模拟的850 hPa风场和SST的相关。箭头表示850 hPa风场异常, 阴影区表示与SST的相关系数(通过了0.1的显著水平 t 检验), 字母“C”、“A”分别表示“气旋”、“反气旋”

Fig. 3 The correlation maps of PC1, PC2 in Fig. 2 with the simultaneous (a, b) observed and (c, d) simulated 850-hPa wind and SST. The arrows indicate 850-hPa wind anomalies. The shaded areas indicate the correlation coefficients between the PCs and SST that passes the 0.1 significance level. “C” and “A” represent “cyclone” and “anticyclone”, respectively

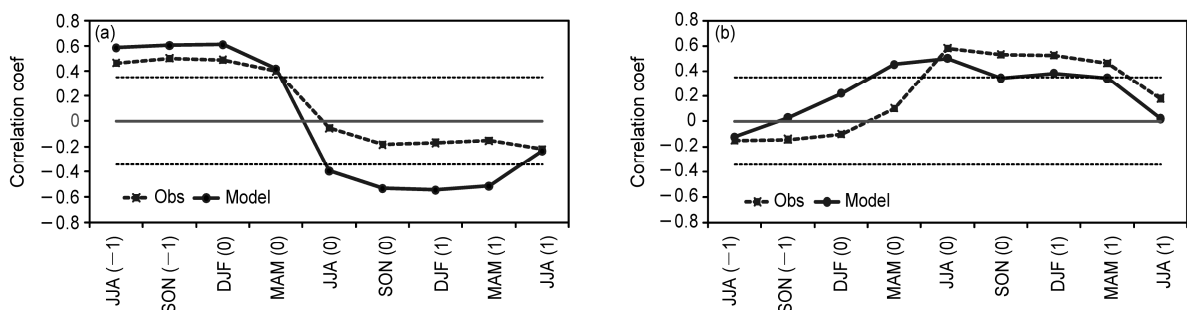


图4 图2中的(a) PC1和(b) PC2与Niño3.4指数超前滞后相关系数。横坐标中(-1)、(0)和(1)分别表示前一年、当年和后一年, 两条水平虚线表示95%信度水平线, JJA、SON、DJF、MAM分别表示6、7、8月, 9、10、11月, 12、1、2月, 3、4、5月

Fig. 4 Lead and lag correlation coefficients of PC1, PC2 with the Niño3.4 index. Labels (-1), (0), and (1) on the x-axis indicate the previous year, the current year, and the next year. The two horizontal dotted lines represent the 95% confidence level using the t test. JJA represents June, July, and August. SON indicates September, October, and November. DJF denotes December, January, and February. MAM represents March, April, and May

季及下一年春季均为明显的正相关,最大相关系数出现在同期夏季,表明 EOF2 对应的是 El Niño 发展位相,这与黄荣辉和陈文(2002)指出在 El Niño 发展阶段我国江淮流域到韩国日本一带夏季降水量偏多而江南降水量偏少的结论相一致。研究表明对应东亚夏季风年际变率 EOF 分解第二模态,赤道中东太平洋正的加热异常在热带西太平洋激发出异常气旋性环流(Wu et al., 2009),从而导致西北太平洋反气旋位置比 EOF1 模态偏北,使得我国江淮流域到韩国、日本一带降水量偏多,而江南降水量偏少。

模式基本能模拟出了 EOF2 在热带太平洋和东亚地区的低层风场特征(图 3d),但模拟的西北太平洋反气旋位置比观测明显偏南,使得模拟的华南雨带南移到南海地区,相应地模拟的梅雨锋区雨带南移到江南地区。模式能较好地再现夏季热带中东太平洋海温变暖的特征(图 3d),模拟 PC2 与 Niño3.4 相关变化曲线与观测基本一致(图 4b),只是前期冬春季相关系数明显大于观测,即模拟夏季热带中东太平洋海温变暖幅度大于观测(图 3d)。

3.3 不同区域夏季降水和气温的预测检验

从 1979~2010 年观测与模拟的夏季降水量的时间相关系数(TCC)分布(图 5a)来看,在东亚热带地区 TCC 大于 0.2,大部分地区通过了 0.1 的显著水平 t 检验,而副热带地区 TCC 明显小于热带地区,模式对热带地区的预报能力明显高于副热带地区。在我国东部地区,黄河以南大部地区 TCC 为正值,其中黄淮南部地区通过了 0.1 的显著水平

t 检验。MRI-CGCM 模式在我国东部的 TCC 分布与 4 个海气耦合模式(CFSv2、GFDL CM2.1、ABOM POAMA2.4、FRCGC SINTEX-F)集合平均回报同一时段夏季降水在我国东部的 TCC 分布(Wang et al., 2015)基本一致,表明 MRI-CGCM 模式在我国东部夏季降水的预报能力与多模式集合平均预报能力相当。从 1979~2010 年观测与模拟的夏季气温的 TCC 分布(图 5b)来看,东亚地区 TCC 均为正值,其中热带地区大部大于 0.3,通过了 0.1 的显著水平 t 检验;在副热带地区,120°E 以东大部 TCC 也通过了 0.1 的显著水平 t 检验,表明模式对东亚地区夏季气温具有较好的预测能力。由图 5 也可看出, MRI-CGCM 对东亚地区夏季气温的模拟能力明显好于夏季降水。

我国东部 1979~2010 年观测与模拟的夏季降水量的 ACC 多年平均为 0.74(图 6),通过了 0.01 的显著水平 t 检验,高于目前国家气候中心预测业务上应用的多模式解释应用集成方法(包含 BCC_CM1.0、CFSv2、MRI-CGCM 和欧洲中期天气预报中心的 System4 等 4 个气候业务模式)回报 2003~2012 年我国夏季降水最佳 ACC(0.05)(刘长征等, 2013)。从每年降水 ACC 变化来看,每年 ACC 均通过了 0.01 的显著水平 t 检验,其中最小值为 0.58(2003 年),最大值为 0.89(1999 年)。模式模拟我国东部夏季气温与观测之间的 32 年平均 ACC 为 0.68(图 6),通过了 0.01 的显著水平 t 检验,其中 ACC 最小是 0.48(2007 年),最大是 0.79(1979 年)。表明模式对我国东部夏季降水和气温

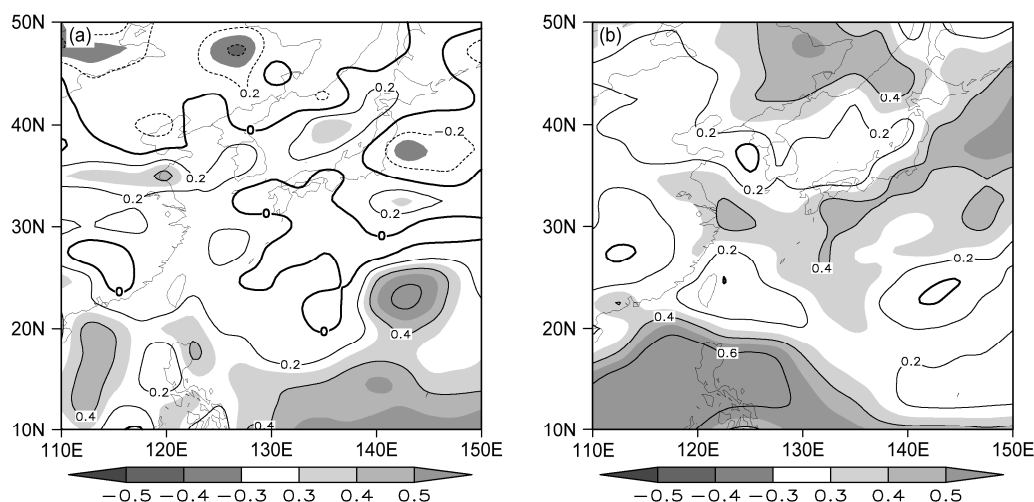


图 5 模拟的 1979~2010 年夏季 (a) 降水量、(b) 气温与观测的降水量、气温之间的时间相关系数分布。阴影区表示通过了 0.1 的显著水平 t 检验
Fig. 5 Temporal correlation coefficients between simulated and observed summer (a) rainfall and (b) mean temperature during 1979–2010. Areas passing 0.1 significance level using the t test are shaded

的空间异常分布型具有较好的模拟能力。

我国东部、华南地区和江淮流域模拟与观测降水多年平均距平符号一致率分别为 53%、53%和 58% (图 7a), 其中模式对江淮流域的预报技巧最高。1979~2010 年中江淮流域距平符号一致率大于 75% 有 9 年 (图 7a), 分别为: 1981、1985、1986、1993、1996、1997、1998、2002 和 2007 年, 这 9 年中除了 1981 年和 1985 年为正常年外, 其他年份均为 ENSO 年, 也就是说 ENSO 年模式对江淮流域夏季降水的预测能力较强。我国东部、华南地区和江淮流域模拟夏季降水 32 年平均 PS 评分分别为 69、68 和 70 分 (图 7b), 略高于我国夏季降水业务预测多年平均 (65 分) (艾锐秀等, 2008; 2015 年国家气候中心气象现代化实施方案)。从各年 PS 评分来看, 我国东部、华南地区和江淮流域 PS 评分超过 70 分的分别有 16 年、20 年和 19 年, 即各

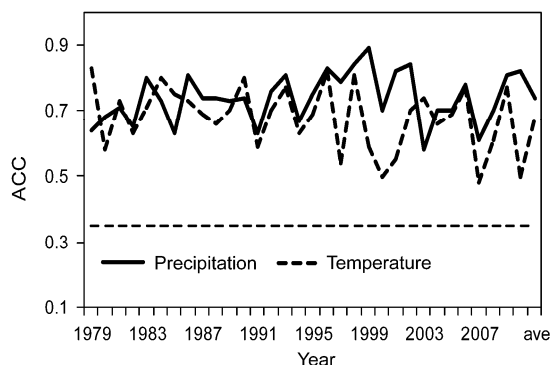
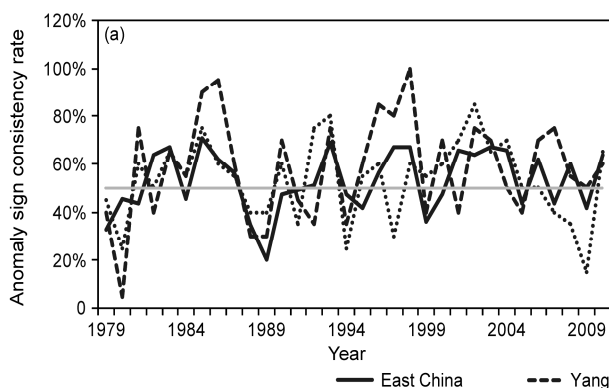


图 6 模拟的 1979~2010 年我国东部夏季降水量、气温与观测之间的空间相关系数, 图中虚线表示 99% 信度水平线

Fig. 6 Spatial correlation coefficients (ACC) between simulated and observed summer rainfall and summer mean temperature over eastern China from 1979 to 2010. The dashed line represents the 99% confidence level using the t test



个区域 32 年中有一半以上年份预测评分超过 70 分, MRI-CGCM 模式对我国各区域夏季降水年际变化具有较好的预测能力。模式模拟的 1979~2010 年我国东部夏季气温平均符号一致率和 PS 评分为 62% 和 74 分 (图略)。从各年 PS 评分来看, PS 评分超过 70 分的有 22 年, 即 32 年中有三分之二的年份预测评分超过 70 分 (图略), 模式对我国东部夏季气温年际变化也具有较好的预测能力。

3.4 模拟的东亚夏季风指数的订正

Wang et al. (2008) 对目前 25 种东亚夏季风指数进行了评估, 指出 Wang 定义的东亚夏季风指数 (Wang and Fan, 1999) 和张庆云定义的东亚夏季风指数 (张庆云等, 2003) 与东亚夏季风的多变量 EOF 分解 PC1 的相关系数分别为 -0.97 和 -0.93, 是 25 种指数中相关系数最高的前两种。这两个指数定义相似, 均用东亚热带地区和副热带地区的纬向风南北梯度来定义, 反映东亚热带辐合带 (季风槽) 与副热带辐合带 (梅雨锋) 的强度存在反位相变化特征。两者的差异只是选取的区域不同而已。这两个指数物理意义明确且计算简单, 两者 1979~2010 年相关系数达 0.93。我国短期气候预测业务中普遍采用张庆云定义的指数 (简称 EASMI) 来表征东亚夏季风强弱, 因此本文也采用 EASMI 来评估模式对东亚夏季风年际变化的模拟能力。EASMI 是用东亚热带地区 ($10^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$, $100^{\circ}\sim 150^{\circ}\text{E}$) 与副热带地区 ($25^{\circ}\sim 35^{\circ}\text{N}$, $100^{\circ}\sim 150^{\circ}\text{E}$) 夏季平均的 850 hPa 风场的纬向风距平之差来表示。当指数小 (大) 表明东亚夏季风弱 (强), 东亚热带季风槽区夏季降水量偏少 (多), 而梅雨锋区降水量偏多 (少)。

从观测 EASMI 与同期降水和 850 hPa 风场的相关分布来看, 当东亚夏季风偏弱 (强) 时, 西太平

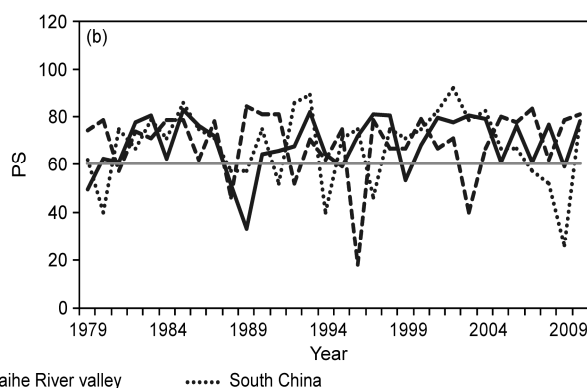


图 7 模式模拟中国各区域夏季降水量和观测降水量的 (a) 距平符号一致率和 (b) PS 评分

Fig. 7 The (a) anomaly sign consistency rate and (b) predict score (PS) between simulated and observed summer rainfall

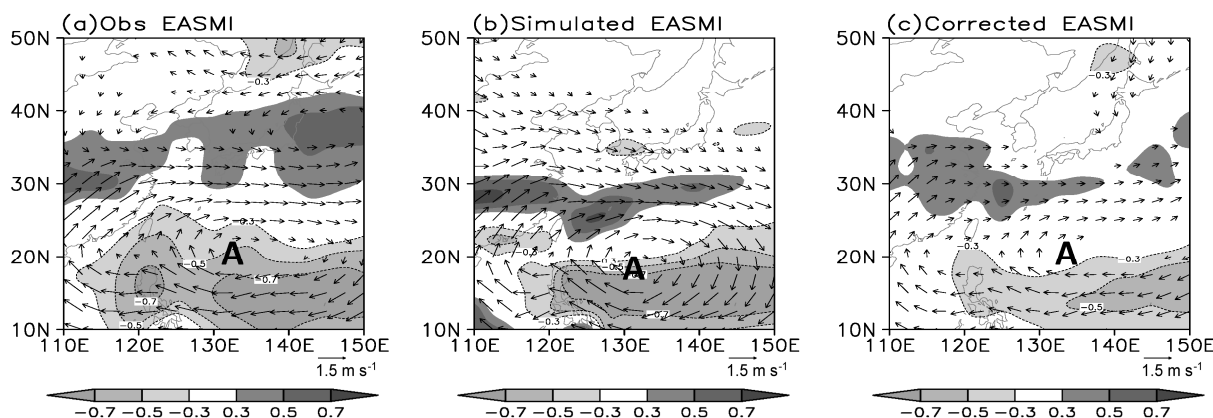


图 8 1979~2010 年 (a) 观测的 EASMI 与观测的夏季降水量、(b) 模拟的 EASMI 与模拟的降水量、(c) 订正的 EASMI 与观测的夏季降水量和 850 hPa 风场异常 (箭头, 单位: m s^{-1}) 的相关关系分布。阴影区表示通过 0.1 的显著水平 t 检验

Fig. 8 Distributions of correlation coefficients (a) between the observed EASMI (East Asian Summer Monsoon Index), observed summer rainfall and 850-hPa wind anomalies (arrows, units: m s^{-1}), (b) between the simulated EASMI, simulated summer rainfall and 850-hPa wind anomalies, (c) between the corrected EASMI, observed summer rainfall and 850-hPa wind anomalies. Areas passing 0.1 significance level using the t test are shaded

洋地区为异常反气旋 (气旋), 受其影响, 东亚夏季降水从南到北为偶极子经向分布, 西太平洋地区夏季降水量偏少 (多), 而我国江淮流域到韩国、日本一带梅雨锋区降水量偏多 (少) (图 8a)。比较图 8a 和图 2a 可见, 观测 EASMI 强弱对应的东亚夏季降水分布与观测东亚夏季降水 EOF1 模态基本一致, 1979~2010 年观测 EASMI 与 PC1 相关系数为 0.84, 即 EASMI 反映的是东亚夏季降水的 EOF1 模态。

1979~2010 年模拟和观测的 EASMI 变化曲线基本一致 (图 9), 相关系数为 0.51, 通过了 0.01 的显著水平 t 检验, 表明 MRI-CGCM 模式对东亚夏季风预测技巧较高, 较好地模拟出东亚夏季风的年际变化, 但模拟的东亚夏季风指数变幅偏小。模式 EASMI 能模拟出西太平洋反气旋和东亚夏季风降水偶极子经向分布型, 当模拟东亚夏季风偏弱 (强) 时, 西太平洋地区降水量偏少 (多), 而梅雨锋区降水量偏多 (少), 但是模拟的西太平洋反气旋比实况偏南, 导致模拟的梅雨锋区雨带位置偏南 (图 8b)。

模拟 EASMI 对应的梅雨锋区雨带位置偏南, 那么是否可以模拟的 EASMI 进行订正, 使得模拟的梅雨锋区雨带位置与实况更为接近呢。本文尝试利用观测的 EASMI 与模拟模态对应的 PC 建立多元回归方程来订正 EASMI。把观测的 EASMI 作为预报变量, 东亚夏季降水前 4 个模态对应的 PC 作为预报因子, 建立多元线性回归方程, 文中把这种

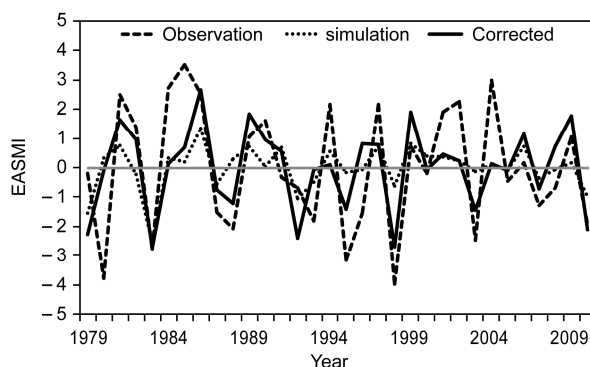


图 9 1979~2010 年观测、模拟和订正的 EASMI

Fig. 9 The time series of observed, simulated, and corrected EASMI during 1979~2010

订正方法称为 PC 订正法。文中选前 4 个 PC 的原因是前 4 个 PC 与观测的 EASMI 相关性较好, 相关系数分别为 0.57、-0.16、0.22 和 -0.28, 而第 5 模态之后的 PC 与观测的 EASMI 的相关性明显下降。根据 PC 订正方法利用交叉检验计算出 1979~2010 年订正的 EASMI。下面简要介绍订正方案: 例如, 要订正第 j 年的 EASMI, 通过多元线性回归方程:

$$I_{1 \times (N-1)}^{\text{Obs}} = C_{1 \times k} P_{k \times (N-1)}^{\text{Mod}} + \varepsilon_{1 \times (N-1)}, \quad (1)$$

其中, $I_{1 \times (N-1)}^{\text{Obs}}$ 为去掉第 j 年后的 $(N-1)$ 年的观测 EASMI, $P_{k \times (N-1)}^{\text{Mod}}$ 为去掉第 j 年后的 $(N-1)$ 年模式模拟 PC, $\varepsilon_{1 \times (N-1)}$ 为去掉第 j 年后的 $(N-1)$ 年残差序列, $k=4$ 。这样计算出多元回归系数 $C_{1 \times k}$, 然后把多元回归系数乘以第 j 年模式模拟前 4 个 PC 即可得到第 j 年的订正 EASMI, 即 $I_j^{\text{adj}} = C_{1 \times k} (P_j^{\text{Mod}})_{k \times 1}$ 。

依次类推, 可得到 1979~2010 年订正的 EASMI。

表 1 是 1979~2010 年订正前后 EASMI 与观测 EASMI 的比较, 订正指数与实况相关系数明显增大, 由订正前 0.51 增到 0.65。订正 EASMI 变幅也明显增大, 标准差从订正前 0.75 增大到订正后 1.4, 增幅为 87%; 大于 1 个标准差年数从 6 年升到 12 年, 偏多了一倍(表 1 和图 9)。订正 EASMI 与观测距平符号一致率也从订正前 84% 升到 91%, 上升了 7%, 订正 EASMI 年际波动与实况更为吻合(表 1 和图 9)。订正 EASMI 有 1980 年、1982 年、1988 年和 2000 年等 4 年, 由订正前与观测符号相反变为符号一致, 但是订正后 EASMI 在 1996 年和 2008 年, 由订正前与观测符号一致转为符号相反。订正后 EASMI 变幅明显增大的年份有 14 年, 分别为 1981、1982、1986、1988、1989、1992、1995、1996、1998、1999、2003、2008、2009 和 2010 年, 这 14 年中除了 1981 年外, 其他 13 年都是 ENSO 年, 表明利用 PC 订正法对 ENSO 年订正效果更好, 也就是说海温信号较强年订正效果更显著。

表 1 1979~2010 年观测的和订正前、后的 EASMI 比较
Table 1 Comparison of simulated and corrected EASMI with the observed EASMI during 1979–2010

	与观测的		与观测距平	
	相关系数	标准差	符号一致率	大于 1 个标准 差年数
观测 EASMI	1	2.08	100%	13
订正前 EASMI	0.51	0.75	84%	6
订正后 EASMI	0.65	1.40	91%	12

从订正 EASMI 与观测夏季降水量和 850 hPa 风场的相关分布(图 8b)来, 订正后对应西太平洋反气旋位置比订正前偏北, 与实况较为接近, 使得订正后我国梅雨锋区雨带位置也偏北, 与实况更为吻合, 表明订正 EASMI 对模拟梅雨锋区雨带偏南的缺点也有一定的改善。

4 结论

本文利用日本气象厅海气耦合模式 MRI-CGCM 的输出结果和观测资料进行比较, 从东亚夏季风气候态、主模态和年际变化等三个方面, 来评估模式对东亚夏季风的预测性能, 在此基础上, 利用 PC 订正法对东亚夏季风指数进行了订正, 得到以下结论:

(1)MRI-CGCM 模式对东亚夏季风气候态有较好的模拟能力, 能模拟出东亚地区夏季降水从北到

南递增、西北太平洋反气旋以及我国东部受该气旋的西北侧西南气流控制的特征。但模拟的西北太平洋反气旋偏弱、偏东, 导致模拟的副热带地区降水量偏小。

(2)模式能够较好地模拟出东亚夏季风降水的第一模态空间分布特征, 模拟的 EOF1 与观测之间的 ACC 为 0.72, 通过了 0.01 的显著水平 t 检验; 模式也能较好地再现其对应的年际变率, 其时间系数 PC1 与观测之间的相关系数为 0.41, 能模拟出观测 EOF1 的 2 a 和 5 a 主导周期; 但模拟的降水量年际变率幅度偏小和我国以东梅雨锋区雨带位置偏南, 这与模拟的西北太平洋反气旋位置偏南偏弱有关。MRI-CGCM 较好地再现出 EOF1 对应 El Niño 衰减位相, 热带印度洋和西太平洋夏季 SST 偏暖, 而热带中东太平洋夏季 SST 偏冷, 与观测相符。

(3)模式对降水 EOF2 的模拟能力明显差于 EOF1, 模拟的 EOF2 与观测之间的 ACC 为 0.36, 相应的模拟 PC2 与观测之间的相关系数为 0.35, 模式能再现观测 EOF2 的 2 a 主导周期, 但未能模拟出 EOF2 的 5 a 主导周期。模式能再现出 EOF2 对应 El Niño 发展位相, 但模拟的西太平洋反气旋明显偏南, 导致模拟的雨带位置偏南, 模拟的梅雨锋区雨带位置位于江南, 与观测场上江南降水量偏少相反, 模拟的 EOF2 雨带位置与观测差异较大。

(4)MRI-CGCM 较好地模拟出我国夏季降水和气温的空间异常分布和年际变化。模拟与观测夏季降水和气温多年平均 ACC 分别为 0.74 和 0.68, 均通过了 0.01 的显著水平 t 检验, 其中降水平均 ACC 高于目前国家气候中心预测业务上应用的多模式解释应用集成预测。模式模拟我国东部、江淮流域和华南地区夏季降水多年平均 PS 评分分别为 69、70 和 68 分, 略高于我国夏季降水业务多年平均(65 分)。模拟的我国东部夏季气温与观测多年平均符号一致率和 PS 评分分别为 62%和 74 分。

(5)利用观测 EASMI 与模拟 PC 的关系建立多元线性回归方程来订正 EASMI, 订正后 EASMI 在相关系数、符号一致率、模拟 EASMI 变幅偏小和我国梅雨锋区雨带偏南等方面均有一定的改善。订正 EASMI 与实况的相关系数由 0.51 提高到 0.65, 符号一致率由 84% 升到 91%; 订正后 EASMI 标准差从 0.75 增大到 1.4, 大于 1 个标准差年数由 6 年变为 12 年; 订正后对应西太平洋反气旋位置 and 我国梅雨锋区雨带位置与实况更为吻合; PC 订正法

对 ENSO 年的订正效果更为明显。订正 EASMI 在夏季预测业务中应该具有实际的应用价值。

致谢 感谢两位匿名审稿专家对论文修改提出的宝贵意见。

参考文献 (References)

- Adler R F, Huffman G J, Chang A, et al. 2003. The version-2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979–present) [J]. *J. Hydrometeorol.*, 4 (6): 1147–1167, doi:10.1175/1525-7541(2003)004<1147:TVGPCP>2.0.CO;2.
- 艾锐秀, 孙林海, 刘绿柳. 2008. NCC_CGCM 模式的我国夏季降水集合预报方法效果评估及改进 [J]. *热带气象学报*, 24 (3): 307–312. Ai Wanxiu, Sun Linhai, Liu Lulu. 2008. Evaluation and improvement of summer precipitation ensemble forecast by the NCC-CGCM model [J]. *J. Trop. Meteor.* (in Chinese), 24 (3): 307–312, doi:10.3969/j.issn.1004-4965.2008.03.015.
- 陈丽娟, 袁媛, 杨明珠, 等. 2013. 海温异常对东亚夏季风影响机理的研究进展 [J]. *应用气象学报*, 24 (5): 521–532. Chen Lijuan, Yuan Yuan, Yang Mingzhu, et al. 2013. A review of physical mechanisms of the global SSTA impact on EASM [J]. *J. Appl. Meteor. Sci.* (in Chinese), 24 (5): 521–532, doi:10.3969/j.issn.1001-7313.2013.05.002.
- Collins M, AchutaRao K, Ashok K, et al. 2013. Observational challenges in evaluating climate models [J]. *Nature Climate Change*, 3 (11): 940–941, doi:10.1038/nclimate2012.
- 丁一汇. 2011. 季节气候预测的进展和前景 [J]. *气象科技进展*, 1 (3): 14–27. Ding Yihui. 2011. Progress and prospects of seasonal climate prediction [J]. *Adv. Meteor. Sci. Technol.* (in Chinese), 1 (3): 14–27.
- 董敏, 吴统文, 王在志, 等. 2013. BCC_CSM1.0 模式对 20 世纪降水及其变率的模拟 [J]. *应用气象学*, 24 (1): 1–11. Dong Min, Wu Tongwen, Wang Zaizhi, et al. 2013. Simulation of the precipitation and its variation during the 20th century using the BCC climate model (BCC_CSM1.0) [J]. *J. Appl. Meteor. Sci.* (in Chinese), 24 (1): 1–11, doi:10.3969/j.issn.1001-7313.2013.01.001.
- Gao Hui, Yang Song, Kumar A, et al. 2011. Variations of the East Asian Meiyu and simulation and prediction by the NCEP climate forecast system [J]. *J. Climate*, 24 (1): 94–108, doi:10.1175/2010JCLI3540.1.
- He Chao, Zhou Tianjun. 2014. The two interannual variability modes of the western North Pacific subtropical high simulated by 28 CMIP5-AMIP models [J]. *Climate Dyn.*, 43 (9–10): 2455–2469, doi:10.1007/s00382-014-2068-x.
- He Chao, Zhou Tianjun. 2015. Responses of the western North Pacific subtropical high to global warming under RCP4.5 and RCP8.5 scenarios projected by 33 CMIP5 models: The dominance of tropical Indian Ocean–tropical western Pacific SST gradient [J]. *J. Climate*, 28 (1): 365–380, doi:10.1175/JCLI-D-13-00494.1.
- 何超, 周天军, 邹立维, 等. 2012. 夏季西北太平洋副热带高压的两种年际变率模态 [J]. *中国科学: 地球科学*, 42 (12): 1923–1936. He Chao, Zhou Tianjun, Zou Liwei, et al. 2013. Two interannual variability modes of the northwestern Pacific subtropical anticyclone in boreal summer [J]. *Sci. China Earth Sci.*, 56 (7): 1254–1265.
- 黄荣辉. 1990. 引起我国夏季旱涝的东亚大气环流异常遥相关及其物理机制的研究 [J]. *大气科学*, 14 (1): 108–117. Huang Ronghui. 1990. Studies on the teleconnections of the general circulation anomalies of East Asia causing the summer drought and flood in China and their physical mechanism [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmos. Sinica)* (in Chinese), 14 (1): 108–117, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1990.01.14.
- 黄荣辉, 陈文. 2002. 关于亚洲季风与 ENSO 循环相互作用研究最近的进展 [J]. *气候与环境研究*, 7 (2): 146–159. Huang Ronghui, Chen Wen. 2002. Recent progresses in the research on the interaction between Asian monsoon and ENSO cycle [J]. *Climatic and Environmental Research* (in Chinese), 7 (2): 146–159, doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2002.02.03.
- 黄荣辉, 蔡榕硕, 陈际龙, 等. 2006. 我国旱涝气候灾害的年代际变化及其与东亚气候系统变化的关系 [J]. *大气科学*, 30 (5): 730–743. Huang Ronghui, Cai Rongshuo, Chen Jilong, et al. 2006. Interdecadal variations of drought and flooding disasters in China and their association with the East Asian climate system [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 30 (5): 730–743, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2006.05.02.
- 贾小龙, 陈丽娟, 高辉, 等. 2013. 我国短期气候预测技术进展 [J]. *应用气象学报*, 24 (6): 641–655. Jia Xiaolong, Chen Lijuan, Gao Hui, et al. 2013. Advances of the short-range climate prediction in China [J]. *J. Appl. Meteor. Sci.* (in Chinese), 24 (6): 641–655, doi:10.11898/1001-7313.20130601.
- 姜大膀, 王会军, 郎咸梅. 2004. 全球变暖背景下东亚气候变化的最新情景预测 [J]. *地球物理学报*, 47 (4): 590–596. Jiang Dabang, Wang Huijun, Lang Xianmei. 2004. East Asian climate change trend under global warming background [J]. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 47 (4): 590–596, doi:10.3321/j.issn.0001-5733.2004.04.007.
- Jiang Xingwen, Yang Song, Li Yueqing, et al. 2013. Seasonal-to-interannual prediction of the Asian summer monsoon in the NCEP climate forecast system version 2 [J]. *J. Climate*, 26 (11): 3708–3727, doi:10.1175/JCLI-D-12-00437.1.
- Kistler R, Collins W, Saha A, et al. 1996. The NCEP–NCAR 50-year reanalysis: Monthly means CD-ROM and documentation [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 82 (2): 247–268, doi:10.1175/1520-0477(2001)082<0247:TNMYRM>2.3.CO;2.
- 刘长征, 杜良敏, 柯宗建, 等. 2013. 国家气候中心多模式解释应用集成预测 [J]. *应用气象学报*, 24 (6): 677–685. Liu Changzheng, Du Liangmin, Ke Zongjian, et al. 2013. Multi-model downscaling ensemble prediction in National Climate Center [J]. *J. Appl. Meteor. Sci.* (in Chinese), 24 (6): 677–685, doi:10.3969/j.issn.1001-7313.2013.06.004.
- Rajendran K, Kitoh A, Yukimoto S. 2004. South and East Asian summer monsoon climate and variation in the MRI Coupled Model (MRI-CGCM2) [J]. *J. Climate*, 17 (4): 763–782, doi:10.1175/1520-0442(2004)017<0763:SAEASM>2.0.CO;2.
- 司东, 丁一汇, 柳艳菊. 2009. 全球海气耦合模式 (BCC_CM1.0) 对江淮梅雨降水预报的检验 [J]. *气象学报*, 67 (6): 947–960. Si Dong, Ding Yihui, Liu Yanju. 2009. Evaluation of Meiyu prediction in the Yangtze–Huaihe region by coupled ocean–atmosphere general circulation model (BCC_CM1.0) [J]. *Acta Meteor. Sinica* (in Chinese), 67 (6): 947–960, doi:10.11676/qxb2009.092.
- Smith T M, Reynolds R W, Peterson T C, et al. 2008. Improvements to

- NOAA's historical merged land-ocean surface temperature analysis (1880–2006) [J]. *J. Climate*, 21 (10): 2283–2296, doi:10.1175/2007JCLI2100.1.
- Song Fengfei, Zhou Tianjun. 2014a. Interannual variability of East Asian summer monsoon simulated by CMIP3 and CMIP5 AGCMs: Skill dependence on Indian Ocean–western Pacific anticyclone teleconnection [J]. *J. Climate*, 27 (4): 1679–1697, doi:10.1175/JCLI-D-13-00248.1.
- Song Fengfei, Zhou Tianjun. 2014b. The climatology and interannual variability of East Asian summer monsoon in CMIP5 coupled models: Does air–sea coupling improve the simulations? [J]. *J. Climate*, 27 (23): 8761–8777, doi:10.1175/JCLI-D-14-00396.1.
- Song Fengfei, Zhou Tianjun, Qian Yun. 2014. Responses of East Asian summer monsoon to natural and anthropogenic forcings in the 17 latest CMIP5 models [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 41 (2), doi:10.1002/2013GL058705.
- 孙颖, 丁一汇. 2008. IPCC AR4 气候模式对东亚夏季风年代际变化的模拟性能评估 [J]. *气象学报*, 66 (5): 765–780. Sun Ying, Ding Yihui. 2008. Validation of IPCC AR4 climate models in simulating interdecadal change of East Asian summer monsoon [J]. *Acta Meteor. Sinica* (in Chinese), 66 (5): 765–780, doi:10.11676/qxxb2008.070.
- Tao Shiyan, Chen Longxun. 1987. A review of recent research on the East Asian summer monsoon in China [M]//*Monsoon Meteorology*. Chang C P, Krishnamurti T N, Eds. Oxford: Oxford University Press, 62–92.
- Wang Bin, Fan Zhen. 1999. Choice of South Asian summer monsoon indices [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 80 (4): 629–638, doi:10.1175/1520-0477(1999)080<0629:COASAM>2.0.CO;2.
- Wang Bin, Wu Zhiwei, Li Jianping, et al. 2008. How to measure the strength of the East Asian summer monsoon [J]. *J. Climate*, 21 (17): 4449–4463, doi:10.1175/2008JCLI2183.1.
- Wang Bin, Lee J Y, Xiang Baoqiang. 2015. Asian summer monsoon rainfall predictability: A predictable mode analysis [J]. *Climate Dyn.*, 44 (1–2): 61–74, doi:10.1007/s00382-014-2218-1.
- Wu Bo, Zhou Tianjun, Li T. 2009. Seasonally evolving dominant interannual variability modes of East Asian climate [J]. *J. Climate*, 22 (11): 2992–3005.
- 吴统文, 宋连春, 李伟平, 等. 2013. 北京气候中心气候系统模式研发进展——在气候变化研究中的应用 [J]. *气象学报*, 72 (1): 12–29. Wu Tongwen, Song Lianchun, Li Weiping, et al. 2013. An overview on progress in Beijing Climate Center climate system model—Its development and application to climate change studies [J]. *Atca Meteor. Sinica* (in Chinese), 72 (1): 12–29, doi:10.11676/qxxb2013.084.
- Xie Pingping, 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 (11): 2539–2558, doi:10.1175/1520-0477(1997)078<2539:GPAYMA>2.0.CO;2.
- Xie S P, Hu K M, Hafner J, et al. 2009. Indian Ocean capacitor effect on Indo-Western Pacific climate during the summer following El Niño [J]. *J. Climate*, 22 (3): 730–747, doi:10.1175/2008JCLI2544.1.
- Yukimoto S, Noda A, Kitoh A, et al. 2001. The new meteorological research institute coupled GCM (MRI-CGCM2): Model climate and variability [J]. *Papers Meteor. Geophys.*, 51 (2): 47–88, doi:10.2467/mripapers.51.47.
- 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 Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 32 (2): 261–276, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2008.02.06.
- 张庆云, 陶诗言, 陈烈庭. 2003. 东亚夏季风指数的年际变化与东亚大气环流 [J]. *气象学报*, 61 (4): 559–568. Zhang Qingyun, Tao Shiyan, Chen Lieting. 2003. The interannual variability of East Asian summer monsoon indices and its association with the pattern of general circulation over East Asia [J]. *Acta Meteor. Sinica* (in Chinese), 61 (4): 559–568, doi:10.3321/j.issn:0577-6619.2003.05.005.
- Zhou Tianjun, Yu Rucong, Li Hongmei, et al. 2008. Ocean forcing to changes in global monsoon precipitation over the recent half-century [J]. *J. Climate*, 21 (15): 3833–3852, doi:10.1175/2008JCLI2067.1.
- Zou Liwei, Zhou Tianjun. 2013. Can a regional ocean–atmosphere coupled model improve the simulation of the interannual variability of the western North Pacific summer monsoon? [J]. *J. Climate*, 26 (7): 2353–2367, doi:10.1175/JCLI-D-11-00722.1.