

张莉, 吴统文, 辛晓歌, 等. 2013. BCC_CSM 模式对热带降水年循环模态的模拟 [J]. 大气科学, 37 (5): 994–1012, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.12126.
Zhang Li, Wu Tongwen, Xin Xiaoge, et al. 2013. The annual modes of tropical precipitation simulated by the Beijing Climate Center Climate System Model (BCC_CSM) [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 37 (5): 994–1012.

BCC_CSM 模式对热带降水年循环模态的模拟

张莉¹ 吴统文¹ 辛晓歌¹ 张洁¹ 房永杰¹ 王在志¹ 魏敏²

¹ 国家气候中心, 北京 100081

² 国家气象信息中心, 北京 100081

摘 要 本文评估了国家气候中心发展的两个不同分辨率海—陆—气—冰多圈层耦合气候系统模式 BCC_CSM1.1 和 BCC_CSM1.1 (m) 对热带降水两个年循环模态——揭示降水冬夏季差异的季风模态和揭示过渡季节春季和秋季非对称特征的春秋非对称模态的模拟能力, 讨论了模拟偏差产生的可能原因。分析结果表明, BCC_CSM1.1 和 BCC_CSM1.1 (m) 均能合理再现全球年平均降水的基本分布特征, 也能较合理再现热带降水年循环模态的基本分布特征, 尤其季风模态中降水与环流关于赤道反对称的特征; 能够较合理再现春秋非对称模态与热带海洋表面温度 (SST) 年循环之间的关系。大气温度场、环流场以及热带 SST 的模拟偏差对降水季风模态有影响; 热带 SST 年循环的偏差对降水春秋非对称模态的模拟偏差有贡献; 模式分辨率对降水年循环模态的模拟也有一定影响。对比分析显示, 大气模式和陆面模式水平分辨率提高之后模式在某些模拟性能上有所提高, 这表现在: BCC_CSM1.1 (m) 模拟的 1~12 月降水气候态的空间变率更接近观测; 热带海表温度年循环总体上更接近观测; 模拟的热带降水年循环模态的部分特征更合理。但 BCC_CSM1.1 (m) 的模拟结果相对观测仍存在较大偏差, 有待进一步改进。

关键词 降水年循环模态 气候系统模式 季风 分辨率

文章编号 1006-9895(2013)05-0994-19

中图分类号 P467

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.12126

The Annual Modes of Tropical Precipitation Simulated by the Beijing Climate Center Climate System Model (BCC_CSM)

ZHANG Li¹, WU Tongwen¹, XIN Xiaoge¹, ZHANG Jie¹, FANG Yongjie¹, WANG Zaizhi¹,
and WEI Min²

¹ National Climate Center, China Meteorological Administration, Beijing 100081

² National Meteorological Information Center, China Meteorological Administration, Beijing 100081

Abstract The performance of two multisphere coupled climate system models developed by the Beijing Climate Center (BCC_CSM) to simulate the annual modes of tropical precipitation is evaluated and possible reasons for the resulting simulation biases are discussed. The results indicate that both BCC_CSM1.1 and BCC_CSM1.1(m) can reasonably reproduce the major characteristics of the global annual mean precipitation and annual modes of tropical precipitation. The solstice modes simulated by the two models exhibit equatorial antisymmetric structure, which corresponds to observations. BCC_CSM can reasonably reproduce the relationship between the spring–fall asymmetric mode and tropical sea surface temperature (SST). The biases in air temperature, atmospheric circulation, and tropical SST contribute to the deficiency of the solstice modes. The simulation biases in the SST annual cycle contribute to the biases in the

收稿日期 2012-08-11, 2012-11-28 收修定稿

资助项目 国家重大科学研究计划项目 2010CB951902, 公益性行业 (气象) 科研专项 GYHY201306020、GYHY201306062, 国家自然科学基金资助项目 41175074、41105054, 国家高技术研究发展计划项目 2010AA012403

作者简介 张莉, 女, 1978 年出生, 高级工程师, 主要从事气候系统模式评估和气候变化研究。E-mail: zhangli@cma.gov.cn

spring-fall asymmetric mode of tropical precipitation. The differences in horizontal resolution of atmospheric model and land model affect the simulation of precipitation annual modes in BCC_CSM to some extent. The comparison shows that the spatial variabilities of climatological monthly precipitation from January to December simulated by BCC_CSM1.1 (m) are closer to the observations than those by BCC_CSM1.1 and the SST annual cycles in the tropical ocean are generally more reasonable in BCC_CSM1.1 (m) owing to its finer horizontal resolution. However, obvious biases remain in BCC_CSM1.1 (m). Therefore, further work is required to improve the performance of BCC_CSM.

Keywords Annual modes of precipitation, Climate system model, Monsoon, Resolution

1 引言

气候系统模式是研究气候系统各圈层之间复杂相互作用、历史气候变化归因以及未来气候变化特征的重要工具。气候系统模式的基本模拟能力则对这些研究工作的开展非常关键。为提高气候系统模式的模拟能力,需要对模式的基本性能进行评估,年循环模拟能力的评估是其中一项重要的内容,它反映了气候系统对外强迫——太阳辐射的响应,模式对年循环模拟能力的提高有利于模式对气候变率模拟的改善(Sperber and Palmer, 1996; Slingo et al., 2003; Wang et al., 2011)。降水不仅将外部辐射强迫和大气环流联系起来,降水释放的潜热在驱动热带大气环流和气候系统能量平衡中还有着重要的作用(Wang and Ding, 2008),模式中的降水与环流模拟之间互相影响,也因此成为本研究关注的重点。而季风区是各种时间尺度降水变率最大的地区(符淙斌和曾昭美, 1997),各季风区之间存在着紧密的联系和相互作用。全球季风是全球尺度的大气环流随季节变化的持续性翻转(Trenberth et al., 2000),降水年循环模态是全球季风的重要表现,它能否在模式中得到合理的模拟直接关系到对季风变率的模拟能力。

Wang and Ding (2008) 基于逐月降水和 850 hPa 风场进行的多变量经验正交分解(MV-EOF)显示, MV-EOF 的前两个模态都包含显著的年循环特征,第一模态的方差贡献为 71%,最大值出现在 7~8 月份,最小值出现在 1~2 月份,反映了由于太阳强迫季节变化引起的大气环流变化,称为至日点模态,也有研究称为季风模态(张丽霞等, 2008)。第二模态的方差贡献为 13%,最大值和最小值分别出现在 4 月和 10 月左右,反映了过渡季节春季和秋季之间的非对称特征,简称为春秋非对称模态。该模态也是热带环流季节变化,特别是春、秋赤道辐合带(ITCZ)位置非对称(Lau and Chan, 1983; Meehl, 1987)的一个基本特征。Wang et al. (2011)

用月平均降水进行单变量 EOF 得到了类似的结果,并提出了评估模式年循环模拟能力简单有效的方法,该方法与张丽霞等(2008)使用的方法类似,都主要参考了 Wang and Ding (2008) 提出的分析思路,可以用于评估模式对降水年循环的模拟。

2005 年起,国家气候中心(BCC)开始组织发展多圈层气候系统模式(BCC_CSM),对早期版本的评估结果表明, BCC 大气环流模式 BCC_AGCM2.0 能够合理再现全球大气环流的基本特征(Wu et al., 2010),对季节内振荡(董敏等, 2009)和亚澳季风均有一定的模拟能力(王璐等, 2009),能够合理再现年平均的长、短波云辐射强迫及净云辐射强迫的空间分布型(郭准等, 2011),且对极端事件也有一定的模拟能力(陈海山等, 2011); BCC_CSM1.0 对全球气候平均态和极端事件(Zhang et al., 2011; 董敏等, 2013)均有一定模拟能力,并且其对未来气候的预估结果与耦合模式比较计划第 3 阶段(CMIP3)的模式有一定的可比性(Zhang et al., 2012)。

国家气候中心使用 2009 年定版的 BCC_CSM1.1 版本参加了耦合模式比较计划第五阶段(CMIP5)的工作,开展了 CMIP5 设计的大量试验(Taylor et al., 2012)。初步的评估结果显示, BCC_CSM1.1 能够比较合理的模拟出全球基本气候态和碳循环的主要特征(Wu et al., 2013),且 BCC_CSM1.1 能够较好地再现 20 世纪全球平均和中国区域平均的年平均地表气温变化,能够抓住夏季中国中东部地区的变冷趋势和春季西南地区的变干趋势(Xin et al., 2013),但模式对云的模拟能力并不理想(Jiang et al., 2012)。在 BCC_CSM1.1 版本基础上,将大气模式和陆面模式水平分辨率从 T42 (42 波三角截断)提高到 T106 (106 波三角截断)形成了中等分辨率耦合模式 BCC_CSM1.1 (m),该模式被用来开展短期气候预测业务系统建设,同时也开展了 CMIP5 的部分核心试验,目前尚缺乏对 BCC_

CSM1.1 (m) 模拟能力的全面评估。

研究发现, 太阳辐射季节循环 (Wang, 1994), 海气相互作用 (Wang and Ding, 2008; Zhou et al., 2008; 张丽霞等, 2008) 都会影响降水年循环模态的模拟。且有研究表明, 大部分的季风降水变化主要是由于海洋强迫引起 (Zhou et al., 2008), 耦合模式中海表温度季节循环模拟的偏差对降水年循环有重要影响 (张丽霞等, 2008)。另外, 积云对流参数化 (Zhang, 1994; 张丽霞等, 2011) 等模式物理过程的不确定性对降水及其年循环的模拟也有重要影响 (林壬萍等, 2012)。仅仅提高模式水平分辨率对 BCC_CSM 模式模拟降水年循环模态的性能是否有影响呢? 目前尚不清楚。

本文的目的是考察 BCC_CSM1.1 和 BCC_CSM1.1 (m) 模式对热带降水年循环模态的模拟能力, 讨论偏差产生的可能原因, 分析分辨率的提高对热带降水年循环模态模拟的影响。本文第 2 节简要介绍模式、资料和方法。第 3 节主要分析模式对全球季节降水气候态的模拟结果, 第 4 节和第 5 节分别探讨模式对热带降水年循环季风模态和春秋非对称模态的模拟结果及偏差原因, 第 6 节对全文进行总结。

2 模式、资料和方法

2.1 模式和试验简介

BCC_CSM1.1 是由国家气候中心组织研发的多圈层动态耦合的气候系统模式 (Wu et al., 2013)。其中, 大气分量模式为 BCC_AGCM2.1 (Wu et al., 2008, 2010), 水平方向 42 波三角截断, 相当于约 2.8125 经度 \times 2.8125 纬度, 垂直方向 26 层; 陆面分量模式为 BCC 大气—植被相互作用模式 (BCC_AVIM) 1.0 版本; 海洋分量模式为美国地球物理流体动力学实验室 (GFDL) 研发的模块化海洋模式 (MOM) 4.0 版本 MOM4-L40 (Murray, 1996), 三极网格, 近赤道地区水平分辨率约为 1/3 纬度 \times 1 经度, 中高纬约 1 经度 \times 1 纬度, 垂直方向 40 层; 海冰分量模式为 GFDL 研发的海冰模拟器 (SIS) (Hunke and Dukowicz, 1997; Winton, 2000), 各分量模式通过耦合器 CPL5.0 (Kauffman and Large, 2002) 进行动态耦合。BCC_CSM1.1(m)是在 BCC_CSM1.1 基础上, 将大气分量模式和陆面分量模式的水平分辨率提高为水平方向 106 波三角截断 (相当于 1.125 经度 \times 1.125 纬度), 分别形成 BCC_

AGCM2.2 和 BCC_AVIM1.1。

根据 CMIP5 提供的试验设计方案 (Taylor et al., 2012), 使用 BCC_CSM1.1 和 BCC_CSM1.1 (m) 开展历史气候模拟试验。从工业化前 1850 年积分到 2005 年。首先将大气的辐射强迫固定在 1850 年的水平积分 500 年, 作为工业化前的控制试验, 以控制试验结果为基础, 从中选择 3 个不同的时间点分别作为初值场进行长期积分, 使用两个模式分别得到历史试验 3 个样本的模拟结果。在历史试验中, 外强迫是随时间的变化量, 包括温室气体、臭氧、气溶胶、太阳辐射和火山活动。除火山活动之外的其他所有强迫场数据全部从 CMIP5 网站下载得到 (<http://cmip-pcmdi.llnl.gov/cmip5/forcing.html> [2012-08-01])。火山活动数据与美国国家大气研究中心的通用气候系统模式 3.0 版本 (NCAR CCSM3) 参加 CMIP3 时开展 20 世纪模拟使用的强迫场数据一致, 以光学厚度的形式用在模式中 (Ammann et al., 2003; Meehl et al., 2006)。温室气体包括二氧化碳 (CO₂)、氧化亚氮 (N₂O)、甲烷 (CH₄)、氯氟烃 (CFC11 和 CFC12)。气溶胶包括自然和人为排放的硫酸盐气溶胶、海盐气溶胶、黑碳和有机碳气溶胶以及沙尘气溶胶。

2.2 资料及处理

为了检验模式对降水年循环的模拟性能, 本文使用 BCC_CSM1.1 和 BCC_CSM1.1 (m) 开展的历史试验各 3 个样本 1850~2005 年的逐月积分结果。另外, 在具体的分析中, 为了阐述海洋模拟偏差对大气温度模拟偏差的贡献, 还用到了两个大气模式 BCC_AGCM2.1 和 BCC_AGCM2.2 开展的大气模式比较计划 (AMIP) 历史气候模拟得到的 1979 年 1 月至 2008 年 12 月逐月大气温度资料。

本文用到的观测/再分析资料包括: (1) 美国气候预测中心 (CPC) 研制的合并分析降水资料 (CMAP) (Xie and Arkin, 1997), 1979~2008 年月平均降水率, 水平分辨率为 2.5° (经度) \times 2.5° (纬度); (2) 美国国家环境预测中心和美国国家大气研究中心 (NCEP/NCAR) 联合制作的再分析资料 (Kalnay et al., 1996), 1948~2011 年逐月风场、温度场, 水平分辨率为 2.5° (经度) \times 2.5° (纬度), 垂直方向 17 层; (3) 英国气象局重建的 1870~2006 年逐月全球海表温度资料, 空间分辨率为 1° (经度) \times 1° (纬度)。

为了与观测分析资料进行对比, 将模拟降水场

插值到与 CMAP 资料一致的格点上; 将温度场、风场资料插值到与 NCEP/NCAR 再分析资料一致的格点上; 将模拟海表温度资料插值到与英国气象局重建资料一致的网格点上。这里需要说明的是, BCC_CSM1.1 (m) 的分辨率为约 $1.125^\circ \times$ 约 1.125° , 比观测分析资料分辨率高, 可能会因为插值影响对更细节特征的描述。在分析计算之前, 首先计算 3 个模拟样本的集合平均 (算术平均), 并选取 1980~1999 年计算气候平均。

2.3 方法介绍

本文主要参考张丽霞等 (2008) 和 Wang et al. (2011) 提出的方法, 用一系列诊断变量评估两个 BCC_CSM 模式对降水年循环模态的模拟能力, 包括: 年平均降水 (P_{ANN}), 当年 12 月至次年 3 月平均降水 (P_{DJFM}), 4 月和 5 月平均降水 (P_{AM}), 6 月至 9 月平均降水 (P_{JJAS}) 以及 10 月和 11 月平均降水 (P_{ON})。用 6~9 月 (JJAS) 的平均降水与 12 月至次年 3 月 (DJFM) 的平均降水之差表征季风模态 P_{AC1} , 而降水和风场的季节变化则可以体现季风的特征。在北半球, 季风模态正 (负) 值大小代表了北半球季风 (非季风) 特征的强度, 南半球则相反, 季风模态的负 (正) 值大小代表南半球季风特性的强弱。用 4~5 月 (AM) 的平均降水与 10~11 月 (ON) 的平均降水之差表征春秋非对称模态 P_{AC2} , 反映了过渡季节春季和秋季之间的非对称特征。两个降水年循环模态的计算公式为:

P_{AC1} = 北半球夏季降水 (P_{JJAS}) - 北半球冬季降水 (P_{DJFM})

P_{AC2} = 北半球春季降水 (P_{AM}) - 北半球秋季降水 (P_{ON})

在检验模式的模拟能力时, 用到了相关分析, 同时计算了模拟相对观测的均方根误差 (RMSE), 相关系数越大, RMSE 越小, 模拟结果越接近观测。

两个时间序列的相关 (COR): 使用 Pearson 相关系数描述两个变量序列之间的线性相关关系。假设序列长度为 K 的两个变量 \mathbf{X} (x_1, x_2, \dots, x_K) 和 \mathbf{Y} (y_1, y_2, \dots, y_K), 时间相关系数的计算公式为:

$$COR = \frac{\sum_{k=1}^K (x_k - \bar{x})(y_k - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{k=1}^K (x_k - \bar{x})^2} \sqrt{\sum_{k=1}^K (y_k - \bar{y})^2}}$$

为定量评估模式模拟的降水空间型与观测的

相似程度, 计算模拟场与观测场之间的空间相关 (PCC)。考虑不同格点面积的差异, 对纬度取余弦作为每个格点的权重系数 w_i , 空间相关系数计算公式如下:

$$PCC = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i \cdot y_i \cdot w_i) - (\sum_{i=1}^n x_i \cdot \sum_{i=1}^n y_i) / \sum_{i=1}^n w_i}{\sqrt{\left(\sum_{i=1}^n (w_i \cdot x_i^2) - (\sum_{i=1}^n w_i \cdot x_i)^2 / \sum_{i=1}^n w_i \right) \cdot \left(\sum_{i=1}^n (w_i \cdot y_i^2) - (\sum_{i=1}^n w_i \cdot y_i)^2 / \sum_{i=1}^n w_i \right)}}$$

RMSE 的计算公式如下:

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{l=1}^n (x_{lm} - x_{lobs})^2}$$

其中, x_{lm} 为模拟场第 l 个格点的降水, x_{lobs} 为观测场第 l 个格点的降水, n 为总格点数。

3 降水气候态

计算 BCC_CSM1.1 和 BCC_CSM1.1 (m) 模拟的月平均全球降水与观测之间的 PCC 和模拟场相对观测场的标准化标准差 (NSD), 并以此为基础绘制出泰勒图 (Taylor, 2001) (图 1)。NSD 和 PCC 越接近 1, 说明模拟越接近观测。总的来看, BCC_CSM1.1 和 BCC_CSM1.1 (m) 对逐月降水气候态有一定模拟能力, 12 个月的 PCC 值均在 0.85 以上, 但同时也存在一定误差, RMSE 值见表 1。与 BCC_CSM1.1 相比, BCC_CSM1.1 (m) 模拟的逐月降水气候态与观测场之间的 PCC 值, 11 月份略有增加, 其他月份与低分辨率模式接近或略小; RMSE 值, 10 月和 11 月减小, 其他月份则比低分辨率模式稍偏高; 各月降水的空间变化比 BCC_CSM1.1 略小, 且总体上更接近观测。从本文的分析来看, 提高大气模式和陆面模式水平分辨率, 对全球降水气候态模拟的影响不明显, 虽然对降水气候态空间变率有改进, 但部分月份的 RMSE 增加, PCC 略有减小。

关注观测和模拟的年平均和各季节平均降水率空间分布 (图 2)。BCC_CSM1.1 和 BCC_CSM1.1 (m) 均能较合理的再现全球年平均和季节平均降水的主要分布特征, 能够模拟出位于沿赤道太平洋的 ITCZ、南太平洋辐合带 (SPCZ)、西北太平洋地区、赤道南印度洋和非洲赤道地区的多雨带, 且降水在南北、东西方向存在明显的非对称特征, 同时也存在明显偏差, 如 BCC_CSM 模拟的冬季 (图 2f、k) 和春季 (图 2g、l) 热带太平洋地区存在非常明

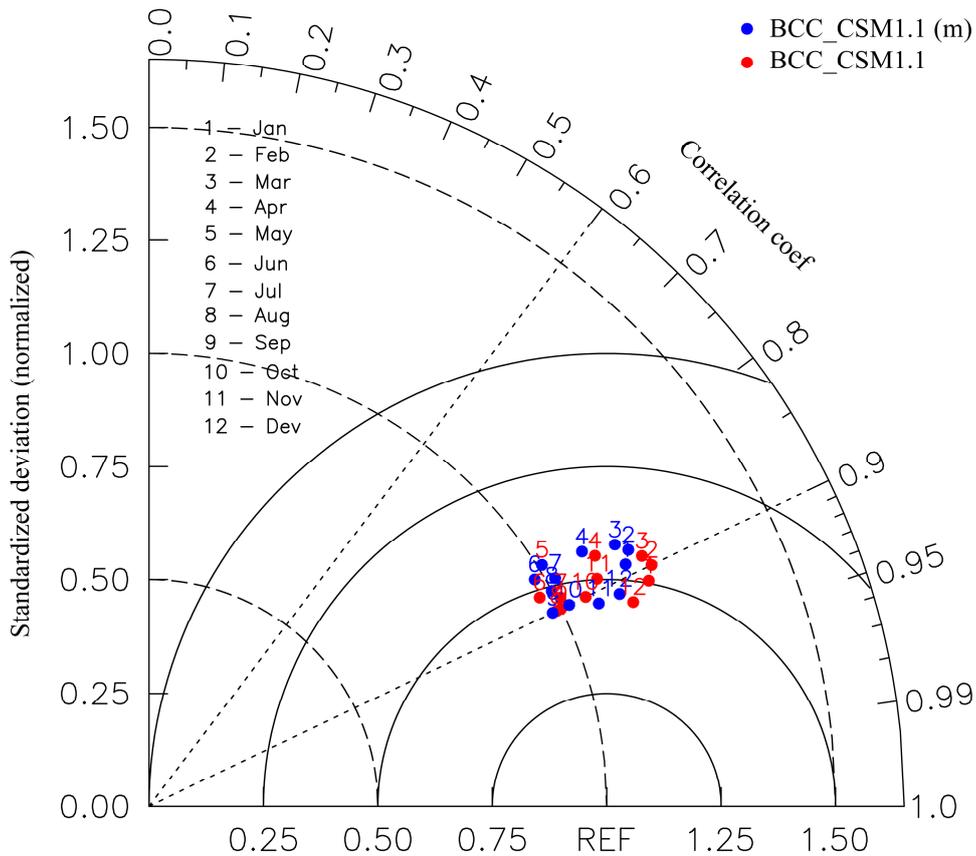


图 1 逐月全球降水气候场模拟与观测 (CMAP) 的空间相关、模拟相对观测的标准化标准差泰勒图。短虚线对应的弧线刻度为空间相关系数, 长虚线对应标准化的标准差; 红色实心圆表示 BCC_CSM1.1 的结果, 蓝色实心圆表示 BCC_CSM1.1 (m) 的结果, REF 表示观测 (CMAP)。气候平均时段取 1980~1999 年

Fig. 1 Taylor diagram for monthly global precipitation pattern correlation coefficient, standardized deviations between BCC_CSM1.1, BCC_CSM1.1(m) and observation (Climate Prediction Center(CPC) Merged Analysis of Precipitation, CMAP). The long dashed lines indicate the standardized deviation, and the short dashed lines indicate the spatial correlation coefficient. The red and blue dots indicate results for BCC_CSM1.1 and BCC_CSM1.1(m), respectively. The REF indicates observation (CMAP). The period for climatology is from 1980 to 1999 (the same below)

表 1 逐月全球降水气候场模拟与 CMAP 的空间相关 (PCC) 及相对 CMAP 的均方根误差 (RMSE)

Table 1 The pattern correlation coefficient (PCC) between the simulated monthly precipitation and CMAP and the root mean square error (RMSE) relative to CMAP

模式	PCC/RMSE (mm/d)											
	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月
BCC_CSM1.1	0.91/1.40	0.90/1.49	0.89/1.45	0.87/1.54	0.85/1.64	0.88/1.60	0.89/1.57	0.90/1.45	0.90/1.40	0.90/1.39	0.89/1.44	0.92/1.31
BCC_CSM1.1(m)	0.89/1.52	0.88/1.61	0.87/1.55	0.86/1.58	0.85/1.65	0.86/1.73	0.87/1.72	0.88/1.60	0.90/1.42	0.90/1.33	0.91/1.35	0.91/1.36

显的赤道双辐合带现象, BCC_CSM1.1 (m) 更为明显。年平均降水 (图 2e, j, o), BCC_CSM1.1 的模拟偏差 (图略) 主要表现为: 赤道太平洋 ITCZ 降水区位置偏北、偏弱, 南太平洋中东部地区降水偏多, 导致中东太平洋近赤道地区由北向南存在 “+” “-” “+” 的偏差区; 印度洋海区降水明显偏少, 尤其是南印度洋海区偏少幅度达到 5 mm/d; 北太平洋主要的降水区位置稍偏北, 大值中

心降水强度偏强; 南美西北部近赤道地区降水明显偏多, 南美东北部至大西洋的近赤道地区降水偏少; 赤道非洲地区降水偏多; 欧亚大陆大部地区降水偏多, 青藏高原及其周边地区降水偏多较明显。

BCC_CSM1.1 (m) 的偏差与 BCC_CSM1.1 有相似之处也有区别, 相似的偏差表现为: 赤道东太平洋和拉美地区、赤道印度洋、赤道大西洋以及南美洲东北部地区存在降水负偏差中心, 赤道太平洋

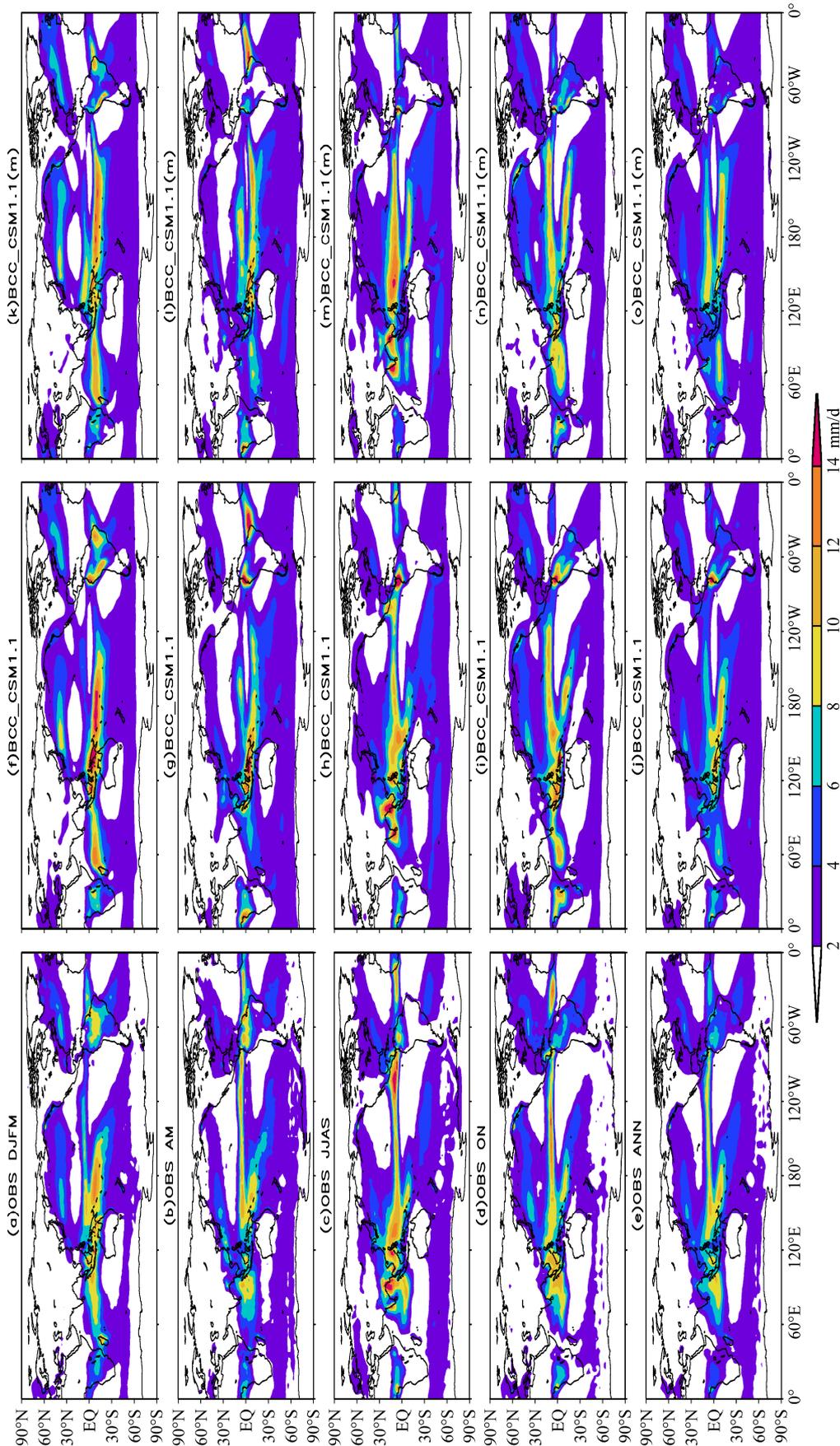


图2 观测和模拟的年平均、季节平均降水率分布气候态(单位: mm/d)。 (a-e) CMAP; (f-j) BCC_CSM1.1; (k-o) BCC_CSM1.1 (m)。 (a, f, k) 当年12月至次年3月平均 (DJFM); (b, g, l) 4月和5月平均 (AM); (c, h, m) 6月至9月平均 (JJAS); (d, i, n) 10月和11月平均 (ON); (e, j, o) 年平均 (ANN)。 气候平均时段为1980~1999年

Fig. 2 Climatology of annual and seasonal mean precipitation rate (mm/d) from observation and simulation. (a-e) CMAP; (f-j) BCC_CSM1.1; (k-o) BCC_CSM1.1 (m). (a, f, k) Mean from Dec to the next Mar (DJFM); (b, g, l) mean from Apr to May (AM); (c, h, m) mean from Jun to Sep (JJAS); (d, i, n) mean from Oct to Nov (ON); (e, j, o) annual mean (ANN)

地区存在由北向南的“+”“-”“+”的偏差区；欧亚大陆大部地区年平均降水存在正偏差。与 BCC_CSM1.1 相比，BCC_CSM1.1 (m) 模拟的南印度洋降水有所增加、偏差减小，南美西北部地区降水正偏差减小，青藏高原及其周边地区的降水正偏差幅度减小，赤道西太平洋的负偏差变为正偏差，但是 BCC_CSM1.1 (m) 在东亚地区的降水负偏差幅度增加，且赤道双辐合带现象比 BCC_CSM1.1 更明显，SPCZ 降水过于东伸、南伸不够，南太平洋中部的正偏差比 BCC_CSM1.1 更明显。

4 热带降水季风模态

图 3 为观测和模拟的季风模态以及模拟偏差场。由图 3 可知，BCC_CSM1.1 和 BCC_CSM1.1 (m) 均能抓住季风模态降水和 850 hPa 环流关于赤道反对称的特征，能够较大程度上再现亚洲、北美、北非的正值区，南非、澳大利亚和南美的负值区（图 3a-c），但同时也存在明显偏差。

BCC_CSM1.1 和 BCC_CSM1.1 (m) 模拟的季风模态偏差具有一定的一致性，主要表现在：（1）西北太平洋降水的季风模态过于东伸和北扩，导致赤道中西太平洋及其以北地区降水季风模态偏强；850 hPa 风场的分析显示，观测中西北太平洋季风槽的位置在 15°N 附近，季风槽向东伸展的范围不超过 180°E，而模式模拟的季风槽的位置则偏北约 2.5°，季风槽向东伸展的范围比观测偏东 15°以上，这与西北太平洋地区降水的季风模态异常相联系；（2）赤道东太平洋和拉美地区降水的季风模态比观测偏弱，模式模拟的该地区低层季风槽明显弱于观测，尤其是 BCC_CSM1.1 (m) 模拟的该地区 850 hPa 风场季节变化与观测相反，导致该地区降水的季风模态明显弱于观测；（3）南太平洋中西部地区季风模态降水过于东伸，这可能与模式的双辐合带现象比较明显有密切关系；（4）南美西北局部、南美西海岸的中北部地区降水的季风模态比观测偏强，这一偏差可能与模式地形造成的虚假降水有关。

比较 BCC_CSM1.1 (m) 和 BCC_CSM1.1 的结果可以发现，大气模式水平分辨率提高之后，部分地区降水季风模态强度偏差减小，如西北太平洋海区、澳大利亚北部的近赤道海区、南海、南印度洋部分地区、东亚季风区北部朝鲜和日本附近以及南美西海岸的中北部地区，南美西海岸偏差的减小可

能与水平分辨率提高之后，模式对地形的描述更加合理，从而改进了对降水的模拟有关。同时，我们也发现 BCC_CSM1.1 (m) 相对 BCC_CSM1.1 在一些地区的偏差增加，主要包括：赤道以南的中东太平洋海区、南美中部及其以东地区、北美季风区以及非洲西部地区，具体的原因还有待进一步的分析。

夏季与冬季降水气候态的模拟偏差（图略），直接影响降水季风模态的模拟结果。北半球夏季，BCC_CSM1.1 和 BCC_CSM1.1 (m) 模拟的东亚夏季降水偏少，拉美及其以西赤道东太平洋地区降水偏弱（尤其 BCC_CSM1.1 (m) 模拟的该区域降水偏少幅度更大），这种偏差对季风模态的模拟偏差有重要贡献。南美夏季降水模拟偏差（图略），对南美地区降水季风模态的模拟有直接影响；南半球夏季南印度洋、南太平洋近赤道地区降水偏多，南半球冬季这两个区域降水偏少，两个季节偏差叠加导致了这两个区域降水季风模态总体上强于观测。

环流对降水的模拟有着重要影响。东亚地区，北半球夏季，两个模式模拟的 850 hPa 环流场在中国东部南方大部地区及其以东海区低层均存在明显的反气旋性模拟偏差，不利于降水的形成，且 BCC_CSM1.1 (m) 的偏差比 BCC_CSM1.1 更明显。Webster et al. (1998) 以及 Trenberth et al. (2000) 曾指出，北半球夏季的全球季风系统包括三个主要环流系统，即 Hadley 环流、Walker 环流（太平洋、印度洋以及大西洋），以及东亚—中东、北非的侧向环流，这三个环流系统的上升支均位于西北太平洋地区，中心位于 (15°N, 130°E) 附近（图 4）。两个模式都能模拟出位于热带西北太平洋的高空辐散中心，但中心强度均偏弱，位置均偏东、偏南，BCC_CSM1.1 的结果偏至 (10°N, 147.5°E)，BCC_CSM1.1 (m) 的结果偏至 (10°N, 157.5°E) 附近。两个模式模拟的低层西北太平洋地区季风槽均明显偏东，尤其 BCC_CSM1.1 (m) 的结果偏东更为明显（图略）。这种偏差导致太平洋对应海区环流场低层异常辐合，而高层异常辐散（图 4d、e），有利于上升运动发展，对流活动增强，从而导致这些地区降水偏多（图略）。然而，这种偏差则导致东亚季风区低层环流场的反气旋异常，综合大气比湿的模拟偏差导致向东亚季风区的水汽输送偏少（图略），进而使模拟的东亚季风降水比观测偏少。两个模式均能模拟出大西洋和南非大陆上空的

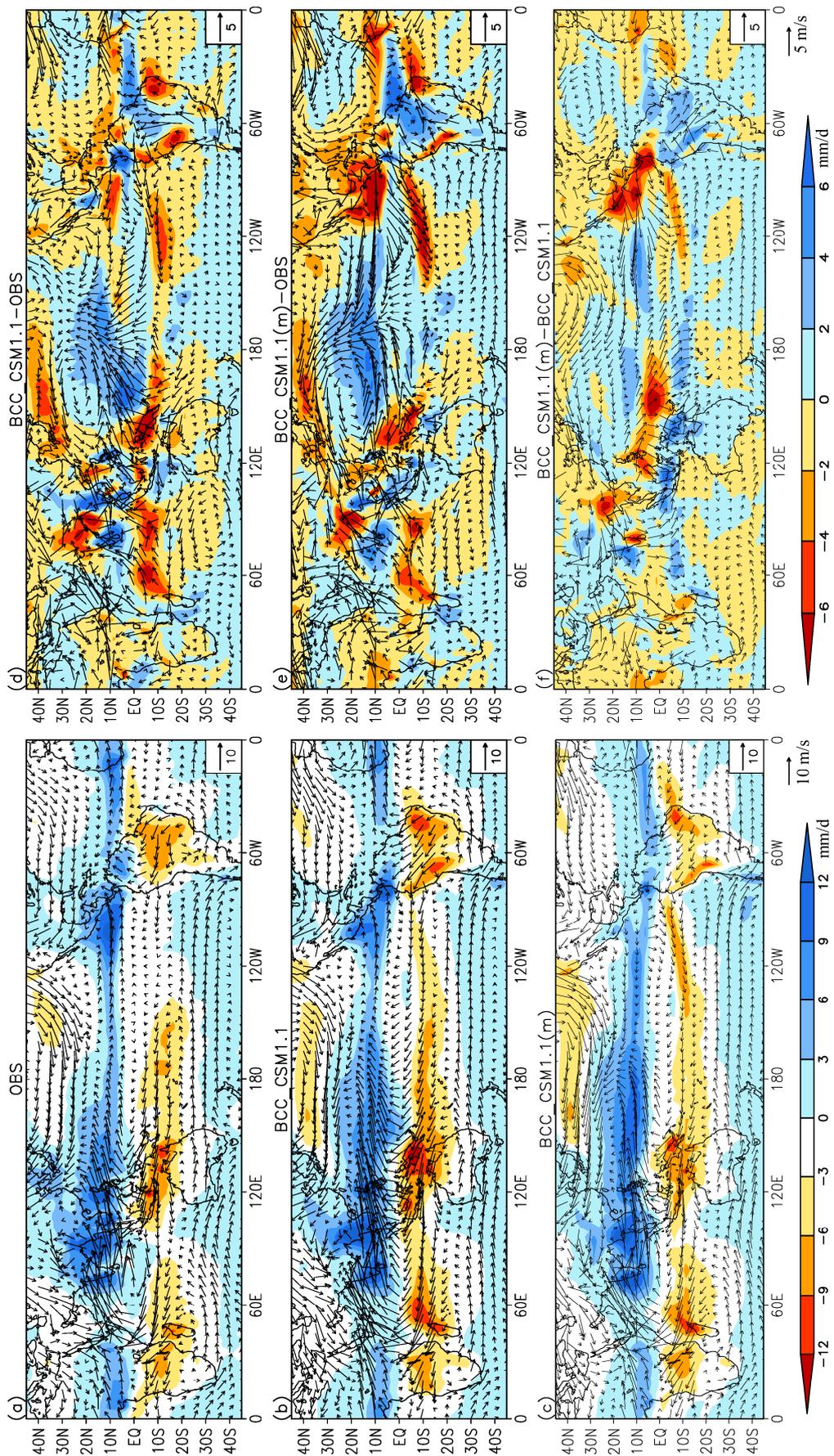


图3 观测和模拟的季风模式降水(阴影,单位:mm/d)和850 hPa 风场(矢量,单位:m/s)空间分布(a-c)及模式模拟偏差(d-f): (a) 观测; (b) BCC_CSM1.1; (c) BCC_CSM1.1 (m); (d) BCC_CSM1.1 -OBS; (e) BCC_CSM1.1(m)-OBS; (f) BCC_CSM1.1 (m)-BCC_CSM1.1

Fig. 3 The distribution of precipitation (shading, units: mm/d) and 850-hPa wind (vector, units: m/s) in observed and simulated monsoon modes from (a) observations, (b) BCC_CSM1.1, and (c) BCC_CSM1.1(m); the differences: (d) BCC_CSM1.1 -OBS, (e) BCC_CSM1.1(m)-OBS, (f) BCC_CSM1.1(m)-BCC_CSM1.1

200 hPa 辐合大值区, 但中心强度明显偏强, 位置由观测的 (15°S, 5°W) 偏东南至 (20°S, 37.5°E)。印度洋海区, 模式模拟的高层异常辐合不利于该区域对流发展, 降水总体偏少。比较而言, BCC_CSM1.1 (m) 模拟的高层速度势和辐散风场偏差均比 BCC_CSM1.1 更大 (图 4f), 西北太平洋高层辐散中心位置更偏东, 赤道中东太平洋和南太平洋地区辐散偏差更大, 中南半岛和拉美附近地区存在高层异常辐合中心, 这与降水偏差是对应的。

SST 的模拟偏差对高层速度势和辐散风场的模拟偏差有贡献。偏高 (低) 的海温有利 (不利) 于

触发更多的对流, 有利 (不利) 于空气的辐合上升, 对应高层速度势为负偏差/辐合偏差 (正偏差/辐散偏差) 的大值区。从本文的分析来看, 影响最明显的区域在赤道中东太平洋和拉美及其附近赤道海区。赤道中东太平洋, BCC_CSM1.1 (m) 模拟的 SST 暖偏差范围明显大于 BCC_CSM1.1, 对应的高层速度势偏差也较大。拉美及其附近赤道海区, BCC_CSM1.1 模拟的该地区上空的高层辐散中心明显偏弱, BCC_CSM1.1 (m) 则没能模拟出该中心, 对应的墨西哥湾和拉美西海岸近海 SST 偏低, 高层异常辐合, 不利于低层对流的发展, 降水明显偏少。另

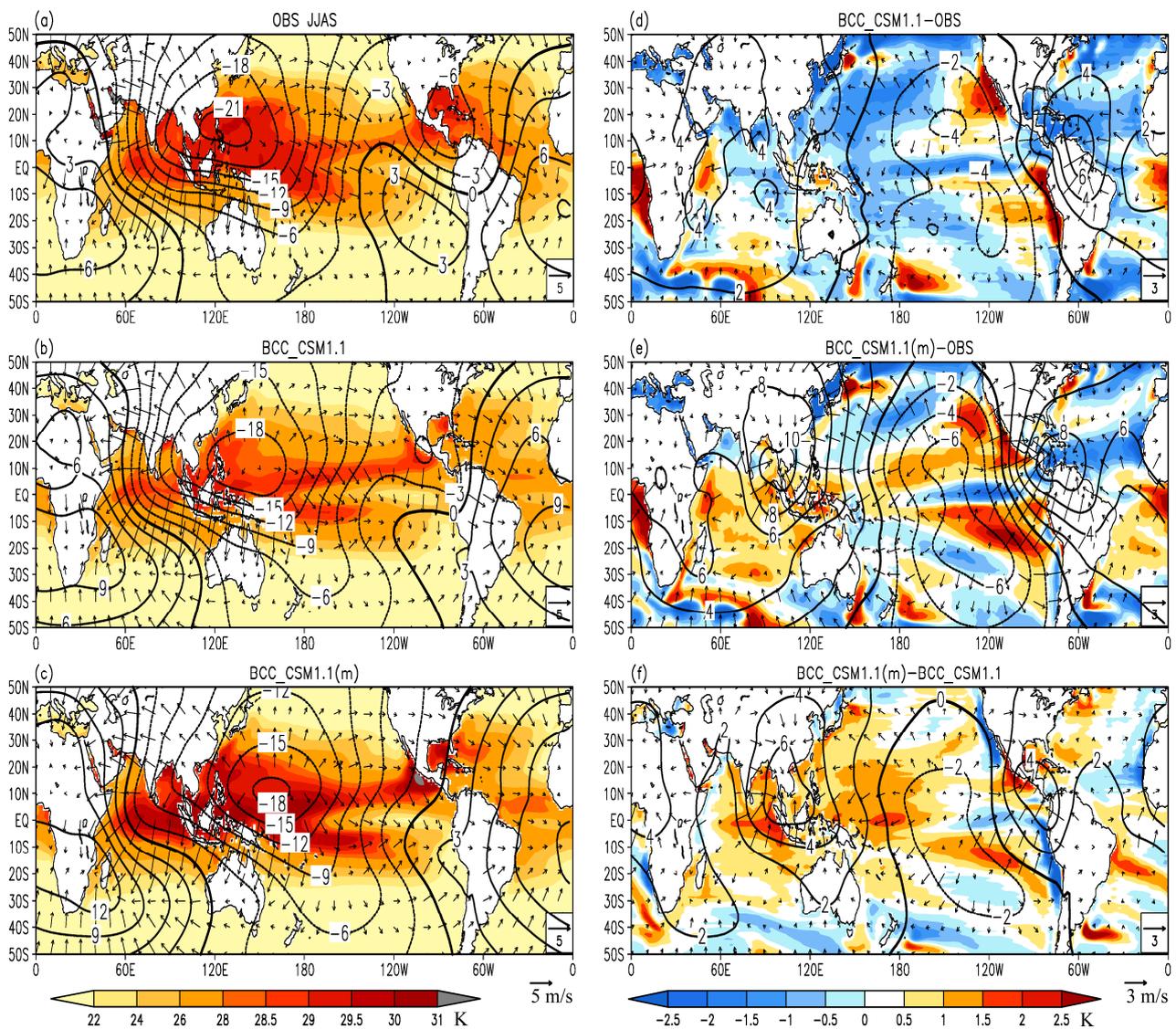


图 4 观测与模拟的 200 hPa 速度势 (等值线, 单位: $10^6 \text{ m}^2/\text{s}$)、辐散风场 (矢量场, 单位: m/s) 和海表温度 (SST) (阴影, 单位: K) (a-c) 以及模式的模拟偏差 (d-f): (a) 观测; (b) BCC_CSM1.1; (c) BCC_CSM1.1(m); (d) BCC_CSM1.1-OBS; (e) BCC_CSM1.1 (m)-OBS; (f) BCC_CSM1.1 (m) - BCC_CSM1.1

Fig. 4 Observed and simulated velocity potential (contour, units: $10^6 \text{ m}^2/\text{s}$), divergence wind (vector, units: m/s) at 200hPa, sea surface temperature (shaded, units: K) and the biases. (a) Observations, (b) BCC_CSM1.1, and (c) BCC_CSM1.1(m); the differences: (d) BCC_CSM1.1-OBS, (e) BCC_CSM1.1 (m)-OBS, (f) BCC_CSM1.1 (m)-BCC_CSM1.1

外,北大西洋近赤道海区 SST 偏低,对应高层大气的辐合异常,也不利于降水的发生。尽管如此,由于海气之间复杂的相互作用,热带海温的偏差与高层辐散风场和速度势的偏差有时候对应关系并不好,如印度洋海区, BCC_CSM1.1 (m) 模拟的 SST 偏高,但对应高层却是辐合异常。

根据天气学原理,高空急流与高空的辐合辐散有着密切联系。观测分析显示,北半球夏季,在东亚副热带高空 40°N 左右存在一条强西风带(即高空急流),中心最大风速在 30 m/s 以上(图 5a),存在一个最大值中心(中心位于(40°N, 92.5°E)附近)和两个次大值中心(中心分别在欧亚大陆西部(42.5°N, 52.5°E)和日本岛(40°N, 142.5°E)附近),西北太平洋地区位于高空西风急流出口区的右侧。在急流出口区右侧,向下游风速逐渐减小,产生高空辐合低层辐散的间接环流,会抑制该地区空气的上升运动(丁一汇, 2005)。因而,副热带西风急流强度与西北太平洋地区的高空辐散场密切相关。模式对副热带西风急流的模拟能力必然对西北太平洋地区高空辐散场的模拟产生一定影响。BCC_CSM 的两个版本均能模拟出 200 hPa 的强西风带, BCC_CSM1.1 模拟的东亚副热带高空西风急流最大值中心偏东偏北至(42.5°N, 95°E),强度总体相当,但没能较好再现另外两个次大值中心;然而,朝鲜半岛及其附近上空风速偏高,导致该地区出现高空辐合偏差,抑制空气上升运动,影响降水的产生,对该区域夏季降水负偏差有贡献。BCC_CSM1.1 (m) 的模拟结果总体稍偏强,最大值中心强度与观测相当,位置偏东偏北至(42.5°N, 97.5°E);位于欧亚大陆西部的次大值中心比观测偏弱,位置稍偏西至(42.5°N, 50°E);位于日本岛附近的次大值中心则比观测明显偏强,位置偏东偏北至(45°N, 145°E)附近,这一明显偏差对应该区域较大高空辐合偏差(图 4d、e),抑制了该区域的上升运动,影响降水产生,对应该区域降水模拟的负偏差。

由热成风关系可知,模式对急流模拟的不足与模式中温度场的模拟偏差有关。参考 Zhang et al. (2006) 的方法,基于每隔 2.5 纬度的大气温度场,用较南纬度上的温度值减较北纬度上的温度值,得到每层、每个格点上的经向温度差(MTD), MTD 的大小反映了经向温度梯度的大小, MTD 为正值表示南暖北冷,反之 MTD 为负值表示南冷北暖,

高空西风急流带与 MTD 大值存在非常好的对应关系(图 5a),这与 Zhang et al. (2006) 和张丽霞等(2011)的分析结果是一致的。BCC_CSM1.1 模拟的北半球中纬度经向温度梯度偏小,对应西风急流偏弱(图 5b)。BCC_CSM1.1 (m) 模拟的北半球中纬度经向温度梯度在 30°E~60°E 范围内偏弱,对应欧亚大陆西部上空的西风急流次大值中心偏弱;130°E~170°E 范围内则偏强,对应日本岛上空西风急流次大值中心偏强。因此,经向温度梯度的模拟偏差对副热带西风急流的模拟偏差可能有重要贡献。

由上面的分析发现,在 130°E~160°E 的范围内,模拟与观测之间、两个模式之间均存在较大差异,温度场在其中到底起到了怎样的作用? 计算 130°E~160°E 平均的大气温度模拟场相对 NCEP 再分析场的偏差(图 6)。BCC_CSM1.1 的模拟结果显示,除 40°N~45°N 低层大气温度稍偏高外,北半球对流层整层大气温度偏低,对流层中高层的大气温度偏差明显高于对流层低层的偏差,最大偏差出现在对流层高层 200~300 hPa 左右,热带地区最大偏差超过 5 K,中纬度地区的最大偏差也超过 4°。同时我们注意到,25°N~30°N 及其周边一定范围内,低层大气温度的偏低幅度高于中高层大气的偏低幅度,使中低层大气更稳定,不利于对流发展,对该地区季风降水偏少有贡献。在 35°N~50°N 范围内,较低纬度气温的偏低幅度大于较高纬度,导致该范围内经向温度梯度偏小,从而影响 BCC_CSM1.1 对西风急流次大值中心的模拟。BCC_CSM1.1 (m) 模拟的对流层中高层的温度偏差在 50°N 以南偏高,50°N 以北偏低,温度场偏差的这种分布使经向温度梯度增加,对应的高空急流中心比观测明显偏强。

大气温度的这种偏差是大气模式本身的系统误差还是海洋模拟偏差影响的结果? AMIP 试验结果显示,单独大气模式 BCC_AGCM2.1 模拟的 130°E~160°E 范围内大部分地区大气温度也存在明显的冷偏差,但冷偏差幅度小于 BCC_CSM1.1 的结果。由图 4 可知, BCC_CSM1.1 模拟的研究范围内海温存在冷偏差,这说明偏低的海温通过海气耦合过程,增加了大气的冷偏差。BCC_AGCM2.2 的模拟结果显示,35°N~52°N 范围内对流层大气稍偏暖,其他大部分地区偏冷;海气耦合之后, BCC_CSM1.1 (m) 模拟的 35°N 以南的大气温度由负偏差

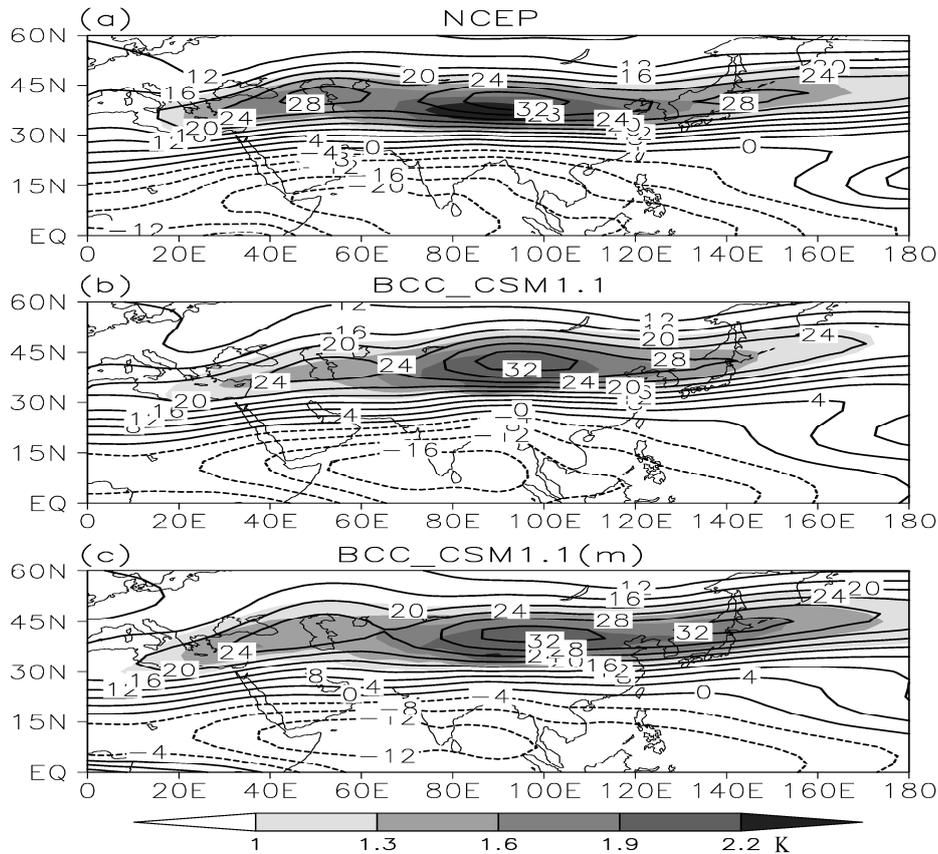


图5 北半球夏季(JJAS)平均的200 hPa纬向风(等值线, 单位: m/s)和500~200 hPa平均的经向温度差(阴影, 单位: K): (a) 观测(NCEP资料); (b) BCC_CSM1.1; (c) BCC_CSM1.1(m)

Fig. 5 The distributions of mean 200-hPa zonal wind (isolines, units: m/s) and meridional air temperature differences averaged from 500 hPa to 200 hPa (shading, units: K) in JJAS: (a) Observation (NCEP data); (b) BCC_CSM1.1; (c) BCC_CSM1.1 (m)

变为正偏差。这些结果说明, SST 模拟的偏差通过耦合过程对大气温度的模拟偏差是有贡献的。海气耦合之后与之前的差值场显示(图略), 海气耦合至少对研究区域内的大气温度偏差有明显影响。另外, BCC_CSM1.1(m)模拟的该范围内 SST 冷偏差减弱甚至有的海区为正偏差, 比 BCC_CSM1.1 模拟的 SST 增加, 这说明提高大气模式分辨率, 通过海气相互作用对 SST 的模拟也有改进。

5 热带降水春秋非对称模态

图7给出了观测和模拟的热带降水春秋非对称模态分布。BCC_CSM1.1 和 BCC_CSM1.1 (m) 均能在一定程度上抓住春秋非对称模态降水和 850 hPa 风场的主要特征, 能够抓住热带太平洋和大西洋地区的春秋非对称模态南北反位相特征。但模拟相对观测也存在较大偏差, 特别是在热带太平洋地区。就降水而言, 观测中 ITCZ 与 SPCZ 之间为负值, 中心位于 160°W~140°W, 两个模式均没能很

好地抓住这一特征。BCC_CSM1.1 模拟的负值区位置稍偏北, 范围偏大、偏西; BCC_CSM1.1 (m) 模拟的负值区明显偏北, 且纬向伸展范围平直, 没有西北—东南的分布特征。虽然模式能模拟出热带太平洋和大西洋地区春秋非对称模态的反位相特征, 但是强度存在差别, BCC_CSM1.1 的结果明显偏强, BCC_CSM1.1 (m) 的结果在部分地区也偏强。

从 850 hPa 风场来看, 偏强的低层环流区普遍对应降水春秋非对称模态偏强的地区, 南美大陆低层反气旋强度模拟强于观测, 不利于南美大陆上降水的形成, 对应较大的降水负偏差; 南美东北部及其以东海域气旋式气流模拟结果较观测偏强, 对应降水正偏差; 印度洋地区和赤道北太平洋东部地区反气旋式气流强度模拟强于观测, 对应降水春秋非对称模态的负偏差区; 赤道北大西洋海区的降水春秋非对称模态负值区对应明显的低层辐散风场, 然而 BCC_CSM1.1 和 BCC_CSM1.1 (m) 模拟的辐散风都偏弱, 所以该地区降水春秋非对称模态也偏弱。

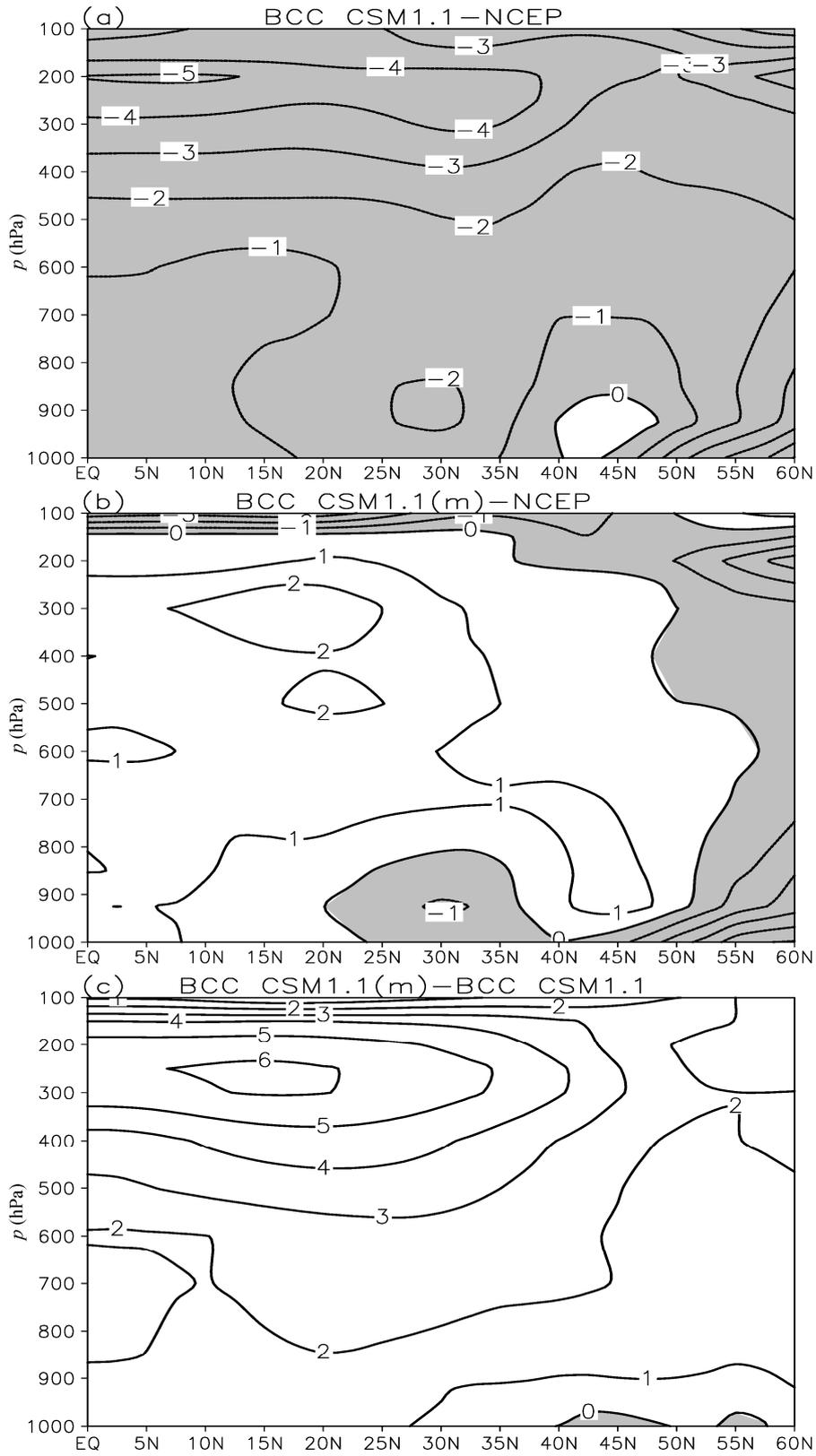


图 6 北半球夏季 (JJAS) (130°E~160°E) 范围纬向平均的大气温度垂直分布偏差场 (单位: K): (a) BCC_CSM1.1-NCEP, (b) BCC_CSM1.1(m)-NCEP, (c) BCC_CSM1.1(m)-BCC_CSM1.1

Fig. 6 The differences of latitude-height cross sections of JJAS mean air temperature (units: K) for 130°E-160°E: (a) BCC_CSM1.1-NCEP; (b) BCC_CSM1.1(m)-NCEP; (c) BCC_CSM1.1(m)-BCC_CSM1.1

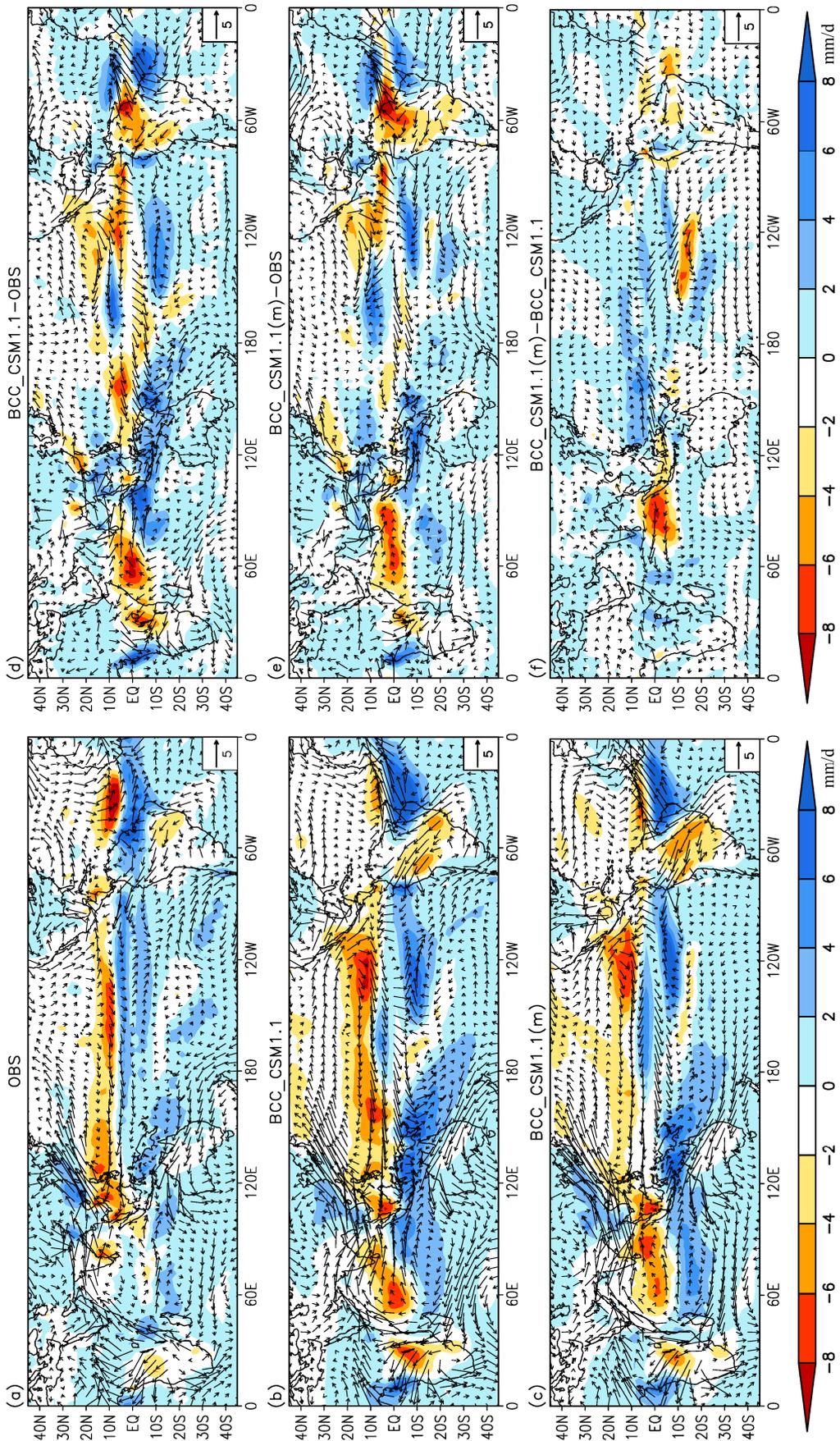


图7 同图3, 但为春秋非对称模态结果

Fig. 7 Same as Fig.3, but for the spring-fall asymmetry mode

提高分辨率后, BCC_CSM1.1 (m) 模拟的热带大西洋、南非、赤道西印度洋春秋非对称模态偏差减小, 更接近观测; 热带中西太平洋地区反对称的降水春秋非对称模态, BCC_CSM1.1 (m) 的模拟结果明显弱于 BCC_CSM1.1, 对应此地区两模式之间 850hPa 风场的偏差西风。

关注春季 (4、5 月) 与秋季 (10、11 月) 降水场的模拟结果及其相对观测的偏差 (图略)。模式能够较好再现北半球秋季热带降水的分布特征, 对春秋非对称模态的模拟偏差主要是由于模式对北半球春季 ITCZ 的模拟能力不足造成的。北半球春季, 观测中太平洋降水带位于 5°N 附近的整个经度内以及南太平洋辐合带。BCC_CSM1.1 模拟的赤道北太平洋地区降水明显偏弱, 尤其中东太平洋地区偏弱更明显, 南太平洋辐合带降水在近赤道的群岛区降水明显偏强, 降水区南伸不够, 过于东伸, 在赤道中东太平洋存在赤道双辐合带现象。BCC_CSM1.1 (m) 的结果中, 南太平洋辐合带的降水分布也存在明显的南伸不够、过于东伸的现象, 在赤道中东太平洋表现出更强的赤道双辐合带现象, 这对模拟的降水季节变化产生了明显影响。

考虑到降水的春秋非对称模态与 SST 关系密切 (Webster et al., 1998; Wang and Ding, 2008), 分别计算观测和模拟的气候平均逐月降水 EOF 分析的第二主分量 PC2 和气候态逐月 SST 的相关 (图 8)。观测结果显示, PC2 和逐月 SST 的主要正相关区位于印度洋、南太平洋及南大西洋; 负相关区位于北太平洋以及北大西洋; 赤道东太平洋地区正负相关的界限呈东北—西南走向, 这与张丽霞等 (2008) 的结果是一致的。BCC_CSM1.1 和 BCC_CSM1.1 (m) 总体上均能模拟出 PC2 与 SST 之间的这种关系, 但相关系数高低值的分布与观测存在差异, 尤其是南太平洋的分布差别较明显。两个模式的模拟结果中该区域的相关系数均低于观测, 且南太平洋相关系数的高低值分布与观测差别较大, BCC_CSM1.1 (m) 在赤道中太平洋南侧相关系数明显偏小, 甚至出现了负相关。两个模式模拟的阿拉伯海地区负相关范围较观测大。这些结果表明, BCC_CSM 模拟的春秋非对称模态与热带海洋 SST 之间的关系存在一定偏差, 这种偏差的存在必然对热带降水年循环的模拟产生影响。

观测研究表明, 降水年循环与 SST 之间有着密切的关系。计算南北纬 5° 以内的 SST 年循环

(图 9)。观测结果显示, 赤道东太平洋、大西洋、印度洋 SST 存在明显的年循环特征, 3、4 月份左右最暖, 赤道东太平洋 SST 9 月份左右达到最低, 大西洋和印度洋 SST 在 8 月份左右达到最低; 赤道西太平洋 SST 存在半年周期的循环特征; 且赤道东太平洋 SST 的年循环有明显的西传特征。BCC_CSM1.1 能够抓住热带 SST 周期变化的部分特征, 但强度明显比观测偏弱; 赤道东太平洋 SST 的年循环中心位置偏西且西传不明显, 赤道印度洋 SST 春季的暖期明显偏短、偏弱; 大西洋地区 SST 年循环偏弱、中心位置偏西。相比较而言, BCC_CSM1.1 (m) 模拟的赤道大西洋、印度洋 SST 年循环明显比 BCC_CSM1.1 的结果要好, 强度更接近观测, 中心位置也趋于更合理, 这与 BCC_CSM1.1 (m) 对降水春秋非对称模态模拟效果的改善是对应的。但 BCC_CSM1.1 (m) 模拟的东太平洋 SST 年循环虽然强度有所增强、西传也更明显, 但中心位置更偏西, 暖期向冷期的转换时间提前。这些偏差的存在必然对该地区降水年循环产生影响。

影响 SST 模拟的因素主要来自两个方面, 一是海洋本身的动力过程, 这里不做详细讨论, 另外一方面就是模式对赤道信风的模拟。我们知道, 风吹过海面时, 风对海面的摩擦力以及风对海浪迎风面施加的压力, 迫使海水向前移动, 在质量平衡的作用下, 深层海水上翻导致局地海温下降, 因此模式对赤道信风的模拟偏差必然会对热带海表温度的模拟产生影响。对 $5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$ 平均的近地表纬向风场年循环的初步分析显示 (图 10), BCC_CSM1.1 (m) 在赤道印度洋 (尤其赤道西印度洋) 和西太平洋的模拟结果比 BCC_CSM1.1 更接近观测。赤道大西洋, BCC_CSM1.1 和 BCC_CSM1.1 (m) 模拟的地表纬向风场年循环大值中心的位置均偏西, 这与该海区海温年循环大值中心位置偏西一致; 然而, 两个模式模拟的纬向风年变化幅度均比观测偏强, 这与该海区海温年变化幅度差异的对应关系并不好。赤道东太平洋, BCC_CSM1.1 (m) 模拟的地表纬向风年循环在强度上比 BCC_CSM1.1 更接近观测, 但其西传速度却更快, 这与模拟的海表温度年循环的特征是对应的。这一结果说明, 大气和陆面模式分辨率提高之后, 模式模拟的赤道信风年循环有所改进, 这种改进对热带海温年循环的改进是有一定贡献的, 但并不能完全解释 SST 年循环的模拟差异。

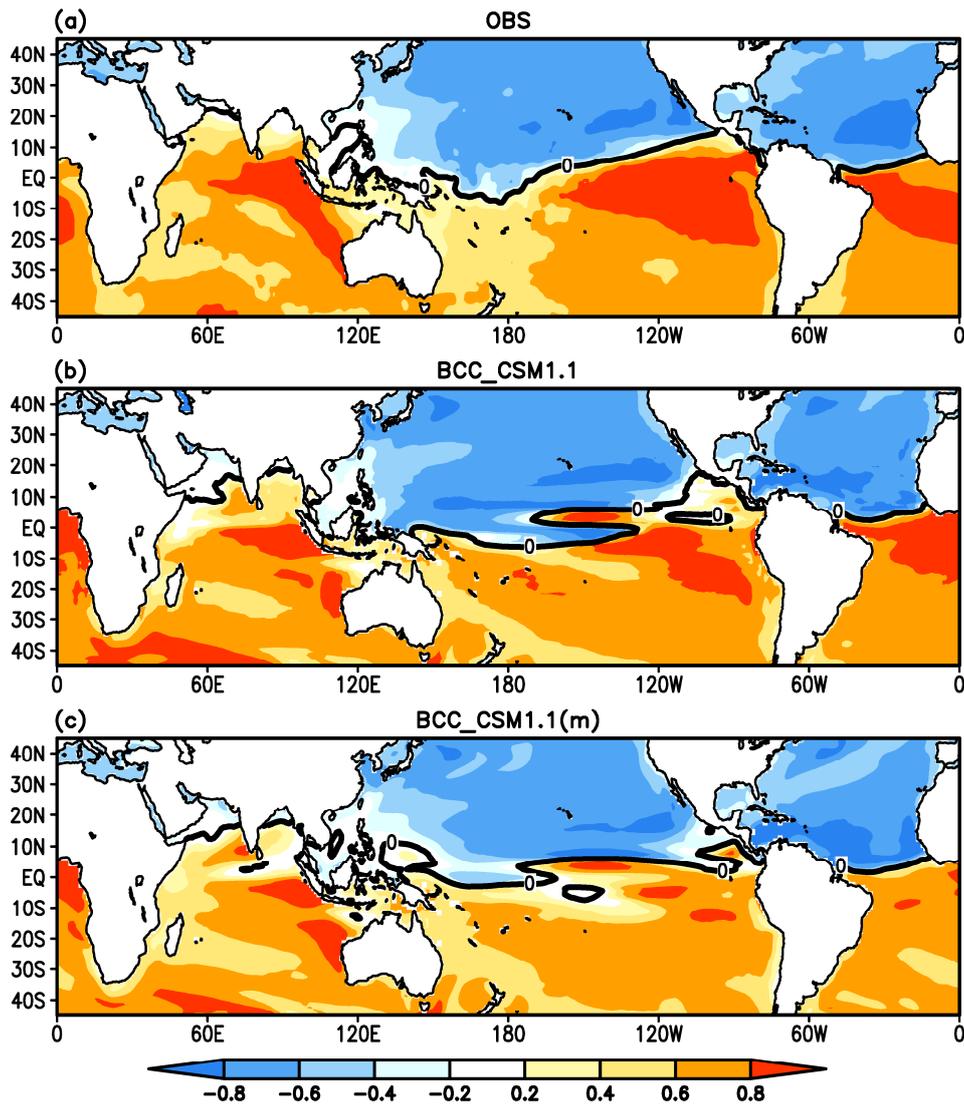


图 8 观测和模拟的全球逐月降水 EOF 第二主分量 PC2 与 SST 的相关系数分布，粗实线为零线。(a) 观测，其中降水使用 CMAP 降水资料，海表温度使用 HadISST 资料；(b) BCC_CSM1.1；(c) BCC_CSM1.1(m)

Fig. 8 Distribution of the correlation coefficient between the second principal component (PC2) and SST. (a) Observation, where the PC2 of precipitation derives from CMAP monthly data, and the SST climatology derives from HadISST data; (b) BCC_CSM1.1; (c) BCC_CSM1.1 (m)

6 总结

基于国家气候中心组织研发的 BCC_CSM1.1 和 BCC_CSM1.1 (m) 所开展的历史气候模拟试验结果，分析评估了两个模式对全球降水气候态的模拟能力，并重点评估了两个模式对热带降水年循环模态的模拟能力，主要结论如下：

(1) BCC_CSM1.1 和 BCC_CSM1.1 (m) 均能合理再现全球年平均降水的分布特征，能够模拟出全球降水多雨带、少雨带的分布，同时也存在一定偏差。两模式模拟的赤道东太平洋和拉美地区、赤道印度洋、赤道大西洋以及南美洲东北部地区存在

降水负偏差中心，赤道太平洋地区存在由北向南的“+”“-”“+”的偏差区；欧亚大陆大部地区年平均降水存在正偏差。

(2) BCC_CSM1.1 和 BCC_CSM1.1 (m) 均能较合理再现热带降水年循环模态的基本分布特征，这包括季风模态中降水与环流关于赤道反对称的特征，热带太平洋和大西洋地区春秋非对称模态南北反位相特征。

(3) 大气温度场、环流以及 SST 的模拟偏差对降水年循环的模拟均有一定影响。模式对大气温度场和 SST 的模拟偏差通过环流影响降水季风模态的模拟。模式能够较合理再现热带 SST 年循环特

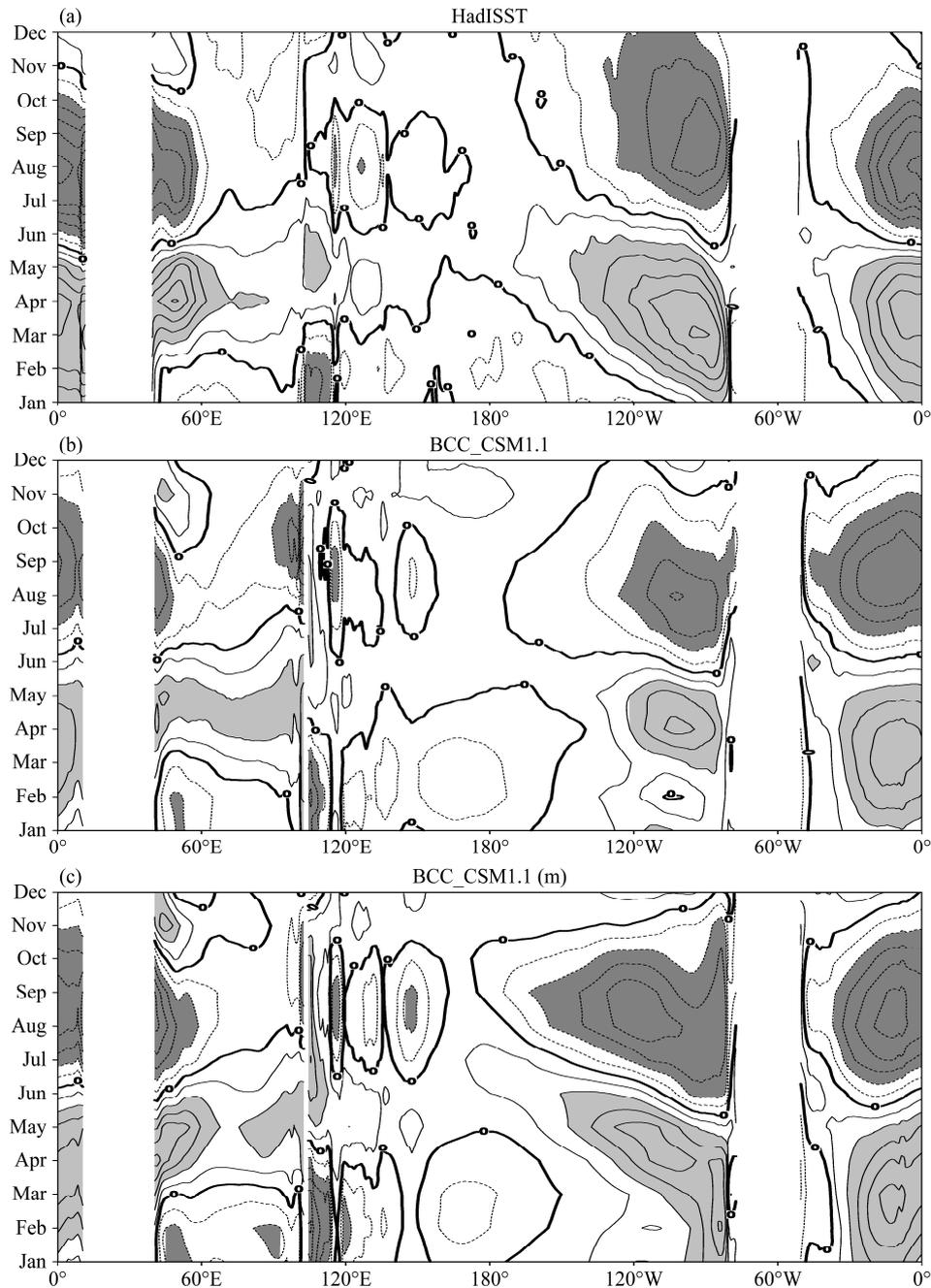


图9 观测和模拟的赤道地区(5°S~5°N 平均) SST 距平经度—时间剖面(等值线间隔: 0.4 K): (a) 观测; (b) BCC_CSM1.1; (c) BCC_CSM1.1 (m)

Fig. 9 Longitude-time section of SST anomalies (isoline interval: 0.4 K) averaged for the equatorial belt (5°S-5°N): (a) Observation; (b) BCC_CSM1.1; (c) BCC_CSM1.1 (m)

征, 且能在一定程度上再现春秋非对称模态与 SST 之间的相关分布, SST 的模拟偏差必然对春秋非对称模态的模拟偏差有贡献。

(4) 水平分辨率提高之后, BCC_CSM1.1 (m) 相对 BCC_CSM1.1 在某些模拟性能上有所提高, 这表现在: BCC_CSM1.1 (m) 模拟的气候态逐月降水空间变率更接近观测; 对部分地区降水年循环模态

的模拟有改善, 尤其印度洋地区; 模拟的印度洋、大西洋 SST 年循环更接近观测; 模拟的热带降水年循环的部分特征更合理。但同时, 有些方面仍不合理, 比如: BCC_CSM (m) 模拟的拉美及其附近赤道东太平洋海区降水年循环模态与观测的差别更大。因此, 还有待继续开展大量工作对 BCC_CSM 进行改进。

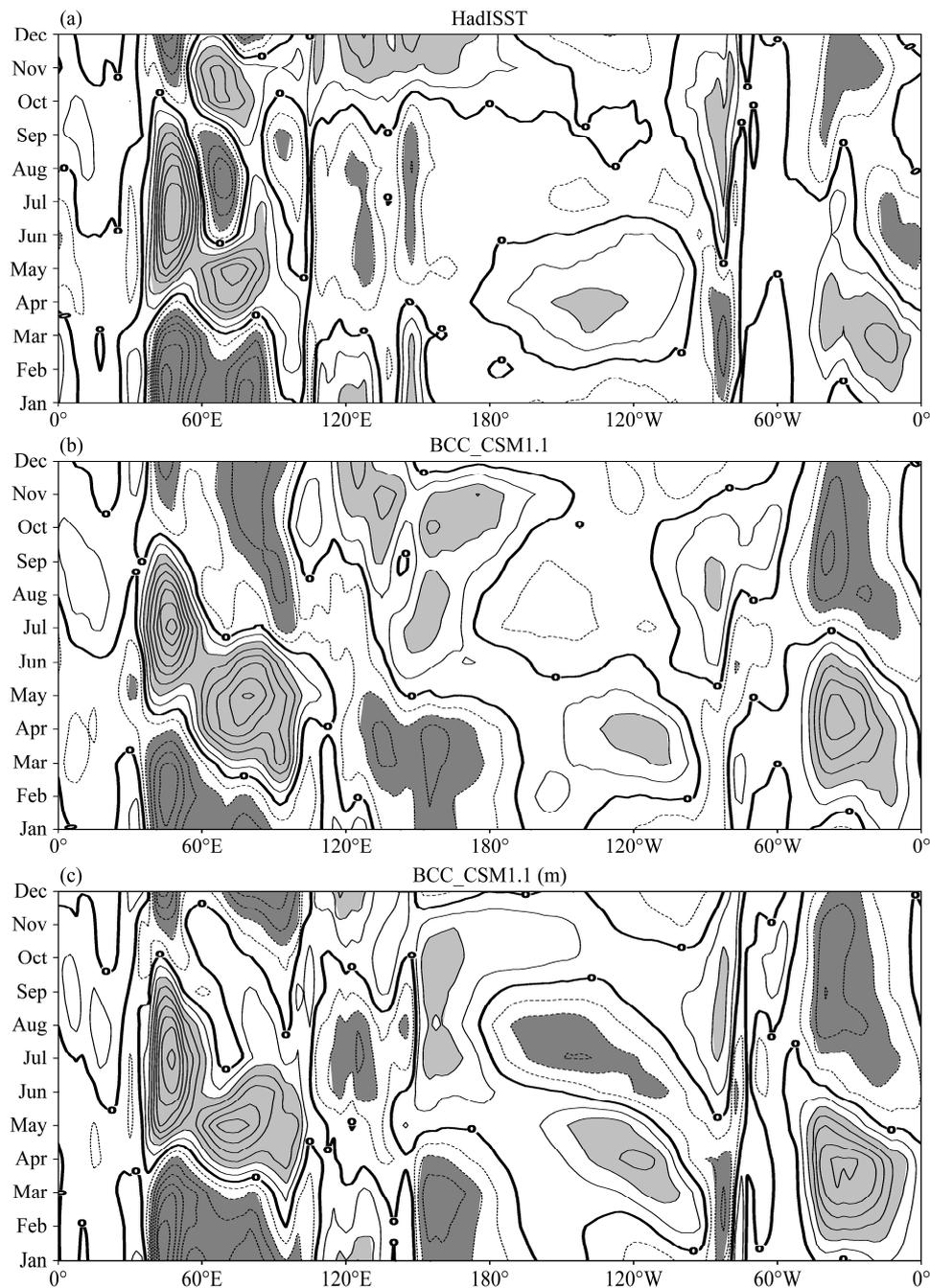


图 10 观测和模拟的赤道地区 ($5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$ 平均) 近地面纬向风距平经度—时间剖面 (等值线间隔: 0.4 m/s): (a) 观测; (b) BCC_CSM1.1; (c) BCC_CSM1.1 (m)

Fig. 10 Longitude-time section of near-surface eastward wind anomalies (isoline interval: 0.4 m/s) averaged for the equatorial belt ($5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$): (a) Observation; (b) BCC_CSM1.1; (c) BCC_CSM1.1 (m)

参考文献 (References)

- Ammann C M, Meehl G A, Washington W M, et al. 2003. A monthly and latitudinally varying volcanic forcing dataset in simulations of 20th century climate [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 30: 1657, doi:10.1029/2003GL016875.
- 陈海山, 施思, 周晶. 2011. BCC 气候模式对中国近 50a 极端气候事件的模拟评估 [J]. *大气科学学报*, 34 (5): 513–528. Chen Haishan, Shi Si, Zhou Jing. 2011. Evaluation of recent 50 years extreme climate events over China simulated by Beijing Climate Center (BCC) climate model [J]. *Transactions of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 34 (5): 513–528.
- 丁一汇. 2005. 高等天气学 [M]. 北京: 气象出版社, 138pp. Ding Yihui. 2005. *Advanced Synoptic Meteorology (in Chinese)* [M]. Beijing: China Meteorological Press, 138pp.
- 董敏, 吴统文, 王在志, 等. 2009. 北京气候中心大气环流模式对季节内

- 振荡的模拟 [J]. 气象学报, 67 (6): 912–922. Dong Min, Wu Tongwen, Wang Zaizhi, et al. 2009. Simulations of the tropical intraseasonal oscillations by the AGCM of the Beijing Climate Center [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 67 (6): 912–922.
- 董敏, 吴统文, 王在志, 等. 2013. 气候系统模式 (BCC_CSM1.0) 对 20 世纪降水及其变率的模拟 [J]. 应用气象学报, 24 (1): 1–11. Dong M, Wu T, Wang Z, et al. 2013. A simulation study on the precipitation and its variation during the 20th century by using the BCC climate model (BCC_CSM1. 0) [J]. Journal of Applied Meteorological Science (in Chinese), 24 (1): 1–11.
- 符宗斌, 曾昭美. 1997. 季风区—全球降水变率最大的地区 [J]. 科学通报, 42 (21): 2306–2309. Fu Congbin, Zeng Shaomei. 1997. Monsoon—The area where the variability of precipitation is most significant [J]. Chinese Science Bulletin (in Chinese), 42 (21): 2306–2309.
- 郭准, 吴春强, 周天军, 等. 2011. LASG/IAP 和 BCC 大气环流模式模拟的云辐射强迫之比较 [J]. 大气科学, 35 (4): 739–752. Guo Zhun, Wu Chunqiang, Zhou Tianjun, et al. 2011. A comparison of cloud radiative forcing simulated by LASG/IAP and BCC atmospheric general circulation models [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 35 (4): 739–752.
- Hunke E C, Dukowicz J K. 1997. An elastic–viscous–plastic model for sea ice dynamics [J]. J. Phys. Oceanogr., 27: 1849–1867.
- Jiang J H, Su H, Zhai C X, et al. 2012. Evaluation of cloud and water vapor simulations in CMIP5 climate models using NASA “A-Train” satellite observations [J]. J. Geophys. Res., 117, doi:10.1029/2011JD017237.
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 77: 437–470.
- Kauffman B G, Large W G. 2002. The CCSM coupler version combined user’s guide, source code reference and scientific description [R]. National Center for Atmospheric Research, Box 3000, Boulder, CO 80307 U. S. A. 1–46.
- Lau K M, Chan P H. 1983. Short-term climate variability and atmospheric teleconnections from satellite-observed outgoing longwave radiation. Part II: Lagged correlations [J]. J. Atmos. Sci., 40: 2751–2767.
- 林壬萍, 周天军, 薛峰, 等. 2012. NCEP/NCAR 再分析资料所揭示的全球季风降水变化 [J]. 大气科学, 36 (5): 1027–1040. Lin Renping, Zhou Tianjun, Xue Feng, et al. 2012. The global monsoon variability revealed by NCEP/NCAR reanalysis data [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 36 (5): 1027–1040.
- Meehl G A. 1987. The annual cycle and interannual variability in the tropical Pacific and Indian Ocean regions [J]. Mon. Wea. Rev., 115: 27–50.
- Meehl G A, Washington W M, Santer B D, et al. 2006. Climate change projections for the twenty-first century and climate change commitment in the CCSM3 [J]. J. Climate, 19: 2597–2616.
- Murray R J. 1996. Explicit generation of orthogonal grids for ocean models [J]. J. Comput. Phys., 126: 251–273.
- Slingo J, Inness P, Neale R, et al. 2003. Scale interactions on diurnal to seasonal timescales and their relevance to model systematic errors [J]. Ann. Geophys., 46: 139–155.
- Sperber K R, Palmer T N. 1996. Interannual tropical rainfall variability in general circulation model simulations associated with the atmospheric model intercomparison project [J]. J. Climate, 9: 2727–2750.
- Taylor K E. 2001. Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram [J]. J. Geophys. Res., 106 (D7): 7183–7192.
- Taylor K E, Stouffer R J, Meehl G A. 2012. An overview of CMIP5 and the experiment design [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 93 (4): 485–498.
- Trenberth K E, Stepaniak D P, Caron J M. 2000. The global monsoon as seen through the divergent atmospheric circulation [J]. J. Climate, 13: 3969–3993.
- Wang B. 1994. On the annual cycle in the tropical eastern central Pacific [J]. J. Climate, 7: 1926–1942.
- Wang B, Ding Q H. 2008. Global monsoon: Dominant mode of annual variation in the tropics [J]. Dynam. Atmos. Oceans, 44: 165–183.
- Wang B., Kim H J, Kikuchi K, et al. 2011. Diagnostic metrics for evaluation of annual and diurnal cycles [J]. Climate Dyn., 37: 941–955.
- 王璐, 周天军, 吴统文, 等. 2009. BCC 大气环流模式对亚澳季风年际变率主导模态的模拟 [J]. 气象学报, 67 (6): 973–982. Wang Lu, Zhou Tianjun, Wu Tongwen, et al. 2009. Simulation of the leading mode of Asian–Australian monsoon interannual variability with the Beijing Climate Center atmospheric general circulation model [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 67 (6): 973–982.
- Webster P J, Magaña T N, Palmer T, et al. 1998. Monsoons: Processes, predictability, and the prospects for prediction [J]. J. Geophys. Res., 103: 14451–14510.
- Winton M. 2000. A reformulated three-layer sea ice model [J]. J. Atmos. Ocean. Tech., 17: 525–531.
- Wu T W, Yu R, Zhang F. 2008. A modified dynamic framework for atmospheric spectral model and its application [J]. J. Atmos. Sci., 65: 2235–2253.
- Wu T W, Yu R C, Zhang F, et al. 2010. The Beijing Climate Center for the Atmospheric General Circulation Model (BCC-AGCM2.0.1): Description and its performance for the present-day climate [J]. Climate Dyn., 34: 123–147.
- Wu T W, Li W P, Ji J J, et al. 2013. Global carbon budgets simulated by the Beijing Climate Center climate system model for the last century [J]. J. Geophys. Res., 118 (10): 4326–4347.
- 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 X G, Wu T W, Li J L, et al. 2013. How well does BCC_CSM1. 1 reproduce the 20th century climate change over China? [J]. Atmos. Ocean Sci. Lett., 6 (1): 21–26.
- Zhang G J. 1994. Effects of cumulus convection on the simulated monsoon circulation in a general-circulation model [J]. Mon. Wea. Rev., 122: 2022–2038.
- Zhang L, Dong M, Wu T W. 2011. Changes in precipitation extremes over eastern China simulated by the Beijing Climate Center Climate System Model (BCC_CSM1. 0) [J]. Climate Res., 50: 227–245.
- Zhang L, Wu T W, Xin X G, et al. 2012. Projections of annual mean air temperature and precipitation over the globe and in China during the 21st century by the BCC climate system model BCC_CSM1.0 [J]. Acta Meteorologica Sinica, 26 (3): 362–375, doi:10.1007/s13351-012-0308-8.

- 张丽霞, 周天军, 吴波, 等. 2008. 气候系统模式 FGOALS_s1.1 对热带降水年循环模态的模拟 [J]. 气象学报, 66 (6): 968–981. Zhang Lixia, Zhou Tianjun, Wu Bo, et al. 2008. The annual models of tropical precipitation simulated by LASG/IAP ocean–atmosphere coupled model FGOALS_s1.1 [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 66 (6): 968–981.
- 张丽霞, 周天军, 曾先锋, 等. 2011. 积云参数化方案对热带降水年循环模态模拟的影响 [J]. 大气科学, 35 (4): 777–790. Zhang Lixia, Zhou Tianjun, Zeng Xianfeng, et al. 2011. The annual modes of tropical precipitation simulated with LASG/IAP AGCM: Sensitivity to convection schemes [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 35 (4): 777–790.
- Zhang Y C, Kuang X Y, Guo W D, et al. 2006. Seasonal evolution of the upper-tropospheric westerly jet core over East Asia [J]. Geophys. Res. Lett., 33: L11708.
- Zhou T J, Yu R C, Li H M, et al. 2008. Ocean forcing to changes in global monsoon precipitation over the recent half-century [J]. J. Climate, 21 (15): 3833–3852.