

# 青藏高原未来极端降水时空变化特征及海拔依赖性研究

张文青<sup>1,2</sup>, 刘浏<sup>1,2</sup>, 伦玉蕊<sup>1,2</sup>, 李秀萍<sup>3</sup>, 徐宗学<sup>4</sup>

(1. 中国农业大学水利与土木工程学院, 北京 100083; 2. 中国农业大学中国农业水问题研究中心, 北京 100083; 3. 中国科学院青藏高原研究所, 北京 100101; 4. 北京师范大学水科学研究院, 北京 100875)

**摘要:** 极端降水对青藏高原生态—水资源—农业的可持续发展具有重要影响。基于 CMIP6 (coupled model intercomparison project phase 6) 最新发布的大气环流模式 (general circulation models, GCMs) 日尺度降水数据, 系统评估 GCMs 对青藏高原历史极端降水特征的模拟能力, 并对未来时期极端降水进行预估。结果表明: 多模式集合 (multi-model ensemble, MME) 能够更好地捕捉极端降水的时空分布特征, 其中 R95p、SDII、R1mm、CWD 和 PRCP 在不同高程带表现出与观测值较为一致的变化趋势, 然而, CMIP6 MME 再现极端降水指数变化趋势的能力随海拔增高而降低。青藏高原未来近期、中期、远期在不同共享社会经济路径与典型浓度路径组合情景 (shared socioeconomic pathways and the representative concentration pathways, SSP) 下的极端降水特征预估结果表明, 未来时期随着时间的推移和温室气体排放浓度的增加, R95p、SDII、R1mm、CWD 和 PRCP 相对于基准期均呈显著增加趋势, 并且除 SDII 表现为东南部增幅最为显著以外, 其他 4 个极端降水指数的增幅呈现较为一致的由西北向东南逐渐减小的空间分布特征。此外, 各极端降水指数相较于基准期的变化率在低海拔地区 (< 2 000 m) 变异性最大, 最大变化率超过 200%。SDII 表现出较强的海拔依赖性, SSP5-8.5 情景下 SDII 在低 (< 3 500 m)、中 (3 500~4 500 m)、高 (> 4 500 m) 海拔下的相对变化率分别为 -0.06%、14.45%、17.95%, 表明高海拔地区极端降水强度增加更为显著。

**关键词:** 极端降水; 多模式; CMIP6; 气候变化; 海拔依赖性; 青藏高原

中图分类号: P46 文献标识码: A 文章编号: 1009-2242(2023)02-0149-10

DOI: 10.13870/j.cnki.stbxb.2023.02.018

## Spatial-temporal Variation Characteristics of Future Extreme Precipitation and Its Elevation Dependency over the Qinghai-Tibet Plateau

ZHANG Wenqing<sup>1,2</sup>, LIU Liu<sup>1,2</sup>, LUN Yurui<sup>1,2</sup>, LI Xiuping<sup>3</sup>, XU Zongxue<sup>4</sup>

(1. College of Water Resources and Civil Engineering, China Agricultural University, Beijing 100083; 2. Center for Agricultural Water Research in China, China Agricultural University, Beijing 100083; 3. Institute of Tibetan Plateau Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101; 4. College of Water Sciences, Beijing Normal University, Beijing 100875)

**Abstract:** Extreme precipitation events have important impacts on the sustainable development of ecological-water-resource-agricultural on the Qinghai-Tibet Plateau. Based on the daily precipitation datasets of General Circulation Models (GCMs) released by CMIP6 (coupled model intercomparison project phase), the ability of GCMs to simulate the characteristics of historical extreme precipitation over the Qinghai-Tibet Plateau was systematically evaluated, and the future extreme precipitation was predicted. The results showed that multi-model ensemble (MME) exhibited a better performance of capturing spatio-temporal variation characteristics of extreme precipitation. Specifically, the variation trends of R95p, SDII, R1mm, CWD, and PRCP were consistent with those of observed values in different altitude zones, while the ability of CMIP6 MME to reproduce the variation trends of extreme precipitation indices decreased increasing altitude. The predicted extreme precipitation characteristics over the Qinghai-Tibet Plateau during the future near-term, mid-term, and long-term periods under different combination scenarios of shared socioeconomic pathways

收稿日期: 2022-07-18

资助项目: 国家自然科学基金项目 (51961145104, 52079138, 42171027)

第一作者: 张文青 (2000—), 女, 在读硕士研究生, 主要从事极端气候研究。E-mail: sy20213091851@cau.edu.cn

通信作者: 刘浏 (1986—), 男, 副教授, 博士生导师, 主要从事水文学及水资源研究。E-mail: liuliu@cau.edu.cn

and the representative concentration pathways (SSP) were implemented. With the process of time and the increase of greenhouse gas emission concentration in the future period R95p, SDII, R1mm, CWD, and PRCP all showed a significantly increasing trend compared with the baseline period. While the most significant increase of SDII occurred in the southeast, the variation patterns of R95p, R1mm, CWD, and PRCP exhibited a relatively consistent spatial distribution characteristics of decreasing from northwest to southeast. The increase in extreme precipitation intensity is most significant in the southeast. In addition, the future variability of each extreme precipitation index compared to the base period showed the most remarkable variability in lower altitude regions ( $< 2\ 000\ \text{m}$ ), with the maximum variability exceeding 200%. SDII showed a consistent increasing trend with rising elevation, and the relative changing rates of SDII under the SSP5-8.5 scenario were  $-0.06\%$ ,  $14.45\%$ , and  $17.95\%$  at low ( $< 3\ 500\ \text{m}$ ), middle ( $3\ 500 \sim 4\ 500\ \text{m}$ ), and high ( $> 4\ 500\ \text{m}$ ) elevation zones, respectively, indicating that the increase of extreme precipitation intensity was more significant at higher elevations.

**Keywords:** extreme precipitation; multi-model; CMIP6; climate change; elevation dependence; Qinghai-Tibet Plateau

极端降水引发的洪水、作物歉收、土壤侵蚀、滑坡、径流污染以及水传播疾病等,对自然生态系统和人类社会构成巨大风险<sup>[1-2]</sup>。IPCC(intergovernmental panel on climate change)第六次评估报告<sup>[3]</sup>指出,未来全球每增温  $1\ ^\circ\text{C}$ ,极端日降水事件的强度将增强  $7\%$ ,区域极端降水的强度变化与全球变暖幅度呈近乎线性关系,未来全球变暖幅度越大,强降水增幅就越大。青藏高原作为全球气候变化的敏感和脆弱区域,近 50 年平均气温升幅约在  $0.60 \sim 1.75\ ^\circ\text{C}$ ,高于中国和世界平均水平,准确识别其极端降水时空变化特征已成为全球关注的焦点<sup>[4]</sup>。然而,青藏高原降水的准确模拟一直是气候变化研究的难点问题,当前研究<sup>[5]</sup>结果均存在明显高估现象。此外,青藏高原降水随海拔呈现的多带谱分异特征已成为制约降水准确模拟的关键因素<sup>[6]</sup>。

新一轮的国际耦合模式比较计划(coupled model intercomparison project phase 6, CMIP6),发布了全球 30 多个机构开发的大气环流模式(general circulation model, GCMs)的输出结果<sup>[7]</sup>,为提高青藏高原气候变化预估的准确性提供有力支撑;王予等<sup>[8]</sup>通过评估 CMIP6 模式在中国地区极端降水的模拟能力表明,CMIP6 在模拟中国极端降水能力上比 CMIP5 有明显提升,但在青藏高原边缘地区的模式结果相对误差较大,甚至超过观测结果的 2 倍,中部的模拟结果明显优于其边缘地区;Lun 等<sup>[9]</sup>通过对比 CMIP6 和 CMIP5 模式对青藏高原气候变化模拟能力发现,相较于 CMIP5 MME(CMIP5 multi-model ensemble),CMIP6 MME(CMIP6 multi-model ensemble)在年尺度上对降水量的高估值降低约  $40\ \text{mm}$ ,尤其在  $2\ 000 \sim 3\ 000\ \text{m}$  和  $> 5\ 000\ \text{m}$  高程带中,可将 CMIP5 MME 模拟偏差减少  $40\% \sim 77\%$ 。Srivastava 等<sup>[10]</sup>表明,在美国地区,CMIP6 较 CMIP5

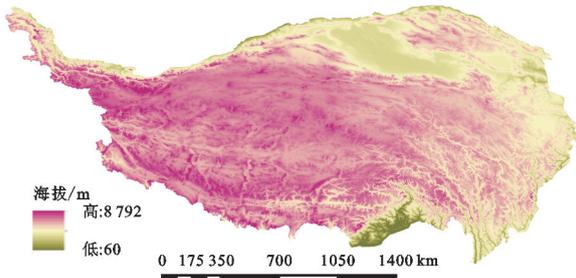
模拟极端降水的平均偏差更小,且 CMIP6 多模式集合表现出更优的模拟性能;Ge 等<sup>[11]</sup>基于 CMIP6 多模式集合预估了 21 世纪末海洋极端降水的变化表明,在更温暖的未来,海上可能出现更多的极端降水。然而,目前对于 CMIP6 在青藏高原不同海拔梯度下极端降水的模拟尚需开展系统评估与预估。因此,本文基于 CMIP6 最新发布的 17 个 GCMs,开展青藏高原极端降水模拟能力评估及其海拔依赖性研究,并预估未来不同情景下极端降水的时空变化特征。研究结果对于气候变化条件下青藏高原生态—水资源—农业的可持续发展具有重要意义。

## 1 数据与方法

### 1.1 研究区概况

青藏高原( $26^\circ \sim 40^\circ\text{N}$ ,  $73^\circ \sim 105^\circ\text{E}$ )位于中国西南部,是世界上海拔最高、面积最大的高原,面积约  $250\ \text{万}\ \text{km}^2$ ,平均海拔超过  $4\ 000\ \text{m}$ ,有地球的“第三极”之称<sup>[12]</sup>(图 1)。青藏高原又被称为“亚洲水塔”,是印度河、恒河、黄河、长江、雅鲁藏布江等主要河流的发源地,供水人口超过 1.4 亿人(全球人口的  $20\%$  以上)。青藏高原有超过  $1\ 000$  个面积  $> 1\ \text{km}^2$  的湖泊,因此也被称为世界上最大的高海拔内陆湖区。近年来,青藏高原降水逐步增加,极端降水也呈增加趋势<sup>[13-14]</sup>。高原降水主要来自西南季风和东南季风,年平均降水量空间变异性较大,高原中部和东南部地区主要受印度洋季风控制,降水量相对丰足;西部和北部地区受西风带控制,降水量相对匮乏<sup>[15]</sup>。在柴达木盆地等干旱地区,年平均降水量不足  $100\ \text{mm}$ ,而在降水丰富的高原东南部,局地年平均降水量超过  $1\ 700\ \text{mm}$ ,降水从西北到东南呈明显的增加趋势<sup>[16]</sup>。高原降水的季节分布也极为不均,干湿季分明,降水主要集中在雨季

(5—9月)。对于降水量相对较高的地区,雨季占全年的 60%~70%。但对于降水量较少的地区,雨季降水量占全年降水量的 80%以上<sup>[6]</sup>。



注:本文使用的高程数据来源于地理空间数据云下载的 30 m DEM 数据(<https://www.gscloud.cn>)。

图 1 研究区概况

## 1.2 研究数据

**1.2.1 中国区域地面气象要素驱动数据集** 采用空间分辨率为  $0.1^\circ \times 0.1^\circ$  的中国区域地面气象要素驱动数据集 CMFD (China meteorological forcing dataset) (<http://data.tpdc.ac.cn/en/data/8028b944-daaa-4511-8769-965612652c49/>) 提供的日尺度降水数据作为评估 GCMs 模拟性能的观测数据。CMFD 时间覆盖范围长,空间分辨率高,已成为中国应用最广泛的气象数据集之一<sup>[17]</sup>,且在青藏高原地区,CMFD 与气象台站实测降水数据的吻合度较高<sup>[18]</sup>。另外,He 等<sup>[19]</sup>通过对比分析中国区域地面气象要素驱动数据集(CMFD)、亚洲降水高分辨率观测数据集(APHRODITE)和气候灾害组红外降水与台站数据(CHIRPS)3套数据集,证明 CMFD 在捕捉青藏高原极端降水指数的空间特征方面优于其他数据集。

**1.2.2 GCMs 数据** 选取 CMIP6 情景模式比较计划

(scenario model intercomparison project, ScenarioMIP) 中的 17 个 GCMs 的日尺度降水数据,模式详细信息见文献<sup>[20]</sup>。为统一 CMFD 与 GCMs 的空间分辨率,使用双线性插值法将其重采样为  $1^\circ \times 1^\circ$ 。综合 CMFD 和 CMIP6 数据集的时间范围,本文将 GCMs 适应性评估时段确定为 1979—2014 年。

本文使用的未来预估数据为上述 17 个 GCMs 在 4 种情景下近期(2021—2040 年)、中期(2041—2060 年)和远期(2081—2100 年)3 个时间段的日尺度降水数据,4 种未来情景综合考虑共享社会经济路径(shared socioeconomic pathways, SSPs)和典型浓度路径(representative concentration pathways, RCPs),分别为 SSP1—2.6、SSP2—4.5、SSP3—7.0、SSP5—8.5,其中 SSP1—2.6 代表低社会脆弱性和低辐射强迫的综合影响,SSP2—4.5 代表中等社会脆弱性和中等辐射强迫的综合影响,SSP3—7.0 代表高社会脆弱性和相对高的人为辐射强迫的综合影响,SSP5—8.5 是唯一可以实现 2100 年人为辐射强迫达到  $8.5 \text{ W/m}^2$  的共享社会经济路径<sup>[21]</sup>。

## 1.3 极端降水指数

采取气候变化检测和指数专家小组(joint expert team on climate change detection and indices, ETC-CDI)定义的 8 个极端降水指数(表 1),具体可以分为 3 类<sup>[22]</sup>:(1)基于降水强度的指数,包括年总降水量(PRCP)、最大 1 日降水量(RX1day)、降水强度(SDII)和每年超过 99% 和 95% 分位数的降水总量(R99p/R95p);(2)基于降水频率的指数,主要为降水天数(R1mm);(3)基于持续时间的指数,包括连续降水天数(CWD)和连续干旱天数(CDD)。

表 1 本研究极端降水指数的定义

英文缩写	指数名称	定义	单位
PRCP	年总降水量	年日降水量 > 1 mm 的总降水量	mm
R99p	极端强降水量	日降水量 > 99 百分位阈值的降水量总和	mm
R95p	强降水量	日降水量 > 95 百分位阈值的降水量总和	mm
RX1day	最大单日降水量	1 年中最大单日降水量	mm
SDII	降水强度	年降水总量除以有雨日数	mm/d
R1mm	有雨日数	1 年中日降水量 > 1 mm 的天数	d
CWD	最大雨期	1 年中日降水量 > 1 mm 的最长持续天数	d
CDD	最大无雨期	1 年中日降水量 < 1 mm 的最长持续天数	d

## 1.4 评估方法

**1.4.1 GCMs 适应性评估** 由于不同 GCMs 在不同地区的模拟结果存在较大的差异<sup>[23]</sup>,考虑到降水量预测变化的重大不确定性,为提高降水量变化预估精度,针对不同地区气候特点进行模式适应性评估工作十分重要,均方根误差(root mean square error, RMSE)已被广泛应用于评估 GCMs 模拟极端降水的性能<sup>[24]</sup>。

$$\text{RMSE} = \sqrt{\frac{1}{M} \sum_{m=1}^M (X_{n,m} - Y_{n,m})^2} \quad (1)$$

式中:  $X_{n,m}$  和  $Y_{n,m}$  分别代表第  $m$  个格点的第  $n$  年的 GCMs 和 CMFD 的极端降水指数,通过所有的 RMSE 进一步推导每个模式的  $\text{RMSE}'$ 。

$\text{RMSE}' = (\text{RMSE} - \text{RMSE}_{\text{mean}}) / \text{RMSE}_{\text{mean}}$  (2) 式中:  $\text{RMSE}_{\text{mean}}$  是所有模式 RMSE 的集合均值,一般来说,负(正)  $\text{RMSE}'$  表示比 1/2(50%) 的模式性能更好(更差)<sup>[11]</sup>。

**1.4.2 时空变化趋势分析** 为探讨青藏高原极端降水对海拔的依赖性,本文采用一元线性回归模型计算不同高程带各极端降水指数的变化趋势,并通过皮尔

逊相关系数计算不同高程带观测与模拟的变化趋势之间的相关性,公式为:

$$\text{slope} = \frac{n \times \sum_{i=1}^n i \times a_i - (\sum_{i=1}^n i) \sum_{i=1}^n a_i}{n \times \sum_{i=1}^n i^2 - (\sum_{i=1}^n i)^2} \quad (3)$$

式中:slope 为极端降水指数在各高程带的变化斜率; $i$  和  $n$  分别为计算的第  $i$  年和总年数; $a_i$  代表第  $i$  年的极端降水指数。

$$r_{xy} = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}} \quad (4)$$

式中: $r_{xy}$  为 CMFD 数据与 GCM 模拟数据在各高程带极端降水指数变化趋势之间的相关系数; $i$  和  $n$  分别为计算的第  $i$  年和总年数; $x_i$  和  $y_i$  分别为第  $i$  年的 CMFD 数据和 GCMs 模拟数据; $\bar{x}$  和  $\bar{y}$  分别为 CMFD 和 GCMs 数据  $n$  年间极端降水指数的均值。

## 2 CMIP6 多模式对极端降水模拟能力评估

### 2.1 多模式适应性评估

CMIP6 各个模式模拟的极端降水指数的 RMSE' 见

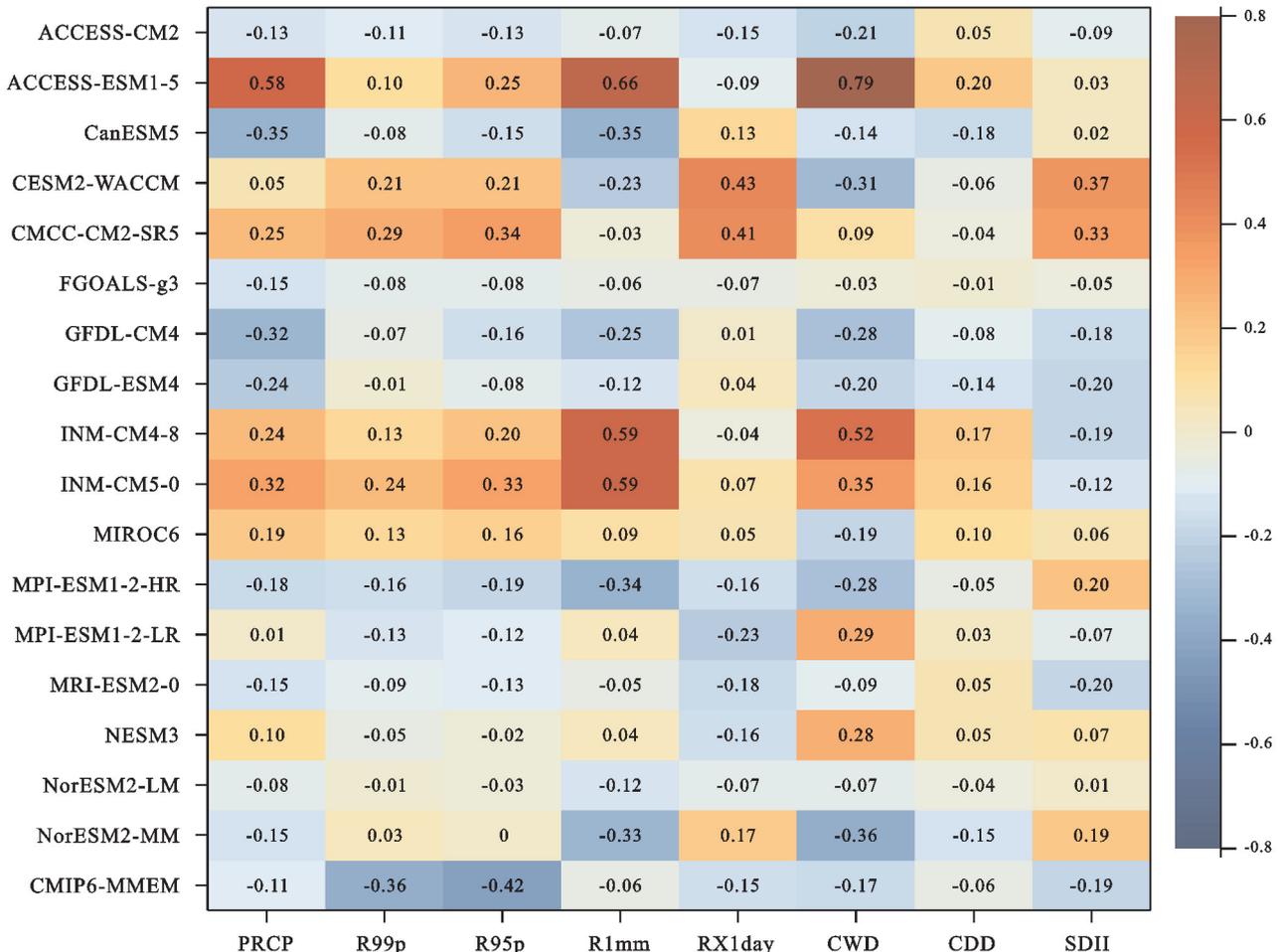


图 2 1979—2014 年 CMIP6 多模式模拟的极端降水指数评估结果

### 2.2 多模式集合的极端降水空间变化特征模拟评估

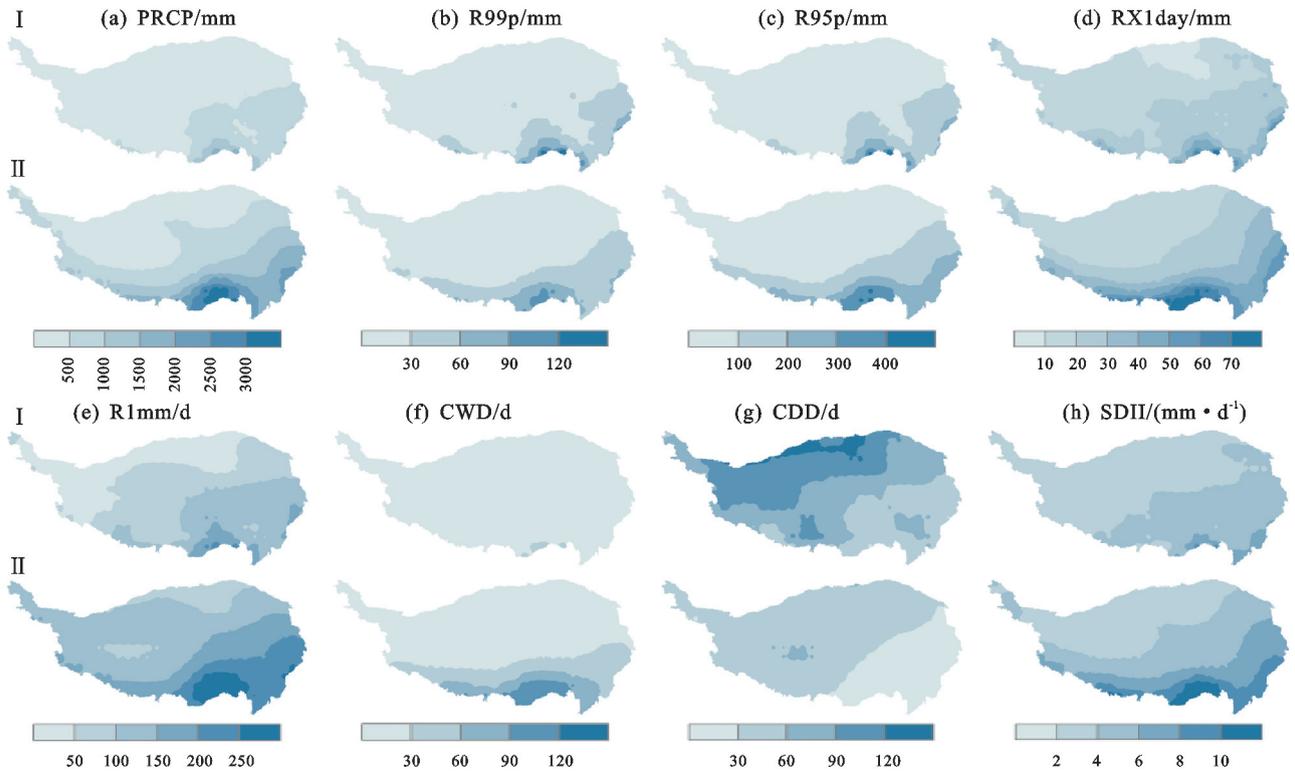
图 3 为 1979—2014 年 CMIP6 MMEM 与 CM-FD 各极端降水指数空间分布对比,结果表明,

图 2。从图 2 可以看出,不同模式模拟极端降水的能力差异显著。ACCESS-CM2、FGOALS-g3、GFDL-CM4 这 3 种模式表现较好,各指数的 RMSE' 基本都为负数;然而 ACCESS-ESM1-5、INM-CM4-8、INM-CM5-0 这 3 种模式表现相对较差,尤其对降水频率(CWD、R1mm)的模拟。以 CWD 为例,模拟最好的模式为 NorESM2-LM, RMSE' 值为 -0.36;模拟最差的模式为 ACCESS-ESM1-5,其 RMSE' 值为 0.79,不同模式之间的模拟结果表现出显著差异和极大的不确定性,因此开展多模式集合研究工作十分必要。根据多模式集合均值 CMIP6 MMEM(CMIP6 Multi-model Ensemble Mean)得到的 RMSE' 值为 -0.17,模拟效果提升显著,这与 Zhu 等<sup>[25]</sup>的研究结果一致。相较于单一模式的模拟结果,CMIP6 MME 结果表现出更为优异的性能,各极端降水指数的 RMSE' 均为负值,表明多模式集合可以有效降低不同模式间的不确定性。因此,本文采用多模式集合开展青藏高原极端降水时空变化特征的历史反演与未来预估。

CMIP6 MMEM 能够较好地捕捉各极端降水指数的空间分布特征,除 CDD 外,极端降水指数均呈现从西北向东南逐渐增加的趋势,而 CDD 则呈现从西北

向东南逐渐减少的趋势。对整个高原而言,CMIP6 MMEM 对各极端降水指数普遍存在高估现象,其中 PRCP、R99p、R95p、RX1day、R1mm、CWD、SDII 分别高估约 502.20,0.45,25.95,7.93 mm,70.20,17.55 天和 1.35 mm/d;对 CDD 的模拟则存在低估现象,低估约 42.80 天。高估现象出现的区域集中在高原东

南部,而低估现象出现在高原北部及西北部地区,这与以往研究<sup>[25]</sup>结果保持一致,即青藏高原东南部地区是降水偏差的大值区,在昆仑山区域(青藏高原北部)CDD 表现出明显的低估偏差(超过 60 天),模式再现青藏高原东南部复杂地形对极端降水的影响相对困难<sup>[26]</sup>。



注: I 表示 CMFD; II 表示 CMIP6 MMEM。

图3 1979—2014年青藏高原CMIP6 MMEM与CMFD各极端降水指数空间分布对比

### 2.3 多模式集合对极端降水海拔依赖性模拟评估

为进一步研究CMIP6多模式对青藏高原极端降水海拔依赖性的捕捉能力,分高程带对各极端降水指数的时间变化趋势进行分析。由图4可知,不同极端降水指数在模拟和观测的变化趋势上存在显著差异,CMIP6 MMEM能较好地捕捉到R95p、SDII、R1mm、CWD和PRCP在不同高程带的变化趋势,但对R99p、RX1day和CDD变化趋势的模拟效果较差,CMFD的R99p、RX1day和CDD变化趋势随海拔变化显著,而CMIP6 MMEM模拟的变化趋势却未捕捉到这一特征。因此,本文仅针对R95p、SDII、R1mm、CWD和PRCP开展未来情景预估。

各指数变化趋势随海拔增高呈现出明显的多谱分异特征。PRCP、R1mm、CWD在不同高程带的观测与模拟变化趋势相关性分别达到0.93,0.87和0.85,其中,在<3 500,3 500~4 500,>4 500 m的高程带上CMFD与CMIP6 MMEM的变化趋势差异最为显著,PRCP的平均偏差分别为1.54,2.32,2.50 mm/10年;R1mm分别为0.13,0.56,0.75 d/10年;CWD分别为

-0.01,-0.02,0.002 d/10年。此外,随海拔升高,CMIP6 MMEM再现极端降水指数变化趋势的能力逐渐降低,模拟能力最优的高程带为2 500~3 000 m,模拟能力最差的高程带为5 000 m以上,其中模拟PRCP、R1mm、CWD的最小偏差分别为-0.79,-0.16,-0.02天/10年;最大偏差分别为-2.73,-0.86,-0.03天/10年。Gao等<sup>[27]</sup>的研究指出,除大尺度强迫对降尺度效果具有重要影响外,地形和下垫面特征也有显著影响,相较于低海拔地区,随着海拔升高,GCM对极端降水模拟的不确定性逐渐增加,这与本研究结果一致。

## 3 未来极端降水变化情景预估

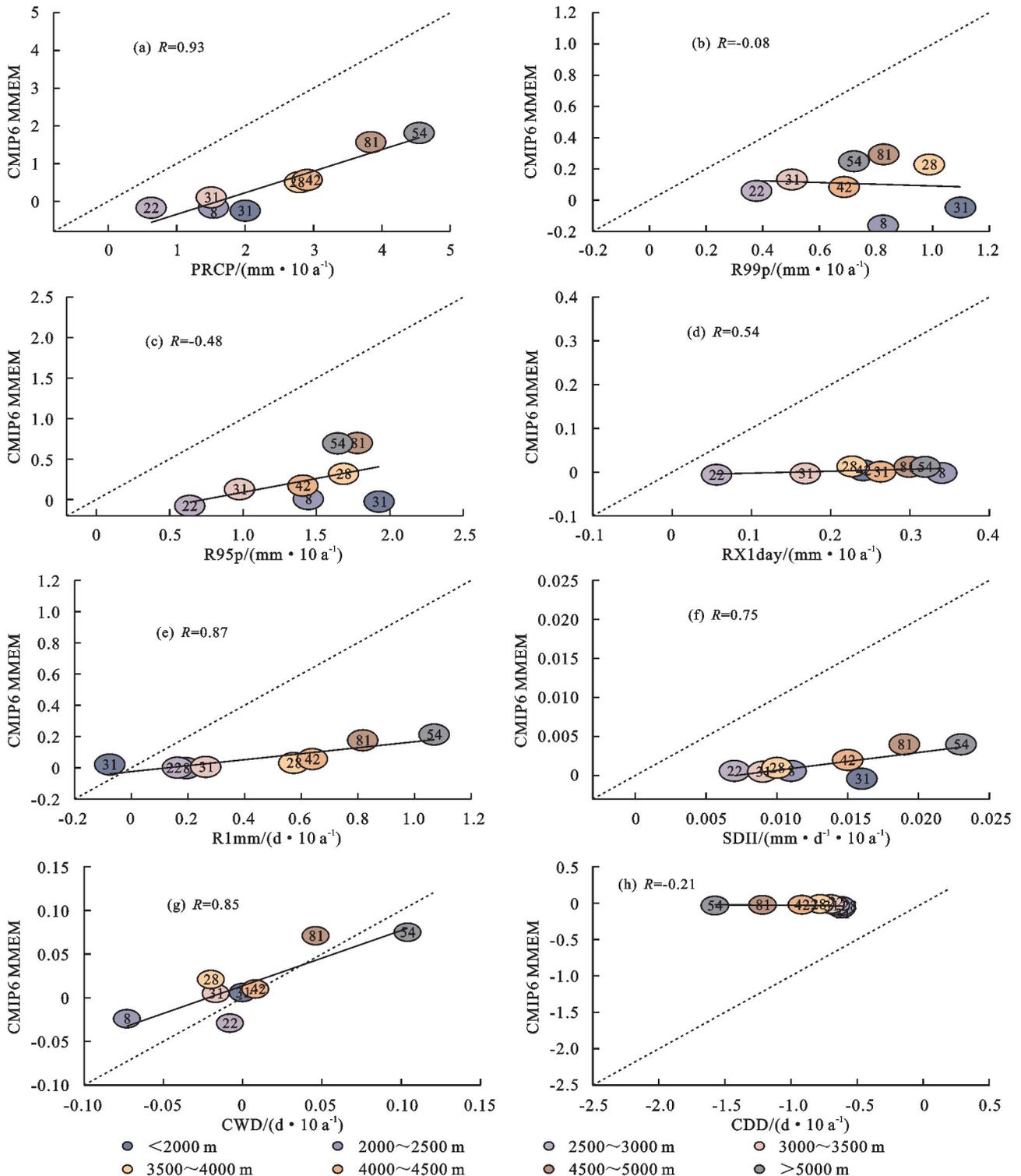
### 3.1 极端降水变化预估

采用多模式集合平均,对青藏高原未来近期(2021—2040年)、中期(2041—2060年)和远期(2081—2100年)在SSP1-2.6、SSP2-4.5、SSP3-7.0和SSP5-8.5 4种情景下的极端降水变化特征进行预估,并选择1979—2014年作为基准期,计算不同情景下各极端降水指数在未来各个时期相对于基准期的变化率。

图5分别表示R95p、SDII、R1mm、CWD和PRCP

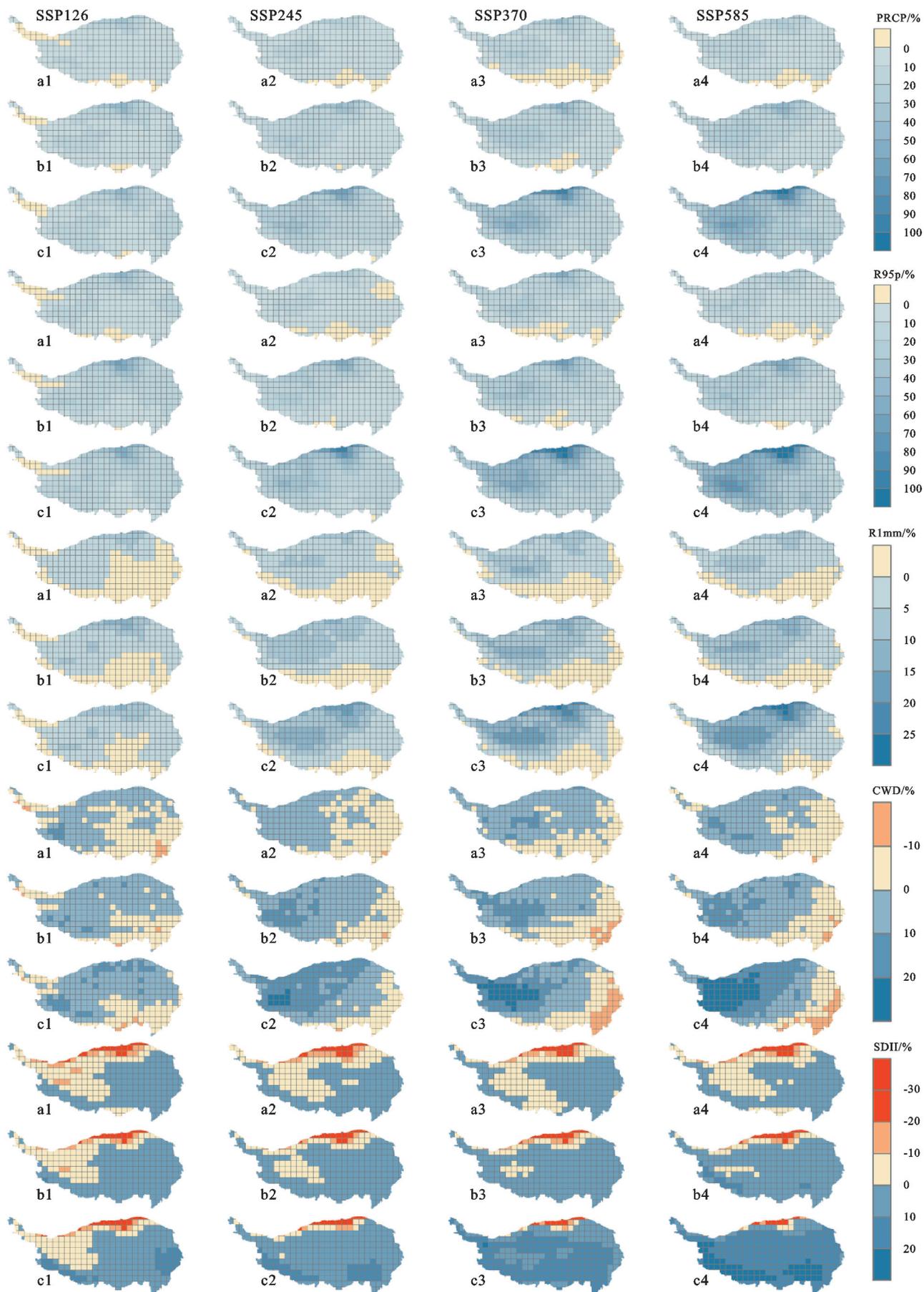
在不同时期不同情景下相对于基准期变化率的空间分布。结果表明,同一情景下,随着时间的推移,各个指数的变化率不断增大。除 SDII 外,各指数的相对变化率从西北向东南逐渐减少,这与历史时期各指数均值的空间分布呈现相反趋势,表明青藏高原未来极端降水增幅将呈现由西北向东南地区减小的空间变化特征,这与 Gao 等<sup>[27]</sup>的研究结果相似,即未来的高原

极端降水将呈现北方湿润、南方干燥的空间模式,这一现象可能与人类碳排放浓度有关,但受限于 GCM 数据的不确定性,未来仍需要进一步剖析其原因。此外,青藏高原的冰山积雪整体处于退缩状态,而这一现象亦可能是由于青藏高原高山峰顶上积雪的消融对各路水汽的阻碍削弱,使携带水汽的气流抵达高原北部形成降水,从而造成北方湿润的现象<sup>[28]</sup>。



注:不同颜色圆圈代表不同高程带,数字代表各高程带的格点数量, $R$  为模拟趋势与观测趋势之间的相关系数,各圆圈代表各高程带内各格点变化趋势的均值。

图 4 1979—2014 年不同高程带 CMIP6 MMEM 与 CMFD 各极端降水指数变化趋势对比



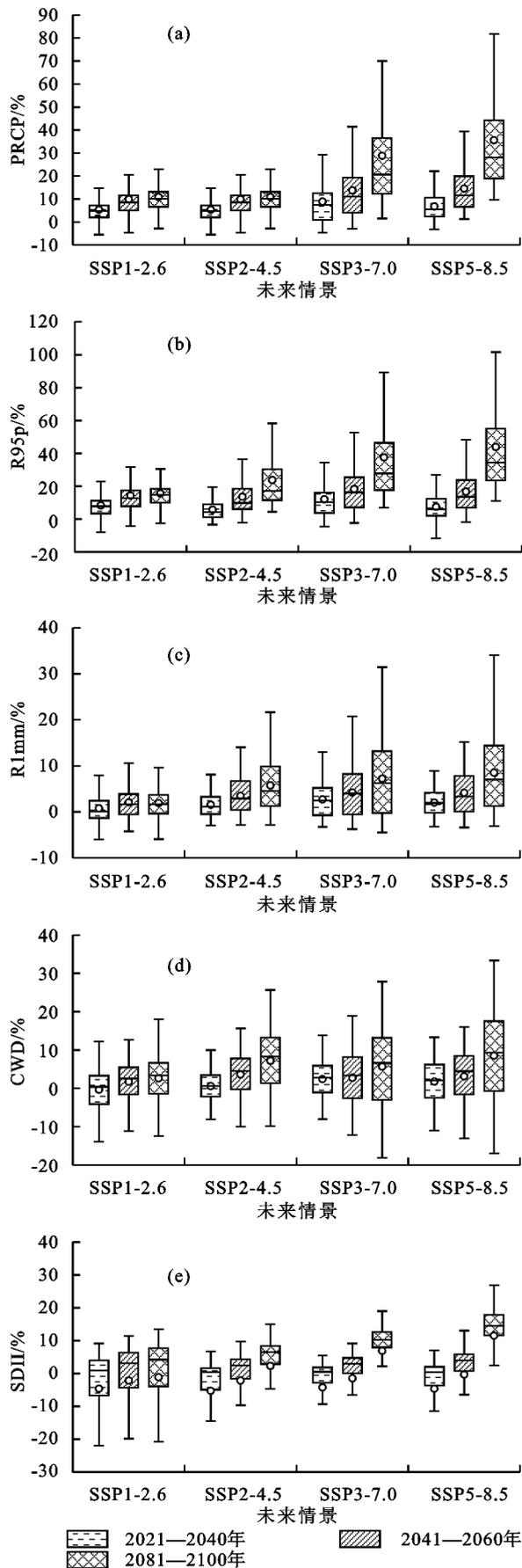
注: a1、a2、a3、a4 分别代表近期(2021—2040 年)各情景相对变化率的空间分布; b1、b2、b3、b4 代表中期(2041—2060 年); c1、c2、c3、c4 代表远期(2081—2100 年)。

图 5 极端降水指数未来时期不同情景下相对于基准期的变化空间分布

在未来不同情景下,PRCP 和 R95<sub>p</sub> 呈现出较为一致的空间变化特征,高原西北部是增加幅度最显著的地区,且随排放情景水平的升高,范围逐渐扩大,尤其在 SSP3-7.0 和 SSP5-8.5 情景下,远期的变化率达到 100% 以上,分别占据青藏高原总面积的 3.03% 和 5.39%。在中期和远期时相较而言,R1mm 和 CWD 在未来不同情景下的变化相对较小,尤其在高原东南部地区甚至出现降低的趋势,而该地区 PRCP 和 R95<sub>p</sub> 则呈现较大的增加趋势,即在未来时期,尤其在温室气体高排放下的远期,青藏高原东南部发生极端降水的强度可能显著增大。同时,SDII 相对变化率的增加证实这一结论,在中期和远期分别增加 8.35% 和 11.83%。高原东南部属湿润地区,由于西南季风能够影响到高原东部和西部边缘,受夏季风影响,来自印度洋的湿润水汽向北一路输送,形成丰富的降水<sup>[28]</sup>。在未来时期,随着 R1mm 的减少,高原东南部 SDII 表现出显著的增大趋势,因此需进一步加强高原东南部生态环境的监测,做好区域生态环境保护和灾害预警工作<sup>[29]</sup>。

为进一步探究极端降水的空间分异特征,本文基于像元尺度分析未来各极端降水指数的变幅(图 6)。随时间的推移及温室气体排放浓度的增加,青藏高原多年平均降水量 PRCP 变化显著,即在同一情景下,年降水增幅随时间的推移逐渐增大,其中,增幅最小的为 SSP1-2.6,在近期、中期、远期的增幅分别为 5.36%,9.93%,10.86%;其次是 SSP2-4.5,增幅分别为 5.52%,11.63%,20.13%;再次为 SSP3-7.0,增幅分别为 8.92%,13.80%,28.85%;SSP5-8.5 情景下增幅最大,在近期、中期、远期的增幅分别为 6.83%,14.58%,35.61%;在同一时期,随温室气体排放浓度的增多,增幅也呈现增大的趋势,近期和中期上升较为平缓,情景间差距较小,远期情景间差距明显。在近期,SSP1-2.6、SSP2-4.5、SSP3-7.0 和 SSP5-8.5 情景下 PRCP 的增幅分别为 5.35%,5.51%,8.91% 和 6.84%;在中期,增幅分别为 9.91%,11.60%,13.78% 和 14.57%;然而在远期,增幅分别达到了 10.86%,20.13%,28.85% 和 35.61%,表现出明显的递增趋势。

对于其他极端降水指数,各情景下都呈现上升趋势,随温室气体排放浓度的增加趋势更加显著。SSP5-8.5 情景下 R95<sub>p</sub> 在近期、中期、远期的增幅分别为 7.48%,16.74%,43.92%,SDII 的变幅则呈现由减少转为增加的趋势,分别为 -4.62%, -0.29%, 11.54%, R1mm 的增幅分别为 2.02%,4.15% 和 8.52%;CWD 的增幅分别为 1.79%,3.15% 和 8.52%。在远期,SSP1-2.6、SSP2-4.5、SSP3-7.0 和 SSP5-8.5 情景下 R95<sub>p</sub> 的增幅分别为 15.62%,23.82%,37.58% 和 43.92%。



注:圆点代表平均值;横线代表中位数;上下箱线分别表示第 75 分位数和第 25 分位数;须线表示 1.5 倍四分位范围。下同。

图 6 极端降水指数未来时期不同情景下相对于基准期的变化

### 3.2 不同高程带未来极端降水变化特征

由 3.3 节对青藏高原极端降水海拔依赖性的研究结果可知,不同高程带间,CMIP6 MMEM 的模拟效果存在显著差异。因此,有必要进一步分析青藏高原未来极端降水随海拔梯度的变化特征。选取远期(2081—2100 年)不同情景下各高程带极端降水指数的相对变化率展开具体分析(图 7)。PRCP、R95p、R1 mm、CWD 的增幅呈现先减少后增加的变化特征。以 SSP5—8.5 情景为例,在 <3 500, 3 500~4 000, >4 500 m 高程带中,PRCP 相对于基准期的

增幅分别为 44.68%, 24.88%, 34.98%, R95p 的增幅分别为 55.89%, 31.32%, 42.30%, R1mm 的增幅分别为 10.23%, 5.09%, 9.13%, CWD 的增幅分别为 3.63%, 2.36% 和 13.89%, 其他 3 种情景均呈现类似特征。SDII 的增幅呈现出随海拔升高逐渐增加的趋势, SSP5—8.5 情景下的相对变化率分别为 -0.06%, 14.45%, 17.95%, 即在高海拔地区,未来极端降水强度的增幅更为显著。进一步研究表明,青藏高原未来极端降水的海拔依赖性具有高度复杂性,这与 Hu 等<sup>[30]</sup>的研究结果类似。

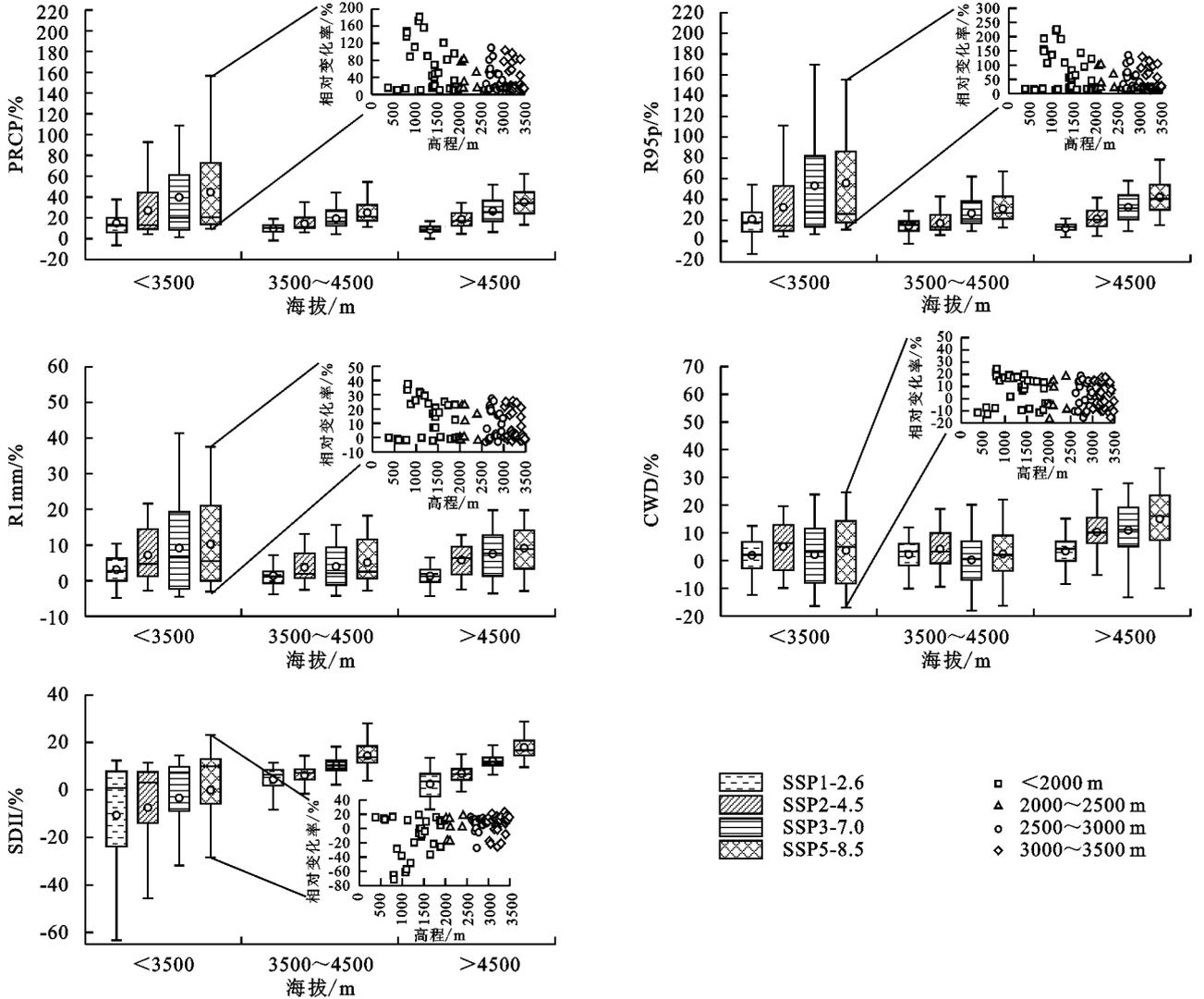


图 7 2081—2100 年不同情景下各高程带极端降水指数变化

值得注意的是,在低海拔地区(<3 500 m),各极端降水指数在未来情景下的相对变化率波动范围最大,尤其在远期的 SSP5—8.5 情景下,这一特征表现得更为显著,PRCP、R95p、CWD、R1mm、SDII 的变幅分别高达 171.90%, 215.00%, 41.48%, 40.66%, 94.51%, 表明 CMIP6 MMEM 对青藏高原该高程带极端降水预估存在较大不确定性。为此,进一步对该高程带细分,对比分析各极端降水指数未来变幅的空间分布特征,结果表明,在海拔 <2 000 m 的高程带中,各极端降水指数的相

对变化差异最为显著,是导致 <3 500 m 高程带未来预估较大不确定性的关键,尤其是 PRCP、R95p 和 SDII,变幅分别高达 171.80%, 213.53% 和 90.84%。

## 4 结论

(1)CMIP6 MMEM 普遍高估各极端降水指数,低估 CDD,在东南部区域的模拟效果较差。

(2)CMIP6 MMEM 能较好地捕捉到 R95p、SDII、R1mm、CWD 和 PRCP 在不同高程带的变化趋势,但对 RX1day 和 CDD 变化趋势的模拟效果较差。模拟效果

最好的指数为 CWD, 平均偏差仅为  $-0.017$  天/10 年。另外, PRCP 最能体现出青藏高原极端降水的海拔依赖性, 各高程带指数变化趋势的相关性高达 0.93。CMIP6 MEM 在模拟各指数随海拔变化趋势的性能上呈现出明显的多带谱分异特征, 模拟效果最优的高程带为 2 500~3 000 m, 最差的高程带为 5 000 m 以上。

(3) 未来同一情景下, 随着时间的推移, 各个指数的变化率不断增大; 在空间上, 高原未来极端降水增幅将呈现由西北向东南地区减小的空间变化特征。年降水量和极端降水量增长率随着情景的变化逐渐升高, 且随时间推移, 各情景间的差距明显增大。4 种情景下, 2100 年 PRCP 较基准期分别增加 10.86%, 20.13%, 28.85% 和 35.61%, R95p 分别增加 15.62%, 23.82%, 37.58% 和 43.92%。在 SSP3-7.0 和 SSP5-8.5 情景下, 在远期西北部地区的变化率达到 100% 以上, 分别占据高原总面积的 3.03% 和 5.39%。另外, 在高原东南部出现极端降水的强度可能增大。

(4) 未来远期, 各情景下的降水强度 SDII 呈现出显著的海拔依赖性, SSP5-8.5 情景下不同高程带的相对变化率分别为  $-0.06\%$ ,  $14.45\%$ ,  $17.95\%$ , 即在高海拔地区, 极端降水强度增幅更为显著。而在 3 500 m 以下的低海拔地区, 各极端降水指数相对变化率波动范围最大, 其中海拔  $<2 000$  m 的显著差异是导致该不确定性的关键。

#### 参考文献:

- [1] Khaing Z M, Zhang K, Sawano H, et al. Flood hazard mapping and assessment in data-scarce Nyaungdon area, Myanmar[J]. PLoS One, 2019, 14(11): e224558.
- [2] Wang G, Zhang Q, Yu H Q, et al. Double increase in precipitation extremes across China in a  $1.5\text{ }^{\circ}\text{C}/2.0\text{ }^{\circ}\text{C}$  warmer climate[J]. Science of the Total Environment, 2020, 746: e140807.
- [3] IPCC. Climate Change 2021: The physical science basis. Contribution of working group I to the Sixth assessment report of the intergovernmental panel on climate change [R]. Cambridge: Cambridge University Press, 2021.
- [4] Deng H, Pepin N C, Chen Y. Changes of snowfall under warming in the Tibetan Plateau[J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2017, 122(14): 7323-7341.
- [5] 周天军, 邹立维, 陈晓龙. 第六次国际耦合模式比较计划 (CMIP6) 评述[J]. 气候变化研究进展, 2019, 15(5): 445-456.
- [6] Li X P, Wang L, Guo X Y, et al. Does summer precipitation trend over and around the Tibetan Plateau depend on elevation? [J]. International Journal of Climatology, 2017, 37(3): 1278-1284.
- [7] Nashwan M S, Shahid S. A novel framework for selecting general circulation models based on the spatial patterns of climate[J]. International Journal of Climatology, 2020, 40(10): 4422-4443.
- [8] 王予, 李惠心, 王会军, 等. CMIP6 全球气候模式对中国极端降水模拟能力的评估及其与 CMIP5 的比较[J]. 气象学报, 2021, 79(3): 369-386.
- [9] Lun Y R, Liu L, Cheng L, et al. Assessment of GCMs simulation performance for precipitation and temperature from CMIP5 to CMIP6 over the Tibetan Plateau [J]. International Journal of Climatology, 2021, 41(7): 3994-4018.
- [10] Srivastava A, Grotjahn R, Ullrich P. Evaluation of historical CMIP6 model simulations of extreme precipitation over contiguous US regions[J]. Weather and Climate Extremes, 2020, 29: e100268.
- [11] Ge F, Zhu S P, Luo H L, et al. Future changes in precipitation extremes over Southeast Asia: Insights from CMIP6 multi-model ensemble[J]. Environmental Research Letters, 2021, 16(2): e24013.
- [12] 张国庆. 青藏高原湖泊变化遥感监测及其对气候变化的响应研究进展[J]. 地理科学进展, 2018, 37(2): 214-223.
- [13] 赵雪雁, 王亚茹, 张钦, 等. 近 50 a 青藏高原东部夏半年强降水事件的气候特征[J]. 干旱区地理, 2015, 38(4): 675-683.
- [14] 曹瑜, 游庆龙, 马茜蓉. 青藏高原中东部夏季极端降水年代际变化特征[J]. 气象科学, 2019, 39(4): 437-445.
- [15] 许建伟, 高艳红, 彭保发, 等. 1979—2016 年青藏高原降水的变化特征及成因分析[J]. 高原气象, 2020, 39(2): 234-244.
- [16] 郭晓珊. 青藏高原地区极端降水变化及其与气温的关系研究[D]. 北京: 中国地质大学, 2021.
- [17] He J, Yang K, Tang W J, et al. The first high-resolution meteorological forcing dataset for land process studies over China[J]. Scientific Data, 2020, 7(1): 1-11.
- [18] 温婷婷, 郭英香, 董少睿, 等. 1979—2017 年 CRU、ERA5、CMFD 格点降水数据在青藏高原适用性评估[J]. 干旱区研究, 2022, 39(3): 684-697.
- [19] He Q S, Yang J P, Chen H J, et al. Evaluation of extreme precipitation based on three long-term gridded products over the Qinghai-Tibet Plateau [J]. Remote Sensing, 2021, 13(15): e3010.
- [20] 张佳怡, 伦玉蕊, 刘浏, 等. CMIP6 多模式在青藏高原的适应性评估及未来气候变化预估[J]. 北京师范大学学报(自然科学版), 2022, 58(1): 77-89.
- [21] 张丽霞, 陈晓龙, 辛晓歌. CMIP6 情景模式比较计划 (ScenarioMIP) 概况与评述[J]. 气候变化研究进展, 2019, 15(5): 519-525.
- [22] Croitoru A, Piticar A, Burada D C. Changes in precipitation extremes in Romania[J]. Quaternary International, 2016, 415: 325-335.
- [23] Kudo R, Yoshida T, Masumoto T. Uncertainty analysis of impacts of climate change on snow processes: Case study of interactions of GCM uncertainty and an impact model[J]. Journal of Hydrology, 2017, 548: 196-207.

## 参考文献:

- [1] 夏旭,李银坤,陈敏鹏,等.碳氮水添加对华北小麦—玉米双季轮作系统碳平衡的影响[J].西北大学学报,2020,50(2):250-259.
- [2] 任思洋,张青松,李婷玉,等.华北平原五省冬小麦产量和氮素管理的时空变异[J].中国农业科学,2019,52(24):4527-4539.
- [3] 秦雪超,潘君廷,郭树芳,等.化肥减量替代对华北平原小麦-玉米轮作产量及氮流失影响[J].农业环境科学学报,2020,39(7):1558-1567.
- [4] 马雪晴,胡琦,王靖,等.基于 SPEI\_KC 的华北平原小麦玉米周年干旱特征分析[J].农业工程学报,2020,36(21):164-174.
- [5] 熊淑萍,高明,张志勇,等.基于 GIS 的河南省小麦产量及产量构成要素时空差异分析[J].中国农业科学,2022,55(4):692-706.
- [6] 马新明,张浩,熊淑萍,等.基于 GIS 技术的河南粮食核心区小麦玉米区域潜力研究[J].农业工程学报,2010,26(增刊 1):162-168.
- [7] 陈四龙,陈素英,孙宏勇,等.耕作方式对冬小麦棵间蒸发及水分利用效率的影响[J].土壤通报,2006,37(4):817-820.
- [8] 张迎春,张富仓,范军亮,等.滴灌技术参数对南疆棉花生长和土壤水盐的影响[J].农业工程学报,2020,36(24):107-117.
- [9] 李德智,佟玲,吴宣毅,等.不同滴头流量和灌水频率对玉米产量、耗水及水分利用效率的影响[J].水资源与水工程学报,2020,31(4):208-215.
- [10] 杨开静,王凤新,马丹,等.滴灌灌水定额对西北旱区春小麦耗水和产量的影响研究[J].节水灌溉,2013(12):12-19.
- [11] 张娜,张永强,唐江华,等.滴灌带配置方式对冬小麦生长及产量的影响[J].麦类作物学报,2013,33(6):1197-1201.
- [12] 黄兴法,胡斌,欧胜雄.滴灌带布置及滴头流量对土壤水氮分布和春小麦产量的影响[J].农业工程,2019,9(10):81-87.
- [13] 要家威,齐永青,李怀辉,等.地下滴灌技术节水潜力及机理研究进展[J].中国生态农业学报(中英文),2021,29(6):1076-1084.
- [14] 李东伟,李明思,周新国,等.土壤带状湿润均匀性对膜下滴灌棉花生长及水分利用效率的影响[J].农业工程学报,2018,34(9):130-137.
- [15] 曹振玺,李勇,申孝军,等.不同灌水技术参数对农田水盐运移的影响[J].灌溉排水学报,2020,39(3):57-62.
- [16] 张波,吕廷波,赵秀杰,等.不同灌溉定额对滴灌骏枣生长的影响[J].水土保持学报,2021,35(6):168-174.
- [17] 李长城,李宏,张志刚,等.滴灌条件下砂壤土枣林的水分入渗及再分布过程[J].西南农业学报,2016,29(9):2155-2161.
- [18] 申孝军,孙景生,刘祖贵,等.灌水控制下限对冬小麦产量和品质的影响[J].农业工程学报,2010,26(12):58-65.
- [19] 丛鑫,庞桂斌,张立志,等.减氮适水对冬小麦光合特性与土壤水氮分布的影响[J].农业机械学报,2021,52(6):324-332.
- [20] 朱嘉伟,赵聪佳,郭蕊蕊,等.水资源约束条件下的县域冬小麦节水灌溉制度[J].农业工程学报,2021,37(1):92-100.
- [21] 党建友,裴雪霞,张定一,等.微喷灌水氮一体化对冬小麦生长发育和水肥利用效率的影响[J].应用生态学报,2020,31(11):3700-3710.
- [24] Dong S Y, Xu Y, Zhou B T, et al. Assessment of indices of temperature extremes simulated by multiple CMIP5 Models over China[J].Advances in Atmospheric Sciences,2015,32(8):1077-1091.
- [25] Zhu H H, Jiang Z H, Li J, et al. Does CMIP6 inspire more confidence in simulating climate extremes over China? [J].Advances in Atmospheric Sciences,2020,37(10):1119-1132.
- [26] 张歆然,陈昊明.CMIP6 模式对青藏高原东坡暖季降水的模拟评估[J].气候变化研究进展,2022,18(2):129-141.
- [27] Gao Y H, Xiao L H, Chen D L, et al. Comparison between past and future extreme precipitations simulated by global and regional climate models over the Tibetan Plateau[J].International Journal of Climatology,2018,38(3):1285-1297.
- [28] 姚檀栋,余武生,邬光剑,等.青藏高原及周边地区近期冰川状态失常与突变风险[J].科学通报,2019,64(27):2770-2782.
- [29] 龚成麒,董晓华,魏冲,等.1978—2018 年青藏高原降水区划及各分区降水量时空演变特征[J].水资源与水工程学报,2022,33(5):96-108.
- [30] Hu W, Yao J, He Q, et al. Elevation-dependent trends in precipitation observed over and around the Tibetan Plateau from 1971 to 2017[J].Water,2021,13(20):e2848.

(上接第 158 页)