

基于 CMIP6 集合降尺度的鄱阳湖流域降水集中度预估

张玲^{1,2}, 徐梦实³, 肖南南¹, 罗文祺¹, 王丹丹^{1,2}, 吴金汝⁴, 梁栋⁵,
陆建忠^{6*}, 陈晓玲⁶, 涂振发⁷

(1. 湖北师范大学城市与环境学院, 湖北黄石 435002; 2. 黄石市土壤污染防治重点实验室, 湖北黄石 435002;
3. 中国地质大学(武汉)环境学院, 武汉 430074; 4. 武汉商学院, 武汉 430056; 5. 重庆邮电大学, 重庆 400065;
6. 武汉大学测绘遥感信息工程国家重点实验室, 武汉 430079; 7. 华中师范大学城市与环境科学学院, 武汉 430079)

摘要: 未来降水预估是旱涝预防预警的重要依据, 是全球气候变化研究的重要内容. 本研究基于国际耦合模式比较计划第六阶段(CMIP6)的 20 个气候模式, 采用空间插值与偏差校正相结合的空间降尺度方法, 结合 GIS 分析手段, 基于共享社会经济路径(SSPs)框架, 预估中等(SSP2-4.5)、高(SSP5-8.5)辐射强迫情景下鄱阳湖流域未来降水变化. 结果表明, 两种情景下, 流域大雨频率和年最大日降水显著增加, 而年降水频率与小雨频率显著减小, 高排放情景下这种分化加强. 这表明未来流域降水在年内时间上分布更加集中. 进一步引入基尼系数量化降水时间集中度变化, 结果表明: 气候变暖背景下降水集中度增强, 且高排放情景下增幅更大. 降水对温度变化的响应分析显示, 气候变暖可以显著解释降水的变化($p < 0.1$), 年降水频率、小雨频率、大雨频率、年最大日降水及降水集中度对温度升高的响应分别为 $-0.47\% \cdot K^{-1}$ 、 $-1.71\% \cdot K^{-1}$ 、 $2.73\% \cdot K^{-1}$ 、 $7.75\% \cdot K^{-1}$ 和 $0.39\% \cdot K^{-1}$. 本研究结果可为流域水资源管理规划及防洪抗旱等提供科学依据.

关键词: CMIP6; 降水集中度预估; 鄱阳湖流域; 偏差校正

中图分类号: TV11

文献标识码: A

开放科学(资源服务)标识码(OSID):



鄱阳湖流域是我国重要的商品粮基地, 也是长江经济带的重要部分. 然而近半个多世纪流域旱涝频发^[1-4], 直接威胁人类生命财产安全. 例如, 1998 年的大洪水导致鄱阳湖流域大量农田被毁, 4.6 万 hm^2 耕地被淹没, 造成直接经济损失达 376.8 亿元^[3]; 2007 年流域发生严重干旱, 不仅造成粮食减产, 还导致湖泊持续低水位, 严重威胁湖泊水质及湿地生态安全^[4]. 降水是形成洪旱灾害的关键因素, 预估流域未来降水变化特征, 有助于洪旱灾害预防预警, 是国家应对气候变化、落实防灾减灾战略的重要需求.

近年来, 第五阶段国际耦合模式比较计划(Coupled Model Intercomparison Project Phase 5, CMIP5)数据在降水预估研究中得到广泛应用^[5-9], 但其模拟结果普遍存在湿偏差. 例如, Xu 等^[5]在对中国区域降水的评估中发现, 大部分模式的降水量

高于观测值; 陈晓晨等^[6]指出模式降水存在系统性偏多; 在青藏高原地区, Su 等^[7]发现多数模式对降水的模拟偏高. 国际耦合模式比较计划第六阶段(Coupled Model Intercomparison Project Phase 6, CMIP6)作为新一代模式比较计划, 有望提升气候模拟的可靠性. 与 CMIP5 相比, CMIP6 模拟试验更加完善, 情景设计更为全面: 在模拟试验设置方面, 纳入更加复杂的物理过程, 采用更高的分辨率^[8-9]; 在未来情景设定方面, 将共享社会经济路径(shared socioeconomic pathways, SSPs)与典型浓度路径(representative concentration pathways, RCPs)结合, 形成更科学的预估框架, 有助于未来科学预估^[10]. 已有研究也表明, CMIP6 的模拟性能优于 CMIP5^[11-15]. 例如, Lin 等^[11]发现, 在对亚洲中高纬地区极端降水的气候态和未来变化趋势的模拟上, CMIP6 结果与观测的相关性较 CMIP5 更

收稿日期: 2025-10-23.

基金项目: 国家自然科学基金项目(42171423); 国家自然科学基金青年科学基金项目(42205057, 42301452); 中国博士后科学基金资助项目(2021M702992).

* 通信联系人. E-mail: lujzhong@whu.edu.cn.

高;王子等^[12]指出,CMIP6集合模拟在中国区域的平均相对误差较CMIP5更小;Zhu等^[13]发现,CMIP6模式在模拟气候态与年际变率方面,均优于CMIP5;Lun等^[14]的研究表明,在青藏高原地区,CMIP6降水模拟偏差较CMIP5小;陈活泼等^[15]发现,CMIP6模型在极端气候及其趋势的模拟上较CMIP5总体有所提升.因此,利用CMIP6模式开展未来降水预估,有望降低不确定性,为流域尺度的气候变化研究和水资源管理提供可靠的科学依据.

目前,关于鄱阳湖流域气候变化研究多以观测资料或CMIP5模式数据为支撑^[16-20].例如,郭华等^[16]基于14个站点观测数据分析了1961—2003年流域降水趋势,发现1990年出现突变并呈显著上升趋势;霍雨等^[17]通过对1950—2005年降水序列的分析,揭示了流域年降水量增加;高冰等^[18]基于1961—2010年观测资料发现,极端降水显著增加,而降水频率显著减少;占明锦等^[19]基于CMIP5模式数据(1980—2060年)的预估表明,未来气温升高而年降水趋势不明显,且年际波动较大;李克诚等^[20]利用CMIP5与观测资料,发现未来气温持续升高,降水呈现“先增后减”的特征.然而,现有鄱阳湖流域气候变化研究多聚焦历史时期降水特征(如时空分布、趋势变化)的评估与归因,对未来情景下降水预估关注不足.尽管部分研究涉及未来降水预估,其仍以CMIP5模式为主要工具,基于CMIP6模式开展鄱阳湖流域降水预估的研究较为少见;并且以往的未来预估工作通常基于有限数量(不超过10个)的气候模式开展.基于CMIP6模式的构建大样本量的多模式集合,开展未来气候变化预估,有助于降低预估的不确定性.此外,这些研究多侧重于降水总量、极端降水事件(如暴雨日数、最大日降水量)及降水频率等常规指标,而对降水时间分布不均性的指标(如降水集中度)关注不足.降水集中度是量化降水时间分布不均程度的关键指标^[21].对降水集中度的研究,可揭示流域降水的时空变化规律,为洪旱灾害的早期预警和风险控制提供科学依据,有助于降低灾害损失.

因此,本研究针对鄱阳湖流域未来降水预估,聚焦以下两个关键问题:1)在全球气候变暖背景下,流域未来的极端降水,特别是降水在时间上的集中程度将如何变化?2)这种降水集中度的变化对不同共享社会经济路径情景的响应有何异同?为回答以上问题,研究选取20个CMIP6气候模式,通过空间降尺度方法获取鄱阳湖流域尺度的未

来气候数据.在此基础上,系统评估包括降水频率、强度在内的常规指标,并首次引入基尼系数定量表征降水集中度,旨在全面预估SSP2-4.5和SSP5-8.5情景下流域降水时空分布不均匀性的未来变化特征.本研究结果可为流域水资源适应性管理和防洪抗旱决策提供更为可靠的科学依据.

1 研究区域及数据

1.1 研究区域概况

鄱阳湖流域(24°28′~30°05′N,113°30′~118°30′E),南北跨度620 km,东西跨度490 km,其面积约16万km²,与中国江西省的行政区划重叠约97%.流域主要有赣江、抚河、信江、饶河、修水等五大支流.流域属于亚热带湿润季风气候区,雨量充沛、日照充足,多年平均蒸散发量约为795 mm·a⁻¹,多年平均降水量约为1664 mm·a⁻¹,年内降水主要集中在4—7月,南部降水普遍大于北部;流域多年平均气温约为17.5℃,在空间上表现为南高北低,全年气温最高的月份为7月、8月.降水时空分布不均匀,极端水文事件频发,对流域内人类生命财产、社会经济及生态环境等造成了严重的损失.

1.2 数据获取

研究所用数据包括全球气候模式输出、地面观测的降水与温度.选取20个CMIP6气候模式(表1),包括GFDL-ESM4、MPI-ESM1-2-LR、NorESM2-MM等国际主流模式,覆盖不同气候系统参数化方案.针对各模式,提取了历史实验(historical,1850—2014年)与未来情景(SSP2-4.5和SSP5-8.5,2015—2100年)数据.其中,历史数据用于模式偏差校正,并作为未来气候变化预估的参考;未来情景数据用于分析流域降水的时空变化特征,并定量评估温度变化对降水的影响.观测资料来源于中国地面气候资料日值数据集(V3.0),包括流域内26个气象站(图1a)1960—2016年的逐日降水、气温.为评估气候模式的模拟能力,研究将模式历史时期(1986—2014年)与未来SSP2-4.5情景(2015—2100年)数据做拼接,并选取1986—2016年作为气候态.

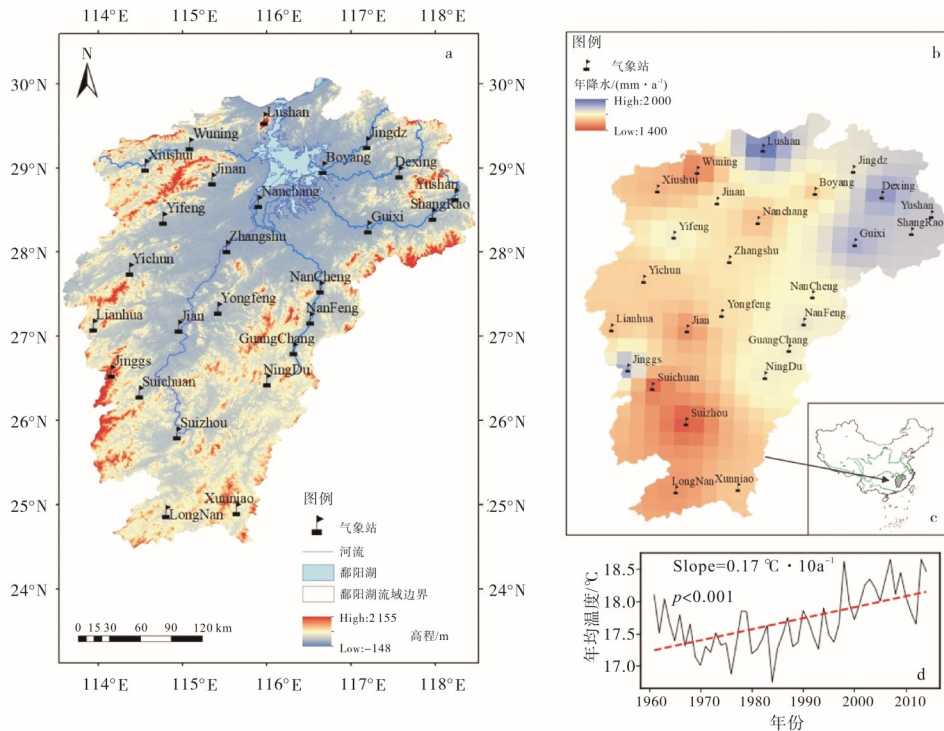
2 研究方法

2.1 全球模式数据空间降尺度

全球气候模式为未来气候预估提供了降水、气温数据,但全球气候模式分辨率较粗糙,难以直接应用于区域尺度研究,因此,需要进行空间降尺

表 1 20 个国际耦合模式比较计划第六阶段(CMIP6)的气候模式
Tab. 1 20 Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) climate models

编号	GCMs	国家	机构	网格数
1	ACCESS-CM2	澳大利亚	CSIRO-ARCCSS	144×192
2	ACCESS-ESM1-5	澳大利亚	CSIRO	145×192
3	CanESM5	加拿大	CCCma	64×128
4	CMCC-CM2-SR5	意大利	CMCC	288×192
5	EC-Earth3	英国	EC-Earth-Consortium	256×512
6	GFDL-CM4	美国	NOAA-GFDL	180×288
7	GFDL-ESM4	美国	NOAA-GFDL	180×288
8	HadGEM3-GC31-LL	英国	MOHC	192×144
9	INM-CM4-8	俄罗斯	INM	120×180
10	INM-CM5-0	俄罗斯	INM	120×180
11	IPSL-CM6A-LR	法国	IPSL	90×144
12	KACE-1-0-G	韩国	NIMS-KMA	192×144
13	MIROC6	日本	MIROC	128×256
14	MIROC-ES2L	日本	MIROC	128×64
15	MPI-ESM1-2-HR	德国	MPI-M	192×384
16	MPI-ESM1-2-LR	德国	MPI-M	96×192
17	MRI-ESM2-0	日本	MRI	160×320
18	NorESM2-LM	挪威	NCC	144×96
19	NorESM2-MM	挪威	NCC	288×192
20	UKESM1-0-LL	英国	MOHC	192×144



注:a、b、c和d分别表示鄱阳湖流域气象站点分布、年降水量空间分布、鄱阳湖流域的位置和该区域1961—2016年温度变化。其中,年降水量为1961—2016年多年平均值。

图 1 鄱阳湖流域气象站分布及降水、温度分布特征

Fig. 1 Distribution of meteorological stations and distribution characteristics of precipitation and temperature over the Poyang Lake Basin

度. 本研究采用空间插值与偏差校正相结合的方法开展空间降尺度: 首先使用双线性插值法从全球模式输出中提取 26 个气象站降水和温度, 然后采用线性缩放法^[22]对每个站点分月份做偏差校正, 如图 2 所示.

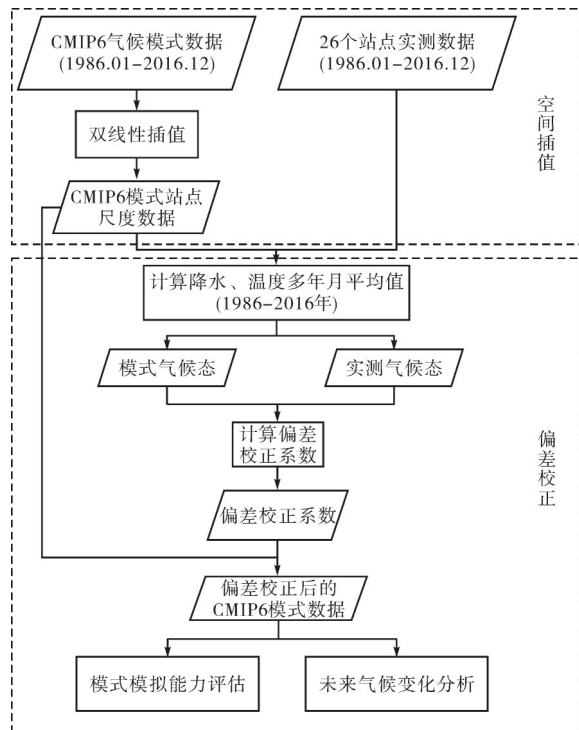


图 2 基于全球气候模式的鄱阳湖流域降水、温度的空间降尺度

Fig. 2 Downscaling of meteorological elements in the Poyang Lake watershed based on the global climate model.

关于偏差校正, 先用线性缩放法构建历史时期观测与模式之间的关系模型, 得到偏差校正系数, 再根据此关系模型及偏差校正系数修正模式数据. 其中, 降水的偏差校正系数为观测与气候模式历史时期多年 (1986—2016 年) 月平均降水的比值, 温度的偏差校正系数为观测与气候模式多年月平均气温的差值. 研究逐站点、逐月开展偏差校正. 具体计算公式如下:

$$P_{cor,d} = P_{fu,d} \times \left(\frac{P_{hisobs,ymon}}{P_{hisgcm,ymon}} \right), \quad (1)$$

$$T_{cor,d} = T_{fu,d} + (T_{hisobs,ymon} - T_{hisgcm,ymon}). \quad (2)$$

其中, $P_{cor,d}$ 、 $T_{cor,d}$ 为空间降尺度后的日降水和气温, $P_{fu,d}$ 、 $T_{fu,d}$ 为未来情景下 CMIP6 气候模式的原始日降水和气温, $P_{hisobs,ymon}$ 、 $T_{hisobs,ymon}$ 为历史时期 (1986—2016 年) 观测的多年月平均降水和气温, $P_{hisgcm,ymon}$ 、 $T_{hisgcm,ymon}$ 为历史时期 (1986—2016 年) 气候模式的多年月平均降水和气温.

研究使用 Taylor 图^[23]评估气候模式对流域降水和气温的模拟能力, 评估指标包括相关系数、标准差及中心化均方根误差.

2.2 流域常规降水指标

本研究利用降尺度方法获取了模式模拟的 1990—2100 年流域降水与温度, 涵盖历史时期 (1990—2014 年) 与未来情景 (2016—2100 年). 为了预估未来降水相对历史时期的变化, 分别计算了模式历史时期、未来情景流域的降水频率、小雨频率、大雨频率、年最大日降水等常规降水指标, 如表 2 所示.

表 2 降水指标
Tab. 2 Precipitation index

指标名称	缩写	定义	单位
降水频率	Raindays	年内日降水量大于 0 mm 的天数	d
小雨频率	Lightraindays	年内日降水量大于 0 mm 且小于等于 10 mm 的天数	d
大雨频率	Heavyraindays	年内日降水量大于 25 mm 且小于等于 50 mm 的天数	d
年最大日降水	RX1day	年内最大日降水量	mm·d ⁻¹

2.3 流域降水集中度

为了评估降水集中度变化, 研究引入基尼系数 (G)^[24] (式 3).

$$G = 1 - \frac{1}{n\bar{x}} \sum_{n=1}^{\infty} (2i - n - 1)x_i, \quad (3)$$

其中, n 表示降水统计的时间单元总数, 研究中为 365 或 366; x_i 表示统计时段内第 i 个时间单元的降水, 研究中为第 i 日的降水; \bar{x} 表示研究时段内降水量均值, 研究中为年平均日降水.

基尼系数起源于经济学, 最初用于衡量国民收入分配的均匀程度, 可定量反映变量分布的均匀性, 已被广泛应用于生态学、水文气象学及其他涉及空间或时间分布均匀度的研究中. 在降水研究中, 基尼系数能够有效刻画降水在时间上的集中程度^[25], 表征降水在时间上的不均匀特征. 基尼系数的数值在 0 到 1 之间. 其数值越大, 降水集中度越高, 降水分布越不均匀; 反之亦然.

研究利用基尼系数方法, 量化鄱阳湖流域降水的时间集中度, 以评估降水时间分布不均匀的程度. 研究逐年逐站点计算年内降水集中度, 再对每年计算 26 个站点的基尼系数平均值作为该年的降

水集中度,最后分析连续多年(1990—2100年)降水集中度的变化特征.

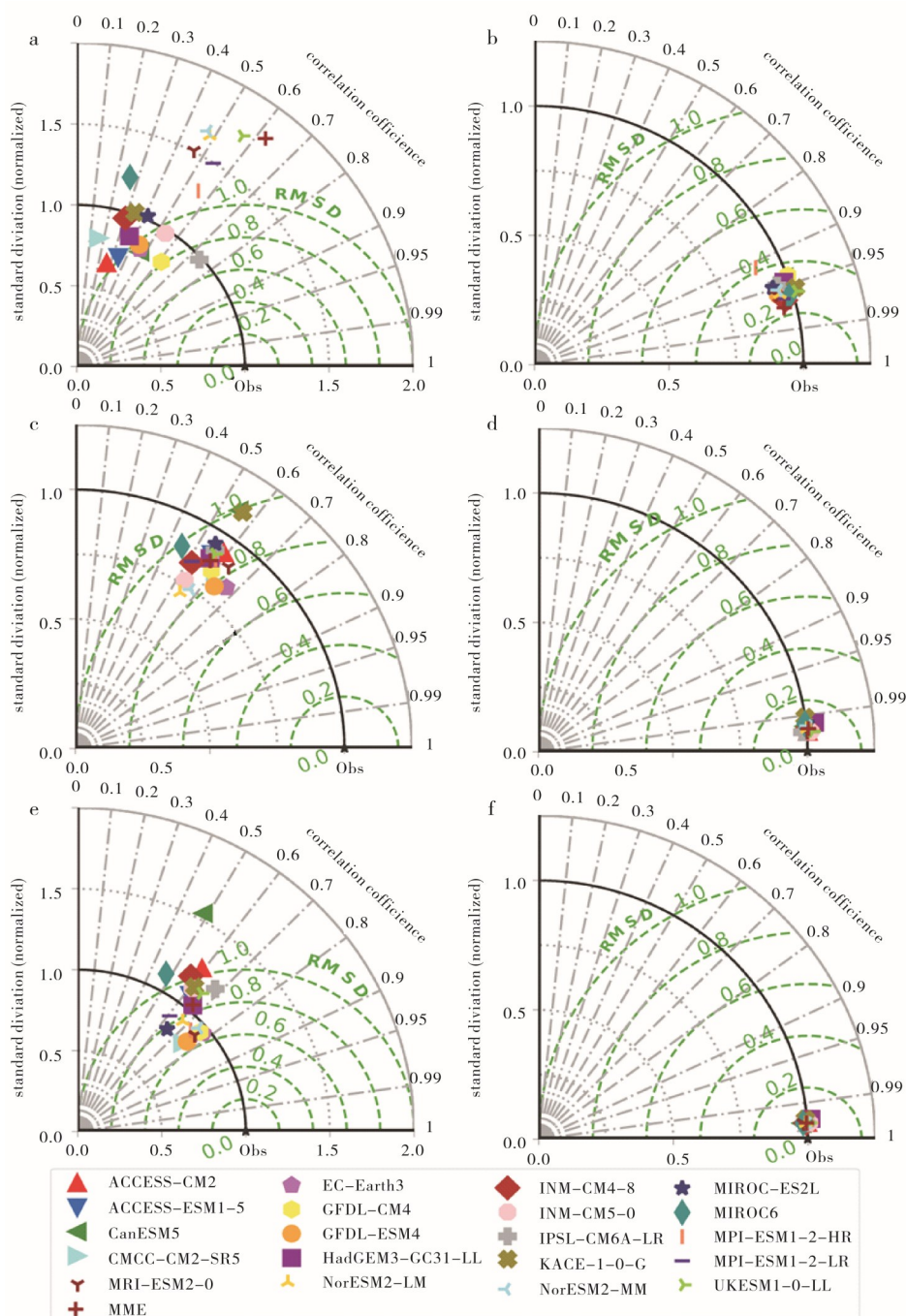
3 结果与分析

3.1 全球模式对鄱阳湖流域降水和温度模拟评估

本研究采用泰勒图,使用相关系数、标准差与中心化均方根误差综合评估气候模式对降水与气温的模拟能力.图3展示了20个CMIP6模式及其

多模式集合平均(multi-model ensemble mean, MME)在基准期对月平均降水(或气温)的模拟效果,并对比空间降尺度处理前后的结果.

在降水模拟方面,空间降尺度显著提升了CMIP6模式的模拟性能(图3a、图3b).未经降尺度处理时,各模式相关系数普遍低于0.7,标准化的标准差分布在0.6~1.75之间(图3a).经过降尺度后,多数模式的相关系数提高至0.95以上,标准化



注:a~b为20个气候模式及多模式集合平均基准期月平均降水量;c~d为日最高气温;e~f为日最低气温的泰勒图;(a,c,e)、(b,d,f)分别表示空间降尺度处理前、后的气候模式评估结果.

图3 气候模式对降水、温度的模拟评估

Fig. 3 Performance of CMIP6 models and their MME evaluated by Taylor diagrams

标准差接近1,模式间离散度明显减小,中心化均方根误差均低于0.5(图3b)。结果表明,空间降尺度有效改善了气候模式对降水空间分布的模拟能力。此外,多模式集合平均的模拟效果优于大多数单一模式,表现出较单一模式更高的相关系数和更低的中心化均方根误差。

在气温模拟方面,日最高气温与日最低气温均表现出与降水相似的规律——空间降尺度处理,显著提升了模式的模拟性能(图3c、图3d)。未经降尺度时,两气温要素的模拟值与观测值的相关系数均低于0.8,标准化标准差分布在0.75~1.2之间,模式之间的表现出明显的差异,多数模式的中心化均方根误差在0.75~1.0左右(图3c、图3e)。经降尺度后,各模式对日最高、最低气温的模拟能力均显著提高,相关系数均提升至约0.99,标准化标准差接近1,中心化均方根误差降至约0.15(图3d、图3f),表明所有模式对两种气温变量均具备良好的模拟能力。此外,多模式集合平均的模拟效果优于大多数单一模式,表现为更高的相关系数、更接近1的标准差以及更低的中心化均方根误差。

综上,空间降尺度有效改善了CMIP6模式对鄱阳湖流域降水、日最高气温和日最低气温的模拟精度,为后续气候变化预估研究提供了可靠的数据基础。

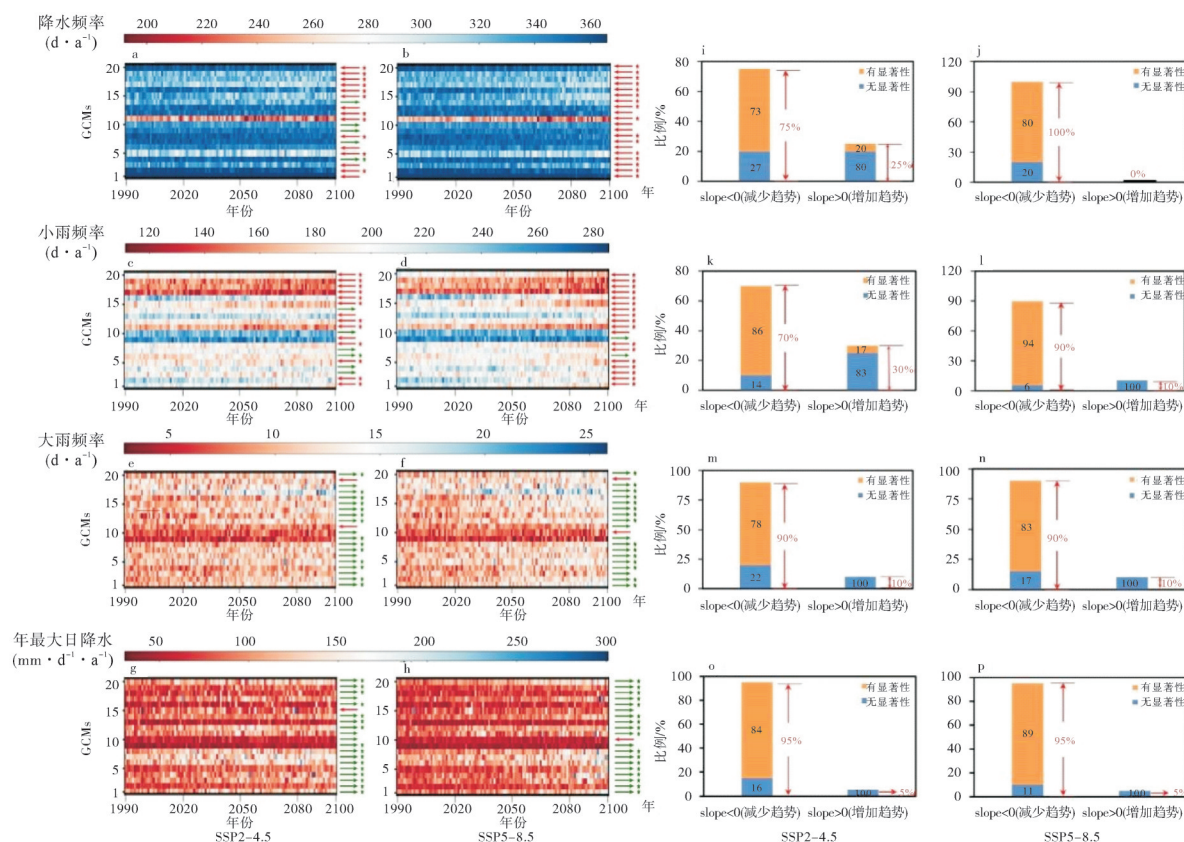
3.2 鄱阳湖流域未来降水量级与频率分析

多模式结果表明,在中等(SSP2-4.5)、高(SSP5-8.5)排放情景下,鄱阳湖流域降水呈现“量级-频率”结构失衡:年最大日降水与大雨频率显著增加,而降水频率与小雨频率趋于减少;且该分化特征在高排放情景下更为显著(图4、图5)。在SSP2-4.5情景下,20个模式中有19个(95%)模拟出年最大日降水增加,其中16个结果达到显著水平($p < 0.05$)(图4g、图4o);有18个模式(90%)模拟出大雨频率增加,其中14个结果显著(图4e、图4m)。同时,15个模式(75%)模拟出降水频率减少,其中11个显著(图4a、图4i);14个模式(70%)模拟出小雨频率减少,其中12个显著(图4c、图4r)。这里的“显著”意味着这些变化在统计学上并非偶然波动,而是具有较强的可靠性。相比之下,SSP5-8.5情景下模式间的一致性和可靠性进一步提高:模拟年最大日降水增加的模式中,有17个(占比89%)结果显著(图4h、图4p);模拟大雨频率增加的模式中,有15个(占比83%)显著(图4f、图4n)。与此同时,所有模式(100%)均模拟出降水

频率下降,其中16个显著(图4b、图4j);20个模式中有18个(90%)模拟出小雨频率下降,其中17个显著(图4d、图4l)。总体上,随着排放强度的升高,模式在降水“量级-频率”分化上的一致性与结论的统计可靠性均显著增强。这一现象的根本原因在于高排放情景下温室气体辐射强迫效应较中等排放情景更为强烈,放大了大气水循环信号,模式间的不确定性信号相对变小,这使模拟结果表现出更高的一致性与可靠性。该结论与Zhang等^[22]的研究一致。其符合“变暖背景下大气水循环加速导致降水两极分化”的气候学规律,为流域未来气候风险评估提供了有力的科学基础。

降水概率分布结果也表现出同样的特征(图5)。年最大日降水与大雨频率的概率密度曲线右移且右尾延伸显著,极端强降水事件(如日降水大于100 mm)的发生概率增加(图5m~图5n、图5o~图5p),其中SSP5-8.5(图5n、图5p)右尾概率增幅明显高于SSP2-4.5(图5m、图5o);降水频率与小雨频率曲线左移,左尾延伸突出,极端少雨事件(如连续15天无有效降水)概率降低(图5i~图5j、图5o~图5p),SSP5-8.5(图5j、图5l)左尾概率减幅明显大于低排放情景(图5i、图5k)。概率分布变化本质上体现了“变暖提升大气持水能力”的效应:依据克劳修斯-克拉佩龙方程,气温每升高1℃,大气持水能力约增加7%,水汽更易集中形成强降水,弱降水因“水汽竞争劣势”被抑制,从而导致降水分布两极分化。

为降低单一模式预估的不确定性,研究计算了多模式集合平均(MME)结果,以表征流域降水量级-频率的整体变化(图5a~图5h)。对比基准期(1990—2014年)与未来期(2075—2099年)的年平均值,在SSP2-4.5情景下,年最大日降水由 $78.54 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 增至 $90.70 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$,增幅15.48%,变化率 $1.40 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1} \cdot (10\text{a})^{-1}$,大雨频率由 $9.86 \text{ d} \cdot \text{a}^{-1}$ 增至 $11.31 \text{ d} \cdot \text{a}^{-1}$,增幅14.71%,变化率 $0.18 \text{ d} \cdot (10\text{a})^{-1}$;与此同时,降水频率与小雨频率分别由 $339.06 \text{ d} \cdot \text{a}^{-1}$ 和 $204.10 \text{ d} \cdot \text{a}^{-1}$ 减少至 $335.30 \text{ d} \cdot \text{a}^{-1}$ 和 $196.41 \text{ d} \cdot \text{a}^{-1}$,降幅1.11%和3.77%,变化率分别为 -0.47 与 $-0.94 \text{ d} \cdot (10\text{a})^{-1}$ 。在SSP5-8.5情景下,这一分化趋势显著增强:年最大日降水与大雨频率的增幅分别达到31.79%与21.30%,而降水频率与小雨频率的降幅则扩大至2.68%与7.79%,对应变化率的绝对值约为SSP2-4.5情景的两倍以上。总体而言,相较于低排放情景,高排



注:a~h分别展示了两种情景下,20个气候模式极端降水的时间变化,横轴表示时间,纵轴表示20个气候模式,颜色表示极端降水;绿色(或红色)箭头表示降水呈现出增加(或减少)趋势,星号表示具有显著性 $p < 0.1$;i~p统计了两种情景下,20个气候模式极端降水的线性趋势。

图4 SSP2-4.5、SSP5-8.5情景下,1990—2100年不同气候模式年降水频率、小雨频率、大雨频率、年最大日降水随时间变化的统计结果

Fig. 4 The statistical results of the annual precipitation frequency, light rain frequency, heavy rain frequency, and annual maximum daily precipitation over time in different climate models during 1990—2100 under the SSP2-4.5 and SSP5-8.5 scenarios

放情景不仅显著放大了强降水的增加幅度,同时也加剧了弱降水的减少,形成“强增—弱减”的双向放大效应,导致降水年内分布更加不均匀,加剧未来流域旱涝风险。

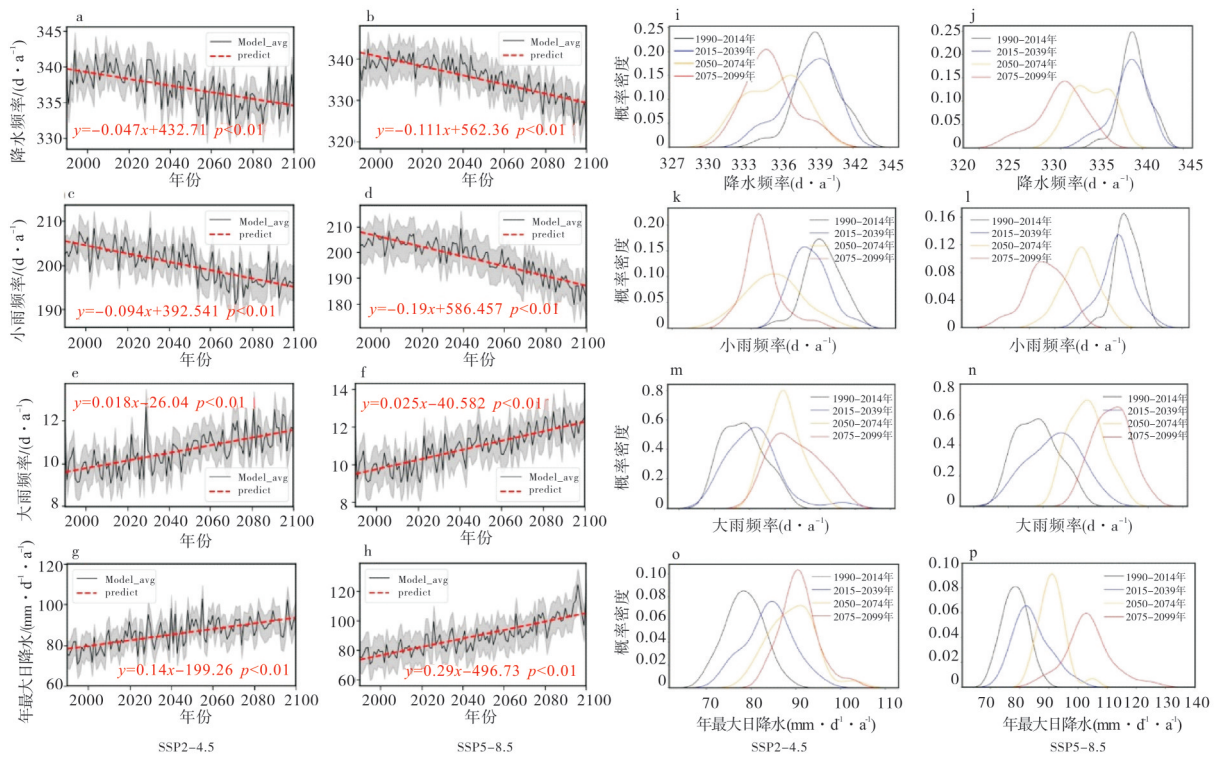
3.3 鄱阳湖流域未来降水集中度分析

为定量评估未来降水年内分配的不均匀性,研究计算了未来两种情景下流域年内降水集中度,并将其与历史时期作比较。图6展示了SSP2-45、SSP5-85情景下,1990—2100年流域年内降水集中度随时间的变化。

对比多个单一模式的模拟结果发现,未来鄱阳湖流域降水年内集中度呈现“整体普遍增加,高排放情景下增幅更为显著”的特征(图6)。在SSP2-4.5情景下,20个模式中有13个(占65%)模拟出降水集中度增加趋势,其中9个表现出统计显著性(图6c),这表明在该情景下流域降水集中化趋势的预估具

有较高可靠性。相比之下,SSP5-8.5情景下降水集中度增加的模式数量增至16个(占80%),其中14个通过显著性检验(图6d),显著增加模式数量较SSP2-4.5情景更多(图6c、图6d)。高排放情景下降水增幅更为显著,其原因在于:高排放情景下温室气体强迫较弱排放情景更强烈,加速了大气水循环(水汽蒸发增强、大气持水能力提升),使强降水事件更易发生且强度叠加;与此同时,小雨事件因水汽优先供给强降水过程而减少,最终导致降水集中度增加。

整合两种情景的模式结果(共40个模式)发现,鄱阳湖流域降水集中度变化具有极高的一致性:40个模式中有37个(占93%)模拟出集中度增加趋势,其中23个(占58%)通过显著性检验($p < 0.05$,图6a~图6d)。这一高度一致性结果排除了个别模式参数化偏差或边界条件设置差异对



注: a~h 展示了两种情景下, 多模式集合平均降水随时间变化的线性趋势, 阴影部分表示一个方差范围内的置信区间; i~p 展示了两种情景下, 基准期、未来三个时期极端降水的概率密度分布. 未来三个时期分别为: 2015—2039 年; 2050—2074 年; 2075—2099 年.

图 5 SSP2-4.5、SSP5-8.5 情景下, 1990—2100 年多模式集合平均极端降水的时间变化及其概率密度分布

Fig. 5 Temporal variation and probability density distribution of the extreme precipitation in the model ensemble during 1990—2100 under the SSP2-4.5 and SSP5-8.5 scenarios

结论的干扰, 表明“降水集中度增加”是未来流域气候演变的主导特征, 而非偶然模拟结果.

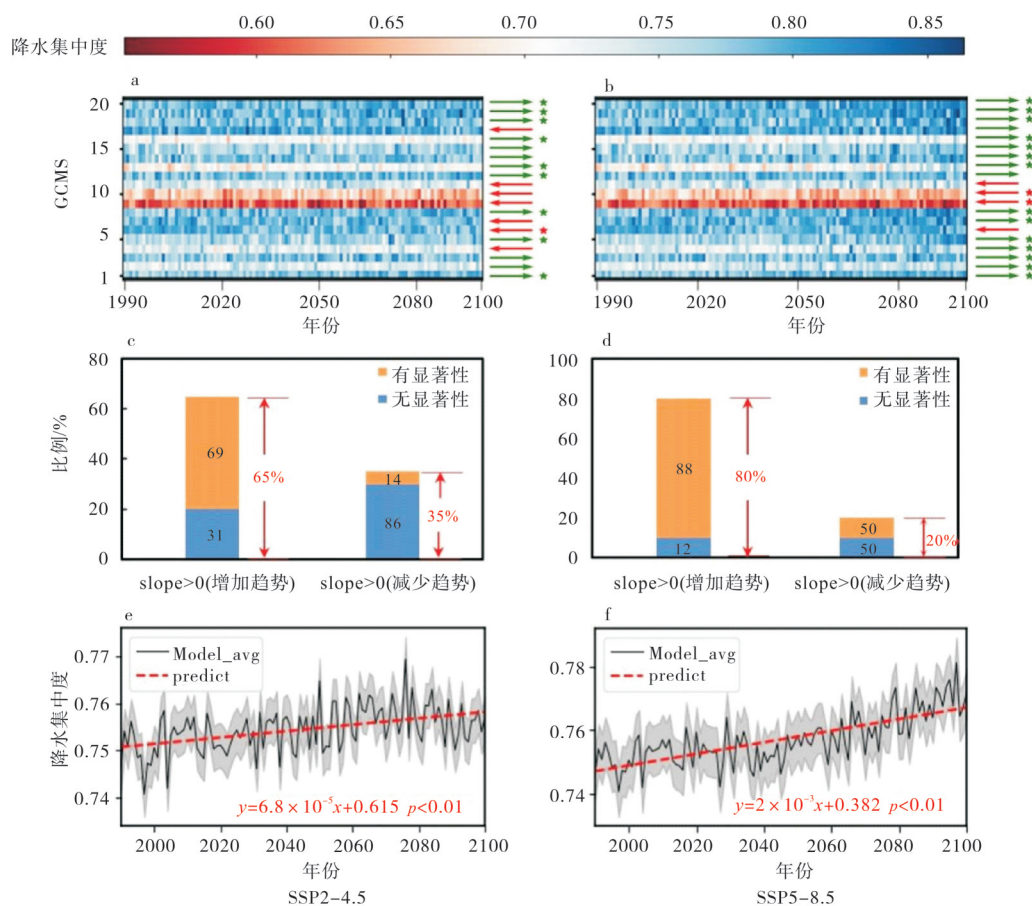
为降低单一模式预估的不确定性, 研究计算了模式集合平均 (MME) 结果, 以表征流域降水集中度的整体变化 (图 6e~图 6f). 与大部分单一模式结果一致, 集合平均结果显示, 两种情景下降水集中度均呈显著增加趋势 ($p < 0.01$). 具体而言, SSP2-4.5 情景下集中度变化率为 $6.8 \times 10^{-4} \cdot 10a^{-1}$, 即每 10 年基尼系数平均增加 6.8×10^{-4} , 相较于 1985—2014 年基准期 ($G=0.32$), 21 世纪末基尼系数将增至约 0.34 (图 6e); SSP5-8.5 情景下变化率为 $0.02 \cdot 10a^{-1}$, 即每 10 年基尼系数平均增加 0.02, 21 世纪末基尼系数将增至约 0.40 (图 6f), 其增幅约为前者的 29 倍.

3.4 鄱阳湖流域降水变化对温度的响应

气候变暖是降水变化的一个重要因素^[26-32]. 在全球变暖背景下, 陆面蒸发速率增强, 空气饱和水汽压增大^[27], 使得季风区水汽通量加强且可降水量显著增加^[28]. 这将进一步导致: 未来气候变暖背景下, 位于东亚季风区的鄱阳湖流域降水总量增加,

极端降水强度、频率增加; 另一方面, 温度上升会抑制大气中水汽凝结的过程, 导致小雨、无雨频率降低, 大雨、暴雨事件概率增加^[29].

为了定量分析降水对温度变化的响应, 图 7 构建了降水指数与温度变化的线性关系, 包括降水频率 (raindays)、小雨频率 (lightrain)、大雨频率 (heavyrain)、年最大日降水量 (RX1day) 和降水集中度 (Gini index) 等 5 个常规降水指标. 结果显示, 降水指数变化与气候变暖之间存在极显著的相关性, 其中 4 个指数在统计上达到 $p < 0.05$ 水平, 1 个达到 $p < 0.1$ 水平. 具体而言, 随着温度升高, 降水频率和小雨频率分别以 $-1.51 \text{ d} \cdot \text{K}^{-1}$ ($-0.47\% \cdot \text{K}^{-1}$) 和 $-3.46 \text{ d} \cdot \text{K}^{-1}$ ($-1.71\% \cdot \text{K}^{-1}$) 的速率显著下降, 而大雨频率和年最大日降水则以 $0.28 \text{ d} \cdot \text{K}^{-1}$ ($2.73\% \cdot \text{K}^{-1}$) 和 $6.99 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1} \cdot \text{a}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ ($7.75\% \cdot \text{K}^{-1}$) 的速率显著上升. 同时, 降水集中度 (以基尼系数衡量) 随温度升高呈显著增加趋势, 变化率为 $0.003 \cdot \text{K}^{-1}$ ($0.39\% \cdot \text{K}^{-1}$), 表明流域降水的时空分布将更加不均匀, 强降水事件更集中出现.



注: a~b 展示了两种情景下, 20 个气候模式的降水集中度随时间的变化, 横轴表示时间, 纵轴表示 20 个气候模式, 颜色表示降水集中度. 绿色 (或红色) 箭头表示降水集中度呈现出增加 (或减少) 趋势, 星号表示具有显著性 ($p < 0.1$); c~d 两种情景下, 20 个气候模式中降水集中度变化趋势; e~f 两种情景下, 模式集合降水集中度随时间的变化趋势, 阴影部分表示一个方差范围内的置信区间.

图 6 SSP2-4.5 (a, c, e)、SSP5-8.5 (b, d, f) 情景下, 1990—2100 年鄱阳湖流域降水集中度的时间变化

Fig. 6 Temporal variation of the precipitation concentration in the Poyang Lake Basin during 1990—2100 under the SSP2-4.5 (a, c, e) and SSP5-8.5 scenarios (b, d, f)

4 结论

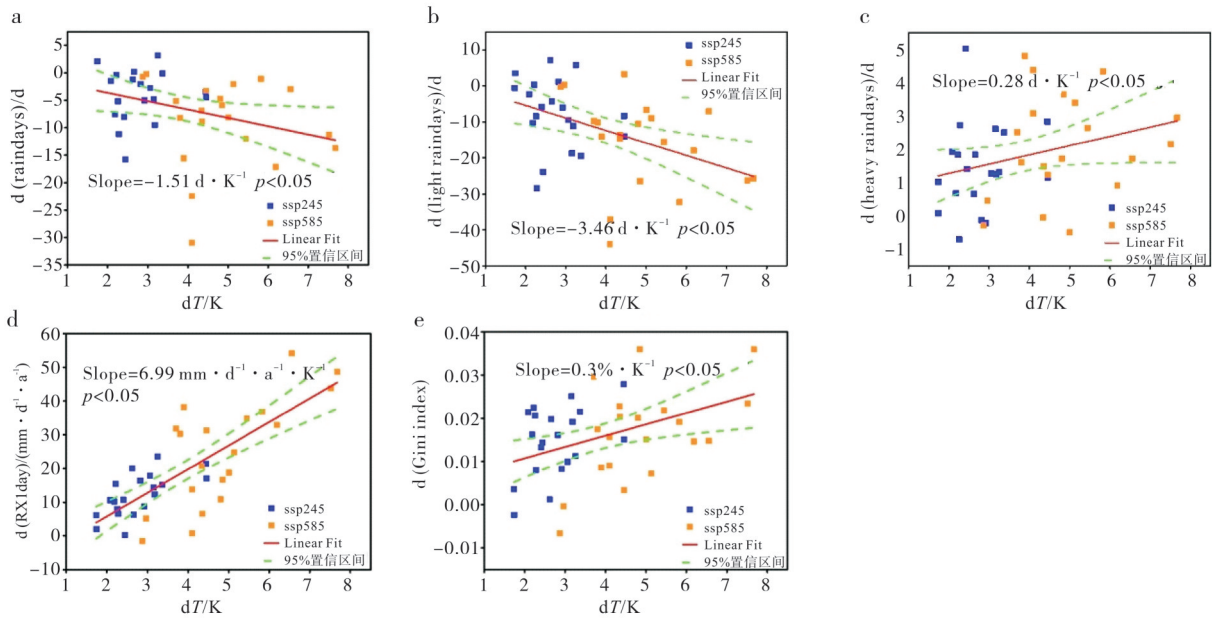
本文基于 20 个 CMIP6 气候模式数据, 将降水与温度降尺度至鄱阳湖流域尺度, 并引入“降水集中度”指标, 结合常规降水指标, 对未来不同共享社会经济路径 (SSPs) 情景下流域降水分布特征进行了系统评估, 主要结论如下.

1) 在中等 (SSP2-4.5)、高排放 (SSP5-8.5) 情景下, 鄱阳湖流域降水呈现系统性“量级-频率”结构失衡: 年最大日降水与大雨频率显著增加, 而降水频率与小雨频率呈下降趋势, 高排放情景下这种分化更为突出. 这表明未来降水在年内分布有更加不均匀的特征. 在 SSP2-4.5 情景下, 年最大日降水和大雨频率较基准期的变化率分别为 $1.40 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1} \cdot (10 \text{ a})^{-1}$ 和 $0.18 \text{ d} \cdot (10 \text{ a})^{-1}$, 增幅分别为 15.48% 和 14.71%; 与此同时, 降水频率和小

雨频率较基准期的变化率分别为 $-0.47 \text{ d} \cdot (10 \text{ a})^{-1}$ 与 $-0.94 \text{ d} \cdot (10 \text{ a})^{-1}$, 降幅分别为 1.11% 和 3.77%. 在 SSP5-8.5 情景下, 这一分化趋势显著增强, 年最大日降水与大雨频率的增幅分别达到 31.79% 与 21.30%, 而降水频率与小雨频率的降幅则扩大至 2.68% 与 7.79%, 对应变化率的绝对值约为 SSP2-4.5 情景的两倍以上.

2) 降水年内集中度结果进一步证实未来降水“量级-频率”结构失衡: 未来鄱阳湖流域降水年内集中度呈现“整体普遍增加, 且高排放情景下增幅更为显著”的特征. SSP2-4.5 情景下集中度变化率为 $6.8 \times 10^{-4} \text{ d} \cdot (10 \text{ a})^{-1}$, SSP5-8.5 情景下变化率为 $0.02 \text{ d} \cdot (10 \text{ a})^{-1}$, 后者增幅约为前者的 29 倍.

3) 气候变暖是降水变化的一个重要因素. 降水对温度变化的响应表明, 气候变暖可以显著解释降水的变化 ($p < 0.1$), 降水频率、小雨频率、大雨频



注:变化量为远未来期(2075—2099年)降水指数(或温度)与基准期(1990—2014年)的差值;降水指数包括降水频率(raindays,a)、小雨频率(lightrain,b)、大雨频率(heavyrain,c)、年最大日降水量(RX1day,d)及降水集中度(用基尼系数表示,Gini index,e)。散点表示单一气候模式,绿色虚线表示回归直线的95%置信区间, p 值表示显著性水平, $p < 0.05$ 或 $p < 0.1$ 表示通过了95%或90%信度水平的显著性检验。

图7 降水指数变化与温度变化的线性关系

Fig. 7 The linear relationship between the change of precipitation index and temperature represents the significance level

率、年最大日降水及降水集中度对温度升高的响应分别为 $-0.47\% \cdot K^{-1}$ 、 $-1.71\% \cdot K^{-1}$ 、 $2.73\% \cdot K^{-1}$ 、 $7.75\% \cdot K^{-1}$ 和 $0.39\% \cdot K^{-1}$ 。本研究结果可为流域水资源管理规划及防洪抗旱等工作提供理论依据。

研究表明,鄱阳湖流域未来将面临持续增强的洪涝与干旱风险。在气候变暖、旱涝灾害加剧的背景下,流域降水预估结果可为流域水资源优化配置、防洪工程体系布局优化及抗旱减灾策略制定提供科学支撑,对提升流域气候适应性管理能力具有重要意义。

参考文献:

- [1] 闵骞, 芦应根, 郭玉银. 近12年江西省雨水情特征与防汛抗旱形势分析[J]. 中国防汛抗旱, 2008, 18(1): 41-46;54. MIN Q, LU Y G, GUO Y Y. Analysis on the characteristics of rain situation and flood control and drought relief situation in Jiangxi Province in recent 12 years [J]. China Flood and Drought Management, 2008, 18(1): 41-46;54. (Ch).
- [2] 闵岫, 严蜜, 刘健. 鄱阳湖流域干旱气候特征研究[J]. 湖泊科学, 2013, 25(1): 65-72. MIN S, YAN M, LIU J. Climatic characteristics of the drought in Lake Poyang catchment [J]. Journal of Lake Sciences, 2013, 25(1): 65-72. (Ch).
- [3] 游中琼, 汪新宇. 浅析鄱阳湖湖口建闸控制后的防洪作用与影响[J]. 人民长江, 2006, 37(9): 35-37.

- YOU Z Q, WANG X Y. Preliminary analysis of flood control role and impact after sluice built at the Poyang lake exit [J]. Yangtze River, 2006, 37(9): 35-37. (Ch).
- [4] 刘元波. 鄱阳湖流域气候水文过程及水环境效应[M]. 北京: 科学出版社, 2012. LIU Y B. Climatic, hydrologic and environmental change in Poyang Lake Basin [M]. Beijing: Science Press, 2012. (Ch).
- [5] XU Y, XU C H. Preliminary assessment of simulations of climate changes over China by CMIP5 multi-models [J]. Atmospheric and Oceanic Science Letters, 2012, 5(6): 489-494.
- [6] 陈晓晨, 徐影, 许崇海, 等. 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, 2014, 10(3): 217-225. CHEN X C, XU Y, XU C H, et al. Assessment of precipitation simulations in China by CMIP5 multi-models [J]. Progressus Inquisitiones de Mutatione Climatis, 2014, 10(3): 217-225. (Ch).
- [7] SU F G, DUAN X L, CHEN D L, et al. Evaluation of the global climate models in the CMIP5 over the Qinghai-Xizang Plateau [J]. Journal of Climate, 2013, 26(10): 3187-3208.
- [8] 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. ZHOU T J, ZOU L W, CHEN X L. Commentary on the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) [J]. Climate Change Research, 2019, 15(5): 445-456.

- (Ch).
- [9] 初祁, 徐宗学, 刘文丰, 等. 24 个 CMIP5 模式对长江流域模拟能力评估[J]. 长江流域资源与环境, 2015, 24(1): 81-89.
CHU Q, XU Z X, LIU W F, et al. Assessment on 24 global climate models in the CMIP5 over the Yangtze River [J]. Resources and Environment in the Yangtze Basin, 2015, 24(1): 81-89. (Ch).
- [10] O'NEILL B C, TEBALDI C, VAN VUUREN D P, et al. The scenario model intercomparison project (ScenarioMIP) for CMIP6 [J]. Geoscientific Model Development, 2016, 9(9): 3461-3482.
- [11] LIN W Q, CHEN H P. Assessment of model performance of precipitation extremes over the mid-high latitude areas of Northern Hemisphere: from CMIP5 to CMIP6 [J]. Atmospheric and Oceanic Science Letters, 2020, 13(6): 598-603.
- [12] 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.
WANG Y, LI H X, WANG H J, et al. Evaluation of CMIP6 model simulations of extreme precipitation in China and comparison with CMIP5 [J]. Acta Meteorologica Sinica, 2021, 79(3): 369-386. (Ch).
- [13] 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.
- [14] LUN Y R, LIU L, CHENG L, et al. Assessment of GCMs simulation performance for precipitation and temperature from CMIP5 to CMIP6 over the Qinghai-Xizang Plateau [J]. International Journal of Climatology, 2021, 41(7): 3994-4018.
- [15] CHEN H P, SUN J Q, LIN W Q, et al. Comparison of CMIP6 and CMIP5 models in simulating climate extremes [J]. Science Bulletin, 2020, 65(17): 1415-1418.
- [16] 郭华, 姜彤, 王国杰, 等. 1961—2003 年间鄱阳湖流域气候变化趋势及突变分析[J]. 湖泊科学, 2006, 18(5): 443-451.
GUO H, JIANG T, WANG G J, et al. Observed trends and jumps of climate change over Lake Poyang Basin, China: 1961-2003 [J]. Journal of Lake Sciences, 2006, 18(5): 443-451. (Ch).
- [17] 霍雨, 王腊春, 陈晓玲, 等. 1950s 以来鄱阳湖流域降水变化趋势及其持续性特征[J]. 湖泊科学, 2011, 23(3): 454-462.
HUO Y, WANG L C, CHEN X L, et al. Long-term trend and persistence of precipitation over Lake Poyang Basin since 1950s [J]. Journal of Lake Sciences, 2011, 23(3): 454-462. (Ch).
- [18] 高冰, 任依清. 鄱阳湖流域 1961—2010 年极端降水变化分析[J]. 水利水电科技进展, 2016, 36(1): 31-35.
GAO B, REN Y Q. Changes of extreme precipitation events in Poyang Lake Basin from 1961 to 2010 [J]. Advances in Science and Technology of Water Resources, 2016, 36(1): 31-35. (Ch).
- [19] 占明锦, 殷剑敏, 孔萍, 等. 典型浓度路径(RCP)情景下未来 50 年鄱阳湖流域气候变化预估[J]. 科学技术与工程, 2013, 13(34): 10107-10115.
ZHAN M J, YIN J M, KONG P, et al. Prediction on the possible climate change of Poyang Lake Basin in the future 50 years, under RCP scenario [J]. Science Technology and Engineering, 2013, 13(34): 10107-10115. (Ch).
- [20] 李克诚, 陆建忠, 张可睿, 等. 基于改进 U-Net 的 CMIP5 全球气候模式降尺度方法及其在鄱阳湖流域的应用[J]. 湖泊科学, 2022, 34(1): 320-333.
LI K C, LU J Z, ZHANG K R, et al. Spatial downscaling method and application of CMIP5 global climate models based on improved U-Net in Lake Poyang Basin [J]. Journal of Lake Sciences, 2022, 34(1): 320-333. (Ch).
- [21] 李慧, 周顺武, 陆尔, 等. 1961—2010 年中国华南地区夏季降水结构变化分析[J]. 气候变化研究进展, 2018, 14(3): 247-256.
LI H, ZHOU S W, LU E, et al. Changes in the structure of summertime precipitation in south China during 1961-2010 [J]. Climate Change Research, 2018, 14(3): 247-256. (Ch).
- [22] ZHANG L, CHEN X L, LU J Z, et al. Precipitation projections using a spatiotemporally distributed method: a case study in the Poyang Lake watershed based on the MRI-CGCM3 [J]. Hydrology and Earth System Sciences, 2019, 23(3): 1649-1666.
- [23] TAYLOR K E. Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram [J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2001, 106(D7): 7183-7192.
- [24] 李如忠, 舒琨. 1526 基于基尼系数的水污染负荷分配模糊优化决策模型[J]. 环境科学学报, 2010, 30(7): 1518-1526.
LI R Z, SHU K. Fuzzy optimization model for waste load allocations based on the Gini coefficient [J]. Acta Scientiae Circumstantiae, 2010, 30(7): 1518-1526. (Ch).
- [25] 刘向培, 佟晓辉, 贾庆宇, 等. 1960—2017 年中国降水集中度特征分析[J]. 水科学进展, 2021, 32(1): 10-19.
LIU X P, TONG X H, JIA Q Y, et al. Precipitation concentration characteristics in China during 1960-2017 [J]. Advances in Water Science, 2021, 32(1): 10-19. (Ch).
- [26] 翟盘茂, 廖圳, 陈阳, 等. 气候变暖背景下降水持续性与相态变化的研究综述[J]. 气象学报, 2017, 75(4): 527-538.
ZHAI P M, LIAO Z, CHEN Y, et al. A review on changes in precipitation persistence and phase under the background of global warming [J]. Acta Meteorologica Sinica, 2017, 75(4): 527-538. (Ch).
- [27] TRENBERTH K E, FASULLO J, SMITH L. Trends and variability in column-integrated atmospheric water vapor [J]. Climate Dynamics, 2005, 24(7): 741-758.

- [28] 孙颖, 丁一汇. 未来百年东亚夏季降水和季风预测的研究 [J]. 中国科学(D辑: 地球科学), 2009, 39(11): 1487-1504.
SUN Y, DING Y H. Study on the forecast of summer precipitation and monsoon in east Asia in the next hundred years [J]. Science in China (Series D (Earth Sciences)), 2009, 39(11): 1487-1504. (Ch).
- [29] QIAN W H, FU J L, YAN Z W. Decrease of light rain events in summer associated with a warming environment in China during 1961-2005 [J/OL]. Geophysical Research Letters, 2007, 34 (11) [2026-02-07]. <https://doi.org/10.1029/2007GL029631>Digital Object Identifier.
- [30] ZHOU T J, YU R C, LI H M, et al. Ocean forcing to changes in global monsoon precipitation over the recent half-century [J]. Journal of Climate, 2008, 21(15): 3833-3852.
- [31] DING Y H, WANG Z Y, SUN Y. Inter-decadal variation of the summer precipitation in East China and its association with decreasing Asian summer monsoon. Part I: Observed evidences [J]. International Journal of Climatology, 2008, 28 (9): 1139-1161.
- [32] ZHANG Y, YOU Q, YE L, et al. Spatio-temporal characteristics and possible mechanisms of rainy season precipitation in Poyang Lake Basin, China [J]. Climate Research, 2017, 72(2): 129-140.

Precipitation concentration projection over the Poyang Lake Basin based on downscaled CMIP6 ensemble

ZHANG Ling^{1,2}, XU Mengshi³, XIAO Nannan¹, LUO Wenqi¹, WANG Dandan^{1,2}, WU Jingru⁴, LIANG Dong⁵, LU Jianzhong⁶, CHEN Xiaoling⁶, TU Zhenfa⁷

(1. College of Urban and Environmental Sciences, Hubei Normal University, Huangshi 435002, Hubei, China;

2. Huangshi Key Laboratory of Prevention and Control of Soil Pollution, Huangshi 435000, Hubei, China;

3. School of Environmental Studies, China University of Geosciences (Wuhan), Wuhan 430074, China;

4. Wuhan Business University, Wuhan 430056, China;

5. Chongqing Key Laboratory of Computational Intelligence, Chongqing University of Posts and Tele-communications, Chongqing 400065, China;

6. State Key Laboratory of Information Engineering in Surveying, Mapping and Remote Sensing, Wuhan University, Wuhan 430079, China;

7. College of Urban and Environmental Science, Central China Normal University, Wuhan 430079, China)

Abstract: We projected the variation of precipitation in the Poyang Lake watershed using methods of spatial interpolation and bias correction with data from 20 CMIP6 models under SSP2-4.5 and SSP5-8.5 scenarios. The results showed that, under both scenarios, heavy rain frequency and annual maximum daily precipitation show a significant increasing trend, and the annual total and light rain frequency decreased significantly, which indicated that the temporal distribution of precipitation in the basin will be more concentrated in the future. By quantitatively analyzing the change of precipitation time concentration using Gini coefficient method, which further showed that the precipitation concentration increased significantly under the background of climate warming, and the increase was even greater under the high emission scenario. Analysis of the precipitation response to temperature change found that climate warming can significantly explain the change of precipitation ($p < 0.1$) by $-0.47\% \cdot K^{-1}$, $-1.71\% \cdot K^{-1}$, $2.73\% \cdot K^{-1}$, $7.75\% \cdot K^{-1}$, and $0.39\% \cdot K^{-1}$ for annual precipitation frequency, light rain frequency, heavy rain frequency, annual maximum daily precipitation and precipitation concentration, respectively. The research results can provide a theoretical basis for water resources management planning and flood/drought control in the basin.

Key words: CMIP6; precipitation concentration projection; Poyang Lake Watershed; bias correction