

彭冬冬, 周天军, 邹立维, 等. 2016. FGOALS-g2 模式模拟和预估的全球季风区极端降水及其变化 [J]. 大气科学, 40 (5): 1059–1072. Peng Dongdong, Zhou Tianjun, Zou Liwei, et al. 2016. The FGOALS-g2 simulation of global monsoon extreme precipitation and future projection [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 40 (5): 1059–1072, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1512.15243.

FGOALS-g2 模式模拟和预估的全球季风区 极端降水及其变化

彭冬冬^{1,2} 周天军^{1,3} 邹立维¹ 张丽霞¹ 陈晓龙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 (LASG), 北京 100029

2 中国科学院大学, 北京 100049

3 中国科学院气候变化研究中心, 北京 100029

摘 要 利用 LASG/IAP (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) 全球耦合模式 FGOALS-g2, 评估了其在全球季风区极端气候指标的模拟能力, 并讨论了 RCP8.5 排放情景下 21 世纪季风区极端气候指标的变化特征。总体而言, 模式对季风区总降水和极端气候指标 1997~2014 年气候态和年际变率的空间分布均具有一定的模拟能力。偏差主要表现在模式低估了亚洲季风强降水中心, 低估了中雨 (10~20 mm d⁻¹) 和大雨 (20~50 mm d⁻¹) 的频率而高估了暴雨 (>50 mm d⁻¹) 频率。在 RCP8.5 排放情景下, 由于可降水量的增加, 模式预估的全球季风区极端降水、降水总量和降水强度将持续增加。到 2076~2095 年, 极端降水和降水强度在北美季风区增加最显著 (约 22% 和 17%), 降水总量在澳大利亚增加最显著 (约 37%)。然而, FGOALS-g2 对全球季风区平均的日降水量低于 1 mm 的连续最大天数 (CDD) 的预估变化不显著, 这是由于预估的 CDD 在陆地季风区将增加, 而在海洋季风区将减少。对各子季风区的分析显示, CDD 在南美季风区变长最显著, 达到 30%, 在澳洲季风区变短最显著, 达到 40%, 这与两季风区日降水量低于 1 mm 的降水事件发生频率变化不同有关。

关键词 全球季风 FGOALS-g2 模式 极端降水 极端气候

文章编号 1006-9895(2016)05-1059-14

中图分类号 P467

文献标志码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1512.15243

The FGOALS-g2 Simulation of Global Monsoon Extreme Precipitation and Future Projection

PENG Dongdong^{1,2}, ZHOU Tianjun^{1,3}, ZOU Liwei¹, ZHANG Lixia¹, and CHEN Xiaolong¹

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 University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

3 Climate Change Research Center, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

Abstract Based on historical simulation and future projection under the RCP8.5 scenario by model FGOALS-g2, the authors have analyzed the extreme climate indices and associated potential future changes in the 21st century over global

收稿日期 2015-08-07; **网络预出版日期** 2016-01-06

作者简介 彭冬冬, 男, 1991 年出生, 硕士研究生, 主要从事气候模拟研究。E-mail: pengdd@lasg.iap.ac.cn

通讯作者 周天军, E-mail: zhoutj@lasg.iap.ac.cn

资助项目 国家自然科学基金项目 41420104006、41330423、41205080、41305072, 公益性行业 (气象) 科研专项 GYHY201506012

Funded by National Natural Science Foundation of China (Grants 41420104006, 41330423, 41205080, and 41305072), R&D Special Fund for Public Welfare Industry (Meteorology) (Grant GYHY 201506012)

monsoon region. Results indicate that FGOALS-g2 can reasonably reproduce the spatial pattern of climate state and interannual variability of extreme precipitation indices. However, precipitation is underestimated by FGOALS-g2 in heavy rainfall centers over Asian monsoon region. Due to the overestimation (underestimation) of the frequency of extreme rain (moderate and heavy rain), the extreme precipitation (total precipitation) simulated by FGOALS-g2 is stronger (weaker) than observations. Under the RCP8.5 scenario, extreme precipitation, total precipitation, and precipitation intensity all tend to increase over global monsoon region. The most significant change occurs over North America (22% and 17% for extreme precipitation and precipitation intensity, respectively) and Australia (37% for precipitation amount). The projected increase in extreme precipitation may be attributed to the increase in precipitable water. However, the projected maximum number of consecutive days with daily precipitation less than 1 mm (hereafter CDD) will increase over land areas within global monsoon region but decrease over ocean areas of global monsoon region. To the end of the 21st century (2076–2095), projected CDD will decrease (increase) by 30% (40%) over South America (Australia), which is associated with the increase (decrease) in the frequency of rainfall events with daily precipitation less than 1 mm.

Keywords Global monsoon, Model FGOALS-g2, Extreme precipitation, Extreme climate

1 引言

全球季风是指大气环流随季节变化而大尺度反向并同时伴有显著的降水变化特征的现象 (Trenberth et al., 2000)。全球季风气候影响了世界三分之二的人口,其变化与人类的生产活动密切相关。例如,作为全球季风重要的成员之一,东亚夏季季风降水的变化会直接影响当地的粮食产量,当夏季雨量充沛时,会给东亚地区的居民带来粮食的丰收 (Xue et al., 2015)。不仅如此,季风区降水通过水循环和对大气环流的作用影响了全球的降水分布 (Wang et al., 2012)。因此,无论从科学还是社会利益的角度来看,讨论在全球变暖的背景下季风区降水的变化具有重要意义。

一直以来,全球季风降水的长期趋势和年际变率备受学者关注。观测资料表明,全球陆地季风降水在过去百年呈现多年代际变化特征,在 20 世纪前半叶增强、后半叶减弱,这一增强(减弱)趋势主要来自于北半球夏季风降水的增强(减弱) (Wang and Ding, 2006; Zhang and Zhou, 2011)。在近三十年, mega-ENSO (年代际尺度的厄尔尼诺—南方涛动) 和 AMO (北大西洋多年代际涛动) 引起的太平洋东—西热力差异加大,使得全球季风降水开始增强,而温室气体引起的南—北半球热力差异加大进一步增强了这一趋势 (Wang et al., 2012, 2013)。在年际变率尺度上,全球季风降水与 ENSO 密切相关,季风区降水在 ENSO 暖位相减弱 (Wang et al., 2012)。

气候系统模式是研究全球季风变化机制和预

估其未来变化的重要工具。利用历史海表温度驱动大气模式的模拟试验,证实热带中东太平洋和赤道印度洋海温增暖是导致 20 世纪后半叶全球陆地季风降水减弱的原因之一 (Zhou et al., 2008)。耦合模式结果表明,温室气体、气溶胶、臭氧、火山活动等外强迫也与 20 世纪后半叶北半球季风降水的变化密切相关 (Kim et al., 2008; Li et al., 2010)。模式预估在全球变暖背景下,大气中水汽辐合加强以及海温升高引起的蒸发加强,使得最近三十年全球季风降水增强、季风区面积增多的趋势将会在 21 世纪继续保持 (Meehl et al., 2007; Hsu et al., 2012; Hsu et al., 2013)。

极端降水对人类和社会影响大,全球变暖背景下极端降水的变化得到越来越多的关注。降水增多的区域,极端降水亦可能相应地增多,即使在平均降水总量减少或者不变的区域,强降水量及其频次也会增加 (江志红等, 2007; Meehl et al., 2007)。从全球尺度来看,在 RCP4.5 和 RCP8.5 排放情景下,第五次耦合模拟比较计划 (CMIP5) 多模式预估结果表明,21 世纪末全球季风区平均降水、极端降水以及日降水量低于 1 mm 的连续最大天数 (CDD) 会增加,且温室气体排放浓度越高,平均降水和极端降水增加越快 (Kitoh et al., 2013)。中国区域的极端降水事件变化特征和全球基本类似,但区域性特征比较明显 (严中伟和杨赤, 2000)。前人研究表明,CMIP3/CMIP5 模式对中国区域极端降水的气候态、年际变率等都具有较好的模拟能力 (江志红等, 2009; Jiang et al., 2015)。在温室气体排放情景下,CMIP3 和 CMIP5 多模式均预估中国区域

年平均降水量将会显著增加, 极端降水也将增强(江志红等, 2009; 姜大膀和富元海, 2012; 陈活泼, 2013)。陈晓晨等(2015)利用 CMIP5 多模式结果, 指出在不同阈值增暖背景下, 中国地区极端降水强度和频率以及年平均降水均会增加, 且升温阈值越大增加幅度越高。在 RCP4.5 排放情景下达到 2°C 增暖时, 青藏高原的强降水量将会增加, CDD 将会减少(李红梅和李林, 2015)。

中国科学院大气物理研究所耦合气候系统模式 FGOALS-g2(Flexible Global Ocean–Atmosphere–Land System Model: Grid-point Version 2) 是 FGOALS-g 的最新版本模式, 它的前一个版本是 FGOALS-g1(Yu et al., 2008)。和 FGOALS-g1 相比, FGOALS-g2 在气候态、气候变率等方面有明显改进(Li et al., 2013a)。FGOALS-g2 能较好的模拟出东亚季风降水和季节循环、ENSO 以及全球平均温度变化(Li et al., 2013a; Zhou et al., 2013; Zhou et al., 2014)。和 FGOALS-g2 相应的 FGOALS-s2(FGOALS Spectral Version 2) 模式对全球季风降水的模拟评估已有学者发表, 详细结果可见 Zhang and Zhou (2014)。在全球季风区极端降水模拟和预估方面, 关于 FGOALS-g2 的研究尚未涉及。因此, 本文基于 FGOALS-g2 模式的结果, 重点回答如下问题: (1) FGOALS-g2 对全球季风区极端降水平均态和年际变率的模拟能力如何? (2) 在 RCP8.5 排放情景下, FGOALS-g2 模式预估 21 世纪全球季风区极端降水会如何变化?

2 资料和方法

2.1 模式

FGOALS-g2 是 FGOALS 系列模式中最新版本的格点模式, 由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)开发(Li et al., 2013a)。该模式包括大气、海洋、海冰以及陆面四个模块, 耦合器为 NCAR 开发的 CPL6(Craig et al., 2005)。大气模块为格点大气模式 GAMIL2, 水平分辨率为 2.8°(纬度)×2.8°(经度), 垂直方向有 26 层(Li et al., 2013b); 海洋模块是基于 LASG 第四代海洋环流模式发展的较高分辨率海洋模式 LICOM2(Liu et al., 2012); 海冰模块是基于模式 CICE4.0 改进的海冰模式 CICE4-LASG(Liu, 2010); 陆面模块则是引进 NCAR 发展的陆面模式 CLM3(Oleson et

al., 2010)。

本文所用历史模拟和未来预估数据分别为 FGOALS-g2 参加 CMIP5 进行的 20 世纪历史试验和未来气候预估试验结果。历史试验中, 外强迫包括太阳常数、温室气体、气溶胶以及臭氧, 但不包括火山活动(Li et al., 2013b)。Zhou et al. (2013) 详细评估了该模式对 20 世纪气候变化的模拟能力。在未来预估中, 采用了两种温室气体排放的“典型浓度路径” RCP8.5 和 RCP4.5, 即到 2100 年辐射强迫增长至 8.5 W m⁻² 和 4.5 W m⁻²((Riahi et al., 2011; Thomson et al., 2011; 周天军等, 2014)。在评估模式模拟能力部分, 本文用了历史试验 1997~2005 年与 RCP4.5 情景预估下 2006~2014 年的数据。在讨论 21 世纪气候变化部分, 本文用了 RCP8.5 情景预估的数据。FGOALS-g2 模式的 20 世纪气候模式试验有 5 组集合成员, 21 世纪气候预估试验有 1 组集合成员, 本文所用历史模拟和预估试验数据均为第一个集合成员。

2.2 观测资料

在确定全球季风区的时候, 用的是分辨率为 2.5°×2.5°的球降水气候计划 GPCP2.2 版本的逐月降水数据, 时间长度为 1979~2010 年(Adler et al., 2003)。在计算极端降水指数及降水频率中, 用的是分辨率为 1.0°×1.0°的 GPCP1.2 版本的逐日降水数据(Huffman et al., 2001)。考虑到逐日数据从 1996 年 10 月开始, 因此时间长度取为 1997~2014 年。

2.3 分析方法

根据 Wang et al. (2012) 的定义, 全球季风区定义为观测中全球季风年夏季(北半球 5~9 月, 南半球 11~3 月)与冬季(北半球 11~3 月, 南半球 5~9 月)平均降水量之差超过 2 mm d⁻¹ 且夏季降水超过全年降水总量 55% 的区域。为了更加细致的探讨模式模拟的降水特征, 本文参照 Dai (2006), 依据日降水量将降水分为毛毛雨(0~1 mm d⁻¹)、小雨(1~5 mm d⁻¹)、中雨(5~10 mm d⁻¹)、大雨(10~20 mm d⁻¹)、暴雨(20~50 mm d⁻¹)以及暴雨(> 50 mm d⁻¹)。

文中采用的六个国际通用的极端降水指数如表 1 所示, 分别是: 日降水量低于 1 mm 的连续最大天数(CDD); 日最大降水量(R1day); 日降水量不低于 1 mm 的总降水量(PRCPTOT); 连续 5 天最大降水量(R5day); 日降水量不低于 1 mm 的

所有降水日中超过 95%分位的所有降水日的降水总量 (R95p); 日降水量不低于 1 mm 的所有降水日的平均值 (SDII) (Zhang et al., 2011)。

表 1 极端降水指数定义

Table 1 Definitions of extreme precipitation indices		
指数	定义	单位
CDD	日降水量低于 1 mm 的连续最大天数	d
R1day	日最大降水量	mm
PRCPTOT	日降水量不低于 1 mm 的降水日总降水量	mm
R5day	连续 5 天最大降水量	mm
R95p	日降水量不低于 1 mm 的所有降水日中超过 95% 分位的所有降水日的降水总量	mm
SDII	日降水量不低于 1 mm 的所有降水日的平均值	mm d ⁻¹

本文只关注全球季风区, 因此其他区域的数据全部设为缺省值。依据定义, 在每个格点上计算每年的极端降水指数以及降水频率, 最后再计算气候态、区域平均值等。需要指出的是, 在计算 R95p

时, 在历史和未来预估时段也都是逐年计算, 而没有采用一段时期作为参考期。在未来预估中, 参照 IPCC 第五次评估报告 (IPCC, 2013), 给出了远期 (2076~2095 年) 相对于参考时段 (1986~2005 年) 的全球季风区极端降水指数的空间变化。在检验气候态变化的显著性方面, 采用了 *t* 检验方法。在计算季风区降水频率分布时, 先求取每年区域平均的逐日降水数据, 然后计算不同强度降水 (间隔为 1 mm) 的降水频率。

3 结果

3.1 气候态的模拟

3.1.1 极端降水指数气候态空间分布

观测中 (图 1a), 海洋的 CDD 比陆地短, 南半球季风区 CDD 比北半球季风区更长, 三个干旱中心分别位于南美、南非以及北澳陆地季风区。在

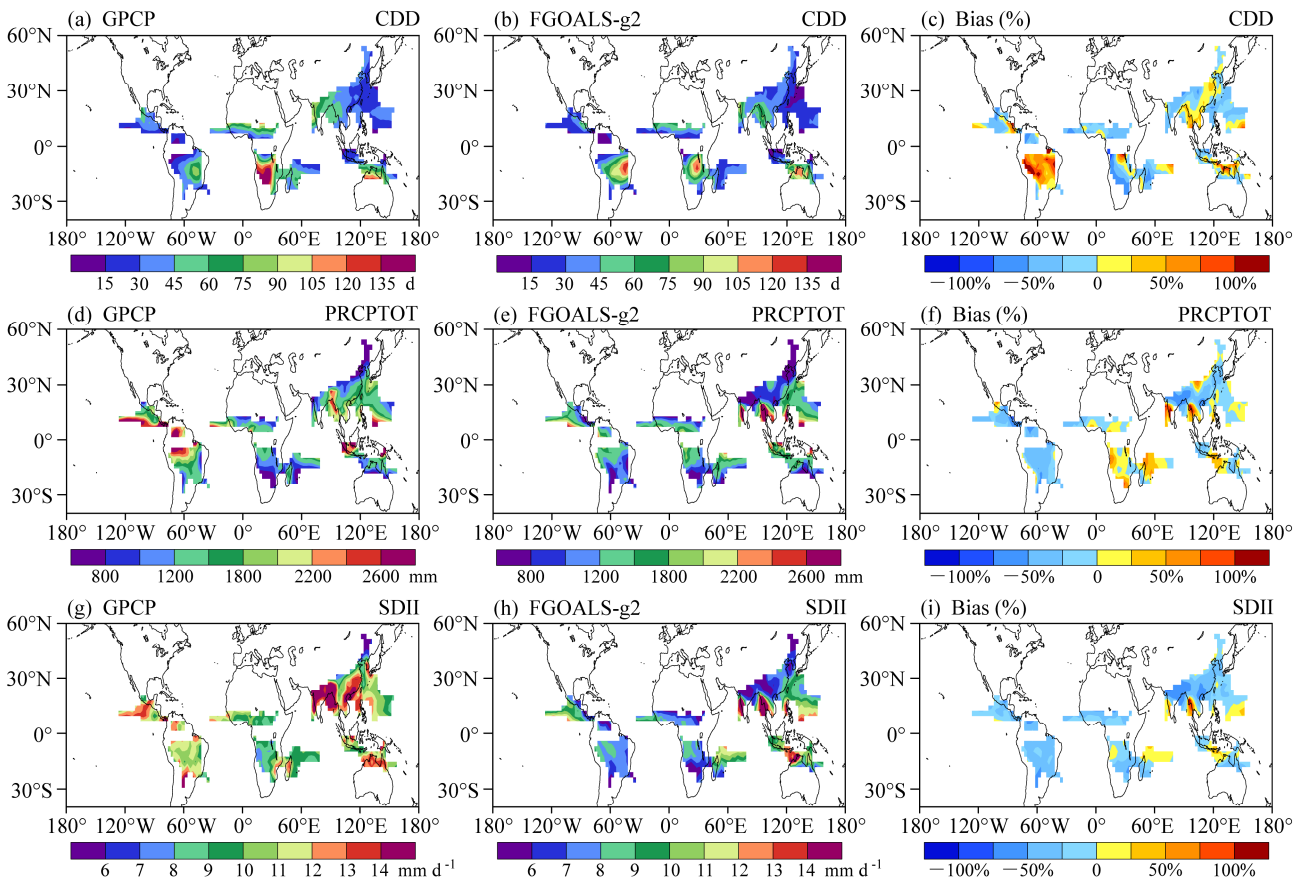


图 1 1997~2014 年 CDD (单位: d)、PRCPTOT (单位: mm) 和 SDII (单位: mm d⁻¹) 的平均态和偏差比: 观测资料 GPCP 的结果 (左列); FGOALS-g2 模拟的结果 (中列); 模式相对观测的偏差比 (右列, 模式结果和观测之差除以观测, 单位: %)

Fig. 1 Mean state and bias ratio of CDD (maximum number of consecutive days with daily precipitation less than 1 mm, units: d), PRCPTOT (total precipitation of wet days, defined as days when daily precipitation is equal to or greater than 1 mm; units: mm), and SDII (mean precipitation averaged over wet days, units: mm d⁻¹) during 1997–2014. The left column shows the results from GPCP (Global Precipitation Climatology Project) data, the middle column shows the results from FGOALS-g2 (Flexible Global Ocean–Atmosphere–Land System Model, gridpoint version 2), and the right column presents the bias between FGOALS-g2 and GPCP data (units: %)

模式中(图 1b), CDD 的海—陆分布和南—北半球分布特征, 以及三个干旱中心位置都能很好地再现, 只是强度上仍有偏差。因此, FGOALS-g2 能很好地再现 CDD 的空间分布。模式模拟的 CDD 在南美季风区偏长(超过 50%), 而在其他季风区南部偏短(约 25%)(图 1c)。观测中(图 1d), PRCPTOT 从低纬向高纬递减, 最大值位于近赤道的美洲季风区和亚洲季风区。在 FGOALS-g2 中(图 1e), PRCPTOT 从低纬向高纬递减, 最大值位于近赤道亚洲季风区。因此, FGOALS-g2 能很好地刻画 PRCPTOT 的空间分布。但模式低估了南非季风区外所有季风区的 PRCPTOT, 不能再现美洲季风区的最大值中心(偏少近 25%)(图 1f)。观测中(图 1g), SDII 最大值中心位于亚洲季风区的中印半岛和中国东南部, 非洲季风区降水强度最弱。在模式中(图 1h), 降水强度最大值位于中南半岛及毗邻海域, 最小值位于亚洲陆地季风区。因此, 模式能较好地模拟出美洲季风区和北非季风区的降水强度空间分布。模式低估了所有区域的降水强度, 亚

洲陆地季风区中国东南部和中印半岛的强降水中心在模式中表现为低值中心, 偏差超过 25%(图 1i)。

观测中(图 2a), R1day 的空间分布和降水强度(图 1g)十分相似, 最大值位于中印半岛和中国东南部, 非洲季风区 R1day 最弱。模式中(图 2b), R1day 在陆地季风区的最大值位于中南半岛, 最小值位于亚洲季风区。因此, FGAOSL-g2 能够基本刻画出美洲和北非陆地季风区 R1day 的空间分布。模式模拟的 R1day 在亚洲陆地季风区则偏少(近 25%), 不能再现中印半岛和中国东南部的高值中心, 而在其他区域明显偏多(25%以上)(图 2c)。观测中(图 2d), R95p 的空间分布特征和降水总量基本类似(图 1d)。模式中(图 2e), R95p 从低纬向高纬递减, 最大值位于近赤道季风区, 且海洋季风区和非洲陆地季风区的降水量较大。因此, 模式能很好地再现 R95p 的空间分布。模式模拟的 R95p 在海洋以及非洲陆地季风区偏多(25%以上), 在亚洲和南美陆地季风区偏少(25%以下)(图 2f)。观测中(图 2g), R5day 的空间分布和 R1day(图 2g)

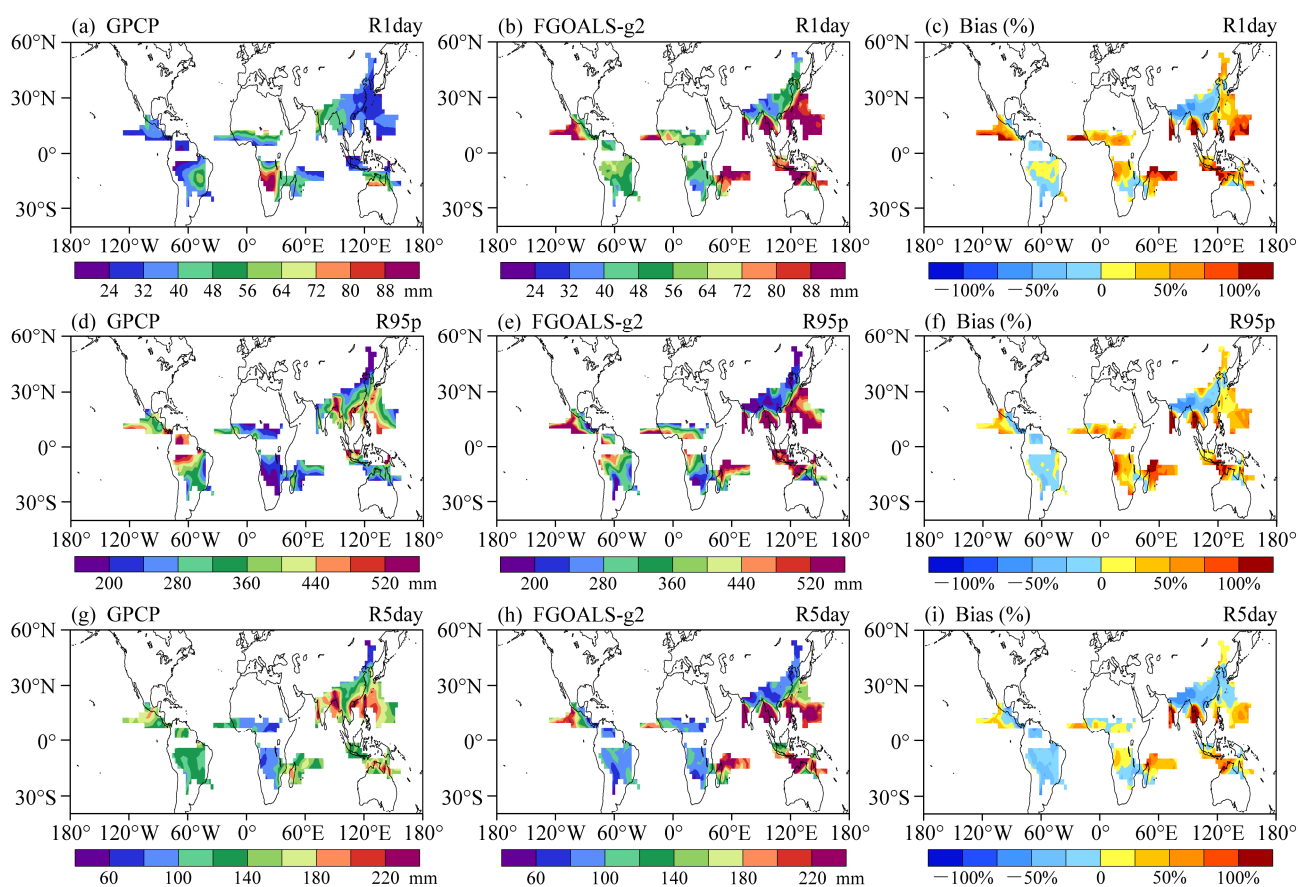


图2 同图1, 但为R1day(单位: mm)、R95p(单位: mm)和R5day(单位: mm)的平均态和偏差比

Fig. 2 Same as Fig.1, but for R1day (maximum one-day precipitation, units: mm), R95p (total amount of daily precipitation that is greater than 95th percentile of precipitation in wet days; units: mm), and R5day (maximum consecutive five-day precipitation; units: mm)

基本类似。模式中 (图 2h), R5day 的最大值位于中印、中南半岛以及海洋季风区, 亚洲和非洲季风区降水量均较弱。因此, FGOALS-g2 能较好地再现 R5day 的空间分布。模式模拟的 R5day 偏差百分比分布和 R95p 基本类似, 但偏差更小 (图 2i)。

泰勒图可以定量的描述 FGOALS-g2 模式对全球季风区极端降水指标气候态的模拟能力 (Taylor, 2001) (图 3a)。从空间变化幅度来看, 模式模拟的 CDD 及 PRCPTOT 较观测略偏大, 其他四个指数则较观测偏小。从场相关系数来看, CDD 和 PRCPTOT 的相关系数最大 (0.6), R95p 和 R5day 次之 (0.5), R1day 和 SDII 最小 (小于 0.2)。因此, FGOALS-g2 模式能够很好地再现除 R1day 和 SDII 外其他四个指数的气候态空间分布。模式模拟的 SDII 和 R1day 空间分布只在部分季风区较好, 不能很好地再现全球季风区尤其是亚洲季风区的最大值中心。

为了更直观的探讨模式对全球季风区极端降水指数模拟的偏差, 本文将全球季风区划分为北美、南美、北非、南非、亚洲和澳洲季风区这六个子季风区。图 3b 给出了区域平均的极端降水指数偏差百分比。模式模拟的 CDD 在南美季风区和澳洲季风区偏长, 而在其他区域偏短。在南美季风区, CDD 被高估最明显, 超过 50%。模式低估了所有季风区的 SDII, 南美季风区被低估最明显 (30%以上)。除南非季风区外, 模式中各个子季风区的 PRCPTOT 均较观测偏少。在非洲和亚—澳季风区, 模式模拟的极端降水 (R5day、R95p 和 R1day) 明显偏多。子季风区区域平均的极端降水明显偏多, 很大程度上来自模式对海洋上极端降水的明显高估。在亚洲季风区, 尽管模式中陆地极端降水偏少, 海洋极端降水明显偏多, 因此整个区域的极端降水仍较观测偏多超过 10%。

3.1.2 降水强度和降水频率

图 4 是各个子季风区不同强度降水的降水频率及其对降水总量贡献率的区域平均结果。从降水频率来看, 模式中各个子季风区毛毛雨频率均超过 50%, 较观测高 30%。尽管在模式模拟的毛毛雨频率在季风区较观测明显偏高, 但在整个热带地区与观测较接近 (Dai, 2006)。尽管模式中各个子季风区的毛毛雨日数一致被高估, 但模拟的连续不降水日数偏差并不一致。从降水总量贡献率来看, 贡献率最大的是中雨和大雨。模式中雨和大雨的频率都被低估约 3%, 因此多数季风区的降水总量和降水

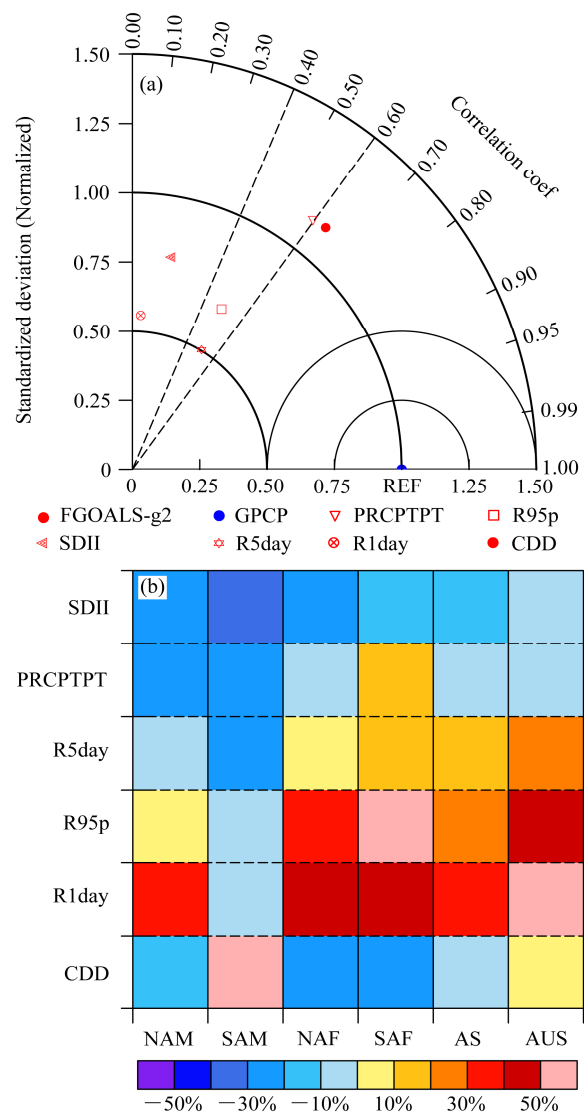


图 3 (a) 全球季风区极端降水指数气候态的泰勒图。图中不同形状代表不同的指数, 横纵坐标表示模式与观测的空间标准差之比, 径坐标表示模式和观测的空间系数。红色代表的是模式 FGOALS-g2 模拟的结果, 蓝色则代表观测资料的结果 (REF)。 (b) 模式模拟的六个极端降水指数气候态偏差比在六个子季风区的区域平均 (单位: %)。NAM 表示北美季风区 ($0^{\circ}\sim 60^{\circ}\text{N}$, $160^{\circ}\text{W}\sim 30^{\circ}\text{W}$), SAM 表示南美季风区 ($40^{\circ}\text{S}\sim 0^{\circ}$, $90^{\circ}\text{W}\sim 30^{\circ}\text{W}$), NAF 表示北非季风区 ($0^{\circ}\sim 60^{\circ}\text{N}$, $30^{\circ}\text{W}\sim 60^{\circ}\text{E}$), SAF 表示南非季风区 ($40^{\circ}\text{S}\sim 0^{\circ}$, $0^{\circ}\sim 90^{\circ}\text{E}$), AS 表示亚洲季风区 ($0^{\circ}\sim 60^{\circ}\text{N}$, $60^{\circ}\text{E}\sim 180^{\circ}$), AUS 表示澳洲季风区 ($40^{\circ}\text{S}\sim 0^{\circ}$, $90^{\circ}\text{E}\sim 180^{\circ}$)

Fig. 3 (a) Taylor diagram displaying statistics of climatology of extreme precipitation indices over global monsoon region simulated by FGOALS-g2 and verified against observations. Different symbols represent different indices. The ordinate and abscissa are the ratio of the standard deviation of indices simulated by FGOALS-g2 with respect to GPCP. The azimuthal locations indicate the pattern correlation coefficient between simulations and observations. Red color indicates results from FGOALS-g2 simulation, and blue color indicates the results from GPCP data (REF). (b) Regionally averaged bias of mean state of precipitation indices over six monsoon regions simulated by FGOALS-g2 (units: %). NAM indicates North America ($0^{\circ}\sim 60^{\circ}\text{N}$, $160^{\circ}\text{W}\sim 30^{\circ}\text{W}$), SAM indicates South America ($40^{\circ}\text{S}\sim 0^{\circ}$, $90^{\circ}\text{W}\sim 30^{\circ}\text{W}$), NAF indicates North Africa ($0^{\circ}\sim 60^{\circ}\text{N}$, $30^{\circ}\text{W}\sim 60^{\circ}\text{E}$), SAF indicates South Africa ($40^{\circ}\text{S}\sim 0^{\circ}$, $0^{\circ}\sim 90^{\circ}\text{E}$), AS indicates Asia ($0^{\circ}\sim 60^{\circ}\text{N}$, $60^{\circ}\text{E}\sim 180^{\circ}$), AUS indicates Australia ($40^{\circ}\text{S}\sim 0^{\circ}$, $90^{\circ}\text{E}\sim 180^{\circ}$)

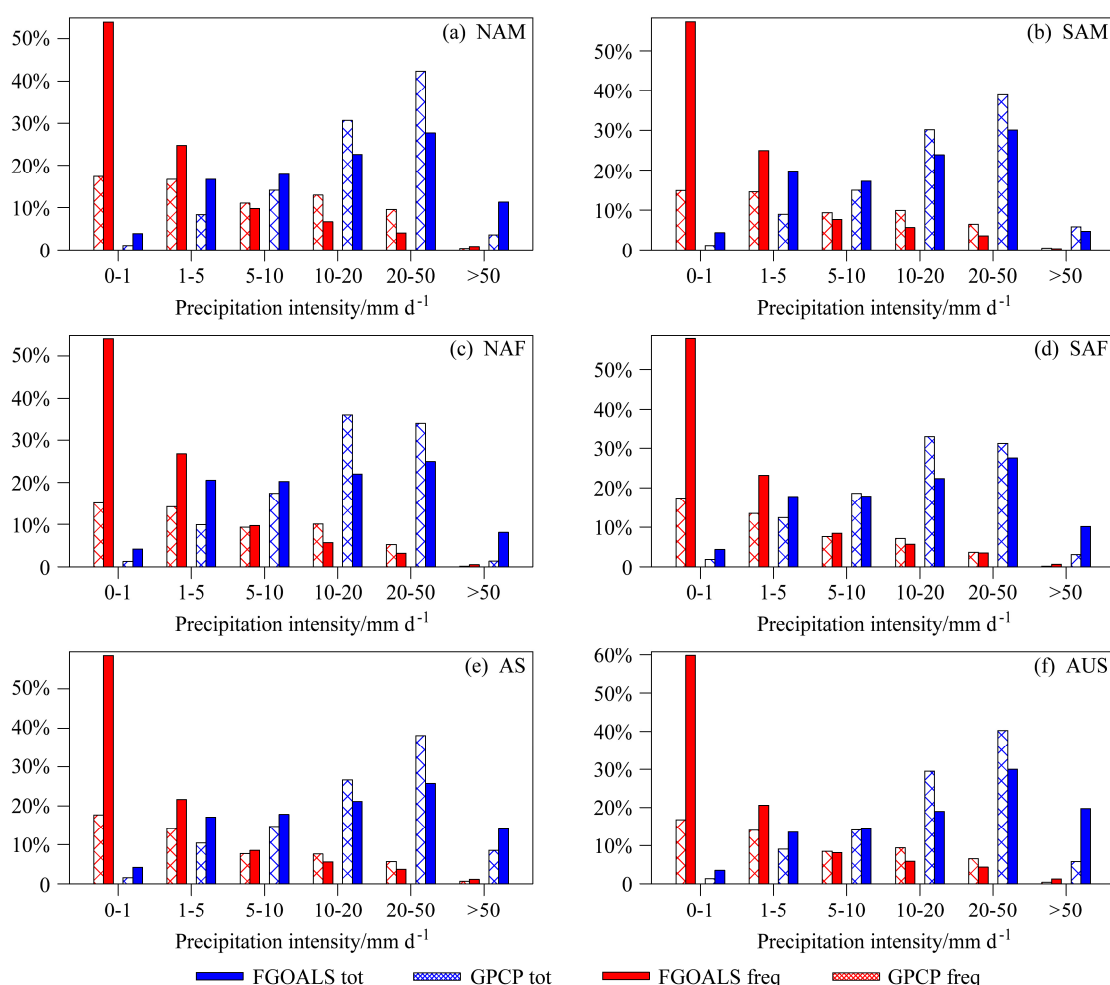


图4 1997~2014年全球季风区各子季风区不同强度降水的降水频率及其对总降水量贡献率的区域平均结果(单位:%): (a) 北美季风区; (b) 南美季风区; (c) 北非季风区; (d) 南非季风区; (e) 亚洲季风区; (f) 澳洲季风区。图中红色格柱状代表观测资料的不同强度降水频率, 红色柱状代表 FGOALS-g2 模拟的不同强度降水频率, 蓝色格柱状代表观测资料不同降水强度的降水贡献率, 蓝色柱状代表模式结果中不同降水强度的降水贡献率

Fig. 4 Regionally averaged precipitation frequency and percentage contribution to annual total precipitation based on categorized precipitation events over different monsoon regions during 1997–2014 from FGOALS and GPCP data: (a) NAM; (b) SAM; (c) NAF; (d) SAF; (e) AS; (df) AUS. The red (red lattice) column indicates precipitation frequency based on FGOALS-g2 (GPCP data), and blue (blue lattice) column indicates percentage contribution to annual total precipitation amount from FGOALS-g2 (GPCP data)

强度都被低估。在南非季风区, 虽然模式低估了降水强度, 但高估了 1 mm d^{-1} 以上的降水发生频率, 因此模拟的降水总量要高于观测。由于暴雨雨强大, FGOALS-g2 对除南美季风区外其他季风区暴雨频率的高估, 导致了模式中对应季风区的极端降水量较观测明显偏高。

3.2 年际变率的模拟

FGOALS-g2 模式对全球季风区极端降水指数年际变率的模拟如图 5 所示。观测结果(图 5a1)表明, CDD 年际变率最大值位于南半球的南美、南非以及澳大利亚季风区, 最小值位于东亚季风区。模式(图 5a2)能很好地模拟出 CDD 年际变率的最

大(小)值中心位置, 只是模拟的强度较观测偏强。观测中的 PRCPTOT(图 5b1)年际变率最大值位于南非、澳大利亚以及亚洲季风区的海洋季风区, 最小值位于非洲季风区。FGOALS-g2 模式(图 5b2)能很好地模拟出 PRCPTOT 年际变率大值位于海洋季风区小值位于陆地季风区的空间分布特征, 但高(低)估了海洋(陆地)季风区的年际变率。观测中的 SDII(图 5c1)年际变率空间分布特征和 PRCPTOT(图 5b1)基本类似, 大值位于海洋而小值位于陆地, 但在南亚陆地季风区也有一个明显的大值中心。FGOALS-g2(图 5c2)能较好地再现 SDII 年际变率的海—陆分布特征, 但没有模拟出南亚季

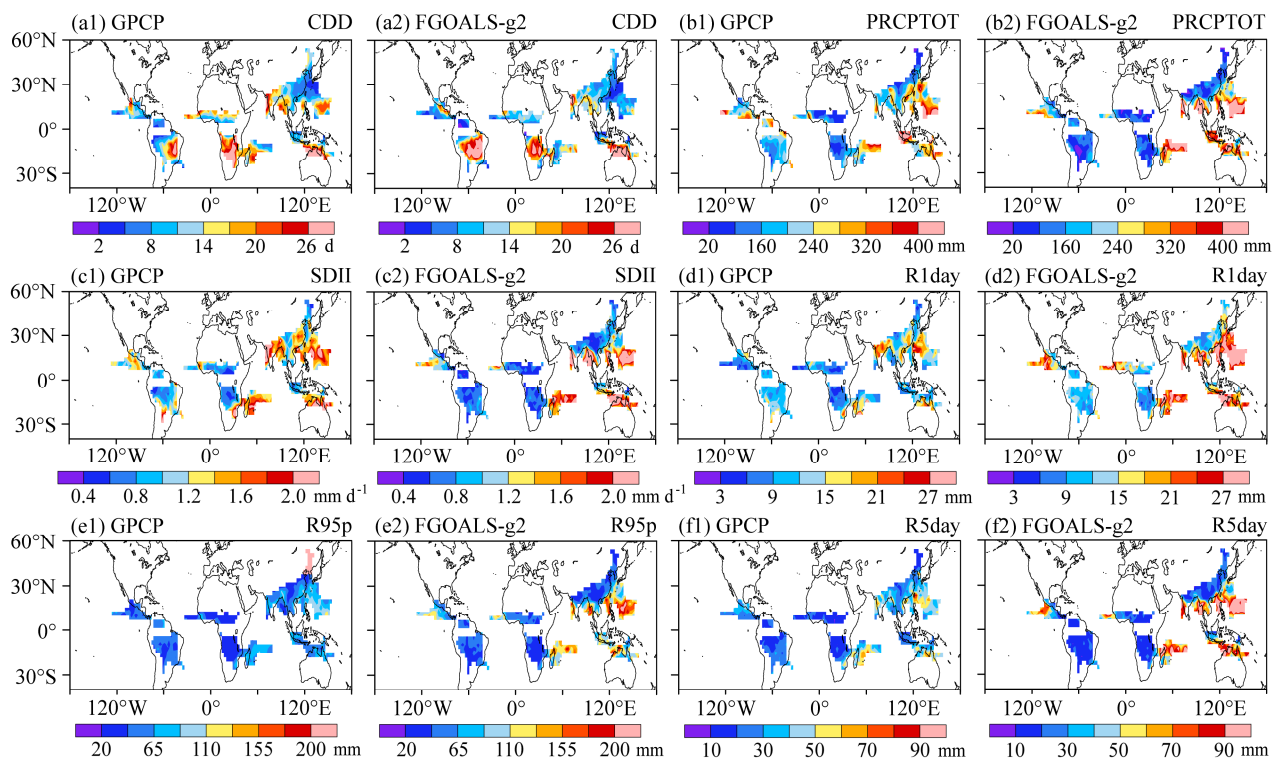


图5 1997~2014年全球季风区极端降水指数的年际变率空间分布:(a1、a2) CDD(单位:d);(b1、b2) PRCPTOT(单位:mm);(c1、c2) SDII(单位: mm d^{-1});(d1、d2) R1day(单位:mm);(e1、e2) R95p(单位:mm);(f1、f2) R5day(单位:mm)。a1、b1、c1、d1、e1、f1表示GPCP资料的结果,a2、b2、c2、d2、e2、f2表示FGOALS-g2模式的结果

Fig. 5 Spatial patterns of interannual variability of extreme precipitation indices over global monsoon region during 1997–2014: (a1, a2) CDD (units: d); (b1, b2) PRCPTOT (units: mm); (c1, c2) SDII (units: mm d^{-1}); (d1, d2) R1day (units: mm); (e1, e2) R95p (units: mm); (f1, f2) R5day (units: mm). Note that the number “1” indicates results from GPCP data and “2” indicates results from FGOALS-g2

风区的大值中心,因此模拟的SDII(图5c2)年际变率空间分布不如PRCPTOT(图5b2)。在观测中,极端降水R1day(图5d1)、R95p(图5e1)和R5day(图5f1)的年际变率空间分布具有显著的海—陆分布特征,在海洋季风区的年际变率强于陆地季风区,最大值位于亚洲季风区。模式模拟结果(图5d2、e2、f2)表明,极端降水年际变率“海洋强—陆地弱”的空间分布特征基本能在FGOALS-g2中再现,但模式中海洋季风区的年际变率强度较观测明显偏强。综上,FGOALS-g2模式基本能模拟出各个指数的年际变率空间分布特征,模拟的降水指数年际变率在海洋季风区偏强。

3.3 RCP8.5情景下预估的全球季风极端降水变化

在不同温室气体排放情景下,CMIP5多模式预估21世纪全球陆地季风区夏季平均降水会增加,且温室气体排放浓度越高,降水增加速度越快(Christensen et al., 2013)。到21世纪末(2080~2099年),全球陆地季风区的夏季平均降水强度、

极端降水以及CDD都会增加(Kitoh et al., 2013)。因此,本部分主要考察整个全球季风区的极端降水指数变化,并与陆地季风区夏季极端降水变化趋势进行对比。

图6为RCP8.5排放情景下FGOALS-g2模式预估的全球季风区极端降水指数在21世纪变化的时间序列。在整个21世纪,CDD在陆地季风区变长,但在海洋季风区变短。因此,CDD在整个全球季风区表现为年代际变化。和CDD不同,极端降水、降水强度和降水总量在全球陆地和海洋季风区一致增加,在2040年之后速度加快且海洋季风区表现更明显。从整个全球季风区来看,到21世纪末期,CDD无显著变化,R5day、R1day、SDII、R95p和PRCPTOT分别增加了12.2%、13.7%、9.4%、17.2%和16.6%。Kitoh et al. (2013)指出,夏季陆地季风区CDD将会增加。在这里,我们发现,CDD在陆地季风区的变化趋势与其结论一致。然而,CDD在海洋季风区变短,因此在整个全球季风区的

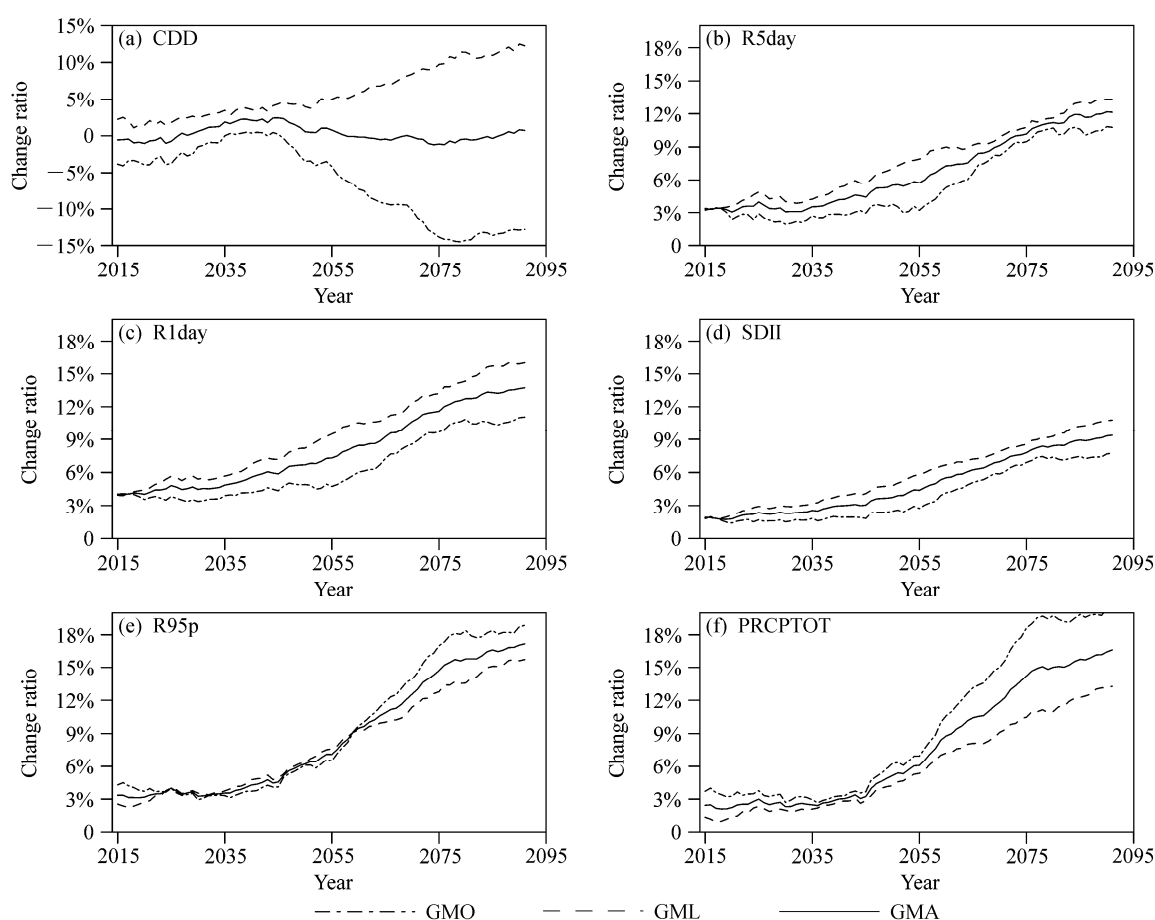


图6 模式预估 RCP8.5 排放情景下 21 世纪 (2006~2100 年) 全球季风区极端降水指数异常百分比的 20 年滑动平均的时间序列 (相对于参考时段 1986~2005 年, 单位: %): (a) CDD; (b) R5day; (c) R1day; (d) SDII; (e) R95p; (f) PRCPTOT。GMA 代表全球季风区, GML 代表全球陆地季风区, GMO 代表全球海洋季风区

Fig. 6 Projected 20-year running averages of precipitation indices anomalies percentage during 2006~2100 (compared to the climatology of 1986~2005, units: %) by FGOALS-g2 simulation under the RCP8.5 scenario: (a) CDD; (b) R5day; (c) R1day; (d) SDII; (e) R95p; (f) PRCPTOT. GMA indicates global monsoon region, GML indicates land area within global monsoon region, and GMO indicates ocean area within global monsoon region

变化趋势完全不显著。全球季风区极端降水、平均降水以及降水总量的变化, 则和陆地季风区夏季降水变化趋势一致 (Craig et al., 2005; Kitoh et al., 2013)。

六个极端降水指数的远期 (2076~2095 年) 变化空间分布如图 7 所示。从空间分布来看, CDD 在南非海洋季风区、西北太平洋季风区和澳大利亚季风区都将变短, 而在其他区域变长。CDD 在南非和南非南部陆地季风区变长最显著, 在澳大利亚变短最显著, 均超过 8 天。全球季风区大部分区域的极端降水 (R5day、R1day、R95p) 都将增多, 降水强度 (SDII) 也将增强。但是, 西北太平洋季风区南部以及中南半岛的极端降水将会明显减少, 降水强度也将减弱。和极端降水类似, 整个全球季风区的降水总量 (PRCPTOT) 在远期也将增加, 但其变化

特征空间分布有所不同。在远期, 降水总量不仅在西北太平洋季风区南部和中南半岛减少, 在南非季风区南部和南非陆地季风区也将减少。极端降水 R95p 的变化特征和降水总量基本类似, 但变化范围相对较小。

为了更好的量化讨论全球季风区极端降水指数的变化特征, 图 8 给出了远期 (2076~2095 年) 的降水指数空间分布 (图 7) 的区域平均结果。CDD 在多数季风区都将变长, 最显著的区域为南美季风区 (近 30%)。但在亚洲和澳洲季风区, CDD 将变短, 且在澳洲季风区变短最显著, 达 40%。从图 7 可以看出, CDD 在亚洲陆地季风区变长, 而在海洋季风区变短。因此, CDD 在海洋季风区变短的趋势, 对在整个区域的变化影响十分重要。从极端降水、降水强度和降水总量来看, 全球季风区各个子

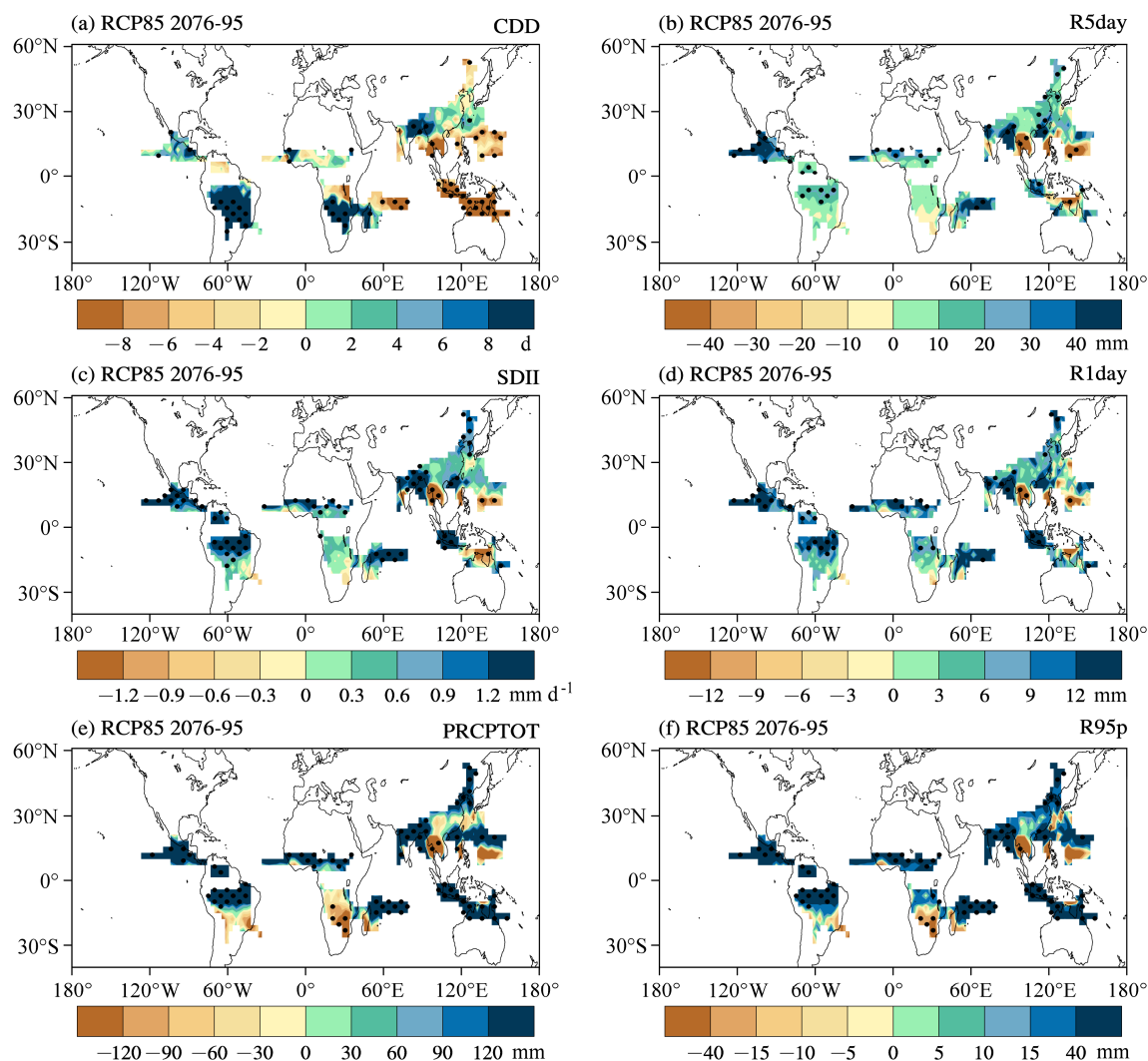


图7 RCP8.5 情景下 FGOALS-g2 预估极端降水指数在 21 世纪远期 (2076~2095 年) 相对于参考时段 (1986~2005 年) 的气候态变化空间分布: (a) CDD (单位: d); (b) R5day (单位: mm); (c) SDII (单位: mm d^{-1}); (d) R1day (单位: mm); (e) PRCPTOT (单位: mm); (f) R95p (单位: mm)。打点区域代表通过 95% 的显著性 t 检验

Fig. 7 Changes in the mean state of precipitation indices between 2076~2095 and 1986~2005: (a) CDD (units: d); (b) R5day (units: mm); (c) SDII (units: mm d^{-1}); (d) R1day (units: mm); (e) PRCPTOT (units: mm); (f) R95p (units: mm). Black dots areas indicate statistically significant correlation above 95% confidence level with t test

季风区的降水均将一致增加。在远期, 极端降水和降水强度增多最显著的区域均为北美季风区, 分别增加 22% 以及 17%。而降水总量增多最明显的区域为澳大利亚季风区, 增加 37%。

前人研究指出, 在全球温度持续增加的背景下, 空气中水汽含量增加使得全球降水也将增加, 其中平均降水的增加会受到能量收支的限制, 而极端降水的增加则主要和可降水量有关 (Allen and Ingram, 2002; Held and Soden, 2006; Pall et al., 2007)。为此, 图 9 给出了 21 世纪可降水量相对参考时段变化的时间序列。在整个 21 世纪, 全球陆

地季风区和海洋季风区的可降水量均呈线性增加趋势。因此, 全球季风区和海洋季风区的极端降水呈现一致的增加趋势 (图 6)。

在全球变暖的背景下, 全球陆地季风区和海洋季风区可降水量一致增加, 为何 CDD 的变化特征却完全相反? 前文已经指出, 到 2076~2095 年, CDD 在南美季风区变长最显著, 在澳大利亚季风区变短最显著。南美季风区基本是陆地区域, 澳大利亚则覆盖了大量的海洋区域。因此, 本文将南美季风区和澳大利亚季风区分别作为陆地季风区和海洋季风区的典型区域, 探讨全球陆地和海洋季风区

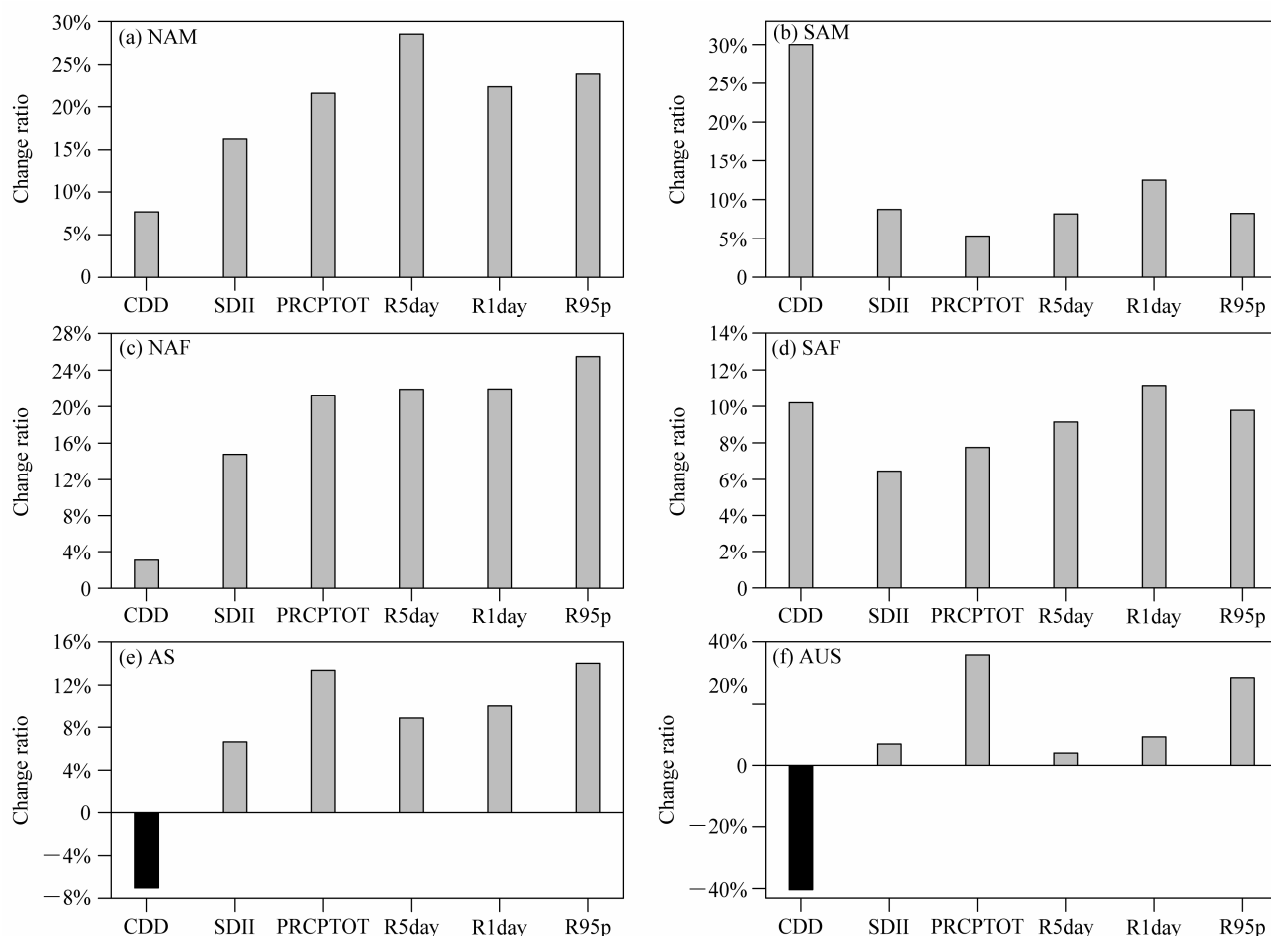


图 8 FGOALS-g2 预估 RCP8.5 排放情景下各个子季风区的极端降水指数在远期 (2076~2095 年) 相对参考时段 (1986~2005 年) 变化的区域平均 (单位: %): (a) 北美季风区; (b) 南美季风区; (c) 北非季风区; (d) 南非季风区; (e) 亚洲季风区; (f) 澳洲季风区

Fig. 8 Regionally averaged change ratios (units: %) of precipitation indices over different monsoon regions during 2076–2095 (compared to the climatology of 1986–2005) projected by FGOALS-g2 under the RCP8.5 scenarios: (a) NAM; (b) SAM; (c) NAF; (d) SAF; (e) AS; (f) AUS

CDD 变化特征不同的原因。

图 10 给出了南美和澳大利亚季风区在参考时段 (1986~2005 年) 和远期 (2076~2095 年) 区域平均逐日降水的降水频率分布图。和参考时段相比, 远期南美季风区的降水频率分布发生了明显的变化。在南美, 日降水量低于 1 mm 和高于 6 mm 的降水频率明显增加, 而 1 mm d⁻¹ 至 6 mm d⁻¹ 的降水明显减少。澳大利亚季风区的降水频率分布图和南美季风区不同, 因此其降水频率变化特征也有所不同。在澳大利亚, 低于 3 mm d⁻¹ 的降水发生频率显著减少, 而高于 3 mm d⁻¹ 的降水事件显著增加。综上, 低于 1 mm d⁻¹ 的降水发生频率在南美 (澳大利亚) 季风区明显增加 (减少), 使得相应区域的 CDD 显著变长 (变短)。

由于分析基于单一模式的单一成员, 预估结果

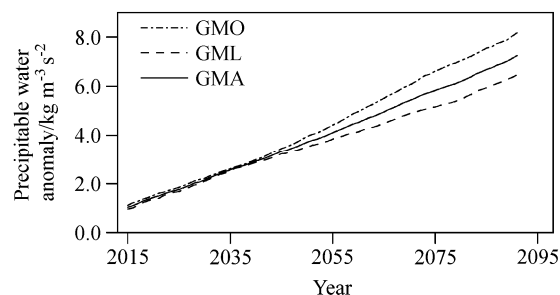


图 9 RCP8.5 情景下 21 世纪可降水量相对参考时段 (1986~2005 年) 的变化时间序列 20 年滑动平均结果 (单位: kg m⁻³ s⁻²)

Fig. 9 Projected 20-year running averages of precipitable water anomaly (units: kg m⁻³ s⁻²) in the 21st century (compared to the climatology of 1986–2005) by FGOALS-g2 under the RCP8.5 scenario

存在较大的不确定性。在给定 RCP8.5 情景下, 由于不同模式气候敏感性不同, 地表增暖存在显著差

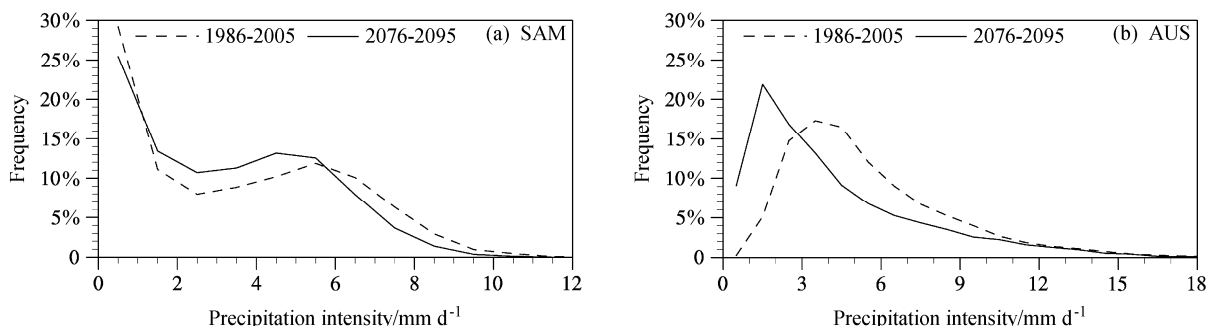


图 10 不同强度区域平均的降水频率分布: (a) SAM (南美季风区); (b) AUS (澳大利亚季风区)。实线表示参考时段 (1986~2005 年), 虚线表示远期 (2076~2095 年)

Fig. 10 Distribution of regionally averaged daily precipitation frequency as a function of precipitation intensity: (a) SAM; (b) AUS. Solid line indicates reference period 1986–2005 and dashed line indicates the period 2076–2095

异 (Chen et al., 2014)。部分模式对南亚季风极端降水依赖局地地表的增暖幅度, 增温越高, 极端降水越多 (Turner and Slingo, 2009)。不同对流参数化方案会使得降水和温度的关系偏离 “Clausius–Clapeyron” 方程的约束, 从而增加更大的不确定性 (Turner and Slingo, 2009)。最近的研究表明南亚季风区降水的不确定性受西太平洋海温增暖型的影响 (Chen and Zhou, 2015), 西太平洋越暖会导致降水的增加在印度半岛越少而在中南半岛越多, 因此未来海温型的不确定性可能会影响各季风区极端降水的变化。另外内部变率也是不确定性的来源之一, 据已有的研究可知, 其对区域尺度极端降水不确定性的贡献可达 30% (Van Pelt et al., 2015)。

4 结论

本文基于 FGOALS-g2 历史模拟数据, 系统的评估了模式对观测的全球季风区极端气候指标气候态的模拟能力。在此基础上, 讨论了模式预估 RCP8.5 排放情景下极端气候指标在 21 世纪的变化, 包括时间序列和气候态。本文的主要结论如下:

(1) 模式能比较好地刻画出全球季风区日降水量低于 1 mm 的连续最大天数、降水总量和极端降水的气候态空间分布, 但对降水强度和日最大降水量的模拟能力偏弱。模式不能再现降水强度和日最大降水量在中国东南部和中印半岛的高值中心。

(2) 模式模拟的日降水量低于 1 mm 的连续最大天数在南美和澳大利亚季风区偏长, 在南美偏长最显著 (超过 50%), 在其他区域偏短 10%~20%。模式低估了全球季风区几乎所有区域的降水强度和降水总量, 在南美季风区被低估超过 20%。模式

明显高估了全球海洋季风区和非洲陆地季风区的极端降水 (20%以上)。

(3) 模式高估了全球季风区毛毛雨的频率, 低估了中雨和大雨的频率。由于降水量主要来自于中雨和大雨的贡献, 因此模式模拟的总降水偏少。模式模拟的暴雨频率偏高, 使得模式中极端降水比观测偏多。

(4) 模式能较好地刻画出降水指数的年际变率空间分布特征, 但模拟的年际变率在海洋季风区较观测偏强。

(5) 在 RCP8.5 排放情景下, 21 世纪日降水量低于 1 mm 的连续最大天数在全球陆地季风区变长而在海洋季风区变短, 因此在整个全球季风区表现为年代际变化。在远期 (2076~2095 年), 日降水量低于 1 mm 的连续最大天数在南美季风区变长最显著 (30%), 在澳大利亚季风区变短最明显 (40%)。这与日降水量低于 1 mm 的降水事件发生频率在两个区域的变化不同有关。

(6) 在远期 (2076~2095 年), 全球陆地和海洋季风区的极端降水、平均降水以及降水总量都会增加。极端降水和降水强度在北美季风区增加最显著 (22%和 17%), 降水总量在澳大利亚增加最显著 (37%)。全球季风区极端降水的一致增加归因于可降水量的一致增加。

最后, 需要注意的是, 本文基于单一模式的预估结果存在一定的不确定性。未来将基于 CMIP3/CMIP5 多模式模拟和预估的结果, 从模式的气候敏感度 (地表增暖幅度)、未来的海温增暖型及内部变率的角度, 讨论全球季风区极端降水预估的不确定性。

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.
- Allen M R, Ingram W J. 2002. Constraints on future changes in climate and the hydrologic cycle [J]. *Nature*, 419 (6903): 224–232, doi:10.1038/nature01092.
- 陈活泼. 2013. CMIP5 模式对 21 世纪末中国极端降水事件变化的预估 [J]. *科学通报*, 58 (8): 743–752. Chen H P. 2013. Projected change in extreme rainfall events in China by the end of the 21st century using CMIP5 models [J]. *Chinese Sci. Bull.*, 58 (12): 1462–1472, doi:10.1007/s11434-012-5612-2.
- 陈晓晨, 徐影, 姚遥. 2015. 不同升温阈值下中国地区极端气候事件变化预估 [J]. *大气科学*, 39 (6): 1123–1135. Chen Xiaochen, Xu Ying, Yao Yao. 2015. Changes in climate extremes over China in a 2°C, 3°C and 4°C warmer world [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 39 (6): 1123–1135, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1502.14224.
- Chen X L, Zhou T J, Guo Z. 2014. Climate sensitivities of two versions of FGOALS model to idealized radiative forcing [J]. *Science China: Earth Sciences*, 57 (6): 1363–1373, doi:10.1007/s11430-013-4692-4.
- Chen X L, Zhou T J. 2015. Distinct effects of global mean warming and regional sea surface warming pattern on projected uncertainty in the South Asian summer monsoon [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 42 (21): 9433–9439, doi:10.1002/2015GL066384.
- Christensen J H, Kanikicharla K K, Marshall G, et al. 2013. Climate phenomena and their relevance for future regional climate change [M]// *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge, UK and New York, NY, USA: Cambridge University Press, 1217–1308.
- Craig A P, Jacob R, Kauffman B, et al. 2005. CPL6: The new extensible, high performance parallel coupler for the community climate system model [J]. *International Journal of High Performance Computing Applications*, 19 (3): 309–327, doi:10.1177/1094342005056117.
- Dai A G. 2006. Precipitation characteristics in eighteen coupled climate models [J]. *J. Climate*, 19 (18): 4605–4630, doi:10.1175/JCLI3884.1.
- Held I M, Soden B J. 2006. Robust responses of the hydrological cycle to global warming [J]. *J. Climate*, 2006, 19 (21): 5686–5699.
- Hsu P, Li T, Luo J J, et al. 2012. Increase of global monsoon area and precipitation under global warming: A robust signal? [J] *Geophys. Res. Lett.*, 39 (6): L06701, doi:10.1029/2012GL051037.
- Hsu P, Li T, Murakami H, et al. 2013. Future change of the global monsoon revealed from 19 CMIP5 models [J]. *J. Geophys. Res.: Atmos.*, 118 (3): 1247–1260, doi:10.1002/jgrd.50145.
- Huffman G J, Adler R F, Morrissey M M, et al. 2001. Global precipitation at one-degree daily resolution from multisatellite observations [J]. *J. Hydrometeorol.*, 2 (1): 36–50, doi:10.1175/1525-7541(2001)002<0036:GPAODD>2.0.CO;2.
- IPCC. 2013. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis* [M]. Cambridge, UK and New York, NY, USA: Cambridge University Press.
- 姜大膀, 富元海. 2012. 2°C 全球变暖背景下中国未来气候变化预估 [J]. *大气科学*, 36 (2): 234–246. Jiang Dabang, Fu Yuanhai. 2012. Climate change over China with a 2°C global warming [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 36 (2): 234–246, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2011.11074.
- 江志红, 丁裕国, 陈威霖. 2007. 21 世纪中国极端降水事件预估 [J]. *气候变化研究进展*, 3 (4): 202–207. Jiang Z H, Ding Y G, Chen W L. 2007. Projection of precipitation extremes for the 21st century over China [J]. *Adv. Climate Change Res. (in Chinese)*, 3(4): 202–207, doi:10.3969/j.issn.1673-1719.2007.04.003.
- 江志红, 陈威霖, 宋洁, 等. 2009. 7 个 IPCC AR4 模式对中国地区极端降水指数模拟能力的评估及其未来情景预估 [J]. *大气科学*, 33(1): 109–120. Jiang Zhihong, Chen Weilin, Song Jie, et al. 2009. Projection and evaluation of the precipitation extremes indices over China based on seven IPCC AR4 coupled climate models [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 33 (1): 109–120, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2009.01.10.
- Jiang Z H, Li W, Xu J J, et al. 2015. Extreme precipitation indices over China in CMIP5 models. Part I: Model evaluation [J]. *J. Climate*, 28 (21): 8603–8619, doi:10.1175/JCLI-D-15-0099.1.
- Kim H J, Wang B, Ding Q H. 2008. The global monsoon variability simulated by CMIP3 coupled climate models [J]. *J. Climate*, 21 (20): 5271–5294, doi:10.1175/2008JCLI2041.1.
- Kitoh A, Endo H, Kumar K K, et al. 2013. Monsoons in a changing world: A regional perspective in a global context [J]. *J. Geophys. Res.: Atmos.*, 118 (8): 3053–3065, doi:10.1002/jgrd.50258.
- 李红梅, 李林. 2015. 2°C 全球变暖背景下青藏高原平均气候和极端气候事件变化 [J]. *气候变化研究进展*, 11 (3): 157–164. Li H M, Li L. 2015. Mean and extreme climate change on the Qinghai–Tibetan Plateau with a 2°C global warming [J]. *Adv. Climate Change Res. (in Chinese)*, 11 (3): 157–164, doi:10.3969/j.issn.1673-1719.2015.03.001.
- Li H M, Zhou T J, Li C. 2010. Decreasing trend in global land monsoon precipitation over the past 50 years simulated by a coupled climate model [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 27 (2): 285–292, doi:10.1007/s00376-009-8173-9.
- Li L J, Lin P F, Yu Y Q, et al. 2013a. The flexible global ocean–atmosphere–land system model, Grid-point Version 2: FGOALS-g2 [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 30 (3): 543–560, doi:10.1007/s00376-012-2140-6.
- Li L J, Wang B, Dong L, et al. 2013b. Evaluation of grid-point atmospheric model of IAP LASG version 2 (GAMIL2) [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 30 (3): 855–867, doi:10.1007/s00376-013-2157-5.
- Liu H L, Lin P F, Yu Y Q, et al. 2012. The baseline evaluation of LASG/IAP climate system ocean model (LICOM) version 2 [J]. *Acta Meteorologica Sinica*, 26 (3): 318–329, doi:10.1007/s13351-012-0305-y.
- Liu J P. 2010. Sensitivity of sea ice and ocean simulations to sea ice salinity in a coupled global climate model [J]. *Science China: Earth Sciences*, 53 (6): 911–918, doi:10.1007/s11430-010-0051-x.
- Meehl G A, Stocker T F, Collins W D, et al. 2007. *Global climate projections [M]//Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Solomon S, Qin D, Manning M, et al., Eds. Cambridge, UK and New York, NY, USA: Cambridge University Press, 283pp.
- Oleson K W, Lawrence D M, Bonan G B, et al. 2010. Technical description

- of version 4.0 of the Community Land Model (CLM) [R]. NCAR/TN-478+STR NCAR TECHNICAL NOTE. ISSN Electronic Edition, 2153–2400, doi:10.5065/D6FB50WZ.
- Pall P, Allen M R, Stone D A. 2007. Testing the Clausius-Clapeyron constraint on changes in extreme precipitation under CO₂ warming [J]. *Climate Dyn.*, 28 (4): 351–363, doi:10.1007/s00382-006-0180-2.
- Riahi K, Rao S, Krey V, et al. 2011. RCP8.5—A scenario of comparatively high greenhouse gas emissions [J]. *Climatic Change*, 109 (1–2): 33–57, doi:10.1007/s10584-011-0149-y.
- Taylor K E. 2001. Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram [J]. *J. Geophys. Res.: Atmos.*, 106 (D7): 7183–7192, doi:10.1029/2000JD900719.
- Thomson A M, Calvin K V, Smith S J, et al. 2011. RCP4.5: A pathway for stabilization of radiative forcing by 2100 [J]. *Climatic Change*, 109 (1–2): 77–94, doi:10.1007/s10584-011-0151-4.
- Trenberth K E, Stepaniak D P, Caron J M. 2000. The global monsoon as seen through the divergent atmospheric circulation [J]. *J. Climate*, 13 (22): 3969–3993, doi:10.1175/1520-0442(2000)013<3969:TGMAST>2.0.CO;2.
- Turner A G, Slingo J M. 2009. Uncertainties in future projections of extreme precipitation in the Indian monsoon region [J]. *Atmos. Sci. Lett.*, 10 (3): 152–158, doi:10.1002/asl.223.
- Van Pelt S C, Beersma J J, Buishand T A, et al. 2015. Uncertainty in the future change of extreme precipitation over the Rhine basin: The role of internal climate variability [J]. *Climate Dyn.*, 44 (7–8): 1789–1800, doi:10.1007/s00382-014-2312-4.
- Wang B, Ding Q H. 2006. Changes in global monsoon precipitation over the past 56 years [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 33 (6): L06711, doi:10.1029/2005GL025347.
- Wang B, Liu J, Kim H J, et al. 2012. Recent change of the global monsoon precipitation (1979–2008) [J]. *Climate Dyn.*, 39 (5): 1123–1135, doi:10.1007/s00382-011-1266-z.
- Wang B, Liu J, Kim H J, et al. 2013. Northern Hemisphere summer monsoon intensified by mega-El Niño/southern oscillation and Atlantic multidecadal oscillation [J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 110 (14): 5347–5352, doi:10.1073/pnas.1219405110.
- Xue F, Zeng Q C, Huang R H, et al. 2015. Recent advances in monsoon studies in China [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 32 (2): 206–229, doi:10.1007/s00376-014-0015-8.
- 严中伟, 杨赤. 2000. 近几十年中国极端气候变化格局 [J]. *气候与环境研究*, 5 (3): 267–272. Yan Z W, Yang C. 2000. Geographic patterns of extreme climate changes in China during 1951–1997 [J]. *Climatic and Environmental Research (in Chinese)*, 5 (3): 267–272, doi:10.3969/j.issn.1006-9585.2000.03.005.
- Yu Y Q, Zhi H, Wang B, et al. 2008. Coupled model simulations of climate changes in the 20th century and beyond [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 25 (4): 641–654, doi:10.1007/s00376-008-0641-0.
- Zhang L X, Zhou T J. 2011. An assessment of monsoon precipitation changes during 1901–2001 [J]. *Climate Dyn.*, 37 (1–2): 279–296, doi:10.1007/s00382-011-0993-5.
- Zhang L X, Zhou T J. 2014. An assessment of improvements in global monsoon precipitation simulation in FGOALS-s2 [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 31 (1): 165–178, doi:10.1007/s00376-013-2164-6.
- Zhang X B, Alexander L, Hegerl G C, et al. 2011. Indices for monitoring changes in extremes based on daily temperature and precipitation data [J]. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*, 2 (6): 851–870, doi:10.1002/wcc.147.
- 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, doi:10.1175/2008JCLI2067.1.
- Zhou T J, Song F F, Chen X L. 2013. Historical evolution of global and regional surface air temperature simulated by FGOALS-s2 and FGOALS-g2: How reliable are the model results? [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 30 (3): 638–657, doi:10.1007/s00376-013-2205-1.
- 周天军, 邹立维, 吴波, 等. 2014. 我国地球气候系统模式研究进展: CMIP 计划实施近 20 年回顾 [J]. *气象学报*, 72 (5): 892–907. Zhou T J, Zou L W, Wu B, et al. 2014. Development of earth/climate system models in China: A review from the Coupled Model Intercomparison Project perspective [J]. *Acta Meteor. Sinica (in Chinese)*, 72 (5): 892–907, doi:10.11676/qxxb2014.083.