

1961~2020年三峡区间降水极值特征分析

李帅¹ 陈鲜艳^{2*} 龚文婷¹ 申赵勇¹ 朱文丽¹

(1 中国长江三峡集团有限公司, 湖北宜昌 443133;

2 国家气候中心, 北京 100081)

【摘要】:为探明三峡区间极端降水变化规律,基于三峡区间18个气象站点1961~2020年的逐日降水数据,首先选取7个常用的极端降水指数,分析三峡区间降水极值的时空变化规律。然后,基于年最大值(AM)法和超门限阈值(POT)法筛选降水极值样本序列,利用广义极值分布(GEV)和广义 Pareto 分布(GPD)拟合两组样本序列。基于 Kolmogorov-Smirnov 检验结果确定最优拟合分布函数,并根据最优拟合分布函数推求不同重现期水平下的降水量。结果表明:(1)三峡区间江北降水极值整体强于江南,江北开州站为三峡区间降水极值中心。(2)GEV 分布适合拟合 AM 序列,GPD 分布适合拟合 POT 序列,基于 GEV-AM 和 GPD-POT 组合得到的不同重现期水平的降水量空间分布相似,但基于 AM 序列推算一定重现期水平下的降水极值更大。研究成果可为三峡水库防洪调度及三峡库区地质灾害防治提供一定参考。

【关键词】:降水极值 极端降水指数 极值分布 三峡区间;60年

【中图分类号】:P333.9 **【文献标识码】**:A **【文章编号】**:1004-8227(2022)010-2166-10

DOI:10.11870/cjlyzyyhj202210006

受全球气候变化的影响,高温、干旱、暴雨、洪涝等极端气候事件强度加大、频率增加,造成人类生命财产损失,严重影响社会可持续发展^[1]。近年来,随着国际社会的广泛关注和日益重视,极端气候事件研究已经成为国内外气候变化研究领域的热点^[2~7]。而降水作为最重要的气候因子,开展区域尺度的极端降水变化规律研究,不仅能更全面地认识气候变化的特征和规律,更能为区域应对气候异常变化提供科学依据^[8]。

极端降水事件是指发生在一定时间(通常少于一周)内的显著降水事件,其总降水量超过某一阈值(基于站点)^[9]。一般而言,极端降水事件研究主要关注极端降水量、降水强度、持续时间以及发生概率。其中,极端降水量、降水强度和持续时间通常用极端降水指数来刻画^[10]。而极端降水发生概率,通常首先构造不同极值序列(即年最大值 AM 序列和超门限阈值 POT 序列),然后采用极值分布进行拟合,常见的极值分布包括广义帕累托分布(Generalized Pareto Distribution, GPD)和广义极值分布(Generalized Extreme Value Distribution, GEV)^[11, 12]。近年来,国内外学者围绕降水极值统计规律开展了广泛的研究^[13~16],对比分析了不同极值分布对不同极值系列的拟合效果,结果发现,GEV 分布更适合拟合 AM 序列;GPD 分布更适合拟合 POT 序列。然而该结论仍需更多研究区域做进一步验证。

¹收稿日期:2021-10-08;修回日期:2022-02-11

基金项目:国家自然科学基金项目(52109024);长江水科学研究联合基金项目(U2040218)

作者简介:李帅(1987~),男,高级工程师,主要研究方向为水库调度和水报. E-mail:li_shuai@ctg.com.cn

*通讯作者 E-mail:chenxy@cma.gov.cn

三峡工程是长江流域防洪体系中的关键性骨干工程，承担着将长江上游洪水安全泄往下游的任务。三峡水库洪水来源有3个区域，即库首寸滩以上长江上游流域、武隆以上乌江流域和三峡区间^[17]。其中，三峡区间位于长江上游最下端，紧邻三峡大坝，是长江上游暴雨多发区^[18]。三峡区间两岸支流流程短、坡度大，汇流迅速。三峡工程建成蓄水后，区间形成的暴雨洪水将直接注入水库，对水库的安全及运行影响很大^[19]。因此，加强对三峡区间极端降水特性的分析，可为三峡水库安全运行、洪水调度以及长江中下游防洪安全提供科学可靠的依据。目前，已有对整个长江流域的降水极值分析^[20~22]，具体到三峡区间的探讨还未多见，因此，本文利用极端降水指数和两种极值统计模型，着重对三峡区间降水极值特性进行分析，为三峡水库防洪调度及三峡库区地质灾害防治提供一定参考。

1 资料来源与方法

1.1 研究区域与数据

三峡区间是指长江干流寸滩、支流乌江武隆至三峡坝址之间的区域^[23]，位于长江流域上游最下端，在该区间长江干流河长658km，区间面积55097km²。三峡区间呈东西向狭长带状分布，北靠大巴山，南依巫山，两岸地形切割明显，地貌条件变化大，区间高程在16~3090m之间。三峡区间属北温带和亚热带季风气候的过渡带，气候温和湿润，多年平均降水量约1100mm，年内降水大多集中在6~9月。受大巴山、巫山地形影响，三峡区间暴雨发生频繁，降雨强度大。本研究选取三峡区间18个国家雨量站1961~2020年的日降雨数据(数据来源:中国气象局国家气象信息中心)，站点分布如图1所示。所有数据均经过严格质量控制，满足国家水文数据质量控制要求^[24]。

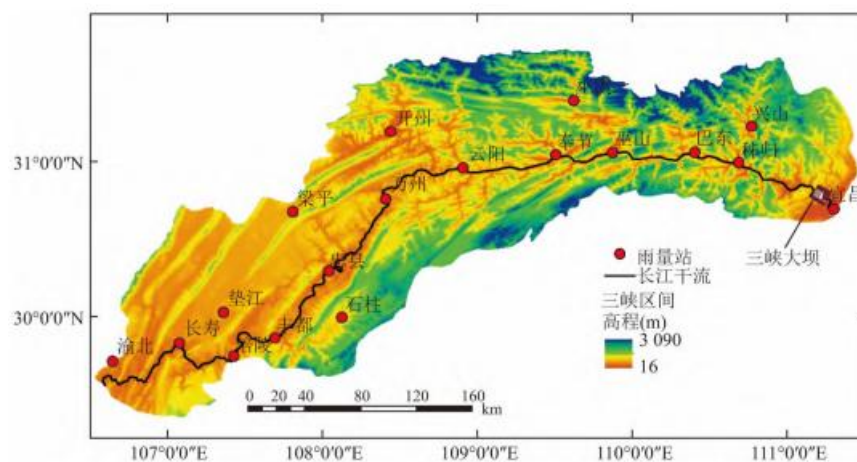


图1 三峡区间雨量站点空间分布与地形特征

Fig. 1 Spatial distribution of rain-gauge stations and topographic features in Three Gorges Reservoir intervening basin

1.2 研究方法

1.2.1 样本筛选

极端降水样本通常采用年最大值法(annual maximum, AM)选择，即由每年的最大日降水量组成^[25]。但考虑到气候条件的年际差异，多水年可能出现多次极端降水事件，少水年可能存在无强降水事件，由此导致AM序列可能存在漏选或掺入假信息的问题^[15]。因此，本文在考虑AM序列的同时也采用超门限阈值

(peak-over-threshold, POT)法筛选极端降水事件^[26]。具体步骤为:按升序对多年逐日降水量进行排序,取某一特定百分位下的日降水量作为极端降水阈值,筛选出达到或超过这一阈值的降水峰量,建立 POT 序列。本文选用 99% 阈值。

1.2.2 极端降水指数

为给气候变化研究提供统一标准,世界气象组织曾提出一套极端气候指数^[27],共包括 27 个核心指数,分别为 11 个极端降水指数和 16 个极端气温指数。本文选择 11 个极端降水指数中常用的 7 个,如表 1 所示。

1.2.3 趋势检验

Mann-Kendall 检验法作为世界气象组织推荐的非参数检验方法,因其不要求被分析样本遵从一定分布,不受其它异常值干扰和计算简便等特点,近年来被众多学者应用于分析气象、水文等非正态分布数据^[28, 29],本文采用 Mann-Kendall 法检验极端降水指数的年际变化趋势。原假设 H0:降水时间序列 x 是 N 个随机分布、相互独立的样本;备择假设:H1 是双边检验,构造检验统计量 S:

$$S = \sum_{k=1}^{N-1} \sum_{j=k+1}^N \text{sgn}(x_j - x_k) \quad (1)$$

表 17 个极端降水指数及定义

代码	名称	单位	定义
R95P	极端降水量	mm	年日降水量 > 第 95 百分位值的降水总量
RX1D	一日最大降水量	mm	年最大的一日降水量
RX5D	最大连续五日降水量	mm	年最大的连续五日降水量
SDII	降水强度	mm, d ⁻¹	年有雨日降水强度
R10	中雨日数	d	年日降水量 ≥ 10mm 的总日数
R20	大雨日数	d	年日降水量 ≥ 20mm 的总日数
R50	暴雨日数	d	年日降水量 ≥ 50mm 的总日数

Mann-Kendall 法的统计量 ZMK 为:

$$Z_{MK} = \begin{cases} (S-1) / \sqrt{\text{var}(S)} & S > 0 \\ 0 & S = 0 \\ (S+1) / \sqrt{\text{var}(S)} & S < 0 \end{cases} \quad (2)$$

var(S) 表示 S 的方差,当 ZMK 为正数表示极端降水指数序列呈增加趋势,为负数时表示极端降水指数序列呈下降趋势。|ZMK| ≥ 1.96 时表示分别通过了置信度 95% 的检验。

1.2.4 极值分布

气候要素本身是一个随机变量,极值就是这些随机变量的某种函数。虽然难以定量预报气候要素的极

值, 但可以借用统计推断的手段寻求气候极值的分布模型, 推算一定重现期的可能极值, 揭示其内在规律 [30]。目前用于研究极端气候事件的统计分布模型主要包括广义极值分布(GEV)、广义 Pareto 分布(GPD) 和 Gamma 分布等, 其中, GEV 分布综合了 Gumbel、Frèchet 和 Weibull 3 种极值分布, 可以得到一定置信水平下重现期的置信区间, 广泛应用于极端降水拟合; GPD 模型是一种专门描述超过门限峰值的极值分布, 在极端降水序列统计分析等方面也存在较多应用。本文采用 GEV 和 GPD 分布进行三峡区间极端降水拟合研究, 两种分布的分布函数及其逆函数如表 2 所示。

表 2 GEV 和 GPD 分布的累积分布函数及其逆函数

类型	累积分布函数	逆函数
GEV	$F(x \mu, \sigma, \xi) = \exp\left[-\left(1-\xi\frac{x-\mu}{\sigma}\right)^{\frac{1}{\xi}}\right]$ 其中, $1-\xi\frac{x-\mu}{\sigma}>0$	$X_T = \mu + \frac{\sigma}{\xi}(1 - (-\ln(1-1/T))^{\xi})$
GPD	$F(x \mu, \sigma, \xi) = 1 - \left(1-\xi\frac{x-\mu}{\sigma}\right)^{\frac{1}{\xi}}$ 其中, $x \geq \mu, 1-\xi\frac{x-\mu}{\sigma}>0$	$X_T = \mu + \frac{\sigma}{\xi}(1 - (1/T)^{\xi})$

注: x 为极端降水序列; X_T 为给定重现期 T 对应的分位数, 即 T 年一遇的极端降水量; μ 、 σ 和 ξ 分别为位置参数、形状参数和尺度参数, 采用 L 矩法估计 [31]。

从表 2 可知, 由给定重现期 T 对应的分位数公式还可以推求一定降水量的理论重现期, 为作对比, 经验重现期按如下公式计算 [32]:

$$T = \frac{1}{\frac{n}{N} \left(1 - \frac{i-0.4}{n+0.2}\right)} \quad (3)$$

式中: n 为极端降水序列样本数; N 为极端降水序列总年数, $i=1, 2, \dots, n$ 。

1.2.5 分布检验

本文采用 Kolmogorov-Smirnov (KS) 方法 [33] 检验 GEV 和 GPD 模型的理论分布与极端降水序列的经验分布的偏离程度。KS 检验的基本思路为: 将样本的经验分布 $F_n(x)$ 与指定的理论分布 $G(x)$ 比较, 确定两者的最大差异值 D 及其对应的概率作为检验的 p 值:

$$D = \max |F_n(x) - G(x)| \quad (4)$$

D 值越小则说明拟合越好。 p 值反映拟合的 D 在原假设为真条件下的发生概率, 即能够做出拒绝原假设推断的最小显著性水平。当 $p < \alpha$ 时可拒绝假设, 表示未通过 KS 检验; 当 $p \geq \alpha$ 时不能拒绝原假设, 表示通过 KS 检验。本文选择显著性水平 $\alpha = 0.05$ 。

2 结果分析

2.1 极端降水指数时空分布特征

7 个极端降水指数年值的 Mann-Kendall 趋势分析结果如图 2 所示, 对于统计量 ZMK 的绝对值大于 1.96

的, 说明在 95% 的置信区间内趋势结果显著, 正的表示上升, 负的表示下降。从图中可以看出, 对于单个极端降水指数而言, SDII 年值总体呈上升趋势(15 个站点), 其中有 5 个站点(丰都、梁平、万州、开州和秭归)呈显著上升趋势。R10(14 个站点)、R20(12 个站点)和 RX5D(13 个站点)总体呈下降趋势, 其他指数升降趋势基本相当。对于单个站点而言, 秭归站所有极值指标均呈上升趋势, 其中, 极端降水量 R95P、降水强度 SDII、强降雨日数(R10、R20、R50)均呈显著上升趋势。由于秭归在三峡库区且离大坝最近, 需特别关注极端降水可能引发暴雨洪水及滑坡、泥石流等地质灾害对三峡水库的影响。

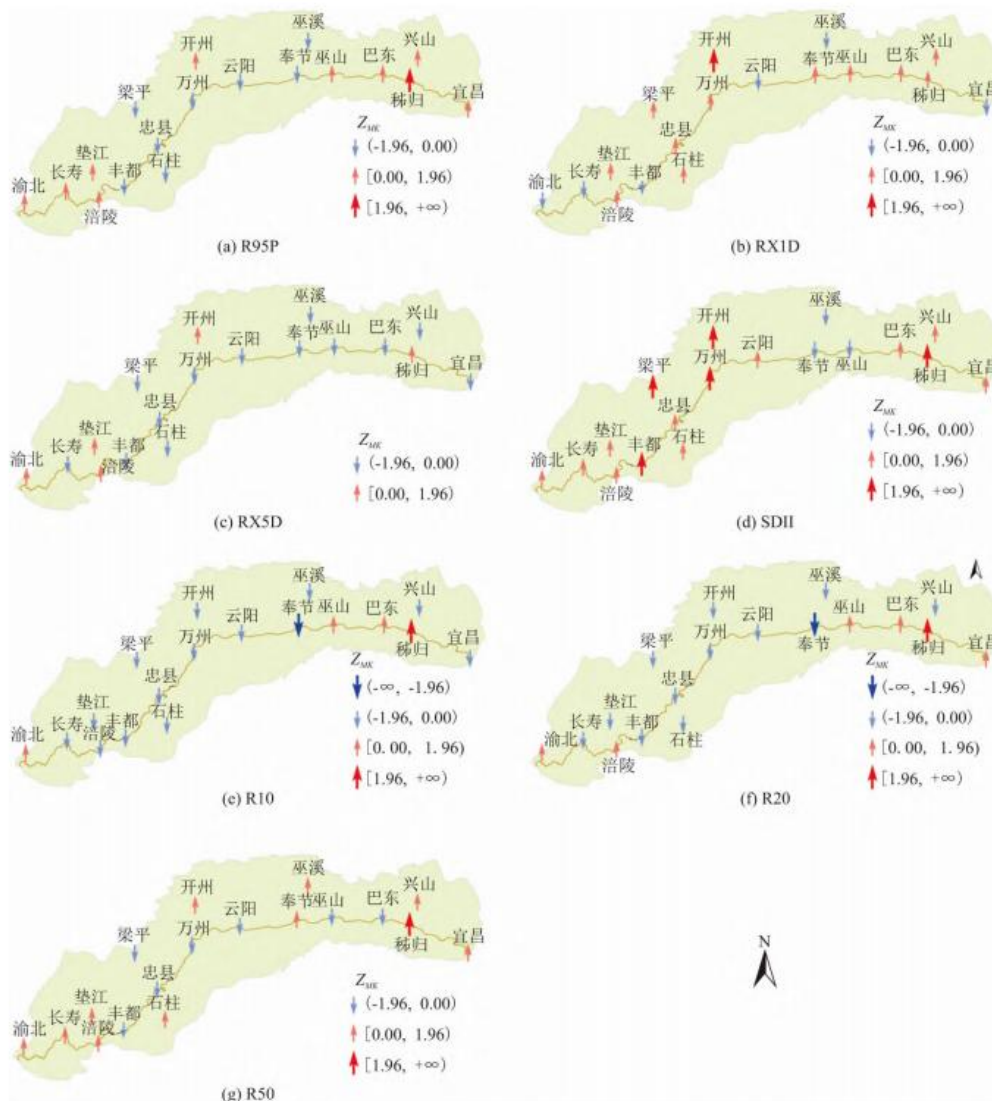


图 2 极端降水指数年值变化趋势

为分析极端降水指数的空间分布特征, 利用反距离权重法对 7 个极端降水指数多年均值进行空间插值(分辨率为 $1\text{km} \times 1\text{km}$), 如图 3 所示。从图中可以看出, 7 个极端降水指数中, 除降水强度 SDII 和中雨日数 R10 外, 其他指数的分布模式较为相似, 较高值主要分布在长江以北大巴山区(开州、梁平、万州和云阳), 而渝东南山区(石柱)和鄂西山区(兴山)则是较低值分布的区域。降水强度 SDII 的分布模式与其他指数差异较大, 主要表现为库首区域 SDII 值较高, 而库尾区 SDII 值较低, 这不利于近坝库岸地质稳定, 可能对三峡水库安全运行造成一定影响。中雨日数 R10 与大雨日数 R20 和暴雨日数 R50 的空间分布模式略有不同, R10 的极值中心出现在垫江、忠县和梁平, R20 的极值中心出现在梁平、万县和开州, 而 R50 的极值中心出现在开州, 由此可知, 随着强降水等级提高, 降水极值空间分布从库尾逐渐向库中转移。

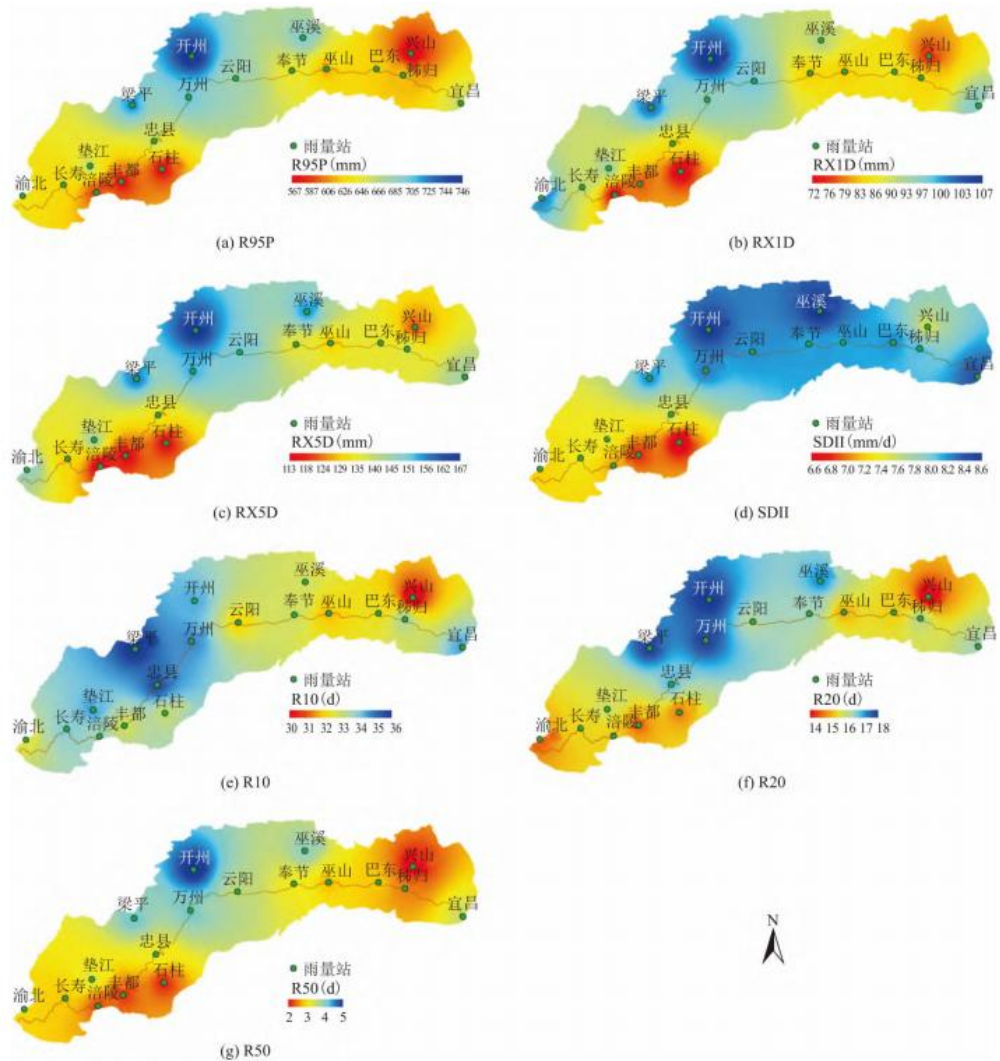


图3 极端降水指数多年均值空间分布

2.2 参数估计及拟合优度检验

两种极值序列 GEV 和 GPD 分布的位置参数 μ 、尺度参数 σ 和形状参数 ξ 如表 3 所示。从表中可以看出，当采用 GEV 分布进行拟合时，AM 序列有 2 个站点(巫溪、涪陵)形状参数 ξ 为正，属于 Weibull 分布，其余 16 个站点形状参数 ξ 为负值，属于厚尾极值 II 型分布；而 POT 序列全部站点形状参数 ξ 均为负，属于厚尾极值 II 型分布。当采用 GPD 分布进行拟合时，对于 AM 序列，除了石柱外，其余站点形状参数 ξ 均为正，属于薄尾分布；对于 POT 序列，除了云阳和涪陵外，其余站点形状参数 ξ 均为负，属于厚尾分布。采用 KS 拟合检验方法计算 GEV 和 GPD 分布的 KS 统计值，如表 4 所示。从表 4 中可知，对 AM 序列，所有站点采用 GEV 分布进行拟合都能通过 KS 检验，而采用 GPD 分布进行拟合时，则有 4 个站点未能通过 $\alpha=0.05$ 的 KS 检验。而对 POT 序列而言，所有站点都能通过 GEV 分布和 GPD 分布的 KS 拟合检验。根据统计结果表明，18 个站点 AM 序列的最优分布均为 GEV 分布，而 POT 序列中有 16 个站的最优分布是 GPD 分布，仅 2 站(巫山和垫江)GEV 和 GPD 分布拟合效果相当。

表 3AM 序列和 POT 序列的 GEV 和 GPD 分布参数估计结果

站点	AM 序列						POT 序列					
	GEV 分布			GPD 分布			GEV 分布			GPD 分布		
	μ	σ	ξ	μ	σ	ξ	μ	σ	ξ	μ	σ	ξ
开州	85.61	26.30	-0.196	60.11	50.36	0.073	91.18	15.09	-0.353	77.85	24.69	-0.178
云阳	82.99	22.47	-0.019	58.59	52.29	0.383	86.46	14.24	-0.200	72.69	27.14	0.066
巫溪	79.26	22.19	0.079	53.52	58.00	0.570	85.41	9.03	-0.307	77.21	15.45	-0.106
奉节	69.91	21.68	-0.004	46.12	51.38	0.412	74.94	11.28	-0.254	64.39	20.34	-0.023
巫山	68.32	18.62	-0.128	49.48	38.34	0.188	73.23	11.20	-0.295	63.00	19.37	-0.088
巴东	66.91	21.64	-0.199	45.96	41.33	0.069	73.54	12.22	-0.370	62.85	19.66	-0.205
<2	68.35	23.47	-0.055	43.46	52.44	0.319	71.88	12.00	-0.306	60.98	20.55	-0.106
兴山	62.47	19.33	-0.060	42.05	42.91	0.308	68.62	10.50	-0.278	58.94	18.47	-0.061
垫江	75.39	20.10	-0.215	56.12	37.75	0.042	77.06	12.98	-0.311	65.32	22.10	-0.114
梁平	82.71	26.57	-0.116	55.63	55.42	0.209	85.42	13.54	-0.374	73.60	21.70	-0.209
万州	77.36	21.81	-0.152	55.63	43.77	0.147	81.53	12.65	-0.341	70.28	20.92	-0.159
忠?	72.45	20.00	-0.017	50.71	46.65	0.387	75.38	11.00	-0.262	65.13	19.68	-0.035
石柱	59.51	13.23	-0.277	47.30	23.30	-0.060	61.90	8.42	-0.373	54.55	13.51	-0.208
宜昌	75.40	25.17	-0.164	50.50	49.88	0.127	81.48	14.19	-0.343	68.88	23.42	-0.163
渝北	81.45	28.59	-0.055	51.14	63.85	0.317	81.13	16.84	-0.271	65.52	29.86	-0.050
长寿	72.30	22.42	-0.155	50.00	44.84	0.142	75.48	12.76	-0.321	64.00	21.52	-0.129
涪陵	63.93	17.68	0.044	43.90	44.32	0.502	66.15	9.06	-0.235	57.57	16.65	0.008
丰都	62.80	18.70	-0.170	44.37	36.81	0.116	64.99	9.42	-0.413	56.95	14.55	-0.268

表 4 不同极端降水序列的 KS 检验结果

站点	AM 序列			POT 序列		
	GEV 分布	GPD 分布		GEV 分布	GPD 分布	最优分布
		布	最优分布			
开州	0.067	0.100	GEV	0.098	0.065	GPD
云阳	0.067	0.233	GEV	0.083	0.060	GPD
巫溪	0.083	0.350*	GEV	0.110	0.085	GPD
奉节	0.050	0.250*	GEV	0.098	0.049	GPD
巫山	0.067	0.150	GEV	0.065	0.065	GPD/GEV
巴东	0.067	0.100	GEV	0.088	0.038	GPD
秭归	0.067	0.200	GEV	0.073	0.061	GPD
兴山	0.100	0.250*	GEV	0.089	0.076	GPD
垫江	0.067	0.100	GEV	0.063	0.063	GPD/GEV
梁平	0.117	0.167	GEV	0.075	0.065	GPD
万州	0.050	0.100	GEV	0.078	0.056	GPD
忠?	0.083	0.233	GEV	0.074	0.063	GPD
石柱	0.050	0.100	GEV	0.071	0.040	GPD
宜昌	0.067	0.100	GEV	0.096	0.060	GPD
渝北	0.067	0.233	GEV	0.074	0.053	GPD

长寿	0.050	0.117	GEV	0.053	0.043	GPD
涪陵	0.050	0.283*	GEV	0.065	0.054	GPD
丰都	0.100	0.133	GEV	0.075	0.043	GPD

2.3 重现期推算

根据 L 矩法估计得到的 AM 和 POT 两种降水序列对应的分布函数参数, 结合分位数公式估算各站点不同重现期下的降水量, 并与样本的经验重现期作比较。图 4 给出了开州站两种极值分布函数计算的重现期与样本经验重现期的对比。对于开州站的 AM 序列而言, GEV 分布推算的一定重现期的降水极值与经验值的拟合效果优于 GPD 分布结果, 而对于 POT 序列, GPD 拟合效果优于 GEV 的。这与前文 KS 检验结果相一致。

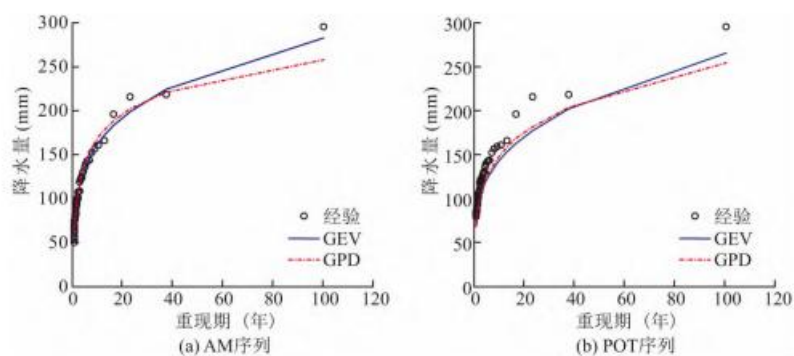


图 4 开州站的理论重新期与经验重现期

根据 KS 检验结果, 利用反距离权重法进行空间插值(分辨率为 $1\text{km}\times 1\text{km}$), 选择三峡区间各站点 AM 和 POT 两种序列的最优分布推算不同重现期水平下(10、20、50 和 100 年)的降水极值, 如图 5 和图 6 所示。整体而言, 不同重现期水平的降水量空间分布形态基本保持一致, 存在大巴山脉山前迎风坡的极值中心(开州和梁平)。对于 AM 序列而言(图 5), 10、20 和 50 年重现期水平下所有站点均达到了大暴雨级别($100\text{mm}\leq\text{日降水量}\leq 250\text{mm}$), 100 年重现期水平下开州站达到了特大暴雨等级, 其余站点均达到了大暴雨级别。对 POT 序列而言, 10 年重现期水平下除石柱和涪陵外, 其余站点降水量属于大暴雨级别, 而 50 年重现期水平下所有站点达到了大暴雨等级, 100 年重现期水平下开州站达到了特大暴雨等级, 其余站点均达到了大暴雨级别。对比图 5 和图 6 可知, AM 序列和 POT 序列的不同重现期水平下的降水量存在明显差异, 在相同重现期水平下 AM 序列估计的降水量比 POT 序列估计值偏大。这种差异随着重现期增大而增大, 但增加幅度相对较小。对于重现期为 10 和 20 年时, 平均差值为 8 和 10mm, 最大值为 12 和 16mm, 而当重现期为 50 和 100 年时, 两个序列平均差值为 11 和 12mm, 最大差值分别为 22 和 28mm。

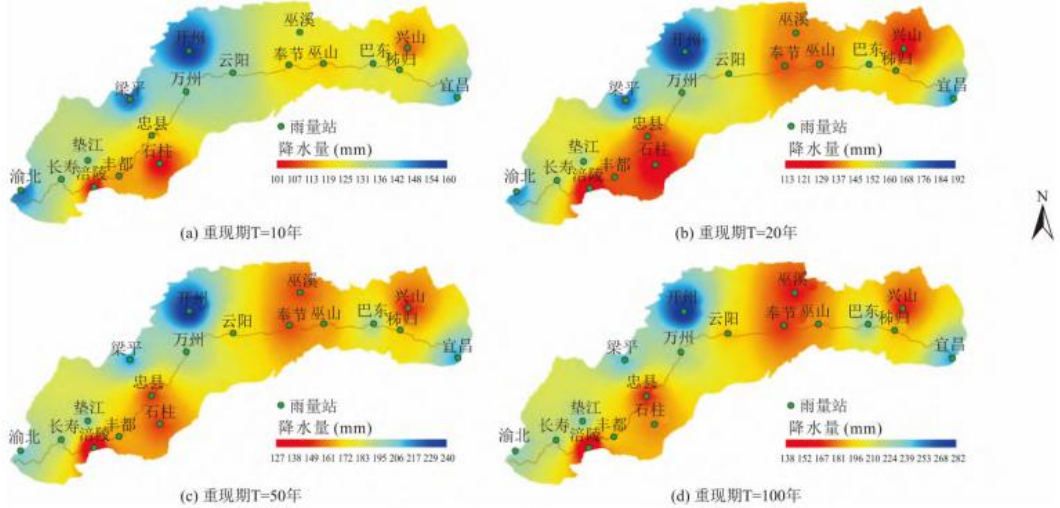


图 5 AM 序列不同重现期水平降水极值分布

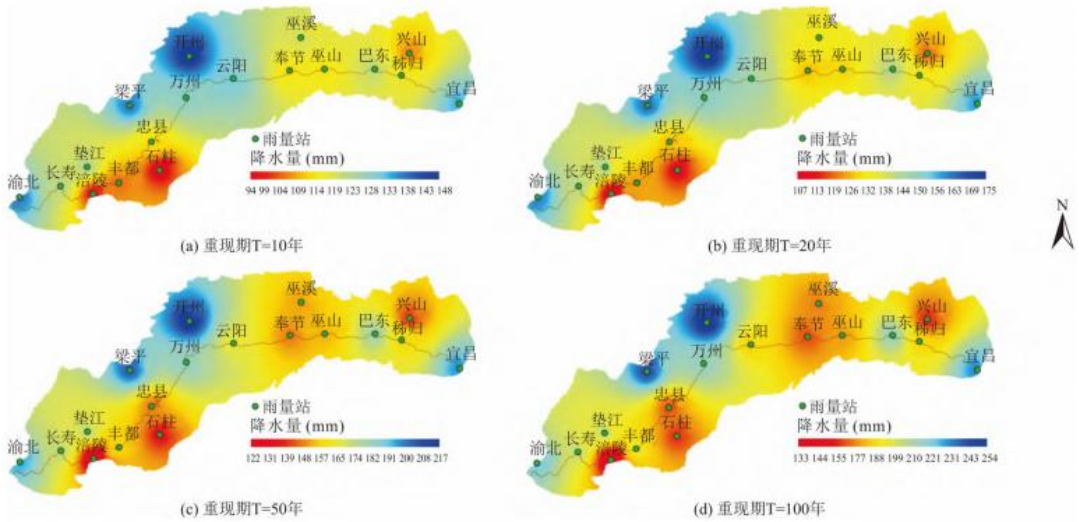


图 6 POT 序列不同重现期水平降水极值分布

3 结论

本文利用 7 个极端降水指数和 2 个极值统计模型，基于三峡区间 18 个雨量站 1961~2020 年的逐日降水资料，对三峡区间降水极值的时空分布特性和统计分布特性进行了分析，得出以下结论：

(1) 7 个选定的极端降水指数可以较好表征三峡区间的降水极值特征。总体而言，三峡区间北岸降水极值强于南岸，其中，开州是三峡区间的暴雨极值中心。秭归站作为三峡库区距坝最近站点，7 个极端降水指数中有 5 个 (R95P、SDII、R10、R20、R50) 在时程上呈显著上升趋势，需特别关注未来强降水可能引发的地质及洪涝灾害对三峡工程运行的影响。

(2) 基于 2 种抽样方法 (AM 和 POT)，采用 2 个极值统计模型 (GEV 和 GPD) 得到的不同重现期降水极值空间分布与极端降水指数刻画的基本一致。其中，GEV 模型较适合拟合 AM 序列，GPD 模型较适合拟合 POT 序列。从最大限度规避风险角度考虑，推荐采用基于 AM 序列推算一定重现期水平下的降水极值。

参考文献:

- [1] 孔锋, 史培军, 方建, 等. 全球变化背景下极端降水时空格局变化及其影响因素研究进展和展望 [J]. 灾害学, 2017, 32(2):165—174.
- [2] EASTERLING D R, EVANS J L, GROISMAN P Y, et al. Observed variability and trends in extreme climate events: A brief review [J]. Bulletin of the American Meteorological Society, 2000, 81(3):417—426.
- [3] 刘琳, 徐宗学. 西南5省市极端气候指数时空分布规律研究 [J]. 长江流域资源与环境, 2014, 23(2):294—301.
- [4] JI Z M, KANG S C. Evaluation of extreme climate events using a regional climate model for China [J]. International Journal of Climatology, 2015, 35(6):888—902.
- [5] 徐宗学, 刘琳, 杨晓静. 极端气候事件与旱涝灾害研究回顾与展望 [J]. 中国防汛抗旱, 2017, 27(1):66—74.
- [6] DIFFENBAUGH N S, SINGH D, MANKIN J S, et al. Quantifying the influence of global warming on unprecedented extreme climate events [J]. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, 2017, 114(19):4881—4886.
- [7] 何佳, 苏筠. 极端气候事件及重大灾害事件演化研究进展 [J]. 灾害学, 2018, 33(4):223—228.
- [8] 徐晓明, 张雪芹. 1961—2019年深圳市极端降水变化 [J]. 自然灾害学报, 2021, 30(3):43—51.
- [9] PENDERGRASS A G. What precipitation is extreme [J]. Science, 2018, 360(6393):1072—1073.
- [10] 尹扬娜. 浙江省1971~2016年极端降水指数时空变化特征 [J]. 自然科学, 2019, 7(4):294—306.
- [11] 张利平, 杨艳蓉, 秦琳琳, 等. 未来情景下南水北调中线工程水源区极端降水分布特征 [J]. 气候变化研究进展, 2013, 9(1):29—34.
- [12] 王文琪, 王栋, 王远坤. 长江三角洲太湖流域湖西浙西区降水极值特性分析 [J]. 南京大学学报(自然科学版), 2019, 55(4):688—698.
- [13] 苏布达, 姜彤, 董文杰. 长江流域极端强降水分布特征的统计拟合 [J]. 气象科学, 2008, 28(6):625—629.
- [14] 何干皓, 李龙国, 刘铁刚, 等. 岷江流域降水极值概率分布研究 [J]. 工程科学与技术, 2017, 49(1):78—85.

[15] 宋晓猛, 张建云, 孔凡哲. 基于极值理论的北京市极端降水概率分布研究 [J]. 中国科学:技术科学, 2018, 48:639—650.

[16] LAZOGLOU G, ANAGNOSTOPOULOU C, TOLIKAK, et al. A review of statistical methods to analyze extreme precipitation and temperature events in the Mediterranean region [J]. Theoretical and Applied Climatology, 2019, 136: 99—117.

[17] 王佰伟, 田富强, 胡和平. 三峡区间入流对三峡库区洪峰的影响分析 [J]. 中国科学:技术科学, 2011, 41(7):981—991.

[18] 王佰伟, 李哲, 田富强, 等. 基于物理机制的分布式水文模型对三峡区间径流的模拟 [J]. 清华大学学报(自然科学版), 2011, 51(2):209—214.

[19] 许继军, 杨大文, 蔡治国, 等. 基于分布式水文模拟的三峡区间洪水预报(I)——模型构建及验证 [J]. 水文, 2008, 28(1):32—37.

[20] 姜彤, 苏布达, MARCO Gemmer. 长江流域降水极值的变化趋势 [J]. 水科学进展, 2008, 19(5):650—655.

[21] 时光训, 刘健, 马力, 等. 1970—2014年长江流域极端降水过程的时空变化研究 [J]. 水文, 2017, 37(4):77—85.

[22] 张俊, 高雅琦, 徐卫立, 等. 长江流域极端降雨事件时空分布特征 [J]. 人民长江, 2019, 50(8):81—86.

[23] 王汉东, 黄璠瑶, 朱思蓉, 等. 三峡区间面雨量空间插值方法对比分析 [J]. 水利信息化, 2021, 1:26—29.

[25] 吴孝情, 陈晓宏, 唐亦汉, 等. 珠江流域非平稳性降雨极值时空变化特征及其成因 [J]. 水利学报, 2015, 46(9):1055—1063.

[26] 张昕怡, 方国华, 闻昕, 等. 中国格点化日降水极值统计模型及阈值的选取 [J]. 气候变化研究进展, 2017, 13(4):346—355.

[27] 尹红, 孙颖. 基于ETCCDI指数2017年中国极端温度和降水特征分析 [J]. 气候变化研究进展, 2019, 15(4):363—373.

[28] 邹磊, 夏军, 张印. 长江中下游极端降水时空演变特征研究 [J]. 长江流域资源与环境, 2021, 30(5):1264—1274.

[29] 祝莹, 敖天其, 陈婷, 等. 沱江流域汛期极端降水事件时空演变特征 [J]. 水电能源科学, 2021, 39(7):1—4.

[30] 苏布达, MARCO Gemmer, 姜彤. 1960—2005年长江流域降水极值 [J]. 气候变化研究进

展, 2007, 3(4) : 208—213.

[31] HOSKING J R M. L-moments: Analysis and estimation of distributions using linear combinations of order statistics [J] . Journal of the Royal Statistical Society: Series B, 1990, 52(1) , 105—124.

[32] CUNNANE C. Unbiased plotting positions: A review [J] . Journal of Hydrology, 1978, 37: 205—222.

[33] MASSEY F J. The Kolmogorov-Smirnov test for goodness of fit [J]. Journal of the American Statistical Association, 1951, 46(253) : 68—78.