

基于ERA5-Land数据的全球极端降水时空特征

侯志燧¹, 尤彬霁¹, 梁康锐¹, 李昊阳¹, 朝一卓¹, 刘刚^{1,2}

(1. 西北农林科技大学水土保持科学与工程学院(水土保持研究所), 水土保持与荒漠化整治全国重点实验室, 陕西 杨凌 712100; 2. 中国科学院水利部水土保持研究所, 陕西 杨凌 712100)

摘要: [目的] 分析全球极端降水的时空演变特征, 阐明其与年总降水之间的区域差异规律。[方法] 基于ERA5-Land小时尺度降水数据, 在参考期(1991—2020年)内采用百分位法确定每个网格点的日降水量第95和第99百分位阈值(R95和R99), 并计算1991—2024年PRCPTOT(年内总降水量)、极端降水指标R95p(超过R95阈值的年降水量)和R99p(超过R99阈值的年降水量)。结合IPCC AR6气候分区, 利用线性趋势分析、Mann-Kendall检验、Sen's slope估计及Pettitt突变检验, 系统分析全球极端降水的空间格局、长期变化趋势及突变特征。[结果] 1) 全球极端降水呈现显著的气候带依赖性和空间非均匀性, 高值主要集中在热带气候区及地形迎风坡区域; 其中, R95p的空间分布总体上与PRCPTOT一致, 而R99p表现出更强的局地集中性。2) 从线性趋势特征来看, 大陆性与极地气候区年总降水与极端降水以上升趋势为主, 干旱与半干旱气候区以下降趋势为主; 热带气候区多数区域在年总降水变化不显著甚至略有下降的情况下, 极端降水仍呈上升趋势; 温带气候区变化最为复杂, 呈上升、下降与相对稳定并存的分异特征。趋势显著性检验表明, 热带地区尤其是赤道附近极端降水增强最为突出。3) Pettitt突变检验结果显示, 相较于年总降水, 极端降水在更多气候分区中检测到显著突变, 且突变幅度整体更明显。PRCPTOT在突变前后总体呈下降趋势, 而R95p和R99p均表现出增强趋势, 其中R99p的突变幅度更大。[结论] 极端降水较年总降水更敏感地反映气候变暖背景下水文循环的结构性变化, 其区域响应差异显著。部分区域极端降水的增强趋势已难以通过年总降水变化有效体现, 表明未来气候风险评估与水文过程研究需更加关注极端降水变化。

关键词: 气候学; 极端降水; 趋势分析; ERA5-Land; 时空特征

中图分类号: P426.6

文献标识码: A

文章编号: 1009-2242(2026)05-0183-12

Spatiotemporal Characteristics of Global Extreme Precipitation Based on ERA5-Land Data

Hou Zhiyi¹, You Binji¹, Liang Kangrui¹, Li Haoyang¹, Chao Yizhuo¹, Liu Gang^{1,2}

(1. College of Soil and Water Conservation Science and Engineering (Institute of Soil and Water Conservation), State Key Laboratory of Soil and Water Conservation and Desertification Control, Northwest A&F University, Yangling, Shaanxi 712100, China; 2. Institute of Soil and Water Conservation, Chinese Academy of Sciences and Ministry of Water Resources, Yangling, Shaanxi 712100, China)

Abstract: [Objective] This study aims to analyze the spatiotemporal evolution characteristics of global extreme precipitation and clarify its regional differences relative to annual total precipitation. [Methods] Based on hourly precipitation data from ERA5-Land for 1991—2024, the 95th and 99th percentiles of daily precipitation during the reference period (1991—2020) were calculated for each grid point as R95 and R99 thresholds. Annual total precipitation (PRCPTOT) and extreme precipitation indices R95p (annual precipitation exceeding the R95 threshold) and R99p (annual precipitation exceeding the R99 threshold) were then computed. Combined with the

收稿日期: 2026-01-30

修回日期: 2026-03-03

录用日期: 2026-03-10

网络首发日期(www.cnki.net): 2026-06-22

资助项目: 国家自然科学基金面上项目(42277344); 陕西省杰出青年科学基金项目(2024JC-JCQN-39); 陕西省重点研发计划项目(2025GH-YBXM-062)

第一作者: 侯志燧(2001—), 男, 硕士研究生, 主要从事极端降水特征研究。E-mail: 18795033511@163.com

通信作者: 刘刚(1982—), 男, 博士, 研究员, 博士生导师, 主要从事土壤侵蚀与水土保持研究。E-mail: gliu@foxmail.com

http://stbxb.alljournal.com.cn

IPCC AR6 climate classification, linear trend analysis, Mann-Kendall test, Sen's slope estimator, and Pettitt change-point test were applied to systematically analyze the spatial patterns, long-term trends, and abrupt changes of global extreme precipitation. **[Results]** 1) Global extreme precipitation exhibits pronounced climate-zone dependence and strong spatial heterogeneity, with high values mainly concentrated in tropical climate zones and windward slopes of mountainous terrain. The spatial distribution of R95p generally corresponds to PRCPTOT, whereas R99p shows stronger local concentration. 2) Linear trend analysis indicates that in continental and polar climate regions, both total and extreme precipitation show mainly increasing trends, while in arid and semi-arid regions, decreasing trends dominate. In most tropical regions, extreme precipitation increases significantly even when total annual precipitation trends are insignificant or slightly declining. Temperate regions show complex patterns with increasing, decreasing, and relatively stable trends coexisting. Trend significance tests reveal that the enhancement of extreme precipitation is particularly pronounced near the equator. 3) Pettitt change-point analysis shows that extreme precipitation exhibits significant abrupt changes in more climate regions than total precipitation, with generally larger magnitudes. PRCPTOT shows an overall decline before and after the change points, while R95p and R99p both show increases, with R99p exhibiting the largest magnitude of change. **[Conclusion]** Extreme precipitation is more sensitive than annual total precipitation in reflecting structural changes of the hydrological cycle under global warming, with significant regional variations. In some regions, the increasing trends of extreme precipitation are not effectively reflected by total precipitation changes, highlighting the need for future climate risk assessments and hydrological studies to focus more on extreme precipitation variations.

Keywords: climatology; extreme precipitation; trend analysis; ERA5-Land; spatiotemporal characteristics

Received: 2026-01-30

Revised: 2026-03-03

Accepted: 2026-03-10

Online(www.cnki.net): 2026-06-22

全球变暖的背景下,大气中水汽含量增加,水文循环持续加剧,导致极端降水的频率和强度不断增强,对人类社会和生态系统构成日益严峻的威胁^[1-2]。极端降水通常被视为在一定时间尺度内显著偏离降水气候态的小概率事件,具有突发性强、不确定性高和致灾性显著等特征^[3-4]。有研究^[5]表明,尽管全球平均降水量变化幅度相对有限,但极端降水在强度和发生频率的上升趋势更加明显,且在总降水中的占比不断提高。相较于平均降水量,极端降水的变化更为敏感,更能代表气候系统对变暖的响应^[6-7],并呈现强烈的区域差异性^[8]。此类极端事件不仅主导洪涝灾害的发生,同时也是驱动未来土壤侵蚀、水土流失和生态系统退化等风险的关键因素。

基于全球高质量站点观测资料^[9]的分析表明,全球及多数大陆尺度上极端降水呈增强趋势。然而,在不同区域尺度上,降水变化模式复杂多样,表现为增长、稳定乃至下降等多种情况,且极端降水与年总降水的变化趋势不总保持一致^[1]。现有研究主要集中于单一极端指标或总体趋势变化,对于年总降水与不同强度等级极端降水之间的结构差异及其区域非对称响应特征缺乏系统对比。不同强度等级极端降水(如前5%与前1%)在空间分布、趋势显著性及突变特征方面是否存在差异,尚未在全球尺度上得到充分探讨。

ERA5及其陆面产品ERA5-Land提供高时空分辨率的再分析降水数据,在刻画极端降水统计特征及其气候响应方面表现出良好的一致性^[10],并被广泛用于全球和区域尺度降水变化及极端降水研究。基于此,本研究利用ERA5-Land小时尺度降水资料,在全球尺度上整合年总降水(PRCPTOT)与极端降水指标R95p(超过R95阈值的年降水量)和R99p(超过R99阈值的年降水量),并在IPCC AR6气候分区基础上,系统分析全球极端降水的时空分布与结构特征。研究结果可为理解气候变暖背景下极端水文事件的演变机制,以及极端气候风险识别、水资源安全评估与防灾减灾决策提供基础科学支撑。

1 材料与方法

1.1 数据来源

本研究采用欧洲中期天气预报中心(ECMWF)提供的ERA5-Land小时尺度再分析降水数据(ERA5-Land hourly data from 1950 to present)作为数据来源^[11]。数据下载自Copernicus Climate Data Store(<https://cds.climate.copernicus.eu>)。ERA5-Land数据集通过同化地面观测、卫星资料等多源观测信息,并结合数值天气预报模型生成,具有时空连续性和物理一致性。该数据集空间分辨率为 $0.1^{\circ} \times 0.1^{\circ}$,时间分辨率为1 h,覆盖1950年至今的全球陆地

区域。鉴于ERA5-Land在1979年前后采用不同版本的大气强迫场,且1979年为全球卫星观测体系显著增强的关键节点,为避免早期观测约束较弱可能带来的时序不一致性影响,并结合WMO关于30 a气候基准期的建议,本文选取1991—2024年的小时尺度降水数据开展全球及区域极端降水特征分析。

1.2 研究方法

1.2.1 极端降水划分方法 本文采用国际极端气候指数体系(ETCCDI)推荐的百分位阈值法^[12]定义极端降水事件,并基于世界气象组织(WMO)推荐的30 a标准气候基准期^[13]选取1991—2020年作为固定参考期。在每个网格点提取连续30 a的日降水序列,并按降序排列,分别确定第95和第99百分位对应的日降水量作为R95和R99极端降水阈值。该方法通过在固定气候基准期内确定降水分布尾部阈值,有助于保持时间序列的一致性,并增强趋势信号的可识别性,已在全球极端降水变化研究中得到广泛应用^[5,12]。对任意1 a中日降水量超过相应阈值(R95或R99)的降水事件,均判定为极端降水事件,其日降水量的累积值分别定义为R95p和R99p(表1)。其中,2021—2024年用“同一套历史气候阈值”来衡量整个1991—2024的变化,反映“相对基准气候分布的偏离”。

表1 降水和极端降水指数的定义

Table 1 Definitions of precipitation and extreme precipitation indices

指标	定义	单位
PRCPTOT	年内日降水量 ≥ 1 mm 总和	mm
R95p	年内降水量 $>$ 第95百分位(基准期)日降水总量	mm
R99p	年内降水量 $>$ 第99百分位(基准期)日降水总量	mm

1.2.2 气候倾向率 气候倾向率通过对气候变量时间序列进行线性回归分析,用回归斜率表征其随时间的变化趋势^[14]。研究期内某气候变量(如年降水量或极端降水指数)的时间序列为 $\{y_1, y_2, \dots, y_n\}$,对应时间序列为 $\{t_1, t_2, \dots, t_n\}$,则其线性回归模型可表示为:

$$y_i = a + bt + \epsilon \quad (1)$$

式中: a 为回归截距; b 为回归系数(斜率); ϵ 为随机误差项;回归系数 b 为气候倾向率,用于表征气候变量随时间变化的方向与速率。

参数 a 与 b 采用最小二乘法进行估计,其表达式为:

$$b = \frac{\sum(t_i - \bar{t})(y_i - \bar{y})}{\sum(t_i - \bar{t})^2} \quad a = \bar{y} - b\bar{t} \quad (2)$$

式中: $\bar{t}$ 和 $\bar{y}$ 分别为时间序列和气候变量序列的平均值。

为评价线性拟合的可靠性,进一步计算回归模

型的决定系数(R^2),用于衡量时间变量对气候变量变化的解释能力;同时通过 t 检验对回归系数 b 的显著性进行检验,获得相应的 p 值。在时间序列分析的基础上,本研究进一步将极端降水指标与IPCC标准气候区划相结合,构建不同气候背景下的多年极端降水序列。通过气候区掩膜提取各区域的极端降水指标,系统分析不同气候区极端降水变化的线性变化趋势方向及其显著性差异,以揭示不同典型区域在极端降水演变特征上的差异。

1.2.3 Mann-Kendall 检验与 Sen's slope 趋势估计 为全面刻画极端降水指标在研究期内的变化趋势及其显著性,并降低异常值和非正态分布对结果的影响,本文在采用线性倾向率刻画总体变化趋势的基础上,进一步引入Mann-Kendall非参数检验与Sen's slope方法,对全球极端降水序列的变化趋势进行稳健评估。

1) Sen's slope 趋势估计 Sen's slope方法是一种非参数趋势估计方法^[15]。本研究通过计算时间序列中所有样本点对的斜率,并以其中位数作为趋势估计值。设时间序列为 $\{y_1, y_2, \dots, y_n\}$,对应时间索引为 $\{1, 2, \dots, n\}$,任意2个时刻 i 和 $j(1 \leq i < j \leq n)$ 之间的斜率可表示为:

$$Q_{ij} = \frac{y_j - y_i}{j - i} \quad (3)$$

Sen's slope(β)定义为所有 Q_{ij} 的中位数:

$$\beta = \text{median}\left(\frac{y_j - y_i}{j - i}\right) \quad 1 \leq i < j \leq n \quad (4)$$

式中: $\beta > 0$ 表示序列呈上升趋势; $\beta < 0$ 表示下降趋势,其绝对值反映变化速率大小。

2) Mann-Kendall 趋势显著性检验 Mann-Kendall^[16-17]检验是一种非参数趋势检验方法,用于判断时间序列是否存在显著的单调变化趋势,其结果以标准化统计量(Z)及对应的 p 值表示。

其检验统计量(S)计算公式为:

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \text{sgn}(y_j - y_i) \quad (5)$$

其中符号函数被定义为:

$$\text{sgn}(x) = \begin{cases} 1 & x > 0 \\ 0 & x = 0 \\ -1 & x < 0 \end{cases} \quad (6)$$

当时间序列呈上升趋势时, $S > 0$;当时间序列呈下降趋势时, $S < 0$ 。

在样本量 $n \geq 8$ 时, S 近似服从正态分布,其方差为:

$$\text{Var}(S) = \frac{n(n-1)(2n+5)}{18} \quad (7)$$

标准化统计量(Z)计算公式为:

$$Z = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{\text{Var}(S)}} & S > 0 \\ 0 & S = 0 \\ \frac{S+1}{\sqrt{\text{Var}(S)}} & S < 0 \end{cases} \quad (8)$$

采用双侧检验,其显著性水平通过标准正态分布计算:

$$p = 2 \times [1 - \Phi(|Z|)] \quad (9)$$

式中: Φ 为标准正态分布函数。若 $|Z| > 1.96$ ($p < 0.05$) 时,则认为趋势在 95% 置信水平下显著。

3) 趋势等级划分 为综合描述趋势方向、变化幅度及显著性水平,本文结合 Mann-Kendall 检验统计量(Z)与 Sen's slope 估计值(β),将趋势划分为 9 个等级(表 2)。

表 2 基于 Mann-Kendall 检验与 Sen's slope 的降水趋势等级划分

Table 2 Classification of precipitation trend levels based on Mann-Kendall test and Sen's slope estimator

趋势类别	趋势特征	Z 值	备注(β 含义)
4	极显著增加	$Z > 2.58$	$\beta > 0$
3	显著增加	$1.96 < Z \leq 2.58$	$\beta > 0$
2	微显著增加	$1.65 < Z \leq 1.96$	$\beta > 0$
1	不显著增加	$Z \leq 1.65$	$\beta > 0$
0	无变化	—	$\beta = 0$
-1	不显著减少	$Z > -1.65$	$\beta < 0$
-2	微显著减少	$-1.96 < Z \leq -1.65$	$\beta < 0$
-3	显著减少	$-2.58 < Z \leq -1.96$	$\beta < 0$
-4	极显著减少	$Z < -2.58$	$\beta < 0$

注: Z 值为 Mann-Kendall 检验的标准化统计量,用于判断趋势显著性; β 为 Sen's slope 估计值,表示变化的方向和幅度。趋势类别从 +4~-4,数值绝对值越大,趋势越显著。

为保证趋势判定结果的一致性与稳健性,线性回归用于量化不同气候区降水指标随时间的变化速率及区域差异,能够直观反映年际变化幅度;而在空间特征上,趋势方向以 Sen's slope 估计值 β 的符号为依据,趋势显著性以 Mann-Kendall 检验统计量 Z 及其对应 p 值为判断标准,从而揭示不同区域趋势的显著性分布特征。

1.2.4 Pettitt 突变检验 本文采用 Pettitt 非参数突变检验方法^[18],对 1991—2024 年的年尺度极端降水时间序列进行突变分析。基于 IPCC AR6 气候分区,对全球极端降水年尺度栅格数据进行区域划分,并通过区域平均构建各气候区的年际时间序列 (PRCPTOT、R95p 和 R99p),以开展区域尺度的突变检验。

设某 AR6 气候区的年极端降水时间序列为 $\{x_1, x_2, \dots, x_n\}$,其中 n 为研究年数。Pettitt 检验基于秩次统计思想,对任意时刻 t 定义统计量:

$$U_t = 2 \sum_{i=1}^t R_i - t(n+1) \quad (10)$$

式中: R_i 为序列中第 i 个样本的秩次。通过计算 $|U_t|$ 的最大值:

$$K = \max_{1 \leq t \leq n} |U_t| \quad (11)$$

对应的时间位置即为序列中最可能的突变点。其显著性水平可通过近似公式计算:

$$p \approx 2 \exp \left(- \frac{6K^2}{n^3 + n^2} \right) \quad (12)$$

当 $p < 0.05$ 时,说明该时间序列在统计意义上存在显著突变,该年份被识别为突变年,对应的时间位置即为序列中最可能的突变点。

2 结果与分析

2.1 全球极端降水空间特征分析

2.1.1 全球极端降水阈值特征 图 1 为 1991—2020 年基准期全球极端降水阈值的空间分布特征。总体来看,R95 和 R99 阈值在空间分布上具有一致性,高值区主要集中在热带气候区及受显著地形抬升影响的区域,而干旱气候区和极地气候区阈值普遍偏低,反映水汽输送强、对流活动频繁及地形强迫抬升对极端降水形成的重要作用。

R95 阈值表征降水分布中前 5% 的极端降水事件,其空间分布相对平滑,且空间格局与大尺度气候带分布更为一致。干旱气候区(如北非、西亚及中亚等区域)R95 阈值普遍低于 10 mm;极地气候区和部分大陆性气候区阈值多为 10~20 mm。温带气候区 R95 阈值整体处于 15~30 mm,而热带气候区普遍超过 20 mm。R95 高值区(>30 mm)主要集中在热带气候区及受地形强迫抬升显著的区域,如南美洲北部、东南亚及南亚山地地区,局地峰值可超过 70 mm。整体上,R95 阈值呈现由于干旱气候向温带气候、再向热带气候递增的空间梯度特征。

R99 阈值表征降水分布中前 1% 的极端降水事件,在空间上表现出更为显著的区域差异性和更强的极端性。干旱气候区和极地气候区 R99 阈值普遍低于 20 mm,大陆性气候区和部分温带气候区主要分布在 10~40 mm,而热带气候区普遍超过 30 mm。R99 高值区(>50 mm)与 R95 高值区空间分布高度一致,但高值区域范围更为集中,且对局地气候背景和地形效应表现出更强的敏感性。

总体而言,R95 和 R99 阈值均呈干旱区低、热带与温带偏高、地形迎风坡显著偏高的基本特征。相较于 R95,R99 对降水分布尾部变化更为敏感,在空间上表现出更强的局地集中性,高值区更加明显地聚集于地形抬升显著区域,对不同气候背景下水汽条件与动力机制差异的响应更为显著。

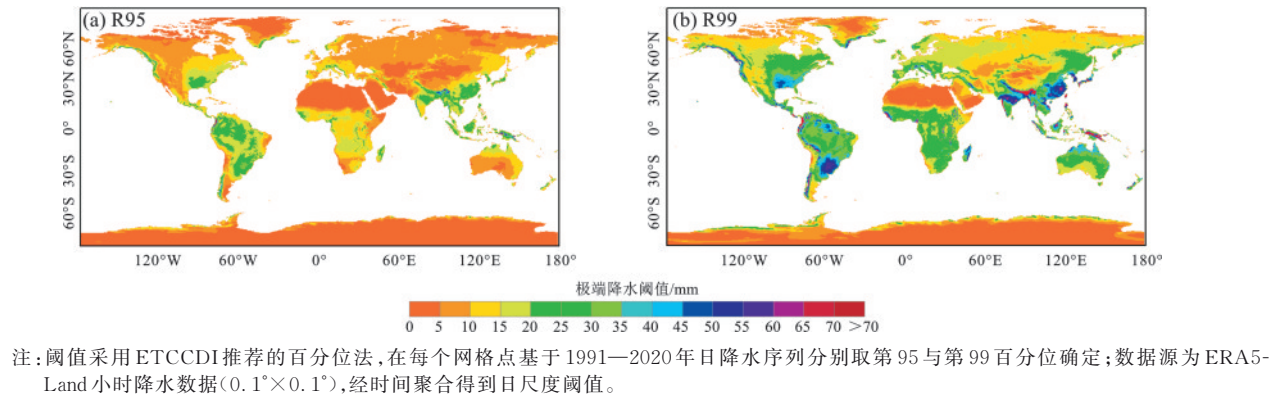


图1 1991—2020 年基准期全球极端降水阈值空间分布

Fig.1 Spatial distribution of global extreme precipitation thresholds during the reference period from 1991 to 2020

2.1.2 全球极端降水空间特征 图2为全球年平均总降水量(PRCPTOT)及极端降水累积量(R95p和R99p)的空间分布特征。总体来看,3类指标均呈显著的气候类型梯度分布,表现为干旱气候区最低,温带和大陆性气候区居中,热带气候区最高,并在地形迎风坡区域明显增强。

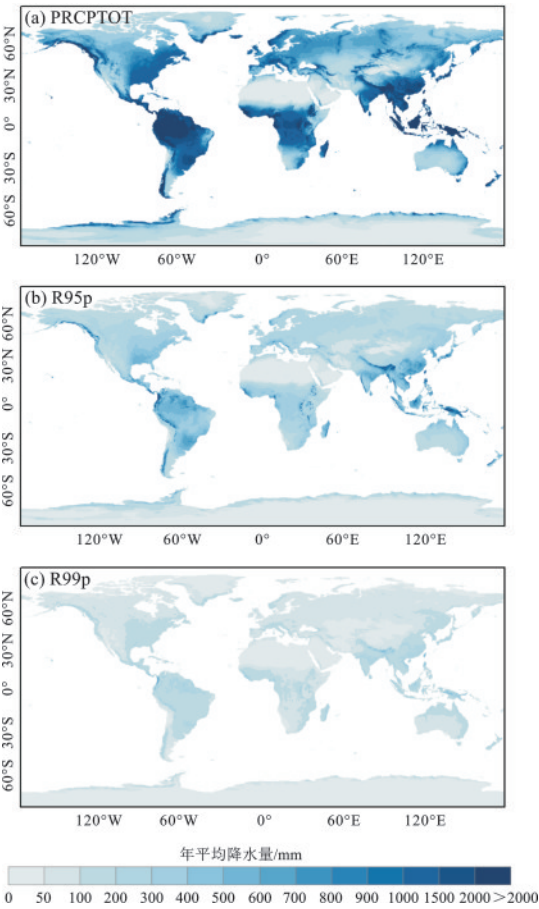


图2 1991—2024 年全球年平均降水量及极端降水累积量空间分布

Fig.2 Spatial distribution of global annual average precipitation and extreme precipitation amounts from 1991 to 2024

在年平均总降水分布上,全球干旱和半干旱气候区年降水量普遍低于 300 mm,其中大面积区域不足 100 mm;温带和大陆性气候区多集中在 300~1 000 mm;热带气候区多数超过 1 000 mm,部分赤道附近及地形迎风坡区域可超过 2 000 mm。整体呈现由于干旱气候区向热带气候区递增的空间梯度特征。年降水量超过 2 000 mm 的高值区主要集中在赤道附近及地形迎风坡区域,如亚马孙流域、东南亚沿海及南亚山地等地。这些区域通常受赤道辐合带(ITCZ)长期控制,低层水汽辐合显著,同时叠加季风环流带来的持续水汽输送,并在复杂地形条件下形成强迫抬升,从而在热力和动力条件共同作用下维持极高的年降水水平。

年平均 R95p 空间格局总体与总降水一致,但高值区分布更加集中。干旱气候区 R95p 普遍低于 100 mm,温带和大陆性气候区多为 100~500 mm,而热带气候区普遍超过 500 mm,局地迎风坡区域可达 800 mm 以上,表明水汽输送与地形抬升对强降水的放大作用显著。相比之下,年平均 R99p 表现出更强的局地集中性。干旱气候区 R99p 普遍低于 50 mm,温带与大陆性气候区多低于 200 mm,而热带气候区显著偏高,部分对流活跃且地形抬升显著的区域超过 300 mm。R99p 高值区(>300 mm)空间范围集中在南美洲北部沿海、印度乞拉朋齐地区及东南亚马来西亚和印度尼西亚区域,突出强对流活动、充沛水汽输送和地形抬升作用对极端降水形成与强化的显著影响。

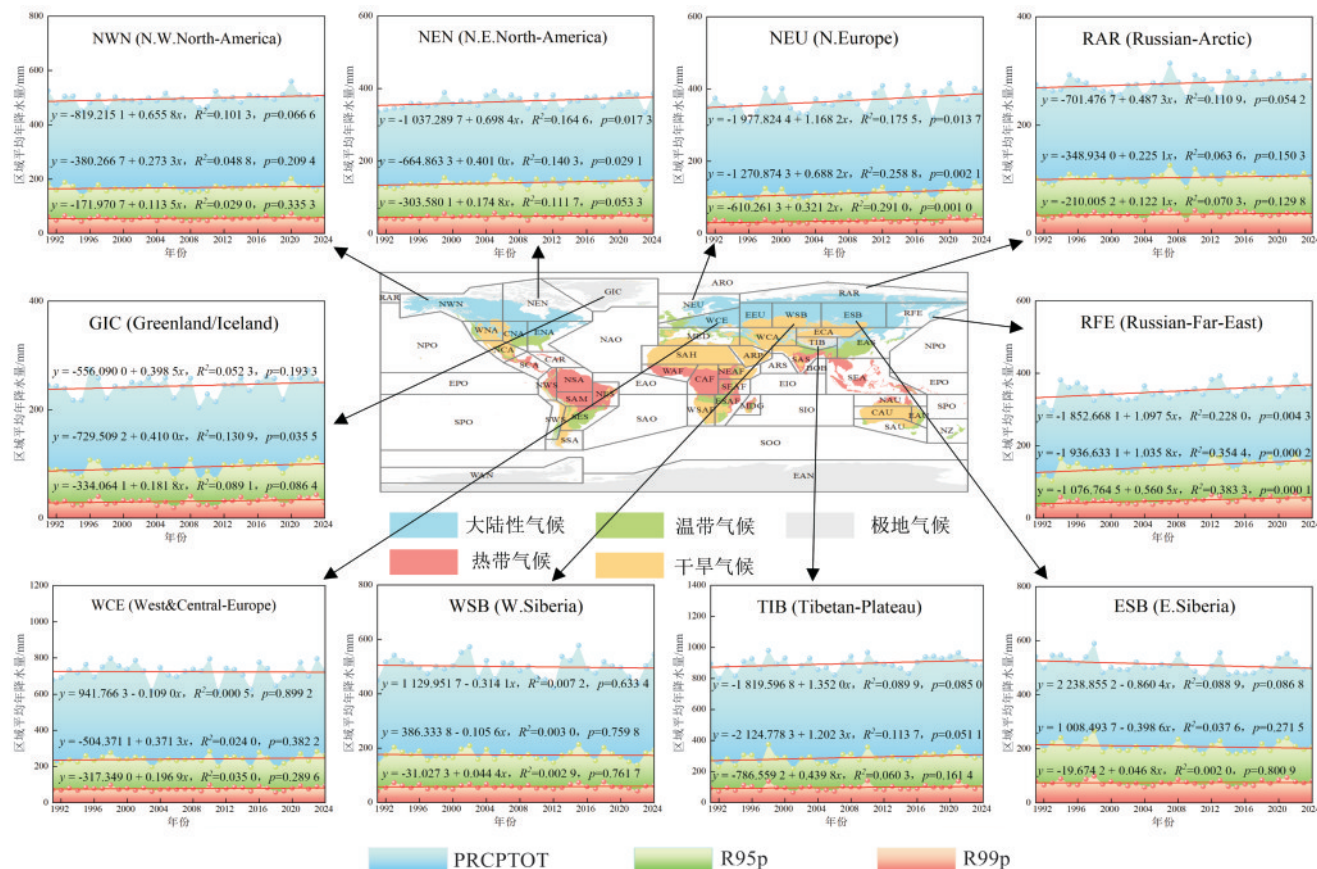
总体而言,PRCPTOT、R95p 与 R99p 均呈显著的气候带依赖性。但随着强度等级提高,极端降水的空间分布呈线由广泛分布向局地集中转变的特征,反映降水强度尾部对气候与地形条件的更高敏感性。

2.2 全球极端降水时间特征分析

2.2.1 线性倾向率 基于 IPCC 标准气候区划,本文系统分析 1991—2024 年总降水量(PRCPTOT)及极端降水指标(R95p 和 R99p)的线性变化趋势。结果表明,各气候区降水变化差异显著,表现为增长、稳定乃至下降等多种情况。

在大陆性与极地气候区中,多数位于高纬度且降水相对充沛的分区,PRCPTOT、R95p和R99p均呈显著或极显著上升趋势(图3)。3类指标变化方向一致,线性倾向率为正且拟合优度较高。典型区域包

括NEN(N.E.North-America)和NEU(N.Europe),该类区域在降水总量持续增加的同时,R95p和R99p也呈同步增强特征,反映出高纬区水循环加速与极端降水增强的协同变化特征。



注:图中为IPCC AR6各气候分区年降水量(PRCPTOT)及极端降水指数(R95p、R99p)的变化趋势;1991—2024年各分区年值时间序列及其线性拟合结果,并标注趋势方程、决定系数(R^2)和显著性水平(p 值);气候分类依据采用Beck等^[19]的Köppen-Geiger气候分类图,分辨率为1 km;气候分区采用IPCC AR6参考区域划分方案(版本4),各区域缩写及地理范围见Iturbide等^[20]。下同。

图3 大陆性与极地分区降水及极端降水指标的线性变化趋势

Fig.3 Linear trends of precipitation and extreme precipitation indices in continental and polar climate regions

在部分中低纬陆地区域,年总降水量下降的同时,R95p和R99p亦呈同步减弱趋势。例如,ECA(E.C.Asia)、SES(S.E.South-America)及EEU(E.Europe)等区域中,PRCPTOT、R95p与R99p多呈显著下降趋势。此特征在干旱和半干旱气候区中尤为显著(图4)。上述分区的3个降水指标普遍呈下降趋势,反映区域整体趋于干化。典型区域包括SAH(Sahara)、ARP(Arabian-Peninsula)和WCA(W.C.Asia),这些地区PRCPTOT、R95p与R99p均呈减弱倾向,尽管部分趋势的显著性相对有限,但整体变化方向具有一致性。

在热带气候分区中,多数区域中PRCPTOT的线性趋势并不显著,甚至略呈下降,但R95p和R99p已达到显著或极显著上升水平,表明极端降水在年降水中的相对贡献持续增强,降水过程在时间和强

度上呈现更为集中的特征(图5)。典型区域包括SAM(South-American-Monsoon)、NWS(N.W.South America)、NSA(N. South America)和WAF(Western Africa)。在这些区域中,极端降水已成为驱动年际降水变化的重要因素。相比之下,温带地区极端降水变化则表现出显著的空间异质性与区域分异特征(图6),其趋势并不存在统一方向,而是呈现增加、减少和相对稳定并存的复杂格局。

总体来看,全球降水特征的变化并非简单表现为增湿或变干,而是体现为显著的空间非均匀性及区域响应差异。大陆性与极地气候区的总降水和极端降水总体以上升趋势为主,干旱与半干旱气候区以下降趋势为主,热带气候区更突出表现为总降水变化不显著甚至略有下降时极端降水仍持续增强,而温带气候区则表现为增加、减少与相对稳定并存的复杂趋势。

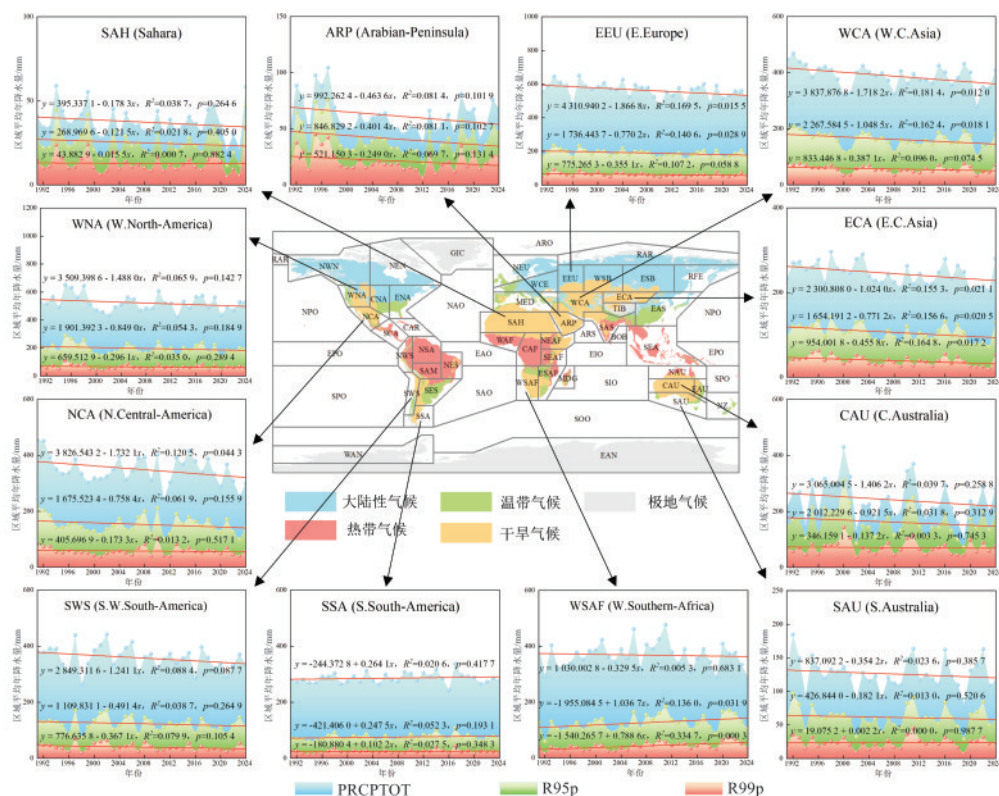


图 4 干旱气候相关分区降水及极端降水指标的线性变化趋势

Fig.4 Linear trends of precipitation and extreme precipitation indices in arid and semi-arid climate regions

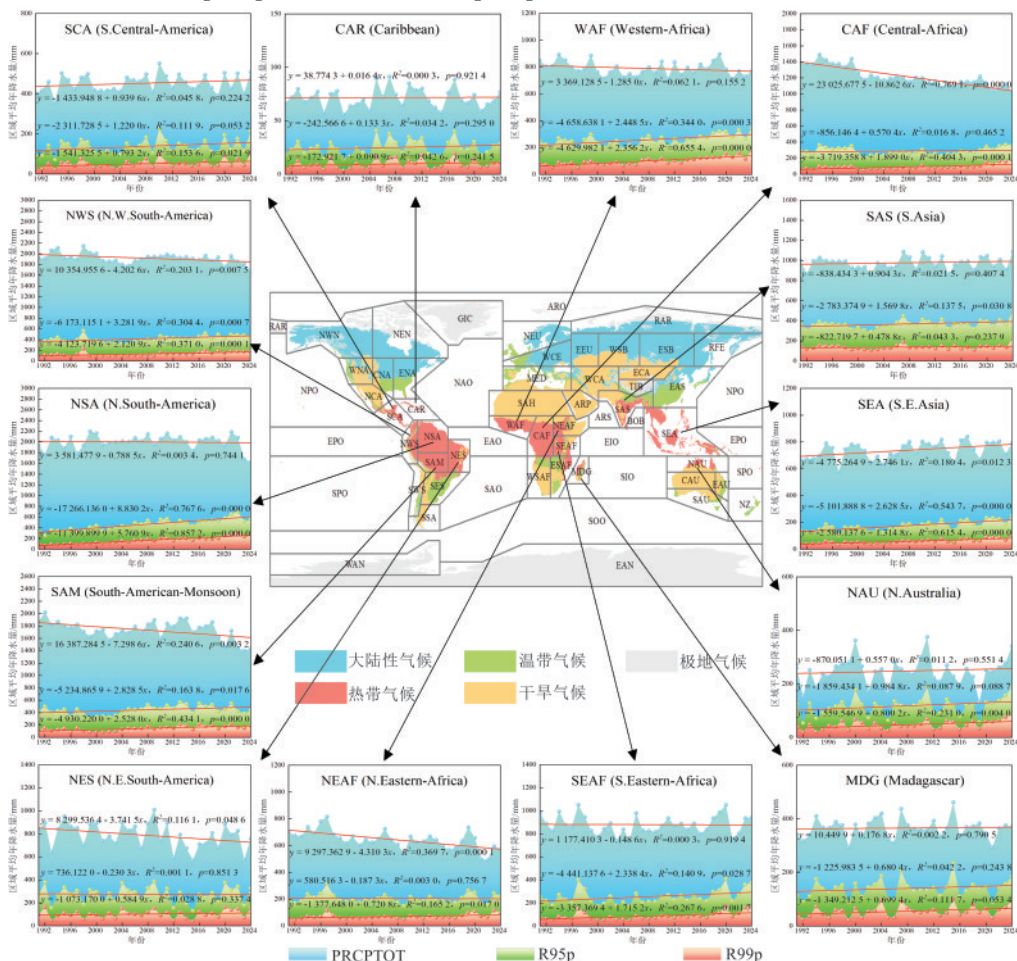


图 5 热带相关分区降水及极端降水指标的线性变化趋势

Fig.5 Linear trends of precipitation and extreme precipitation indices in tropical climate regions

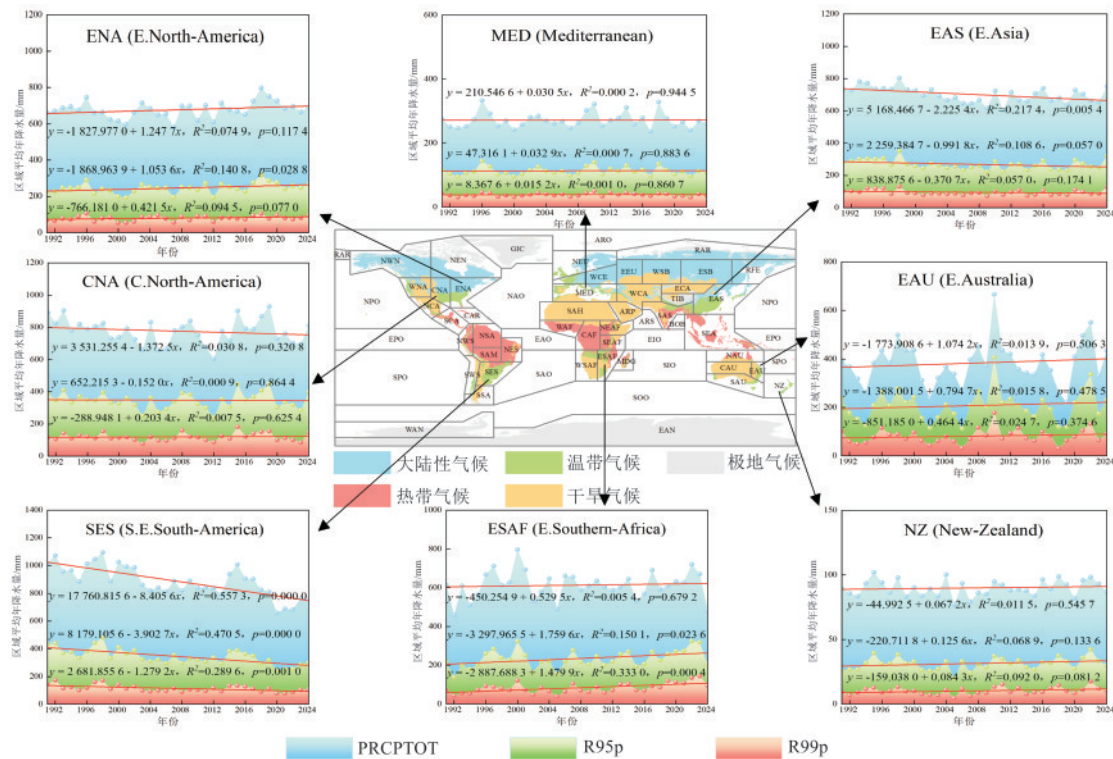


图 6 温带相关分区降水及极端降水指标的线性变化趋势

Fig.6 Linear trends of precipitation and extreme precipitation indices in temperate climate regions

2.2.2 趋势显著性检验 图 7 为 1991—2024 年全球年总降水量 (PRCPTOT) 及极端降水指标 (R95p 和 R99p) 趋势的显著性检验结果, 其中图 7a 为 PRCPTOT, 图 7b 和图 7c 分别为 R95p 和 R99p 的趋势显著性空间分布。全球不同气候区的降水变化趋势的显著性检验结果显示, 研究期内全球降水变化具有显著的空间异质性。

在热带地区, 尤其是赤道附近, 多数区域的 R95p 和 R99p 均呈显著或极显著增加趋势, 这些区域主要集中在南美洲亚马孙平原、非洲中部及南部部分地区, 以及东南亚大部分地区。表明热带气候中极端降水对总降水的贡献持续增强, 与该区域对流活动频繁、水汽条件充沛的气候背景相一致。然而, 上述区域的 PRCPTOT 变化趋势与 R95p 和 R99p 的变化趋势存在一定差异。例如, 南美洲中部及非洲中部多数区域的 PRCPTOT 呈显著或极显著下降趋势, 与 R95p 和 R99p 的显著上升趋势形成显著差异, 表现出总降水减少而极端降水增强的特征。

除上述区域外, PRCPTOT 与 R95p、R99p 在多数地区呈现一致或相似的变化趋势, 说明在大多数气候区内, 总降水变化仍与极端降水变化保持一定的同步性。其中, 欧洲大部分地区 PRCPTOT、R95p 和 R99p 均表现为不显著的上升趋势; 北美洲西部整体呈现不显著下降趋势, 而北美洲东部则以不显著

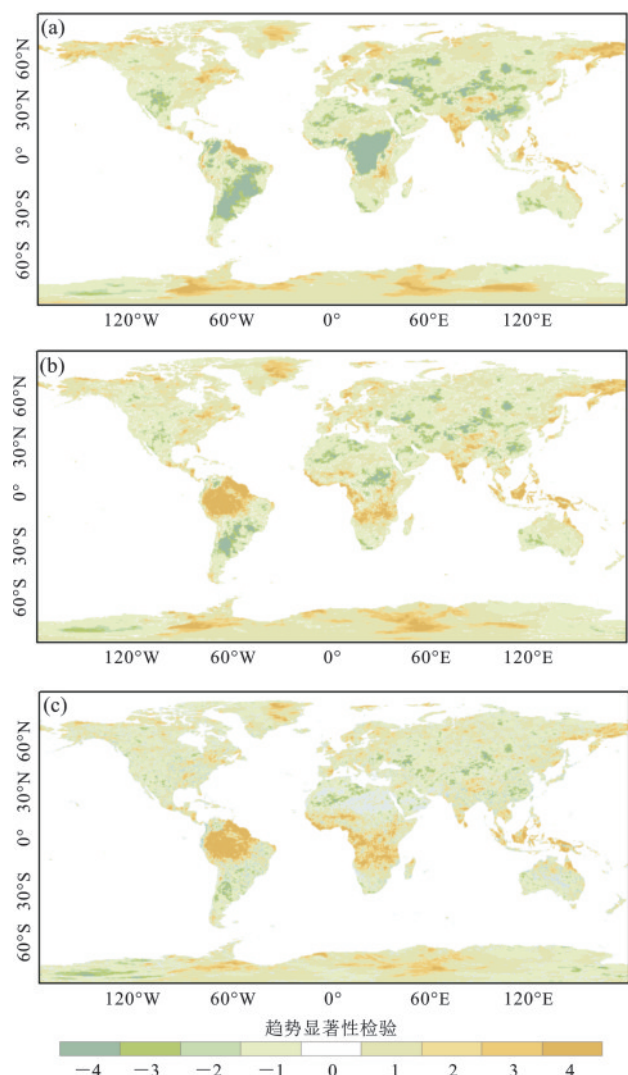
上升趋势为主。这些区域主要位于中高纬度地区, 其降水变化可能同时受到大尺度环流调整及内部气候变率的共同影响。

2.2.3 Pettitt 突变检验

基于 IPCC 气候区划, 对 1991—2024 年年总降水量及极端降水指标进行 Pettitt 突变检验。结果显示, 不同降水指标在显著突变发生的频率、突变年代及突变幅度等方面存在部分差异 (表 3)。

从显著突变的分区数量来看, 极端降水指标识别出的显著突变区域数明显多于年总降水量。其中, R95p 和 R99p 分别在 19、18 个气候分区中检测到显著突变, 而 PRCPTOT 仅在 15 个分区中通过显著性检验。在时间分布上, 3 类降水指标的突变年均集中于 1998—2014 年, 其突变年中位数分别为 2006 年 (PRCPTOT 和 R95p) 和 2006 年中期 (R99p), 表明不同降水指标的突变在年代尺度上具有较强的一致性。

从显著性水平来看, 极端降水指标的突变显著性整体高于年总降水量。R95p 和 R99p 的最小 p 值分别为 1.4×10^{-5} 和 1.6×10^{-5} , 且其 p 值中位数 (0.005 6 和 0.002 3) 均低于 PRCPTOT (0.015 5)。在突变幅度方面, 3 类指标表现出不同特征。PRCPTOT 的突变前后均值差整体为负, 其 Δ 平均值和中位数分别为 -39.69 mm 和 -27.95 mm; 相比之下, R95p 和 R99p 的 Δ 平均值和中位数均为正, 其中 R99p 的突变幅度相对更大。



注:图中数字表示趋势等级编号,对应表2所示的趋势分类结果。其中,正数(1~4)表示降水指标呈增加趋势,负数(-1~-4)表示降水指标呈减少趋势,0表示趋势特征无变化;数字绝对值越大,代表趋势越显著(如4为极显著增加,-4为极显著减少)。

图7 全球年降水及极端降水指标趋势显著性的空间分布
Fig.7 Spatial distribution of trend significance for global annual precipitation and extreme precipitation indices

3 讨论

3.1 极端降水与年总降水变化特征的差异性

本研究基于ERA5-Land小时尺度降水数据,对1991—2024年全球年总降水(PRCPTOT)与极端降水指标中的R95p及R99p进行系统对比分析。结果表明,全球降水变化呈显著的空间异质性,其变化特征并非简单表现为整体变湿或变干,而是表现为年总降水与极端降水在变化方向和显著性上的结构性差异。

从不同气候区的变化特征来看,年总降水与极端降水的关系呈明显的区域分化。在大陆性与极地气候区中位于高纬度且降水相对充沛的分区(如RFE、NEU分区),总降水和极端降水指标多为上升趋势;而在部分干旱、半干旱气候区域(如SAH、ARP分区),

年总降水下降的同时R95p与R99p也出现同步减弱。部分热带气候区域(如NSA、SAM分区)在总降水趋势不显著甚至呈现下降趋势的情况下,R95p与R99p仍达到显著上升,表明极端事件对年降水贡献增加,该分区尺度特征在空间上与Li等^[5]揭示的北半球及南美西部极端降水占比上升现象一致。

在多数区域,极端降水指标相较年总降水往往呈现更显著、更一致的增强趋势,且这种增强在若干区域甚至表现为年总降水不显著甚至下降,但极端降水贡献上升的结构性差异,与Donat等^[21]的研究结论一致,即相较于年总降水变化的不确定性,极端降水在观测与模式中均呈现更为稳健的增强趋势,更易被识别为气候变暖背景下的响应信号。Pfahl等^[8]的研究同样表明,极端降水在大陆至全球尺度上普遍呈现增强趋势,且这一信号在大尺度上具有较强稳健性;Li等^[5]基于降水过程特征指出,极端降水的增强主要由降水强度与发生频次增加所驱动,而连续湿日指数总体呈下降趋势,意味着降水更集中于较短时间尺度内释放,从而使得在年总降水变化有限的情况下,极端降水相关风险仍可能显著上升。

从趋势显著性的空间分布特征来看,年总降水与极端降水在空间一致性上存在显著差异。本研究中,总降水的显著性检验结果在南美洲中部和非洲中部等区域表现为连续的大尺度下降带,而极端降水的显著变化区域则多呈现为斑块状分布,仅在南美洲西北部等局地区域表现出较大范围的一致性增强,与Alexander等^[12]和Donat等^[21]的研究结论高度一致,即极端降水指标的显著变化往往更加离散、不连续,而年总降水量的变化更易形成连续的大尺度空间模式。

不同气候区中,极端降水在年总降水的占比差异显著,尤其在干旱和半干旱区域表现得更为突出。在ARP和SAH等分区中,极端降水占据全年降水量的主要部分,表明少量但强烈的降水事件在年尺度上具有决定性作用。Li等^[5]研究指出,在部分干旱区可能出现短期降水达到年总降水量的现象;Zhao等^[22]的研究同样表明,即使总降水量变化不显著,极端降水仍可通过提高其在年降水中的占比而主导年际变化。

3.2 不同气候区极端降水变化的可能驱动机制

观测与模式研究^[1]一致表明,气候变暖对极端降水与总降水的影响存在显著不对称性,尽管全球平均降水变化受能量约束而增幅有限,极端降水却呈现稳健且显著的增强趋势。从物理机制角度看,气候变暖使大气可容纳的水汽含量显著增加^[23-24],而极端降水事件通常在水汽最为充沛的条件下形成,因此其强度能够近似遵循Clausius-Clapeyron关系,随

温度升高而显著放大^[25]。相比之下,平均或年总降水受能量约束和大尺度环流调整的限制,其变化幅度通常较小^[23]。这种不对称响应表现为降水分布中极端降水对应的高值部分显著增强,而中等降水变化有限,即降水分布右侧“尾部”被拉长,从而使极端降水的增幅普遍超过平均降水的增幅^[1,12]。

表 3 基于 Pettitt 检验的降水及极端降水指标突变特征统计
Table 3 Statistics of abrupt change characteristics of precipitation and extreme precipitation indices based on Pettitt test

指标	显著突变分区数	突变年份	突变年中位数	p 值	p 值中位数	Δ 平均值/mm	Δ 中位数/mm
PRCPTOT	15	1998—2011	2006	0.000 060	0.015 5	—39.69	—27.95
R95p	19	1998—2014	2006	0.000 014	0.005 6	18.33	1.80
R99p	18	2002—2014	2006.5	0.000 016	0.002 3	20.52	14.01

注:表中统计结果基于 IPCC AR6 气候区尺度的 Pettitt 突变检验(含海洋分区)。显著突变分区数表示在所有气候分区中通过显著性检验($p<0.05$)的分区数量;突变年范围和突变年中位数分别表示显著突变发生的最早至最晚年份及其集中位置; p 值和 p 值中位数反映突变显著性的整体分布特征; Δ 平均值和 Δ 中位数表示突变后阶段与突变前阶段降水指标的差值,其中正值表示增加,负值表示减少。

在大陆性与极地气候区中位于高纬度且降水相对充沛的区域,极端降水变化主要受大气水汽含量增加的热力过程主导。PRCPTOT、R95p 和 R99p 普遍呈一致的上升趋势。该区域降水事件主要发生在锋面系统和温带气旋等大尺度天气系统控制下,这些系统为降水提供稳定的上升运动和水汽输送条件。由于动力过程并未对降水形成系统性抑制,热力增强得以有效转化为降水强度的增加,从而使极端降水呈现出稳健的增强特征^[8]。例如,在 NEU 分区,极端降水主要与中纬度气旋锋面活动密切相关。极端降水事件多发生在锋面控制下的持续上升运动过程中,在水汽增加背景下,锋面抬升有利于将增湿效应转化为更强降水,从而表现出总降水与极端降水同步增强的特征。

在部分热带气候区(如 CAF 和 WAF),即便年总降水趋势不显著甚至略有下降,极端降水指标仍表现出显著增强。在对流主导的热带地区,变暖背景下水汽含量增加在热力学上有利于增强极端降水,其变化幅度通常大于平均降水的变化,而平均降水更易受到能量约束的限制^[7]。与此同时,变暖条件下极端降水对应的高分位部分往往增强,而中等强度降水或降水频次可能减弱,从而抑制总降水的上升,并提高极端降水在年总降水中的相对贡献^[26]。例如,在 SAM 分区中,对流活动频繁,极端降水多与赤道辐合带(ITCZ)及热带辐合系统有关。在变暖背景下,大气中可供凝结的水汽增加,使得对流过程一旦发生便容易形成更强的降水事件。然而降水发生的总体频次并未显著增加,降水强度分布向高分位端偏移,从而表现为年总降水变化有限而极端降水显著增强的结构性特征。

在干旱、半干旱气候区(如 SAH 和 ARP),PRCPTOT、R95p 和 R99p 往往呈现同步下降趋势,其关键制约在于水汽受限和动力抑制作用。在这些

区域,尽管气温升高在热力学上有利于增强极端降水,但受制于水汽条件和大尺度环流背景,极端降水所需的水汽供给与上升条件可能受到限制^[27-28]。例如,在 SAH 分区,水汽输送受限,且长期受副热带高压控制,空气以下沉为主,降水所需的水汽与上升条件均不足,使热力增湿难以转化为实际降水增强,最终呈现总降水与极端降水同步减弱的趋势。

3.3 极端降水突变特征及其年代际背景

本研究基于 1991—2024 年全球年总降水(PRCPTOT)与极端降水指标中的 R95p 及 R99p 开展 Pettitt 突变检验并发现,极端降水突变年集中在 1998—2014 年,其突变年中位数为 2006 年(PRCPTOT 和 R95p)和 2006 年 5 月(R99p)。需要强调的是,Pettitt 检验是一种非参数方法,旨在检测时间序列中的统计显著变点,但并不意味着该变点代表某个物理“阈值事件”,因此其识别的突变年份并不能直接对应气候系统中某一单一物理过程的转折点。

突变年在 1998—2014 年的集中,反映 21 世纪初期全球气候系统背景的系统性变化。在这一时期,外强迫(包括人为温室气体和气溶胶强迫)持续增强,大气水汽含量上升,全球极端降水事件总体上呈现显著增加趋势^[13]。内部年代际变率模式如太平洋年代际振荡(PDO/IPO)的阶段调整也可能对全球和区域极端降水的时序特征产生影响^[29]。这些影响机制可能使 Pettitt 检验更容易在 1998 年之后识别到相对于此前气候态的统计性偏移。

2006 年前后的突变中位数可能反映多种气候过程的作用,包括海洋热含量增加^[30]、大气水汽增强^[31]、PDO/IPO 相位调整^[32]等因素,这些因素在 21 世纪初期共同影响极端降水的统计特征。由于本研究时间尺度仅限于 1991—2024 年,仍无法全面捕捉更长期的气候变动或其他潜在驱动因素(如更长年代际循环、北大西洋振荡等)的影响。

3.4 数据与方法的不确定性和研究局限

尽管再分析数据在空间覆盖和时间连续性方面具有明显优势,但其对降水过程的刻画仍存在偏差,使得在极端降水研究中存在一定不确定性。本研究发现,ERA5-Land数据中哥伦比亚和厄瓜多尔部分地区降水量被显著高估。Lavers等^[33]研究指出,ERA5在热带对流主导区域的降水误差较大,主要表现为弱降水频次偏多。哥伦比亚和厄瓜多尔地区处于热带,以强对流降水为主,且地形复杂、降水季节分配相对均匀,上述气候与地形特征可能放大ERA5的系统性偏差,从而导致本研究所识别的降水高估现象。由于空间和时间分辨率限制,再分析数据在地形复杂区域和对流主导事件中对极端降水强度的再现存在系统误差。因此,本研究所揭示的极端降水变化特征在局地区域尺度上仍需结合站点观测或多再分析数据对比进一步验证。

在统计方法不确定性方面,本研究采用基于固定基准期的百分位阈值法识别极端降水(R95p、R99p)。该方法对基准期选择具有一定敏感性,不同基准期选择可能导致阈值差异,从而影响趋势幅度估计。极端降水对气候变暖的响应具有显著的时间尺度依赖性,这也是本研究基于日尺度极端降水指标所面临的重要局限之一。尽管本研究利用ERA5-Land小时尺度降水数据开展分析,但在识别极端降水过程中仍基于日尺度阈值构建极端降水指标(R95p、R99p),在一定程度上限制了对短历时极端降水变化的刻画能力。极端降水对气候变暖的响应在不同时间尺度上存在显著差异,短历时极端降水往往表现出更高的响应幅度和更强的可检测性。例如,Guerreiro等^[6]研究发现,日尺度极端降水可能仍被自然变率所掩盖,而小时尺度极端降水已显著超出自然变率并呈现超Clausius-Clapeyron增强。未来研究有必要进一步从小时及亚小时尺度出发,结合高时间分辨率观测资料,对极端降水在不同时间尺度上的变化特征及其驱动机制进行系统评估。

极端降水对大尺度内部气候振荡具有较高敏感性。ENSO、PDO/IPO、NAO等年代际振荡均可能对区域降水分布及极端事件频率产生显著调控作用。本研究时间范围为1991—2024年,仍难以完全区分长期外强迫信号与内部自然变率的贡献。因此,未来研究有必要结合更长时间尺度资料、多模式集合结果及归因分析方法,进一步厘清外强迫与内部变率对极端降水变化的相对贡献。

4 结论

1)从空间分布来看,极端降水阈值及其累积量在热带气候区及受地形抬升影响的区域偏高,反映水汽条件、对流活动和地形抬升对极端降水形成的重要控制作用。其中,年均R95p的空间分布总体上与年均PRCPTOT一致,但其高值区更集中于热带气候区及受地形强迫抬升显著的区域。相较于R95p,R99p对局地气候背景和地形效应表现出更强的敏感性,能够更突出极端降水的空间集中性特征。

2)在时间变化特征上,各气候区降水变化差异显著。大陆性与极地气候区总降水及极端降水总体以上升趋势为主,干旱与半干旱气候区以下降趋势为主,而温带气候区表现为上升、下降与相对稳定并存的复杂格局。相比之下,热带地区年总降水变化不显著甚至略有下降,但极端降水仍持续增强,尤其赤道附近区域最为明显,表明全球变暖背景下部分区域降水过程正呈现出更加集中和极端化的特征。

3)突变检验结果显示,相较于年总降水,极端降水在更多气候分区中检测到显著突变,且突变幅度整体更为明显;PRCPTOT在突变前后总体呈负向变化,而R95p和R99p均表现为正向增强,其中R99p的突变幅度更大,反映出极端降水对气候变化的响应更为敏感,表明极端降水在水文循环和灾害风险中的作用不断上升。未来全球降水风险评估不能仅依赖年总降水变化,而应更加重视极端降水事件的频率与强度变化。

参考文献:

- [1] Donat M G, Lowry A L, Alexander L V, et al. More extreme precipitation in the world's dry and wet regions [J]. *Nature Climate Change*, 2016, 6(5): 508-513.
- [2] Westra S, Fowler H J, Evans J P, et al. Future changes to the intensity and frequency of short-duration extreme rainfall: Future intensity of sub-daily rainfall [J]. *Reviews of Geophysics*, 2014, 52(3): 522-555.
- [3] 江志红,丁裕国,陈威霖. 21世纪中国极端降水事件预估 [J]. *气候变化研究进展*, 2007, 3(4): 202-207.
Jiang Zhihong, Ding Yugong, Chen Weilin. Projection of extreme precipitation extremes for the 21st century over China [J]. *Advances in Climate Change Research*, 2007, 3(4): 202-207.
- [4] 张昕哈,赵文婷,焦菊英,等. 1960—2023年黄土高原极端降水事件时空演变特征 [J]. *干旱区地理*, 2025, 48(7): 1153-1166.
Zhang Xinhan, Zhao Wenting, Jiao Juying, et al. Spatio-temporal evolution characteristics of extreme precipitation events on the Loess Plateau from 1960 to 2023 [J]. *Arid*

- Land Geography, 2025, 48(7):1153-1166.
- [5] Li Shuai, Chen Yaning, Wei Wei, et al. The increase in extreme precipitation and its proportion over global land [J]. Journal of Hydrology, 2024, 628: e130456.
- [6] Guerreiro S B, Fowler H J, Barbero R, et al. Detection of continental-scale intensification of hourly rainfall extremes [J]. Nature Climate Change, 2018, 8(9): 803-807.
- [7] O’Gorman P A. Precipitation extremes under climate change [J]. Current Climate Change Reports, 2015, 1(2): 49-59.
- [8] Pfahl S, O’Gorman P A, Fischer E M. Understanding the regional pattern of projected future changes in extreme precipitation [J]. Nature Climate Change, 2017, 7(6): 423-427.
- [9] Sun Qiaohong, Zhang Xuebin, Zwiers F, et al. A global, continental, and regional analysis of changes in extreme precipitation [J]. Journal of Climate, 2021, 34(1): 243-258.
- [10] Wang Guiling, Wang Dagang, Trenberth K E, et al. The peak structure and future changes of the relationships between extreme precipitation and temperature [J]. Nature Climate Change, 2017, 7(4): 268-274.
- [11] Copernicus Climate Change Service. ERA5-land hourly data from 1950 to present [DS]. Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS), 2019.
- [12] Alexander L V, Zhang X, Peterson T C, et al. Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation [J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2006, 111(D5): e2005JD006290.
- [13] Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). Climate change 2021-the physical science basis: Working group I contribution to the sixth assessment report of the intergovernmental panel on climate change [M]. Cambridge, UK: Cambridge University Press, 2023.
- [14] Wilks D S. Statistical methods in the atmospheric sciences [M]. 4th ed. Amsterdam: Elsevier, 2019.
- [15] Sen P K. Estimates of the regression coefficient based on Kendall’s tau [J]. Journal of the American Statistical Association, 1968, 63(324): 1379-1389.
- [16] Mann H B. Nonparametric tests against trend [J]. Econometrica, 1945, 13(3): e245.
- [17] Hoeffding W, Kendall M G. Rank correlation methods [J]. Econometrica, 1957, 25(1): e181.
- [18] Pettitt A N. A non-parametric approach to the change-point problem [J]. Applied Statistics, 1979, 28(2): e126.
- [19] Beck H E, Zimmermann N E, McVicar T R, et al. Present and future Köppen-Geiger climate classification maps at 1-km resolution [J]. Scientific Data, 2018, 5: e180214.
- [20] Iturbide M, Gutiérrez J M, Alves L M, et al. An update of IPCC climate reference regions for subcontinental analysis of climate model data: Definition and aggregated datasets [J]. Earth System Science Data, 2020, 12(4): 959-970.
- [21] Donat M G, Alexander L V, Yang H, et al. Updated analyses of temperature and precipitation extreme indices since the beginning of the twentieth century: The HadEX2 dataset [J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2013, 118(5): 2098-2118.
- [22] Zhao Lili, Li Lusheng, Li Yanbin, et al. Global extreme precipitation characteristics: The perspective of climate and large river basins [J]. Climate Dynamics, 2024, 62(2): 1013-1030.
- [23] Allen M R, Ingram W J. Constraints on future changes in climate and the hydrologic cycle [J]. Nature, 2002, 419(6903): 224-232.
- [24] Trenberth K E, Dai Aiguo, Rasmussen R M, et al. The changing character of precipitation [J]. Bulletin of the American Meteorological Society, 2003, 84(9): 1205-1218.
- [25] Kunkel K E, Karl T R, Easterling D R, et al. Probable maximum precipitation and climate change [J]. Geophysical Research Letters, 2013, 40(7): 1402-1408.
- [26] Pendergrass A G, Hartmann D L. Changes in the distribution of rain frequency and intensity in response to global warming [J]. Journal of Climate, 2014, 27(22): 8372-8383.
- [27] Held I M, Soden B J. Robust responses of the hydrological cycle to global warming [J]. Journal of Climate, 2006, 19(21): 5686-5699.
- [28] Seager R, Naik N, Vecchi G A. Thermodynamic and dynamic mechanisms for large-scale changes in the hydrological cycle in response to global warming [J]. Journal of Climate, 2010, 23(17): 4651-4668.
- [29] Jacobson T W, Seager R. Pacific decadal variability and its hydroclimate teleconnections in CMIP6 models [J]. Journal of Climate, 2025, 38(19): 5103-5127.
- [30] Cheng Lijing, Trenberth K E, Fasullo J, et al. Improved estimates of ocean heat content from 1960 to 2015 [J]. Science Advances, 2017, 3(3): e1601545.
- [31] Allan R P, Soden B J. Atmospheric warming and the amplification of precipitation extremes [J]. Science, 2008, 321(5895): 1481-1484.
- [32] Kosaka Y, Xie Shangping. Recent global-warming hiatus tied to equatorial Pacific surface cooling [J]. Nature, 2013, 501(7467): 403-407.
- [33] Lavers D A, Hersbach H, Rodwell M J, et al. An improved estimate of daily precipitation from the ERA5 reanalysis [J]. Atmospheric Science Letters, 2024, 25(3): e1200.