

共享社会经济路径（SSPs）下未来 30 年长江流域夏季降水 预估¹

郑衍欣^{1,3,4}, 李双林^{1,2,4}, 何源^{3,4}

(1 中国科学院大气物理研究所, 北京, 100029;

2 中国科学院大学, 地球科学学院, 北京, 100049;

3 中国地质大学大气科学系, 湖北武汉, 430074;

4 中国气象局极端天气气候与水文地质灾害研究中心, 湖北武汉, 430074)

摘 要: 本文利用国际耦合模式比较计划第六阶段 (CMIP6) 中 22 个全球气候模式试验数据, 通过 MR 评分 (Comprehensive Rating Metrics) 方法进行评估, 择优选取了 GFDL-CM4、EC-Earth3、MIROC6 等 10 个模式, 使用这些模式在 SSP245 和 SSP585 两种共享社会经济路径下的预估试验数据, 对未来 30 年 (2021-2050 年) 长江流域夏季降水, 特别是极端降水事件的时空演变特征, 进行了预估。结果显示, 两种不同排放情景下, 相对于 1980-2010 年的平均, 流域总降水量 (PRCPTOT)、降水强度 (SDII) 均呈现显著增加趋势, 特别是在上游高原和中下游平原地区; 降水频次 (R1mm) 上游减少, 中下游增加, 二者相抵导致了流域降水频次整体变化不明显; 强降水 (R95p) 增加约 9.6%、16.5% (SSP245、SSP585), 极端降水 (R99p) 增加约 10.2%、15.5%, 最大 5 日降水量 (RX5day) 也为增长趋势; 连续无降水日数 (CDD) 在整个流域呈现增多, 特别是上游地区。两种排放情景相比较, 高情景 (SSP585) 下的变化强度要比中低情景 (SSP245) 大。这些结果意味着, 未来 30 年长江流域降水气候可能变得更为极端, 不仅总降水量增加, 暴雨、大暴雨易于出现, 而且连续无雨日长度也增加, 干旱变得更为频繁。特别地, 中下游地区要警惕发生极端暴雨、极端洪涝的风险, 而上游地区要警惕发生干旱、极端干旱的风险。

关键词: 长江流域; 降水; 预估; SSPs; CMIP6

¹ 收稿日期 2021-08-17; 网络预出版日期

作者简介 郑衍欣(1994-), 男, 博士研究生, 主要从事降水气候变化研究, E-mail: zhengyx@cug.edu.cn

通讯作者 李双林, 中国科学院大气物理研究所研究员, E-mail: shuanglin.li@mail.iap.ac.cn

资助项目 国家自然科学基金 (41731177, 41790473)

Funded by The National Natural Science Foundation of China (Grants 41731177 and 41790473)

文章编号:

中图分类号

文献标识码 A

Doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2112.21154

刊

第

卷

科

刊

第

卷

科

刊

刊

卷

卷

Projection of summer rainfall in the Yangtze River Basin in the future 30 years under different Shared Socioeconomic Pathways (SSPs)

ZHENG Yanxin^{1,3,4}, LI Shuanglin^{1,2,4}, HE Yuan^{3,4}

- (1. Institute of Atmospheric Physics and Climate Change Research Center, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029;
2. College of Earth and Planetary Sciences, University of Chinese Academy of Sciences, Beijing, China 100049;
3. Department of Atmospheric Science, China University of Geosciences, Wuhan 430074;
4. Centre for Severe Weather and Climate and Hydro-geological Hazards, 430074 Wuhan, China)

Abstract: Based on historical experiments of Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6), 22 models are systematically evaluated by Comprehensive Rating Metrics (MR). Then 10 models (GFDL-CM4, EC-Earth3, MIROC6, etc.) with reliable performance are chosen to project summer rainfall in the Yangtze River Basin in the future 30 years (2021-2050) under SSP245 and SSP585. The results suggest the total rainfall amount (PRCPTOT), and rainfall intensity (SDII) are projected to increase by comparison with that in 1981-2010, and the large increase is located in the upper plateau and the middle-lower plains. In contrast, the occurrence of rainfall (R1mm) shows a little change because of opposite signal in upper and middle-lower reaches. The heavy rainfall (R95p) is projected to increase by 9.6% and 16.5% (SSP245 and SSP585), and extreme rainfall (R99p) is projected to increase by 10.2% and 15.5%. The maximum 5-day rainfall (RX5day) also exhibits an enhanced change. Besides, the maximum consecutive dry days (CDD) will increase especially in upper reaches. As for different SSPs, the changes in SSP585 are greater than those in SSP245. These indicate there will be not only more rainfall amount and more

occurrences of heavy-extreme rainfall events, but also a larger potential increase of droughts. Particularly, an increasing risk of the extreme rainfalls and floods in the middle and lower reaches and drought in the upper reaches deserve more attentions.

Key words: The Yangtze River Basin; rainfall; projection; SSPs; CMIP6

1. 引言

长江流域（图 1）是世界第三大流域，由西向东绵延 6300 公里，总面积 180 万平方公里，覆盖 11 个省市，人口和 GDP 总量占全国总量 40% 以上，是我国发展最快的地区之一。2014 年，中国政府提出建设长江经济带的重大发展战略，以长江黄金水道为依托，建设成渝、长江中游以及长江三角洲三大城市群。这一战略关系国家发展全局。长江流域水电资源丰富，三峡、白鹤滩等大型水利设施支撑了“西电东送”工程的建设，长江中游支流汉江流域是“南水北调”工程的水源地。此外，上游地区处于第一、二级阶梯地形交界，生物资源丰富，生态环境脆弱，对气候变化敏感，是全国生态安全的重要屏障（施雅风等，2004；常福宣和洪晓峰，2021）。中下游平原地区是重要的粮棉油基地，粮食生产总量约占全国 33%，素有“鱼米之乡”的美称。长江流域在中国社会经济发展中的地位与重要性日益凸现，对国家经济安全、社会稳定、能源供应、生态环境保护等方面意义重大，是国家土地开发、生产力布局、社会经济发展的重要轴心。

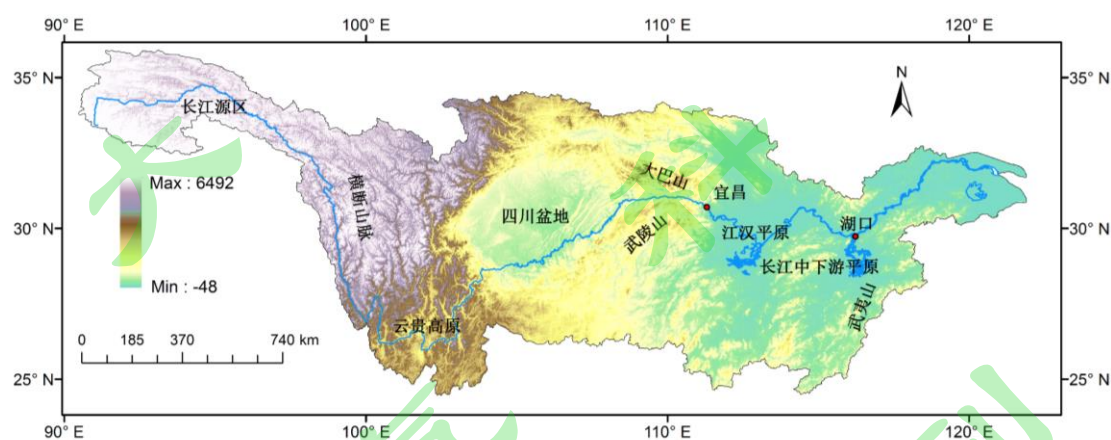


图 1 长江流域地形分布

Figure 1. Topographical conditions of the Yangtze River Basin

长江流域受亚热带季风气候和特殊地形地貌的影响，夏季多暴雨，极端降水和干旱事件频发，近 30 年全国夏季暴雨和洪涝灾害近 60% 都发生在长江流域（郭广芬等，2021）。如 1998 年发生流域性特大洪水，受灾人口达 231.6 万人，农田被淹 22.3 万平方公里，经济损失高达 1660 亿元人民币（Zong and Chen, 2000）。2010 年流域大部分区域发生了严重洪水，多条支流发生超过历史记录的特大洪

水，江西、湖南和四川等省份遭受严重的洪涝灾害。2016、2017、2020 年，流域多条河流发生超历史洪水，武汉、长沙、南昌等城市发生严重内涝，造成巨大经济损失(黄桢等，2020；张芳华等，2020)。此外，干旱灾害也很严重(姜彤等，2008；孙凤云，2018)。如 2006 年夏季川渝地区大旱、2009-2010 年华中春夏连旱，致使灾区农作物减产，严重影响了地区生态平衡和生命财产安全(陈洪滨和范学花，2010)。因此，极端降水事件(极端暴雨、洪涝和干旱)的频繁发生，已严重制约该地区发展。了解该地区夏季极端降水事件的特征，认识频次、强度的未来变化趋势，可以为长江经济带发展战略的实施和未来部署提供科学依据，也可为流域防灾减灾、自然生态恢复和社会可持续发展提供科学支撑。

全球气候正经历以变暖为主要特征的变化(IPCC, 2013)。地表温度的升高不仅导致饱和水汽压的增高、大气持水能力的增强，还导致水循环的加快。这些意味着地表蒸发加剧，更容易发生干旱；达到饱和的大气层能容纳更多水汽，更容易发生极端强降水。但是，在未来全球气候继续变暖的背景下，长江流域的降水及极端事件将发生怎样的变化，无疑是一个重要的科学问题(李双林等，2012；韩乐琼等，2014)。

为应对持续温室气体排放导致的全球气候变化问题，政府间气候变化专门委员会(IPCC)设立了国际耦合模式比较计划(CMIP)，开展了多模式针对工业革命以来温室气体历史演变的历史模拟试验，和未来不同温室气体排放情景(SRES、RCPs 等)下的预估试验(张丽霞等，2019)。其试验输出数据为了解未来长江流域降水以及极端降水变化提供了可能。以前，人们利用 CMIP3 和 CMIP5 的模拟结果，对未来长江流域降水变化进行了研究。曾小凡等(2011)利用 CMIP3 的 12 个模式分析发现在 A2 情景(高排放)下，长江中下游降水量减少，而其他情景下为不显著的降水增加。李双林等(2012)利用 CMIP3 模式数据，对不同 SRES 情景下未来长江中下游强降水事件气候特征的变化进行了预估，表明降水强度和频次在 A2(高)、A1B(中)、B2(低)情景下均有增加，其中 A2 增幅最大，B2 相对较小。陶辉等(2013)基于 CMIP5 的 MPI-ESM-LR 模式在 RCP4.5 情景下的模拟发现，长江流域总降水量的变化可能存在区域差异，中部降水增加，而上游、下游降水减少。陈晓晨等(2014)利用 CMIP5 不同未来排放情景的分析结果表明，长江中下游降水量可能减少，而极端降水增加。韩

乐琼等 (2014) 利用 CMIP5 数据分析发现, 低排放情景 (RCP2.6) 和高排放情景 (RCP8.5) 降水强度和频次增长均大于中等排放情景 (RCP4.5)。他们也比较了与 CMIP3 结果的差异, 发现 CMIP3、CMIP5 均预估未来降水强度和频次增长, 但二者增加幅度的空间分布并不一致。CMIP5 中表现为自西向东幅度递增的特点, 而 CMIP3 中表现为中部地区增幅最大。周莉等 (2018) 利用动力降尺度改进后的 CMIP5 数据分析发现, 未来长江中下游西部地区极端降水日数减少, 但极端降水量增加。从这些结果的比较来看, 它们并不完全一致, 意味着还存在不确定性。

最近, IPCC 第六次评估报告 (AR6) 提出了共享社会经济路径 (SSPs) 情景, 并开展了不同情景下的耦合模式比较计划第六阶段试验 (CMIP6)。SSPs 情景以未来可能发生的能源结构、土地利用、人为排放和大气成分变化为基础, 相比 RCPs 更加合理, 也可以与 RCPs 相互补充, 为模式预估未来的气候变化提供了更丰富和更合理的数据集。CMIP6 还在模式设计上有了较大改进、分辨率有所提高、并加入了更多的物理过程 (O'Neill et al., 2016)。到目前为止, 已有不少研究利用该数据分析了东亚季风及降水气候特征。Xin et al. (2020) 的研究发现, 由于 CMIP6 模拟的西北太平洋海温偏差相对 CMIP5 更小, 其对东亚季风和降水气候平均的模拟准确性明显增强; Zhu et al. (2020) 比较了 CMIP6 与 CMIP5 对中国极端降水模拟能力的差异, 结果表明 CMIP6 多模式集合相较于 CMIP5 对气候态和年际变率两方面的模拟能力都有较大改进。但 CMIP6 模式的结果也存在很大的不确定性 (Zelinka et al., 2020; Zhang and Chen, 2021), CMIP6 大部分模式模拟的中国降水偏多、降水持续性偏差较大、东南至西北向降水梯度的模拟偏弱, 这相对于 CMIP5 模式的偏差基本没有改进 (Jiang et al., 2020)。但总体来说, CMIP6 对降水模拟尤其是对极端降水的模拟能力, 相比 CMIP5 有了明显提升, 而且降水变化可信度更高 (Chen et al., 2020)。这意味着基于 CMIP6 预估的未来长江流域降水特征和极端事件演变, 应该更为可信。那么 CMIP6 是否能够再现过去长江流域的降水变化, 以及其预估的长江流域未来降水是如何变化的? 这些问题尚不清楚。因此有必要利用基于 SSPs 情景下 CMIP6 模式结果, 分析它们对长江流域降水未来预估情况。这有助于更好地认识该地区未来的降水演变特征。

2. 资料及方法

2.1 模式资料

本文主要关注未来 30 年（2021-2050）长江流域夏季（6-8 月）降水的演变。采用优选模式的办法，来进行未来预估。因此，首先需要评估模式对历史观测降水的模拟能力。参与评估的模式来自现阶段可利用的 22 个 CMIP6 模式（表 1），使用的数据是其历史模拟试验中的逐日降水输出，评估时段定为 1961-2014 年。另外，为了优选模式，将一套基于中国地区 2416 个台站数据所得的高分辨率（ $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ ）地面资料数据集（CN05.1）当中的日降水资料（吴佳和高学杰，2013）作为观测资料用于模式评估。

表 1 使用的 22 个 CMIP6 全球气候模式基本信息

Table1. Information of 22 global coupled climate models from CMIP6

单位简称	单位及所属国家	模式名称	分辨率 (经度×纬度)
CSIRO-ARCCSS	CSIRO, Australian Research Council Centre of Excellence for Climate System Science, Australia	ACCESS-CM2	1.25×1.875
CSIRO	Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization, Australia	ACCESS-ESM1-5	1.25×1.875
CCCma	Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis, Canada	CanESM5	2.813×2.813
NCAR	National Center for Atmospheric Research, United States	CESM2-WACCM	0.94×1.25
CMCC	Centro Euro-Mediterraneo per I Cambiamenti Climatici, Italy	CMCC-CM2-SR5	0.94×1.25
		CMCC-ESM2	0.94×1.25
EC-EARTH	EC-EARTH consortium	EC-Earth3	0.7×0.7
LASG-CES	LASG, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences and Center for Earth System Science, Tsinghua University, China	FGOALS-g3	2.0×2.0
NOAA/GFDL	NOAA/Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, United States	GFDL-CM4	1×1.25
		GFDL-ESM4	1×1.25
INM	Institute for Numerical Mathematics, Russia	INM-CM4-8	1.5×2
		INM-CM5-0	1.5×2
IPSL	L'Institut Pierre-Simon Laplace, France	IPSL-CM6A-LR	1.26×2.5
KIOST	Korea Institute of Ocean Science & Technology,	KIOST-ESM	1.875×1.875

	Republic of Korea		
MIROC	National Institute for Environmental Studies, The University of Tokyo, Japan	MIROC6	1.4×1.4
MPI-M	Max Planck Institute for Meteorology, Germany	MPI-ESM1-2-HR	0.94×0.94
		MPI-ESM1-2-LR	1.875×1.875
MRI	Meteorological Research Institute, Japan	MRI-ESM2-0	1.125×1.125
NUIST	Nanjing University of Information Science and Technology, China	NESM3	1.875×1.875
NCC	Norwegian Climate Centre, Norway	NorESM2-LM	1.9×2.5
		NorESM2-MM	0.94×1.25
RCEC	Research Center for Environmental Changes, Academia Sinica, China	TaiESM1	0.94×1.25

为了预估未来 30 年流域的降水变化, 选用了 SSPs 情景试验 2015-2050 年的逐日降水输出。考虑到不同排放情景下降水模拟的差异, 选用了适度的社会经济发展路径与中-低辐射强迫组合的 SSP245, 及高能源密集型社会经济发展路径与强辐射强迫组合的 SSP585 两组排放情景。这两种情景到 2100 年, 对应的温室气体浓度引起的辐射强迫分别达到 $4.5 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 与 $8.5 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ (O'Neill et al., 2016)。有关 CMIP6 模式的详细信息请参见 <https://esgf-node.llnl.gov/projects/cmip6/>。

由于不同 CMIP6 模式水平分辨率不一致, 大致在 $1^\circ \sim 2^\circ$ 之间变化, 故将所有模式输出及观测数据 (CN05.1) 使用双线性插值方法, 统一插值到 $1.0^\circ \times 1.0^\circ$ 分辨率的网格上。

2.2 降水指标

考虑到随着温室气体排放增加, 不仅降水的气候特征会发生改变, 极端降水和降水持续性也呈现明显变化 (Alexander et al., 2006; Goswami et al., 2007; 郑衍欣等, 2018), 本文使用了总降水量 (PRCPTOT)、降水日数 (R1mm) 和降水强度 (SDII) 三个用于描述降水气候特征的指数, 强降水量 (R95p)、极端降水量 (R99p) 两个描述强降水和极端降水的指数, 以及连续五日最大降水量 (RX5day) 和连续无雨日数 (CDD) 两个表征降水连续性的指数。这 7 个指数的具体描述见表 2, 它们具有较高信噪比, 彼此相关“较弱” (Karl and Nicholls, 1999)。为了研究未来的变化趋势, 本文使用一元线性回归斜率来表征趋势, 并进行置信水平统计检验。当显著性水平为 99%, 即认为是显著的。

表 2 降水极端指数定义

Table2 Definition of seven indices

名称	英文缩写	定义	单位
总降水量	PRCPTOT	研究时段内日降水量 $\geq 1\text{mm}$ 的降水量之和	mm
降水日数	R1mm	研究时段内日降水量 $\geq 1\text{mm}$ 的降水日数	day
降水强度	SDII	研究时段内日总降水量与降水日数之比	mm/day
强降水量	R95p	研究时段内大于基准期内 95%分位点的日降水量之和	mm
极端降水量	R99p	研究时段内大于基准期内 99%分位点的日降水量之和	mm
连续五日最大降水量	RX5day	研究时段内连续 5 天最大降水量	mm
连续无雨日数	CDD	研究时段内最长连续无降水（日降水量 $< 1\text{mm}$ ）日数	day

3. CMIP6 模式评估和优选

3.1 模式优选

尽管全球气候模式是预估未来气候和极端事件的最重要工具，但由于初始场不准确、计算误差及模式之间物理过程参数化的差异，往往导致模式的预估结果存在很大的不确定性。多模式集合（MME）是消除不确定性的有效手段，被广泛应用于未来的气候预估。在计算 MME 时，使用模拟能力好的模式很重要（Li et al., 2016; 姚世博等, 2018; Zheng et al., 2020）。本文基于 MR 评分（Comprehensive Rating Metrics）（Jiang et al., 2015），来挑选模式集合成员以提高模式预估的可靠性。

MR 评分方法综合考虑了模式模拟气象变量的空间分布和时间变率与观测的相似性。空间上，使用模拟和观测之间的空间相关系数、标准差比值、均方根误差三个指标来衡量模式性能。这三个指标分别从观测与模拟之间的空间相似性、空间变率相似性以及量级一致程度的来评估模式。空间相关系数、标准差之比越接近于 1、均方根误差越接近于 0，则该模式的性能越好。时间上，采用年际变化技巧（IVS）指标来衡量模式性能：

$$IVS = \left(\frac{STD_m}{STD_o} - \frac{STD_o}{STD_m} \right)^2 \quad (1)$$

其中， STD_m 和 STD_o 分别代表模式和观测变量的标准差。IVS 用于衡量模式相对观测时间序列的年际变率的模拟能力，若模式的 IVS 越接近于 0，则该模式的年际标准差越接近与观测，即该模式性能越好。

基于上述指标可以分别得到模式的空间分布和时间演变模拟性能的排名 rankA（即表 3 中的时间/空间排名）。接下来综合二者，对模式的时空整体模拟能力进行计算，得到综合评分，即 MR 值：

$$MR = 1 - \frac{1}{mn} \sum_{i=1}^n rankA_i \quad (2)$$

其中，m 为模式个数，n 为指标个数。MR 值越大，表示模式的整体模拟能力越强，模式性能越好。

在评估模式时，本文使用了能够代表降水气候特征的三个指数 PRCPTOT、R1mm、SDII。表 3 分别给出了 22 个 CMIP6 模式的空间模态、年际变化技巧、以及综合二者整体模拟能力（MR）的模式排名。可以看到，模式对空间分布和时间演变的模拟性能并不完全一致。就降水空间分布而言，EC-Earth3 与观测最为接近，其次是 GFDL-CM4 和 GFDL-ESM4。就降水 IVS 而言，INM-CM4-8 与观测最为接近，其次是 MIROC6 和 GFDL-CM4。从整体性能看，GFDL-CM4 最优，MR 为 0.150，其次是 EC-Earth3 和 MIROC6，MR 分别是 0.125 和 0.107，而 CanESM5，INM-CM5-0，CMCC-CM2-SR5 的 MR 较低，模拟能力较差。依次，我们选择了 MR 前 10 作为优选模式（表 3 中的加粗字体），进行后面的预估。

表 3 CMIP6 模式的 MR 评分，其中加粗字体为优选模式，将用于计算 MME

Table 3. The MR ranking of CMIP6 models. The models in bold are good models and will be used for MME

模式	时间 排名	空间 排名	MR 评分	MR 排名	模式	时间 排名	空间 排名	MR 评分	MR 排名
ACCESS-CM2	22	4	0.029	13	INM-CM5-0	19	19	0.020	21
ACCESS-ESM1-5	10	6	0.047	5	IPSL-CM6A-LR	13	11	0.031	11
CanESM5	17	22	0.019	22	KIOST-ESM	4	7	0.068	4
CESM2-WACCM	18	17	0.021	19	MIROC6	2	5	0.107	3
CMCC-CM2-SR5	15	21	0.021	20	MPI-ESM1-2-HR	8	12	0.038	9
CMCC-ESM2	11	20	0.024	18	MPI-ESM1-2-LR	9	16	0.030	12
EC-Earth3	5	1	0.125	2	MRI-ESM2-0	7	10	0.044	6
FGOALS-g3	12	15	0.028	14	NESM3	14	13	0.028	15
GFDL-CM4	3	2	0.150	1	NorESM2-LM	20	9	0.026	16
GFDL-ESM4	16	3	0.040	7	NorESM2-MM	21	8	0.026	17
INM-CM4-8	1	18	0.040	8	TaiESM1	6	14	0.038	10

3.2 优选模式的整体表现检验

接下来将上面优选的 10 个模式 MME 与观测进行对比，以验证它们的整体表现，一定程度上为之后预估结果的可信度提供参考。这里使用等权重计算 MME。图 2（虚线左侧）给出了 MME 流域平均的 PRCPTOT、R1mm 和 SDII 的时间演变与观测的对比。在观测中，PRCPTOT、R1mm 及 SDII 没有明显的趋势变化，而 MME 的 PRCPTOT、R1mm 为显著减少的趋势。从单个模式看（表 4），大部分模式（10 个模式中有 8 个及以上）趋势也不明显，MME 的显著减少趋势与 TaiESM1 和 GFDL-ESM4 的趋势主导有关，这说明 MME 的显著减少可信度较低。

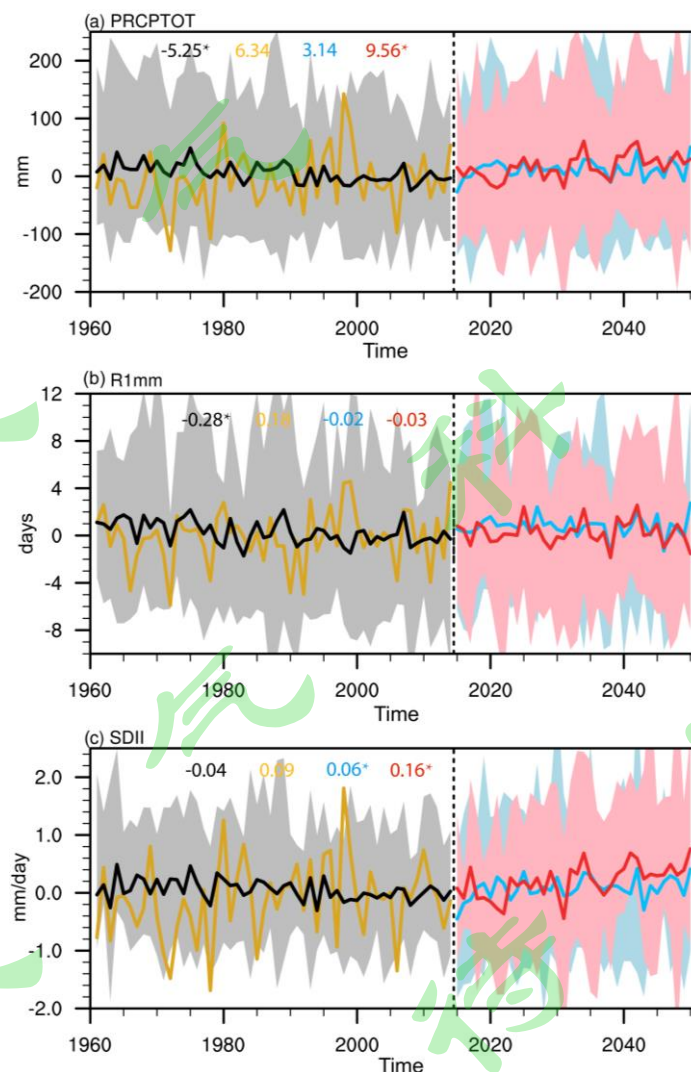


图 2 CMIP6 的历史试验和 SSPs 预估试验模拟的(a) PRCPTOT (单位: mm)、(b) R1mm (单位: day)以及(c) SDII (单位: mm/day)逐年演变和趋势。1961-2014 年期间，黄色和黑色实线分别

表示观测和历史试验 MME 的结果；2015-2050 年期间，蓝线和红线分别代表 SSP245 和 SSP585 两种排放情景试验 MME 的结果。对应颜色的上下边界代表模式的不确定性范围。

参考时段为 1981-2010 年。“*”表示在 99%置信水平下显著

Figure 2. Temporal evolution and trend of simulated (a) PRCPTOT (unit: mm)、(b) R1mm (unit: day) and (c) SDII (unit: mm/day) in CMIP6 historical runs (left to the vertical black line in each panel) and projected runs (right to the vertical black line). For the historical period (1961-2014), yellow and black lines represent the observed and MME simulated, respectively. For the projection period (2015-2050), blue and red lines represent MME of two emission scenarios (SSP245 and SSP585), respectively. Shading with gray, light blue, and pink denotes the ensemble spread. The anomalies are relative to 1981-2010. “*” indicates significant at the 99% confidence level.

表 4 10 个优选 CMIP6 模式 1961-2014 年（His）和 2015-2050 年（SSPs）降水指数变化趋势（每十年）。“*”表示在 99%置信水平下显著

Table 4. The trend (per decade) of precipitation indices of 10 “good” CMIP6 models during 1961-2014 (His) and 2015-2050 (SSPs), respectively. “*” indicates significant at the 99% confidence level. See the context.

试验	数据名称	指数						
		PRCPTOT	R1mm	SDII	R95p	R99p	RX5day	CDD
His	ACCESS-ESM1-5	-9.35	-0.23	-0.12	-3.71	0.11	-1.53	0.16
	EC-Earth3	7.08	0.47	0.06	3.46*	2.18*	2.26*	0.01
	GFDL-CM4	-6.48	-0.14	-0.10	0.71	1.67	0.83	-0.02
	GFDL-ESM4	-19.18*	-1.65*	-0.07	-3.17	0.92	-1.51*	0.33*
	INM-CM4-8	-3.23	-0.27	-0.01	0.76	-0.22	0.57	0.14
	KIOST-ESM	-0.51	-0.39	0.08	1.19	0.15	0.65	0.16
	MIROC6	-1.32	-0.06	-0.02	1.25	0.65	0.97	0.04
	MPI-ESM1-2-HR	2.89	0.35	0.00	0.19	-0.41	-0.27	-0.18
	MRI-ESM2-0	-7.43	-0.19	-0.10	-2.57	-0.83	-1.54	0.17
	TaiESM1	-14.92*	-0.67*	-0.11	-5.32*	-0.50	-2.84*	0.19*
SSP245	ACCESS-ESM1-5	-5.31	-1.33*	0.17	12.81*	8.36*	6.00*	0.41
	EC-Earth3	22.12*	0.87	0.25*	12.31*	5.38*	4.59*	-0.01
	GFDL-CM4	13.35	1.43*	0.02	3.24	1.10	0.80	-0.38
	GFDL-ESM4	-3.36	-0.04	-0.07	-3.16	-2.43	-0.07	0.08
	INM-CM4-8	10.66	0.90*	0.05	-5.81	-1.89	0.12	-0.07
	KIOST-ESM	4.47	-0.39	0.16	6.68	4.25	4.17*	0.30
	MIROC6	0.49	-0.32	0.07	8.38*	3.32	1.79	0.07

	MPI-ESM1-2-HR	2.78	0.44	-0.04	-2.97	-1.69	-1.53	0.21
	MRI-ESM2-0	-21.43*	-1.58*	-0.10	2.38	1.76	-0.95	0.62
	TaiESM1	7.59	-0.22	0.13	13.21*	10.05*	4.86*	-0.16
SSP585	ACCESS-ESM1-5	0.98*	0.28	1.00*	25.16*	10.14*	5.72*	-0.08
	EC-Earth3	0.24	0.53	0.68	6.56	3.77	1.66	0.25
	GFDL-CM4	0.56	0.23	0.54	8.64	4.81	4.62	0.11
	GFDL-ESM4	0.35	0.39	0.30	2.11	2.66	0.58	-0.04
	INM-CM4-8	0.06	0.49	0.13	0.93	2.80	0.59	-0.18
	KIOST-ESM	0.43	0.33	0.63	5.20	-0.66	0.88	-0.05
	MIROC6	0.38	0.47	0.78	6.04	0.77	1.65	-0.04
	MPI-ESM1-2-HR	0.86	0.53	0.96*	2.59	-1.75	1.06	0.13
	MRI-ESM2-0	0.57	0.16	0.78	5.52	2.45	2.88	0.08
	TaiESM1	0.81	0.56	0.97*	22.49*	14.61*	6.87*	0.36

图 3 对比了模式和观测 1961-2014 年平均的 PRCPTOT、R1mm 和 SDII 的 MME 空间分布。观测中（图 3a），PRCPTOT 大值区主要位于四川盆地西侧，武陵山区及中下游平原，其中盆地西侧最大，达 850 mm 以上。长江源区附近最少，仅 200 mm 左右。MME（图 3b）能够较好再现观测中的三个大值中心，其与观测的空间相关系数为 0.6。在横断山脉地区，MME 偏多达 50% 以上，这一偏差的产生可能与模式对复杂地形的刻画能力不足有关，以前的研究显示 CMIP5 模式也存在类似问题（Gao et al., 2006; 吴佳等, 2015）。

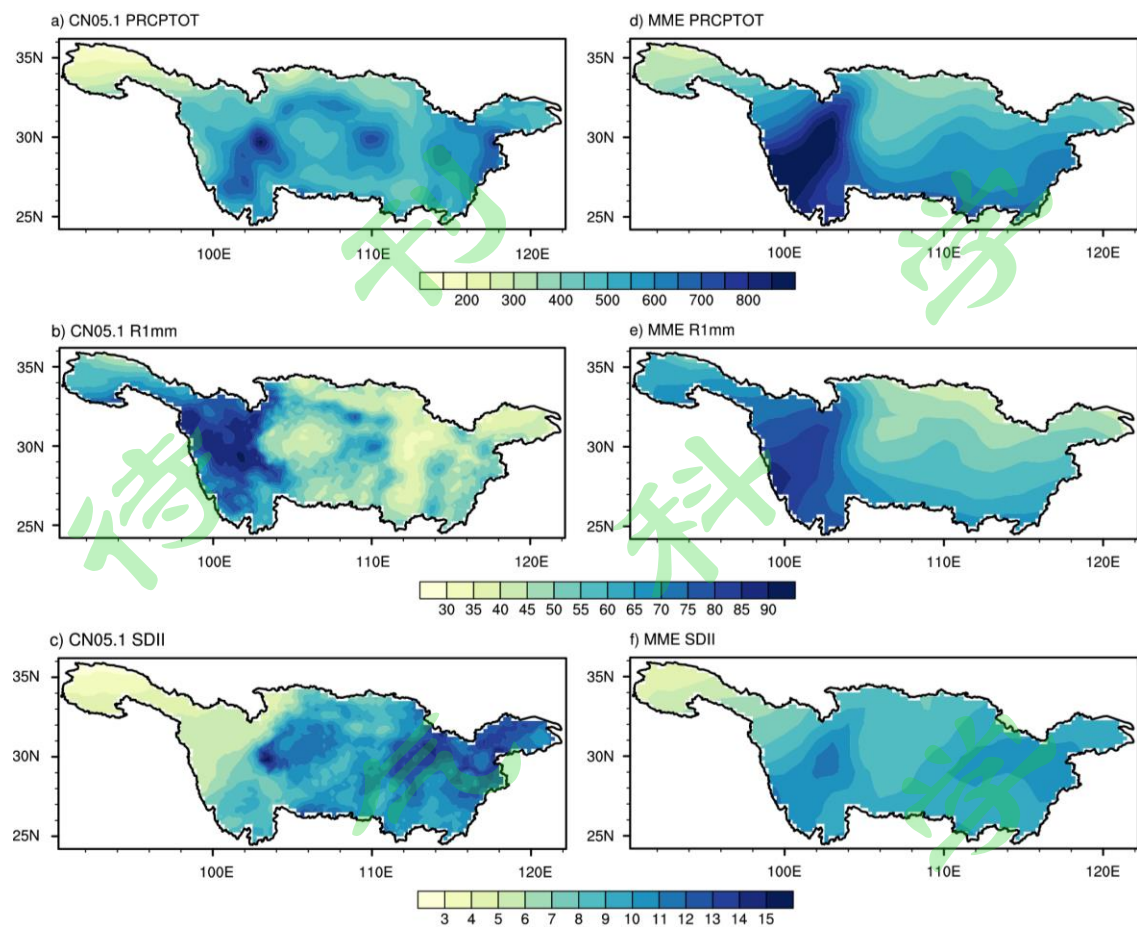


图 3 1961-2014 年长江流域观测和 MME 的(a, d) PRCPTOT (单位: mm)、(b, e) R1mm (单位: day) 和(c, f) SDII (单位: mm/day) 的气候态分布

Figure 3. Spatial distribution of averaged (a, d) PRCPTOT (unit: mm)、(b, e) R1mm (unit: day) and (c, f) SDII (unit: mm/day) in observation and MME simulated in the Yangtze River Basin during 1961-2014.

观测中 R1mm (图 3c) 的高值中心位置与 PRCPTOT 类似, 主要位于横断山脉、大巴-武陵山脉以及东部武夷山附近, 其中横断山脉最多, 达 75 days 以上, MME (图 3d) 与观测相近, 两者的空间相关为 0.82, 说明 MME 能再现长江流域的 R1mm。就 SDII 而言 (图 3e, 3f), MME 的高值中心出现于四川盆地西侧以及长江中下游平原, 与观测较为接近, 但 MME 的区域差异不明显、强度偏弱, 两者相关系数为 0.68。总的看来, MME 对流域降水气候特征模拟尚可。

接下来分析模式对降水极端特征的模拟情况。MME 的 R95p、R99p、RX5day 和 CDD 和观测的空间相关系数分别为 0.70、0.82、0.52 和 0.36 (图略), 这说明

模式对极端降水的空间再现能力相比气候降水差。时间演变上看（图 4 虚线左侧），观测的各极端指数变化范围基本在模式的不确定性区间以内。在观测中，R95p、R99p 及 RX5day 均为不显著的增长趋势，而 MME 只能再现 R99p 的正趋势。观测的 CDD 表现为显著减少，但 MME 不能模拟出这种减少。这些结果意味着模式再现极端降水趋势的能力较差，由表 4 可知，这是由于单个模式趋势一致性较差导致的。类似的趋势模拟误差在 CMIP5 模式中也普遍存在，这可能与 CMIP6 模拟历史时期的降水趋势性能改进不大有关（张蓓和戴新刚，2016）。

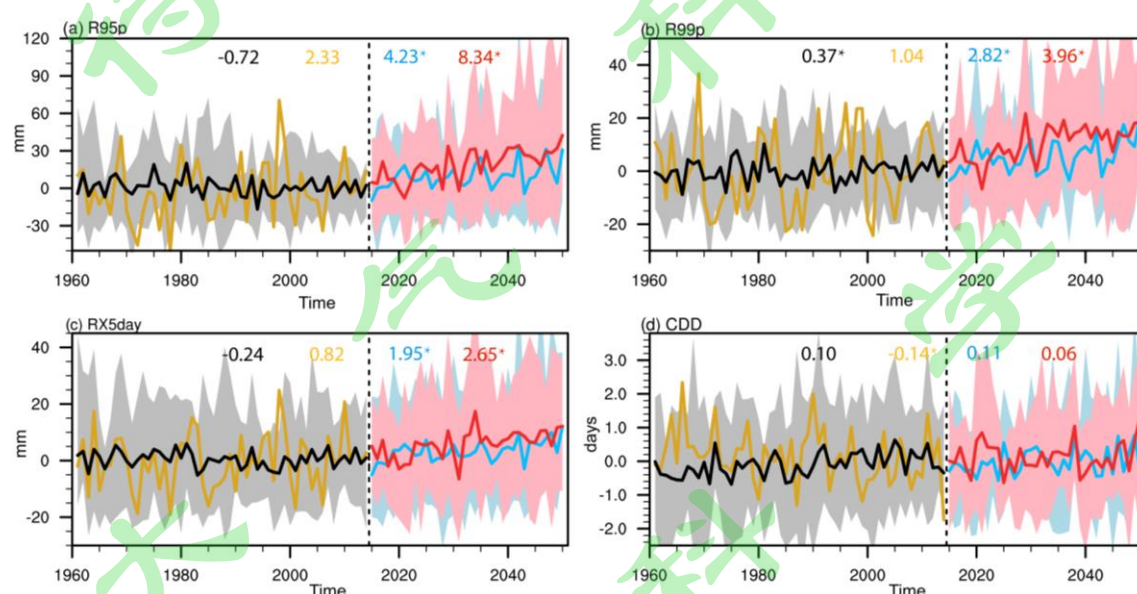


图 4 同图 2，但为(a) R95p (单位：mm) (b) R99p (单位：mm) (c) RX5day (单位：mm) 和 (d) CDD (单位：day)

Figure 4. As Figure 2 but for (a) R95p (unit: mm) (b) R99p (unit: mm) (c) RX5day (unit: mm) and (d) CDD (unit:day)

4. 长江中下游降水的未来预估

从图 2（虚线右侧）可以看到，在 SSP585 情景下，区域平均 PRCPTOT 和 SDII 的 MME 趋势分别为 9.56 mm/decade 和 $0.16 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}/\text{decade}$ ，单个模式趋势均与 MME 一致。区域平均 R1mm 的 MME 趋势不显著，单个模式趋势也均不显著（表 4）。在 SSP245 情景下，SDII 趋势为 $0.06 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}/\text{decade}$ ，但 PRCPTOT

和 R1mm 趋势不显著, 7 个模式 PRCPTOT 和 SDII 增多增强, 6 个模式 R1mm 减少, 说明模式之间彼此的差异高于 SSP585 情景, 因而不确定性更大。

图 5 给出了不同排放情景下未来 30 年 (2021-2050) MME 降水与参考时段 (1981-2010) 的差异。在 SSP585 情景下, PRCPTOT 在中下游平原增多, 模式之间一致性较高, 说明这一趋势的不确定性小, 而四川盆地北侧和云贵高原减少。R1mm 在上游四川盆地、川西高原减少, 模式一致性较高, 而在中下游增多, 但模式一致性低。SDII 变化与 PRCPTOT 类似, 四川盆地北侧减少, 流域东西侧增多。在 SSP245 情景下, MME 趋势基本与 SSP585 类似, 只是数值更小。但一个明显不同是, SSP585 情景下四川盆地的变化与 SSP245 情景相反, 这意味着该地区未来降水的变化可能对排放强度较敏感。

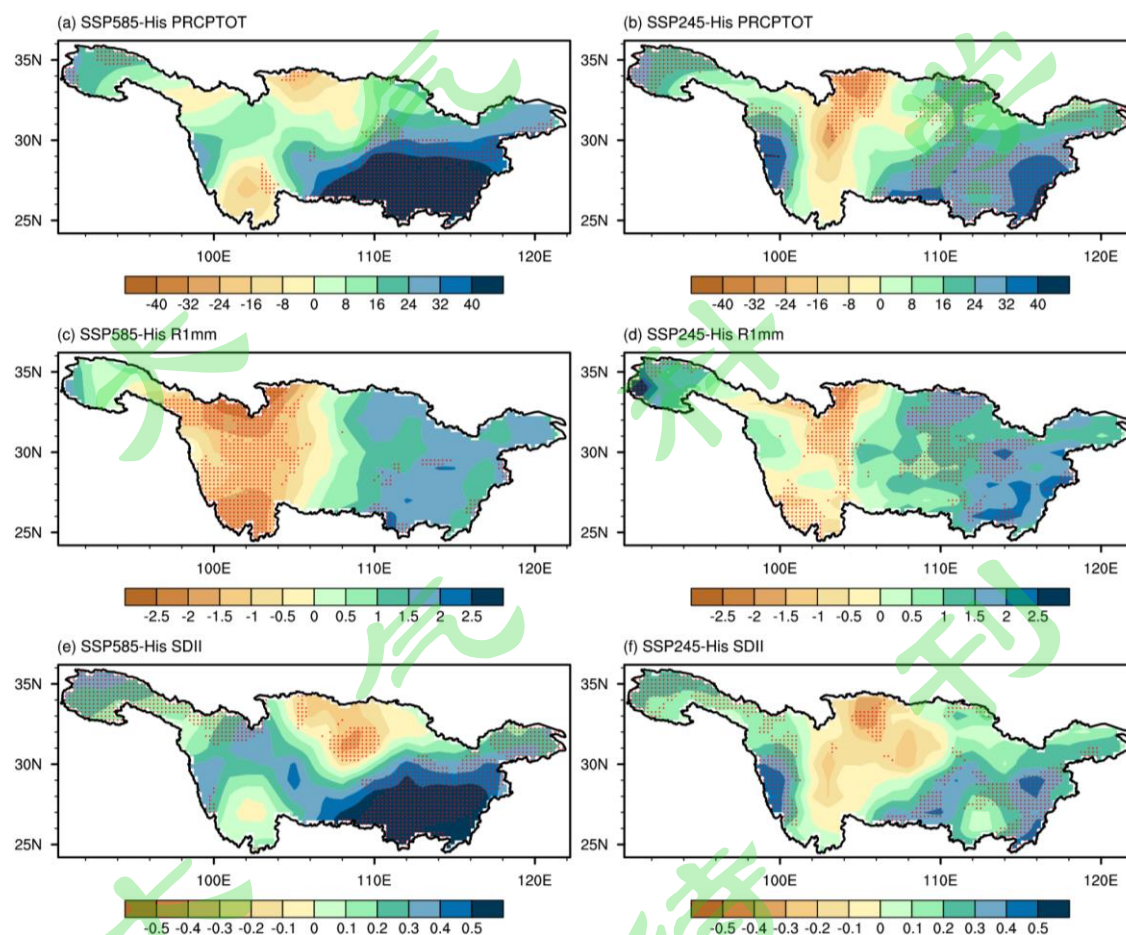


图 5 两种 SSPs (SSP585 and SSP245) 情景下 2021-2050 年期间 MME 的(a, b) PRCPTOT (单位: mm), (c, d) R1mm (单位: day) 和(e, f) SDII (单位: mm/day)相对于 1981-2010 年参考时段 (His) 的空间差异 (填色) 和模式一致性 (红点表示有 8 个及以上的模式有相同的变化

趋势)

Figure 5. Spatial distribution of (a, b) PRCPTOT (unit: mm)、(c, d) R1mm (unit: day) and (e, f) SDII (unit: mm/day) changes(shaded) under two SSPs scenarios (SSP585 and SSP245) averaged in 2021-2050 relative to 1981-2010 (His) and the model consistency (red dots, more than 8 model show the same trend)

由图 4 (虚线右侧) 可见, SSP245 和 SSP585 两种排放情景下, R95p 和 R99p 均呈显著增加趋势。对比来看, SSP245 情景下, R95p 和 R99p 趋势分别为 4.23 mm/decade 和 2.83 mm/decade。在 SSP585 情景下, 增加更明显, 趋势分别为 8.34 mm/decade 和 3.96 mm/decade。单个模式而言, SSP245 情景下, 有 7 个模式 R95p 和 R99p 趋势与 MME 一致, 其中 ACCESS-ESM1-5、EC-Earth3 和 TaiESM1 增长趋势是在 99% 水平上显著。在高排放 SSP585 情景下, 大部分模式趋势都为正。这表明未来排放越强, 强降水和极端降水的强度越大。

从 RX5day (图 4c) 来看, 在 SSP245 和 SSP585 两种情景下, 趋势分别为 1.95 mm/decade 和 2.65 mm/decade, 而且模式间一致性较高, 分别有 7 和 10 个模式与 MME 一致 (表 4)。相比, 两种排放情景下 CDD 趋势不显著, 仅为 0.11 day/decade 和 0.06 day/decade (图 4d), 这可能与模式之间模拟结果相对分散有关。在 SSP245 情景下, 只有 6 个模式与 MME 一致; 在 SSP585 情景下, 与 MME 一致的模式更少, 只有 5 个。

图 6 给出了在两种不同未来情景的 R95p、R99p 与历史试验结果之差。在 SSP585 情景下, 整个流域 R95p 增多, 特别是在横断山脉和中下游平原南部。R99p 在整个流域也表现为增多, 其增强中心与 R95p 分布相似, 但区域特征更加突出。此外, 在武夷山区, R99p 的增长比 R95p 更加明显, 意味着未来极端降水风险更大。在 SSP245 情景下, 趋势分布与 SSP585 情景下基本类似, 但增幅较小。相比较而言, 在 SSP585 情景下, 模式间一致性较高, 而且具有高一致性的区域范围更大, 尤其是在上流长江源-横断山脉和中下游南部地区。

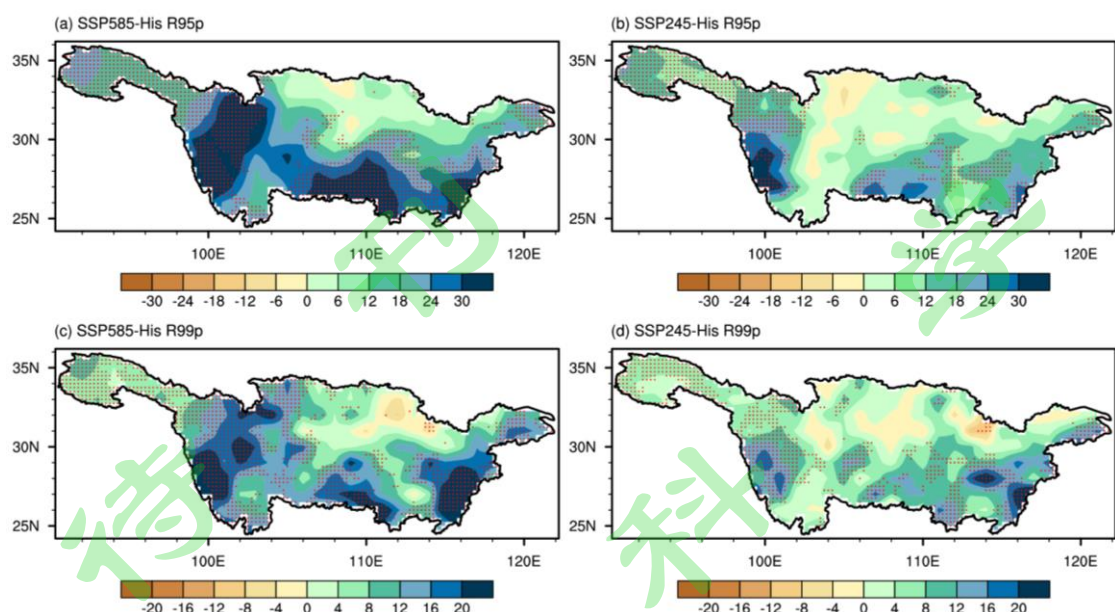


图 6 同图 5，但为(a, b) R95p (单位: mm) 和(c, d) R99p (单位: mm)

Figure 6. As Figure 5 but for (a, b) R95p (unit: mm) and (c, d) R99p (unit: mm)

图 7a, 7b 给出了 RX5day 的未来变化。两种情景下，整个流域都呈现增长，最显著的地区位于中下游平原南部。相比较而言，高排放情景下的增长要大于低排放情景。把 RX5day 的趋势与 R95p 和 R99p 趋势放在一块考虑，可以看到未来不仅出现强降水和极端降水的概率加大，而且持续性强降水的概率也加大。这样的变化意味着发生流域性洪水和城市内涝的风险可能加大，会对防汛抗洪、水库调度，排渍抗涝等城市应急管理带来巨大的挑战。

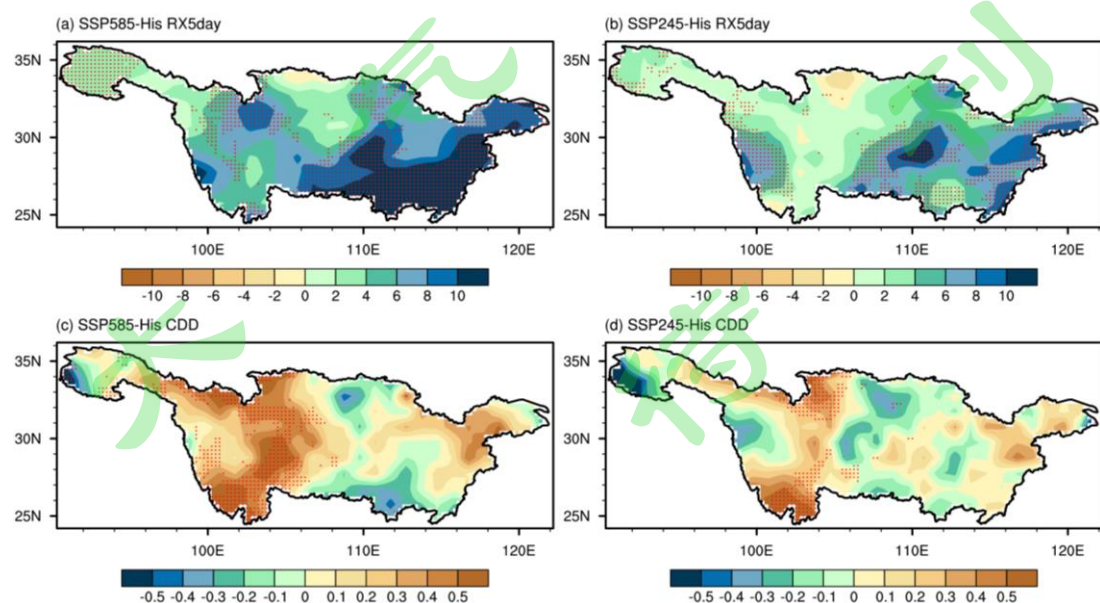


图 7 同图 5，但为(a, b) RX5day (单位: mm) 和(c, d) CDD (单位: day)

Figure 7. As Figure 5 but for (a, b) RX5day (unit: mm) and (c, d) CDD (unit: day)

未来整个流域的 CDD 在两种排放情景下均表现为增长 (图 4d)，但也有一定区域差异 (图 7c, 7d)。在 SSP585 情景下，CDD 增长位于横断山脉、四川盆地，模式一致性较高，因而趋势更为明显；而在江汉平原南北两侧的均减少。在 SSP245 情景下，CDD 变化的区域性更强，模式一致性较高的地区仅位于云贵高原、横断山脉东北山区。CDD 的增长意味着连续无雨日的长度增加，干旱可能变得更为频繁。两种情景的差异主要在四川盆地附近，在 SSP585 情景下 CDD 是增加的，但在 SSP245 情景下是减少的，R1mm 也可以看到这种差异 (图 5)，说明未来该地区降水频次的变化对排放强度较敏感。

为进一步定量表征未来变化，我们计算了模式 2021-2050 年相对于 1981-2010 年平均的各指数变化率。鉴于上述分析显示，未来在上游和中下游差异相对比较明显，比如川西高原和四川盆地降水变化区域性强、增加幅度较小、降水频次减少，而中下游平原地区降水变化幅度较大、未来强度增加明显。为突出这一差异，本文参考 Xu et al. (2011) 长江流域气候区的划分方法，按上游、中下游 (以 106°E 为分界线) 分开进行讨论。上游地区，PRCPTOT 在两种情景下均值没有明显差异 (图 8a)，但在高排放情景下不确定性范围更大；而下游地区的生长明显，在 SSP245 和 SSP585 情景下，PRCPTOT 平均增长率分别为 4.4% 和 5.7%。就 R1mm 而言，上游地区 10 个模式中有 8 个的变化率为负，说明未来发生减少可信度较高，但在 SSP245 情景下，GFDL-CM4 出现了 8.3% 的异常增长，这导致了均值大于 75th 分位数；而中下游地区，R1mm 均值表现为增长，但两种情景下的增长率没有明显差异。整个流域的 SDII 在两种情景下均值都表现为增长，且信号随着排放的增强而增强。

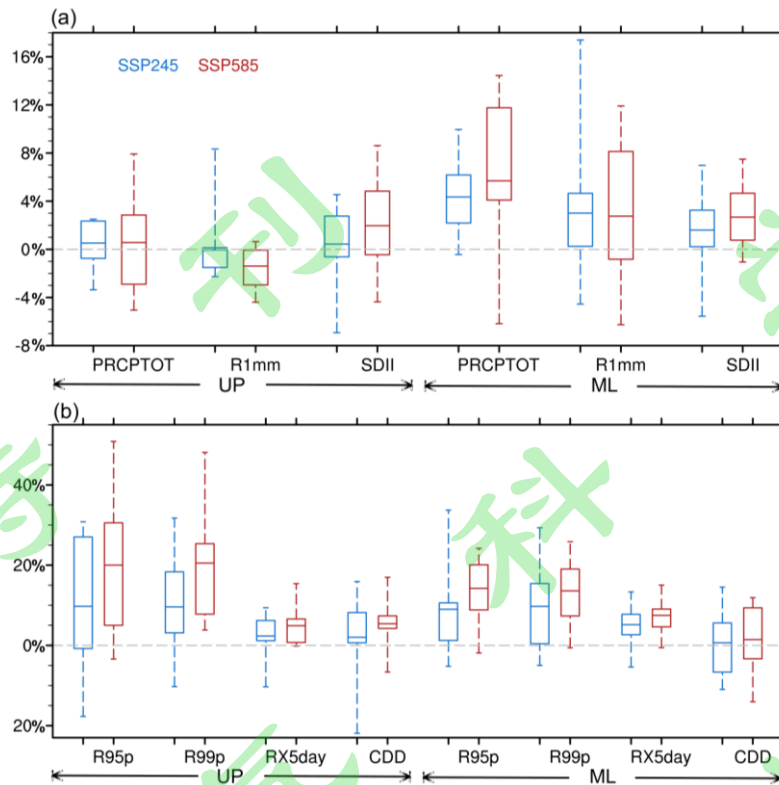


图 8 2021-2050 年长江上游(UP)和中下游(ML)流域降水指数相对于 1981-2010 年参考期的变化率。不同的排放场景以蓝色(SSP245)和红色(SSP585)表示。盒须图分别表示 95th, 75th, MME, 25th, 5th 分位数

Figure 8. The change rates of precipitation indices in the upper reaches (UP) and the middle-lower reaches (ML) of the Yangtze River Basin. The increments are 2021-2050 relative to the reference period 1981-2010. Different scenarios are shown as blue (SSP245) and red (SSP585). The box and whisker plots show the value of 95th, 75th, MME, 25th and 5th.

相比降水气候特征，降水极端性的变化更大（图 8b）。无论是上游和中下游地区，在两种情景下 R95p 和 R99p 增长率均大于 9%，意味着未来极端强降水增长明显；特别是在上游地区，SSP585 情景下两者增长均大于 20%；中下游地区，SSP585 的不确定范围小于 SSP245，意味着排放越强，增长的不确定性越小；单个模式来看，上游地区 ACCESS-ESM1-5 模拟的增量最大，而在下游是 EC-Earth3。RX5day 增长率均值在 2.3%-7.5%之间，发生持续性降水的风险明显增强，且两种情景下 25th 分位数的均大于 0，模式一致性较高。上游地区，CDD 在两种情景下都呈现增长，且 25th 至 75th 分位数范围小，模式的一致性高，但 GFDL-CM4 和 KIOST-ESM 在两种情景下均出现了明显下降，导致 5th 偏低；中

下游地区，CDD 的变化信号较为复杂，两种不同情景下均值没有明显变化，且 75th 和 25th 分位数的变化相反，这意味着未来干旱事件的变化不确定性大。

5. 结论

首先对 CMIP6 的 22 个模式，基于其历史强迫试验结果，利用 MR 评分方法，通过其模拟的长江流域夏季降水空间分布、时间变率与观测的相似性对比，挑选出 10 个优良模式。随后，利用这 10 个模式的多模式集合平均（MME），分析了在未来两种高低温室气体排放情景——共享社会经济路径（SSP245 和 SSP585）下，未来 30 年长江流域气候降水及极端事件的变化趋势。得到了以下结论：

1) GFDL-CM4、EC-Earth3、MIROC6 等 10 个模式对长江流域夏季降水气候特征和极端降水的模拟性能较好，其 MME 能够较好再现降水的空间分布特征及历史演变特征；

2) 未来 30 年，总降水量（PRCPTOT）和降水强度（SDII）呈增加趋势，特别是在高原和长江中下游平原地区；而降水频次（R1mm）在上游减少、中下游增加，整个区域平均降水频次变化不明显；

3) 强降水和极端降水（R95p、R99p）呈增长的趋势，在横断山脉、长江中下游平原以南增长最为明显；连续 5 日降水量（RX5day）增长，增长最明显的区域位于中下游平原；最大连续无雨日（CDD）的长度增长，但这一结果的不确定比极端降水结果的不确定性大；

4) 高低两种排放情景相比较而言，高情景下（SSP585）气候降水和极端降水增多增强的幅度明显大于中低排放情景（SSP245）且模式一致性更高，这点类似于 CMIP3 和 CMIP5（李双林等，2012；韩乐琼等，2014）；在四川盆地附近，两种情景下降水频次的差异较大，R1mm 和 CDD 均出现了反相的变化信号，未来该地区降水频次变化对排放强度较敏感。

本文得到在未来两种不同排放情景下，在未来 30 年（2021-2050），长江中下游地区总降水量、降水频次及降水强度均呈现增大、增强的趋势，强降水和极端降水发生的频次增多、降水的连续性加大，且各模式表现出较高的一致性。此外，连续无雨日长度增加。意味着未来该地区大暴雨事件将增多，流域性洪水和城市内涝发生的可能性增大，与此同时，干旱可能变得更为频繁。相比之下，在

上游地区，尽管降水量和降水强度增大，与中下游类似暴雨可能变得更为频繁，但降水频次减少，连续无雨日明显增加，这意味着更容易发生干旱和极端干旱。

随着全球平均温度升高，空气达到饱和时需要的水汽含量将增加，大气层的持水量增大。同时，全球变暖有利于水循环加快。这将提供有利于形成暴雨、大暴雨发生的水汽条件，不利于中雨、小雨的发生，导致无雨日增多。这里得到的长江上游高原、中下游地区强降水均增多，在物理上看可能是合理的。以前的研究揭示，在大的暖温度的年代际气候背景下，长江上游发生干旱和特大干旱的频次较多（王雨茜等，2017；张茜等，2021）。我们这里预估的未来30年，随着全球继续变暖，长江上游地区发生干旱、极端干旱的风险更大，与此是一致的。这样的降水变化模态可能与SSPs强迫下水汽输送的局地变化有关。气候平均而言，MME的长江流域水汽是从南部大洋由南向北输送的，在整个流域表现为辐合，这与观测结果保持一致（图略）。图9给出了两种SSPs情景下10个优选模式MME在2021-2050年期间水汽通量以及水汽散度场相对于参考时段的空间变化。在两种排放情景下，长江流域中下游地区均出现了水汽输送增多、水汽辐合加强，这可能是导致未来该地区降水量、频次明显增加的直接原因，且SSP585的变化略强于SSP245。在上游的长江源区，尽管水汽通量整体变化不大，但水汽辐合的加强导致该地区降水增加。而在流域中部横断山脉-武陵大巴山脉一带，存在明显的水汽输送减少和辐散异常，导致该地区降水减少减弱。类似的变化也表现在极端指数上，比如，R95p、R99p、RX5day在流域东西侧表现为增多，而在中部地区变化较弱、模式一致性较低；在中部横断山脉-武陵大巴山脉一带，由于水汽输送减少、辐散增强，CDD明显增长且模式一致性高。这些结果意味着水汽输送的局地变化可能是导致降水变化的主要原因。当然极端降水和干旱事件的变化还取决于大气稳定度等诸多因素，其变化不完全受水汽含量控制，具体原因还有待进一步研究。

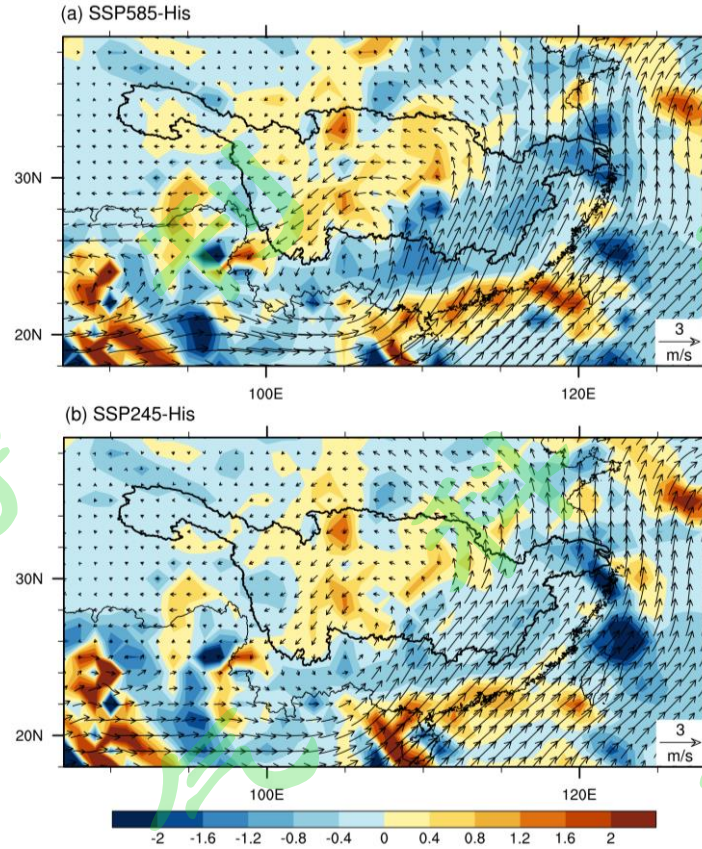


图 9 (a)SSP585 和(b)SSP245 情景下 2021-2050 年期间 MME 的 200hPa 以下整层水汽通量(矢量箭头, 单位: $\text{kg}/(\text{m} \cdot \text{s})$)以及水汽散度场(等值线, 单位: $10^{-5} \text{kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$)相对于 1981-2010 年(His)参考时段的空间差异

Figure 9. Spatial distribution changes of water vapor flux in the whole layer below 200 hPa (arrows, units: $\text{kg}/(\text{m} \cdot \text{s})$) and its divergence (shaded, unit: $10^{-5} \text{kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$) under (a) SSP585 and (b) SSP245 scenarios averaged in 2021-2050 relative to 1981-2010 (His)

总之，本文的研究表明，未来 30 年，在长江流域的中下游地区，要特别警惕发生极端洪涝和极端暴雨的风险，而在上游地区，要特别警惕发生干旱和极端干旱的风险，尽管中下游发生干旱的风险也在增加，在上游发生暴雨和极端暴雨的风险也在增加。

参考文献

- Alexander L V, Zhang X B, Peterson T C, et al. 2006. Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation [J]. *J. Geophys. Res.*, 111(D5): 5109-5130. doi: 10.1029/2005JD006290.
- 常福宣, 洪晓峰. 2021. 长江源区水循环研究现状及问题思考 [J]. *长江科学院院报*, 38(7): 1-6.
- Chang Fuxuan, Hong Xiaofeng. 2021. Hydrologic cycle in the source area of Yangtze River: Research status and existing problems [J]. *Journal of Yangtze River Scientific Research Institute (in Chinese)*, 2021, 38(7):1-6. doi: 10.11988/ckyyb.20201035.
- 陈洪滨, 范学花. 2010. 2009 年极端天气和气候事件及其他相关事件的概要回顾 [J]. *气候与环境研究*, 15(3): 322-336. Chen Hongbin, Fan Xuehua. 2010. Some extreme events of weather, climate and related phenomena in 2009 [J]. *Climatic Environ. Res. (in Chinese)*, 15(3): 322-336. doi: 10.3878/j.issn.1006-9585.2012.12070
- Chen H, Sun J, Lin W, et al. 2020. Comparison of CMIP6 and CMIP5 models in simulating climate extremes [J]. *Sci. Bull.*, 65: 1415-1418. doi: 10.1016/j.scib.2020.05.015.
- 陈晓晨, 徐影, 许崇海, 等. 2014. CMIP5 全球气候模式对中国地区降水模拟能力的评估 [J]. *气候变化研究进展*, 10(3): 217-225. Chen Xiaochen, Xu Ying, Xu Conghai, et al. 2014. Assessment of precipitation simulations in China by CMIP5 multi-models [J]. *Climate Change Res. (in Chinese)*, 10(3): 217-225. doi: 10.3969/j.issn.1673-1719.2014.03.011.
- Gao X, Xu Y, Zhao Z, et al. 2006. On the role of resolution and topography in the simulation of East Asia precipitation [J]. *Theor. Appl. Climatol.*, 86(1-4): 173-185. doi: 10.1007/s00704-005-0214-4
- Goswami B N, Venugopal V, Sengupta D, et al. 2007. Increasing trend of extreme rain events over India in a warming environment [J]. *Science*, 314(5804): 1442-1445, doi: 10.1126/science.1132027.
- 郭广芬, 杜良敏, 肖莺, 等. 2021. 长江流域夏季极端降水时空分布特征 [J]. *干旱气象*, 39(2): 235-243. Guo Guangfen, Du Liangmin, Xiao Ying, et al. 2021. Spatio-temporal distribution characteristics of summer extreme precipitation in the Yangtze River Basin [J]. *J. Arid Meteor. (in Chinese)*, 39(2): 235-243. doi: 10.11755 /j.issn.1006-7639(2021)-02-0235.
- 韩乐琼, 韩哲, 李双林. 2014. 不同代表性浓度路径(RCPs)下 21 世纪长江中下游强降水预估[J]. *大气科学学报*, 37(005): 529-540. Han Leqiong, Han Zhe, Li Shuanglin. 2014. Projection of

- heavy rainfall events in the middle and lower reaches of the Yangtze River valley in the 21st century under different representative concentration pathways [J]. *Trans. Atmos. Sci. (in Chinese)*, 37(005): 529-540. doi: 10.13878/j.cnki.dqkxxb.20130512001.
- 黄桢, 李双林, 张超. 2020. 1991、1998 和 2016 年三个大水年长江中下游夏季降水季节内特征的对比[J]. *热带气象学报*, 36(1): 13-24. Huang Zhen, Li Shuanglin, Zhang Chao. 2020. A comparison of interseasonal rainfall features over the middle and lower reaches of Yangtze River during summers of 1991, 1998 and 2016 [J]. *Journal of Tropical Meteorology (in Chinese)*, 36(1): 13-24. doi: 10.16032/j.issn.1004-4965.2020.002.
- IPCC. 2013. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [M] Cambridge, UK and New York, USA: Cambridge University Press, 1535pp.
- 姜彤, 苏布达, Marco Gemmer. 2008. 长江流域降水极值的变化趋势[J]. *水科学进展*, 19(5): 650-650. Jiang Tong, Su Buda, Marco Gemmer. 2008. Trends in precipitation extremes over the Yangtze River basin [J]. *Advances in Water Science (in Chinese)*. 19(5): 650-650. doi: 10.14042/j.cnki.32.1309.2008.05.002.
- Jiang D, Hu D, Tian Z, et al. 2020. Differences between CMIP6 and CMIP5 models in simulating climate over China and the East Asian monsoon [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 37(10): 1102-1118. doi: 10.1007/s00376-020-2034-y.
- Jiang Z, Li W, Xu J, et al. 2015. Extreme precipitation indices over China in CMIP5 models. Part I: model evaluation [J]. *J. Clim.*, 28(21): 8603-8619. doi: 10.1175/JCLI-D-15-0099.1.
- Karl T R, Nicholls N. 1999. CLIVAR/GCOS/WMO workshop on indices and indicators for climate extremes: Workshop summary [J]. *Climatic Change*, 42(1): 3-7. doi: 10.1023/A:1005491526870.
- 李双林, 韩乐琼, 卞洁. 2012. 基于 IPCC AR4 部分耦合模式结果的 21 世纪长江中下游强降水预估 [J]. *暴雨灾害*, 2012, 31(3): 193-200. Li Shuang, Han Leqiong, Bian Jie. 2012. Projecting heavy rainfall events in the middle and lower reach of the Yangtze River valley in the 21st century based on IPCC AR4 simulations [J]. *Torrential Rain and Disasters (in Chinese)*, 31(3): 193-200.
- Li W, Jiang Z, Xu J, et al. 2016. Extreme precipitation Indices over China in CMIP5 Models. Part II: probabilistic projection [J]. *J. Clim.*, 29(24): 8989-9004. doi: 10.1175/JCLI-D-16-0377.1.
- O'Neill B C, Tebaldi C, Vuuren D P, et al. 2016. The scenario model intercomparison project

- (ScenarioMIP) for CMIP6 [J]. Geosci. Model Dev., 9, 3461-3482. doi: 10.5194/gmd-9-3461-2016.
- 施雅风, 姜彤, 苏布达, 等. 2004. 1840 年以来长江大洪水演变与气候变化关系初探 [J]. 湖泊科学, 2004,16(4): 289-297. Shi Yafeng, Jiang Tong, Su Buda, et al. 2004. Preliminary analysis on the relation between the evolution of heavy flood in the Yangtze River Catchment and the climate change since 1840 [J]. Journal of Lake Sciences (in Chinese), 16(4): 289-297.
- 孙凤云. 2018. 长江流域旱涝灾害预估 [D]. 华东师范大学博士学位论文. Sun Fengyun. 2018. Drought and Flood Outlook for the Yangtze River Basin [D]. Ph. D. dissertation (in Chinese), East China Normal University.
- 陶辉, 黄金龙, 翟建青, 等. 2013. 长江流域气候变化高分辨率模拟与 RCP4.5 情景下的预估 [J]. 气候变化研究进展, 9(4): 246-251. Tao Hui, Huang Jinlong, Zhai Jianqing, et al. 2013. Simulation and projection of climate changes under the RCP4.5 scenario in the Yangtze River Basin based on CCLM [J]. Climate Change Res. (in Chinese), 9(4): 246-251. doi: 10.3969/j.issn.1673-1719.2013.04.002.
- 王雨茜, 杨肖丽, 任立良, 等. 2017. 长江上游气温、降水和干旱的变化趋势研究 [J]. 人民长江, 48(20):39-44. Wang Yuxi, Yang Xiaoli, Ren Liliang, et al. 2017. Variation trend analysis of temperature, precipitation and drought in upper Yangtze River Basin [J]. Yangtze River (in Chinese), 48(20): 39-44. doi: 10.16232/j.cnki.1001-4179.2017.20.008.
- 吴佳, 高学杰. 2013. 一套格点化的中国区域逐日观测资料及与其它资料的对比 [J]. 地球物理学报, 56(4):44-53. Wu Jia, Gao Xuejie. 2013. A gridded daily observation dataset over China region and comparison with the other datasets [J]. Chin. J. Geophys. (in Chinese), 56 (4): 1102-1111. doi: 10.6038/cjg20130406
- 吴佳, 周波涛, 徐影. 2015. 中国平均降水和极端降水对气候变暖的响应:CMIP5 模式模拟评估和预估[J]. 地球物理学报, 58(009): 3048-3060. Wu Jia, Zhou Botao, Xu Ying. 2015. Response of precipitation and its extremes over China to warming: CMIP5 simulation and projection [J]. Chin. J. Geophys. (in Chinese), 58(9): 3048-3060. doi: 10.6038/cjg20150903
- Xin X, Wu T, Zhang J, et al. 2020. Comparison of CMIP6 and CMIP5 simulations of precipitation in China and the East Asian summer monsoon [J]. Int. J. Climatol., 40: 6423-6440. doi: 10.1002/joc.6590.

- Xu X, Du Y, Tang J, et al. 2011. Variations of temperature and precipitation extremes in recent two decades over China [J]. *Atmos. Res.*, 101(1-2): 143-154. doi: 10.1016/j.atmosres.2011.02.003
- 姚世博, 姜大膀, 范广洲. 2018. 中国降水季节性的预估 [J]. *大气科学*, 42 (6): 1378-1392. Yao Shibo, Jiang Dabang, Fan Guangzhou. 2018. Projection of precipitation seasonality over China [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 42 (6): 1378-1392. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1801.17219.
- Zelinka M, Myers T, McCoy D, et al. 2020. Causes of higher climate sensitivity in CMIP6 models [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 47, e2019GL085782. doi: 10.1029/2019GL085782
- 曾小凡, 周建中, 翟建青, 等. 2011. 2011-2050 年长江流域气候变化预估问题的探讨 [J]. *气候变化研究进展*, 07(2): 116-122. Zeng Xiaofan, Zhou Jianzhong, Zhai Jianqing, et al. 2011. Research on Climate Projection for the Period 2011-2050 in the Yangtze River Basin [J]. *Climate Change Res. (in Chinese)*, 07(2): 116-122.
- 周莉, 兰明才, 蔡荣辉, 等. 2018. 21 世纪前期长江中下游流域极端降水预估及不确定性分析[J]. *气象学报*, 76(1): 47-61. Zhou Li, Lan Mingcai, Cai Ronghui, et al. 2018. Projection and uncertainties of extreme precipitation over the Yangtze River valley in the early 21st century. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 76(1): 47-61. doi: 10.11676/qxxb2017.076
- 张芳华, 陈涛, 张芳, 等. 2020. 2020 年 6-7 月长江中下游地区梅汛期强降水的极端性特征 [J]. *气象*, 46(11): 1405-1414. Zhang Fanghua, Chen Tao, Zhang Fang, et al. 2020. Extreme features of severe precipitation in Meiyu period over middle and lower reaches of Yangtze River Basin in June-July 2020 [J]. *Meteor. Mon. (in Chinese)*, 46(11): 1405-1414, doi: 10.7519/j.issn.1000-0526.2020.11.002.
- 张蓓, 戴新刚. 2016. 2006~2013 年 CMIP5 模式中国降水预估误差分析 [J]. *大气科学*, 40(5): 981-994. Zhang Bei, Dai Xingang. 2016. Assessment of the Deviation of China Precipitation Projected by CMIP5 Models for 2006-2013 [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 40(5): 981-994. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1511.15212
- 张茜, 刘冀, 魏榕, 等. 2021. 基于 SPEI 指数的长江经济带上游干湿时空演变特征分析 [J]. *水土保持研究*, 28(4): 203-211. Zhang Qian, Liu Ji, Wei Rong, et al. 2021. Analysis on the spatial and temporal characteristics of dry and wet evolution of economic belt in the upper reaches of Yangtze River based on SPEI index [J]. *Research of Soil and Water Conservation (in Chinese)*. 28(4):

- 203-211. doi: 10.13869/j.cnki.rswc.20201117.001
- 张丽霞, 陈晓龙, 辛晓歌. 2019. CMIP6 情景模式比较计划(ScenarioMIP)概况与评述 [J]. 气候变化研究进展, 015(005): 519-525. Zhang Lixia, Chen Xiaolong, Xin Xiaoge. 2019. Short commentary on CMIP6 Scenario Model Intercomparison Project (ScenarioMIP) [J]. Climate Change Res. (in Chinese), 2019, 15(5): 519-525. doi: 10.12006/j.issn.1673-1719.2019.082
- Zhang S, Chen J. 2021. Uncertainty in Projection of Climate Extremes: A Comparison of CMIP5 and CMIP6 [J]. Journal of Meteorological Research, 35(4): 646-662. doi: 10.1007/s13351-021-1012-3
- Zheng Y, Li S, Ullah K. 2020. Increased occurrence and intensity of consecutive rainfall events in the China's Three Gorges Reservoir Area under global warming [J]. Earth and Space Science, 7, e2020EA001188. doi: 10.1029/2020EA001188
- 郑衍欣, 李双林, 张超. 2018. 三峡库区春季连阴雨气候趋势分析 [J]. 暴雨灾害, 37(4):364-372. Zheng Yanxin, Li Shuanglin, Zhang Chao. 2018. Climatic trend analysis of consecutive rainfall events over Three Gorges Reservoir Area in spring [J]. Torrential Rain and Disasters (in Chinese), 37(4):364-372. doi: 10.3969/j.issn.1004-9045.2018.04.009
- Zhu H., Jiang Z, Li J, et al. 2020. Does CMIP6 inspire more confidence in simulating climate extremes over China? [J]. Adv. Atmos. Sci., 37(10): 1119-1132. doi: 10.1007/s00376-020-9289-1
- Zong Y, Chen X. 2000. The 1998 flood on the Yangtze, China[J]. Natural Hazards, 22: 165-184. doi: 10.1023/A:1008119805106