

嘉陵江流域降水集中度的时空变异 与驱动因素研究

杨军 张会兰 庞建壮¹

(北京林业大学 水土保持学院重庆缙云三峡库区森林
生态系统国家定位观测研究站, 北京 100083)

【摘要】: 降水的集中分布是引发洪涝灾害和河流高含沙事件的主要因素, 对降水集中度时空变异规律的认识及其主要驱动因素的辨析可为区域水资源管理和灾害预警提供依据。以长江上游最大的产沙支流嘉陵江流域为研究区, 基于流域内 19 个气象站点 1954~2018 年的逐日降水数据, 计算年平均降水集中度(ACI) 和长期降水集中度(LCI) 指数, 采用 Mann-Kendall 趋势检验法、Sen's slope 坡度检验法和反距离权重插值法分析降水集中度指数的时空变异规律, 基于相关性分析和随机森林算法探讨其主要驱动因素。结果表明: (1) 嘉陵江流域的 ACI 和 LCI 值在空间上均呈现北低南高的分布格局, 东南部人口密集区降水集中度大, 极端降水事件发生的可能性大; 而西北部山区降水集中度较小, 降水较均匀, 发生极端降水的可能性较小。(2) 研究期间降水集中度的数值变化范围为 0.53~0.83, 变幅较大; 19 个气象站点中, 15 个站点降水集中度呈现上升趋势(其中 8 个为显著上升), 4 个站点呈现下降趋势(其中 2 个为不显著下降), 各站点的趋势性差异亦与地形、气候因素密切相关。(3) 通过相关性分析发现, 降水集中度与流域高程具有显著的负相关关系($p<0.01$); 基于随机森林算法的重要性分析结果表明, 对嘉陵江流域内降水集中度影响最大的气候因子为太阳黑子指数 SS, 重要性为 17.24%~20.25%, 其次为 ENSO 指数(MEI 和 SOI)。

【关键词】: 降水集中度 时空变化 随机森林 嘉陵江流域

【中图分类号】: P333 **【文献标识码】:** A **【文章编号】:** 1004-8227(2021)04-0849-12

随着全球气候变暖和人类活动的剧烈影响^[1~3], 近年来, 极端降水事件频发, 引起水资源的不均匀分配。同时, 近年来极端水文、水环境和山地灾害等重大自然灾害事件日益严重^[4, 5], 很大程度取决于降水在时空上的不均匀分布^[6, 7]。嘉陵江流域为长江一级支流, 其流域出口北碚水文站汇入三峡水库, 直接影响库区的来水来沙条件。由于嘉陵江流域降水季节分配极为不均匀, 且在空间上呈现自西北高海拔山地地区向东南低海拔城市地区水量逐渐增多的空间格局^[8]。近年来, 流域内枯水季干旱和洪水季洪涝灾害频发, 威胁流域内水利工程的设计实施与安全运行^[9], 区域内的供水、灌溉、发电等都会受到不同程度的影响^[10, 11]。因此, 在嘉陵江流域开展降水集中特性的研究, 对区域经济发展和三峡水库的运行管理具有重要的指导意义。

降水集中特性是降水量、降水持续时间和降水过程的综合反映。张录军等^[12, 13]定义了一种基于月尺度的降水集中度和降水集中期指数来定量地表征降水量在时空场上的非均匀性, 该法基于向量合成法, 反映降水总量在各个时间段的集中程度, 同时提

¹**作者简介:** 杨军(1995~), 男, 硕士研究生, 主要研究方向为流域水文. E-mail:2403498113@qq.com
张会兰 E-mail:zhanghl@bjfu.edu.cn

基金项目: 国家自然科学基金(51309006); 国家重大水利基金项目“三峡工程泥沙重大问题研究课题(12610100000018J129-01); 中央高校基本科研业务费专项资金(NO. 2016ZCQ06, NO. 2015ZCQ-SB-01)

取时间维度上最大降水重心对应的时段。由于很多气象灾害往往是由短历时强降水过程所带来的^[14],因而基于降水集中特性系统研究降水时空场分布的非均匀性具有十分重要的意义。

西班牙气象学家 MartinVide^[15]定义了一个关于降水的集中度指数为 Concentration Index(CI),该指数可以用来表征日降水对于总降水量的贡献程度,且操作方法较为简便,时间尺度灵活,国内外均有不同应用。Ricardo Zubietta 等^[16]选用 TMPAV7, TM PART, CMORPH 和 PERSIANN 四种卫星降水数据集来评估降水集中度表征亚马逊流域降水集中分布情况的能力; Md. Siddiqur Rahman 等^[17]选取了降水集中度等 13 个降水指数探究其对降水系统变化的可能原因; María Paula Llano^[18]计算阿根廷 66 个气象站点的降水集中度(范围为 0.54~0.68)并分析其空间分布状况,发现阿根廷北部和大西洋沿岸降水集中度较高,降水集中度较低出现在安第斯山脉和南部地区,而这种空间的不均匀性分布系由海拔梯度导致。肖紫薇等^[19]通过降水集中度指数,采用秩次相关检验分析法分析了淮河流域降水在不同时间尺度上的变化趋势的显著性水平,并采用线性相关分析法用以分析降水量与降水集中度的相关关系。张琪等^[20]结合降水集中度和标准化降水量指数,采用相关分析的方法分析不同季节下降水与洪涝的关系。

目前,对降水集中度时空特征的驱动因素研究尚处于初级阶段。郑炎辉等^[21]利用降水集中度分析珠江流域降水集中度的分布特征和变化规律,并且用随机森林的方法计算出气候变化主要指标对降水集中度影响的重要性。Huang 等^[22]用降水集中度指数来分析我国九大流域降水集中分布的时空变化特征,并结合交叉小波变换方法探讨降水集中度指数与各大季风指数的相关关系。Elena Vyshkarkova 等^[23]采用 Pearson 相关系数分析降水集中度与降水参数和地形因子的关系,发现降水集中度与海拔高度显著负相关($R=-0.3$, $p<0.05$)。这些研究均对降水集中度时空变异驱动因素的研究提供了很好的借鉴意义,同时也可较全面地揭示气候变化背景下降水的演变特征以及驱动机制,为不同流域的水资源综合利用、防洪抗旱以及灾害管理提供科学的参考依据。

基于以上分析,本文以嘉陵江流域为研究区,探究流域内近 60 年来降水集中度的时空变异特征,嘉陵江流域地形起伏较大,呈现西北部地势高,东南部地势平坦的特征,具有明显的梯度特性。同时,关注气候变化的主要指标,包括 ENSO 指标(MEI、SOI),太阳黑子指数(SS),东亚夏季风指数(EASMI),南亚夏季风指数(SASMI),南海夏季季风(SCSSMI),北极波涛动指数(AOI),印度夏季风指数(ISMI),西北太平洋夏季风指数(WNPMI)等 9 大气候因子,并采用随机森林算法识别其各影响因子的重要性,定量分析气候因子对于降水集中度的影响程度。综合研究降水集中度的时空变异规律及驱动因素有利于完善对于降水非均匀性的科学认识,可为嘉陵江流域水资源的综合利用和灾害预警等提供理论依据。

1 研究区域和数据资料

1.1 研究区域

嘉陵江流域位于四川盆地东北部及秦岭以南地区,地跨 $102^{\circ} 33' E \sim 109^{\circ} 00' E$, $29^{\circ} 40' N \sim 34^{\circ} 30' N$, 面积 15.98 万 km^2 ,其中干流面积 3.92 万 km^2 。嘉陵江流域地理位如图 1 所示,嘉陵江包含白龙江、涪江、渠江、嘉陵江干流四大水系,包含东西两大源头、左右两大支流,通常认为东源为嘉陵江正源。嘉陵江流域大部分地区为亚热带湿润季风气候,夏季高温多雨,冬季温和湿润。流域多年平均最高气温为 $19.4^{\circ}C$,多年平均最低气温为 $4.3^{\circ}C$ 。流域多年平均降水量为 912.80mm,降水量在空间上呈现自西北至东南递增的趋势,嘉陵江流域上游至下游干旱指数逐渐减小^[8],气候更为湿润。由于受到季风气候的影响,流域内降水量分布极为不均,多集中在夏季 6~9 月份,6~9 月降水量约占全年的 65%。流域多年平均潜在蒸发散为 892.53mm,月潜在蒸散发量最大值出现在 7 月,多年平均值为 130mm。潜在蒸散发量由上游至下游呈现逐渐减少的趋势。多年平均日照时间为 3.9h/d。嘉陵江流域地处青藏高原向第二阶地转变的地形急变带,整个流域高差超过 5000m,地形变化剧烈,西北部海拔高而东南部地势平坦,呈现较强的梯级变化特性。流域内地貌类型复杂多样,可以分为西北部高山高原区,北部中低山区,中部盆地丘陵区,东南部平行岭谷等,呈现出由西北向东南逐渐降低的特点。

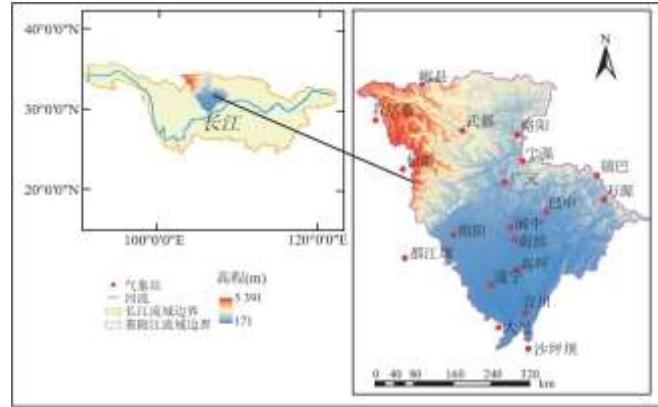


图 1 嘉陵江流域气象站点空间分布图

1.2 数据资料

本文收集了嘉陵江流域 19 个气象站点 1954~2018 年的逐日降水数据，气象站点分布见图 1，详细信息见表 1 所示。气象数据来自中国气象数据网 (<http://data.cma.cn/>)。对于流域降水集中度的影响因子，本文主要采用了全球气候变化指标中的 9 个主要因子，分别为 ENSO 指标 (MEI、SOI，数据来源：<https://www.esrl.noaa.gov/psd/enso/dash-board.html>)，太阳黑子指数 (SS，数据来源：https://www.esrl.noaa.gov/psd/gcos_wgsp/Time-series/SUNSPOT/)，东亚夏季风指数 (EASMI)，南亚夏季风指数 (SASMI)，南海夏季季风 (SCSSMI)，这三者数据来源均为 <http://1jp.gcess.cn/dct/page/65540>，北极波涛动指数 (AOI)，印度夏季风指数 (ISMI)，西北太平洋夏季风指数 (WNPMI)，这三者数据来源为 <http://apdrc.soest.hawaii.edu/projects/monsoon-seasonal-monidx.html>。

表 1 气象站基本情况表

站点	站号	经度(°)	纬度(°)	海拔(m)	序列长度
若尔盖	56079	102.97	33.58	3441.40	1959~2018 年
岷县	56093	104.01	34.26	2315.00	1954~2018 年
武都	56096	104.92	33.40	1079.10	1954~2018 年
松潘	56182	103.60	32.67	2850.70	1955~2018 年
都江堰	56188	103.67	31.00	698.50	1955~2018 年
绵阳	56196	104.73	31.45	522.70	1954~2015 年
略阳	57106	106.15	33.32	794.20	1954~2015 年
广元	57206	105.85	32.43	513.80	1954~2018 年
宁强	57211	106.25	32.83	836.10	1957~2015 年
万源	57237	108.03	32.07	674.00	1954~2018 年
镇巴	57238	107.90	32.53	693.90	1959~2018 年

阆中	57306	105.97	31.58	382.60	1958~2018 年
巴中	57313	106.77	31.87	417.70	1954~2018 年
南部	57314	106.07	31.35	405.70	1960~2015 年
遂宁	57405	105.55	30.50	2850.70	1954~2018 年
高坪	57411	106.10	30.78	309.70	1954~2018 年
大足	57502	105.70	29.70	394.70	1958~2018 年
合川	57512	106.28	29.97	230.60	1960~2018 年
沙坪坝	57516	106.33	29.30	259.10	1954~2015 年

2 研究方法

2.1 降水集中度

降水集中度是研究降水时空集中分布特征的一个重要指标, Martin-Vide^[15]提出降水集中度指数来计算不同日降水分级的相关影响, 尤其是对于暴雨事件的影响。降水集中度指数是基于一年中累积降水量百分比和累积降水天数百分比之间的指数关系进行计算的。基于 Martin-Vide 的研究, 降水集中度指数计算步骤一般为首先将一年中的降水量按照 1mm 的间隔进行等级划分, 比如 0~0.9mm 为一级, 1~1.9mm 为一级, 并以此类推。接着计算出每个降水分级的降水天数以及降水量。然后将上一步骤的降水天数以及降水量进行累加, 得到累积降水天数以及累积降水量, 并除以其累加总和得到累积降水量百分比(y, %)和累积降水天数百分比(x, %)。

而由降水集中度的定义可知, 累积降水量百分比(y, %)及累积降水天数百分比(x, %)的分布呈指数分布, 即符合以下的洛伦兹曲线分布:

$$y = axe^{bx} \quad (1)$$

式中: 参数 a 和 b 的值可以通过最小二乘法计算得到。

$$\ln a = \frac{\sum_{i=1}^n x_i^2 \sum_{i=1}^n \ln y_i + \sum_{i=1}^n x_i \sum_{i=1}^n x_i \ln x_i - \sum_{i=1}^n x_i^2 \sum_{i=1}^n \ln x_i - \sum_{i=1}^n x_i \sum_{i=1}^n x_i \ln y_i}{n \sum_{i=1}^n x_i^2 - (\sum_{i=1}^n x_i)^2} \quad (2)$$

$$b = \frac{n \sum_{i=1}^n x_i \ln y_i + \sum_{i=1}^n x_i \sum_{i=1}^n \ln x_i - n \sum_{i=1}^n x_i \ln x_i - \sum_{i=1}^n x_i \sum_{i=1}^n \ln y_i}{n \sum_{i=1}^n x_i^2 - (\sum_{i=1}^n x_i)^2} \quad (3)$$

式中：n 为样本容量 x_i 和 y_i 为任意一组 x、y 的值。采用最小二乘法率定得到 a 和 b 之后，则该曲线下所包围的面积 S 可由下列积分得到：

$$S = \int_0^{100} [b - axe^{bx}] dx \quad (4)$$

最后按照下式可以计算出降水集中度的值：

$$CI = 2S/1000 \quad (5)$$

2.2 Mann-Kendall 趋势检测和 Sen's slope 检测法

2.2.1 Mann-Kendall 趋势检测

Mann-Kendall^[24, 25] 是一种非参数趋势检验，其优点是样本不需要遵从一定的分布，也不受少数异常值的影响，本文用 Mann-Kendall 法来检测降水集中度的变化趋势。其方法如下：

对于时间序列 x 构建秩序列 S：

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \text{sgn}(x_i - x_j) \quad (6)$$

式中： x_j 为时间序列第 j 个数据值；n 为数据样本的长度；sgn 为符号函数，其定义如下：

$$\text{sgn}(x_i - x_j) = \begin{cases} +1 & \text{当 } x_i > x_j \\ 0 & \text{当 } x_i = x_j \\ -1 & \text{当 } x_i < x_j \end{cases}$$

计算统计量 Z_c ：

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

式中： $\text{Var}(S) = n(n+1)(2n+5)/18$, n 为序列长度。

当 $|Z| > Z_{1-\alpha/2}$ 则表明时间序列在置信水平 α 上存在趋势。当 $|Z|$ 大于 2.58, 1.96, 1.64 时, 序列在 0.01、0.05、0.1 水平上显著。

2.2.2 Sen's slope 趋势分析

Sen's slope^[26] 趋势分析常作为 Mann-Kendall 非参数趋势分析的补充, 与 Mann-Kendall 趋势检验共同使用, 用趋势度 β 表示趋势变化。

当 $\beta > 0$ 时, 时间序列呈上升趋势; 当 $\beta < 0$ 时, 时间序列呈下降趋势。

$$\beta = \text{median} \left[\frac{(x_j - x_i)}{j-i} \right], \quad (\forall j < i, \quad 1 \leq j \leq i \leq n) \quad (9)$$

2.3 数据标准化

由于各气候因子具有不同的量纲和数量级, 各因子间的水平相差很大, 因此, 为了保证结果的可靠性, 需要对气候因子数据进行标准化处理。本文采用的是标准差标准化处理, 其方法如下:

对于序列 x_1, x_2, \dots, x_n 进行变换:

$$y_i = \frac{x_i - \bar{x}}{s} \quad (10)$$

这里 $\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i$, $s = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}$, 则新序列 y_1, y_2, \dots, y_n 的均值为 0, 方差为 1, 且无量纲。

2.4 随机森林

随机森林是由 Breiman^[27]于 2001 年提出的一种基于统计学习理论的组合分类智能算法, 它利用 Bootstrap 重抽样方法从原始数据中抽取多个样本然后对每个 Bootstrap 样本进行分类树构建, 对所有分类树的预测进行组合并通过投票方式得出最终结果^[28]。随机森林是一种自然的非线性建模工具, 是树型分类器的组合, 它的精度很高且不容易出现过拟合的现象, 能很好地容忍异常值以及噪声, 是目前数据挖掘、数据信息学等方面的最热门的前沿研究领域之一^[29]。随机森林的生成步骤如图 2 所示。

首先用 Bootstrap 采样法从总训练样本集 D 中抽取 k 个子训练样本集 $D_1, D_2, D_3, \dots, D_k$, 而子集 D_k 的样本大小与总训练样本集 D 相同, 并建立 k 棵分类树。接着在每一棵分类树的每个节点上随机地从 n 个指标中选取 m 个指标, 并采用最优分割指标进行分割。重复前一步骤的过程并建立 k 棵分类树。最后再将 k 棵分类树形成随机森林。

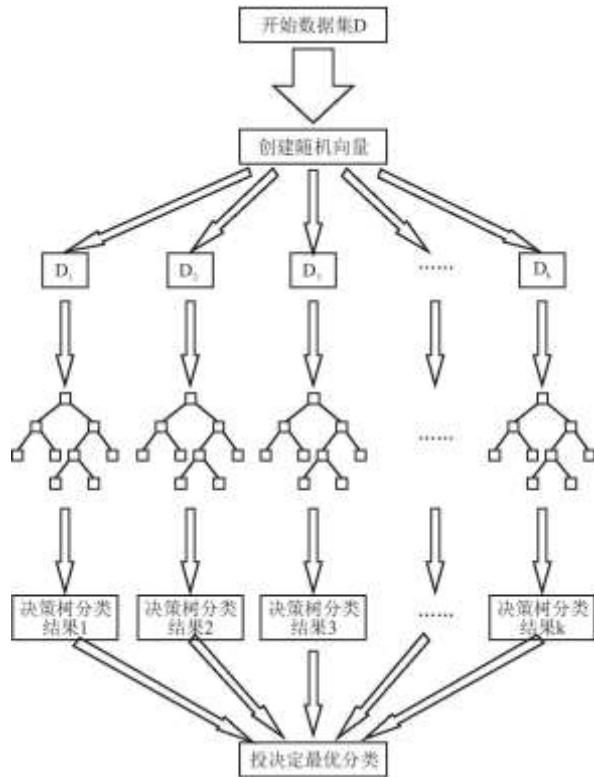


图 2 随机森林生成步骤图

影响降水集中度的因子比较繁多且复杂，如何筛选出影响目标变量的几个主要变量并计算其重要性大小是一个难点。本文采用随机森林中变量平均基尼减少值所占所有变量基尼减少值总和的百分比来衡量影响因子的重要性，其计算公式如下：

$$P_k = \frac{\sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^t D_{Gkij}}{\sum_{k=1}^m \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^t D_{Gkij}} \times 100\% \quad (11)$$

式中：m、n、t 分别为总变量个数、分类树棵数和单棵树的节点数； D_{Gkij} 为第 k 个变量在第 i 棵树的第 j 个节点的基尼减少值； P_k 表示第 k 个变量的重要程度， P_k 值表示越大则表示第 k 个变量越重要，本通过 R 语言环境中调用 Random Forest 函数包实现随机森林算法并依次计算不同变量的重要性。

3 结果和讨论

3.1 洛伦兹曲线验证

为了检验洛伦兹曲线能否代表实际降水集中度的分布，以高坪站 1954 年为例，采用该指数曲线拟合的实测降水天数百分比和降水量百分比分布图如图 3 所示，可以看出，累积降水天数百分比与累积降水量百分比之间的幂函数关系显著 ($p < 0.01$)，决定系数 R^2 高达 0.99，拟合情况很好。

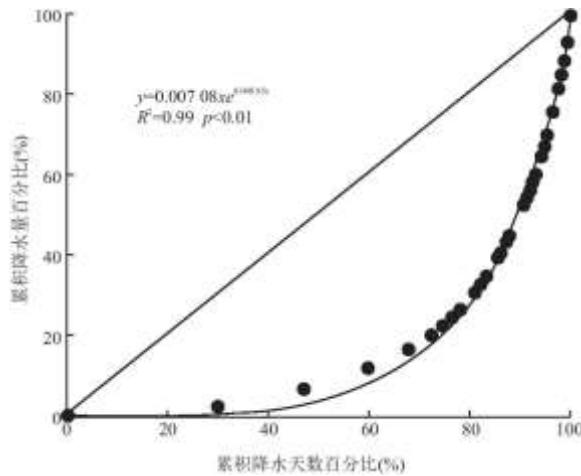


图 3 洛伦兹曲线拟合累积降水量百分比和累积降水天数百分比分布

同时，计算出每个站点从 1954~2018 年(若部分站点的时间序列较短则按照实测序列长度计算)的洛伦兹曲线拟合实测降水天数百分比和降水量百分比的决定系数 R^2 。结果如表 2 所示，该结果表明指数函数曲线可以很好地拟合出观测的降水集中度，并且累积降水天数百分比与累积降水量百分比之间幂函数关系均显著($p<0.01$)。从图 3 可以看出，降水集中度指数为洛伦兹曲线和象限平分线所围的面积 S 和等值线所围的下三角面积之间的比值，降水集中度值为 0 表示降水完全均匀分布，值为 1 表示所有降水将集中于一个时间点上。所以集中度指数越小，则代表的日降水数据集中程度越小，日降水在时段内分布越均匀。

表 2 嘉陵江流域 1954~2018 年洛伦兹曲线拟合实测降水天数百分比和降水量百分比决定系数表 ($p<0.01$)

站点	最大值	最小值	平均值	站点	最大值	最小值	平均值
若尔盖	0.99996	0.99256	0.997998	镇巴	0.99967	0.97551	0.995444
岷县	0.99986	0.99243	0.998401	阆中	0.99994	0.97944	0.994279
武都	0.99984	0.98759	0.997292	巴中	0.99988	0.97865	0.994317
松潘	0.99991	0.99512	0.998991	南部	0.99978	0.96499	0.993779
都江堰	0.99866	0.96611	0.990061	遂宁	0.99847	0.96887	0.992701
绵阳	0.999813	0.9783	0.991457	高坪	0.99952	0.97662	0.994091
略阳	0.99993	0.98131	0.996303	大足	0.99938	0.97926	0.994358
广元	0.99957	0.98052	0.995437	合川	0.99906	0.98491	0.995231
宁强	0.99972	0.99046	0.996617	沙坪坝	0.99952	0.97903	0.994915
万源	0.99992	0.98522	0.99658				

3.2 年平均降水集中度(ACI)和长期降水集中度(LCI)空间分布特征

根据降水集中度(CI)的公式,计算嘉陵江流域19个气象站点的年平均降水集中度(ACI)和长期降水集中度(LCI),并根据ACI和LCI的值,计算结果如表3所示,并通过ArcGIS10.2软件采用反距离权重插值法(Inverse Distance Weighted interpolation, IDW),可以得到嘉陵江流域1954~2018年(若部分站点的时间序列较短则按照实测序列长度计算)ACI和LCI的空间分布。如图4所示,嘉陵江流域的ACI在空间上由北自南,从上游到下游逐渐增大,这与LCI的变化趋势基本上一致,整个嘉陵江流域的ACI和LCI值均大于0.5。其中,ACI和LCI的最大值均出现在绵阳站(0.763, 0.801),ACI和LCI的最小值均出现在松潘站(0.582, 0.59),这表明嘉陵江流域西北地区降水相对比较分散,分配比较均匀,降水极值发生的情况比较少,而东南地区降水比较集中,降水极值发生的情况比较多。可以看出,嘉陵江流域ACI与LCI均在地势较低的区域呈现较大的值,在地势较高的区域呈现较小的值。

表3 嘉陵江流域1960~2015年各站点降水集中度(CI)趋势检验结果以及ACI和LCI

站点	ACI	LCI	Z统计量	Sen's slope	M-K趋势
若尔盖	0.629183	0.64725	-1.0319	-0.00034446	↓*
岷县	0.61283	0.63199	2.5797	0.0010307	↑**
武都	0.632447	0.65752	-1.7315	-0.00054707	↓*
松潘	0.581652	0.59026	1.7669	0.00047309	↑*
都江堰	0.741633	0.78514	0.19082	6.42E-05	↑ns
绵阳	0.763129	0.80112	0.98239	0.00033344	↑ns
略阳	0.677418	0.71189	0.28977	0.00011702	↑ns
广元	0.727511	0.7641	0.71382	0.000251	↑ns
宁强	0.698292	0.725	2.5938	0.0006738	↑***
万源	0.727589	0.76266	3.1451	0.0011538	↑***
镇巴	0.721512	0.75094	1.8588	0.00068229	↑*
阆中	0.730724	0.768	1.4488	0.00046961	↑ns
巴中	0.738075	0.77142	0.99652	0.00037893	↑ns
南部	0.724937	0.75941	-0.06361	-2.33E-05	↓ns
遂宁	0.72279	0.76292	1.675	0.00052005	↑*
高坪	0.71791	0.75424	2.6291	0.00086344	↑***
大足	0.711818	0.74833	2.2969	0.00074138	↑**
合川	0.697028	0.73304	1.3923	0.00046759	↑ns
沙坪坝	0.694883	0.72801	-0.68555	-0.00021433	↓ns

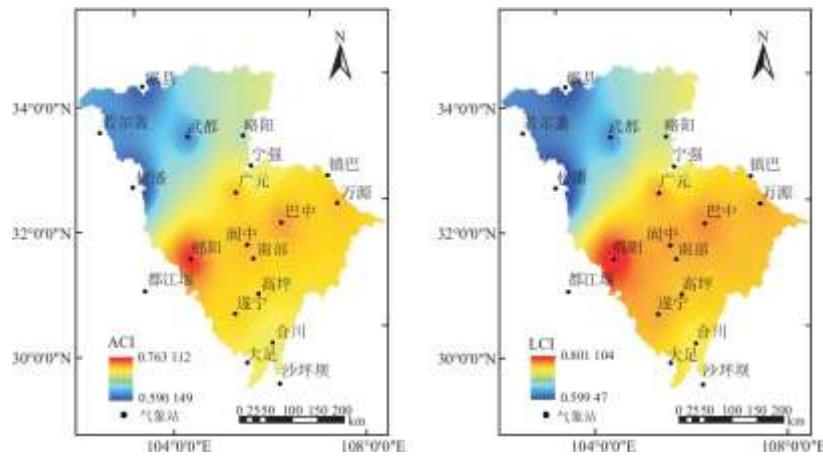


图 4 嘉陵江流域 1954~2018 年年平均降水集中度(ACI)和长期降水集中度(LCI)空间分布图

3.3 降水集中度时间变化趋势

采用 Mann-Kendall 趋势检验参数 Z 值以及 Sen's slope 值, 对嘉陵江流域 19 个站点(各站点降水集中度时间序列均选取 1960~2015 年)降水集中度指数(CI)的变化趋势以及显著性进行分析。由表 3 可以看出, 嘉陵江流域内 19 个站点中, 15 个站点 Z 值以及 Sen's slope 值大于 0, 4 个站点 Z 值以及 Sen's slope 值小于 0, 这表明 15 个站点的降水集中度呈上升趋势, 4 个站点的降水集中度呈下降趋势, 然而并不是所有的变化趋势都是显著的。当 $|Z| < 1.64$ 时, 则表明降水集中度的值并没有显著的变化。降水集中度在呈现上升的站点中, 宁强、万源、高坪呈现显著上升趋势并通过 99% 的显著性检验, 大足呈现显著上升趋势并通过 95% 的显著性检验, 岷县、松潘、镇巴、遂宁呈现显著上升趋势并通过 90% 的显著性检验, 其余均为不显著上升趋势。总体来说, 嘉陵江流域降水集中度呈现较为明显的上升趋势, 这有可能导致嘉陵江洪涝干旱灾害事件逐渐增多, 极端气候灾害现象频发。

嘉陵江流域的降水集中度范围为 0.53~0.83, 这可能是由于嘉陵江流域位于亚热带湿润季风气候区, 其受季风影响较大, 加之地形地貌复杂, 所以导致了流域内降水集中度范围比较大。而处于同纬度地区并同样为亚热带季风气候的汉江流域^[30]的降水集中度范围 0.53~0.59, 其变化范围较嘉陵江较小, 这可能是因为汉江流域地形起伏相较于嘉陵江流域较小, 地势相对比较平缓, 所以汉江流域降水集中度变化幅度较小。渭河流域^[31]与嘉陵江流域位于北半球中纬度地区, 其降水集中度范围为 0.40~0.68, 而渭河流域属于温带大陆季风气候, 其降水集中度总体小于嘉陵江流域, 这也说明不同气候带对于降水集中度也可能有一定影响。而同属亚热带季风气候区的珠海流域^[32]降水集中度变化范围为 0.75~0.81。珠江流域临近海域, 降水往往是台风等强对流天气系统形成的, 时空分布极为不均匀, 这也可能导致了珠江流域整体降水集中度大于嘉陵江流域, 体现出局部气候因子对于降水集中度的影响。综上得出, 降水集中度受到地形和气候要素等自然地理因素的共同影响, 表现出较大的空间差异性。

3.4 降水集中度驱动因素分析

3.4.1 地形因素

为了研究地形与降水集中度的关系, 选用 19 个气象站点的高程数据与 ACI 和 LCI 进行相关性分析与显著性检验。图 5 为嘉陵江流域 ACI 和 LCI 与高程的散点图, 可以看出 ACI 与高程相关系数达到 -0.816, LCI 与高程相关系数达到 -0.836, 并都通过显著性检验 ($p < 0.01$)。这表明降水集中度与高程具有显著负相关关系, 降水集中度在地势较低的地方更大, 也就意味着降水在较低的区域更为集中, 降水极值发生的情况可能更多。

嘉陵江流域上下游的绝对海拔相差大, 西北地区比东南地区高程超过 5000m, 地形地貌差异明显, 对降水量和降水集中度的

空间分布特征起到重要作用^[33, 34]。这是由于，受高原地形的阻滞、扰流和侧边界摩擦作用^[35]影响了水汽的传输，加上下游地区地势平坦，从而，被削弱的季风就可能会限制雨带的从南向北移动而使降水系统滞留于下游地区且雨量增多，从而可能进一步导致降水集中度的空间分布呈现类似的空间变异性。郑炎辉等^[21]的研究发现降水集中度与高程具有负相关关系，相关系数达到 0.92，袁瑞强等^[36]的研究也同时表明在海拔较低的区域降水集中度比较高，更加容易发生极端降水情况。已有研究^[37]利用广义极值分布的参数研究极端降水与高程的关系，发现其位置参数、尺度参数与高程均呈负相关关系。

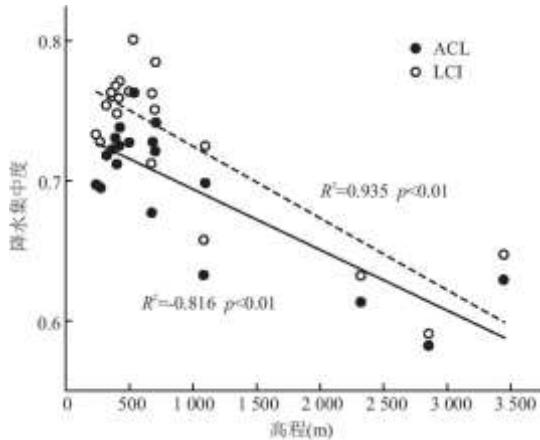


图 5 降水集中度与高程的相关性分析

综合嘉陵江流域干旱指数从上游到下游呈现明显的下降趋势^[8]，最大降水量和年内连续 3d 最大降水量均呈现上游地区减少、下游地区增加的趋势^[11]，这些均可能增大下游发生极端降水事件的概率，从而可能造成嘉陵江流域降水集中度出现从西北到东南，从上游到下游呈现递增的现象。

3.4.2 气候因素

将 9 个气候指标因子进行标准化处理，以消除量纲以及量级的影响。对各站点的降水集中度与各个标准化因子的时间序列做随机森林重要性分析，用以计算各个影响因子的重要性，从而分析嘉陵江流域降水集中度的主要影响因素。计算并统计出各站点重要性前三的影响因子，结果如表 4 所示，可以发现除岷县站外各个站点重要性最大的影响因子均为太阳黑子指数 (SS)，第二和第三位均为 ENSO 指数 (MEI, SOI)，剩下的为各个季风指数。各个站点的重要性分布如图 6 所示，不同影响因子在各个站点的重要性影响基本一致。这表明，在嘉陵江流域内降水集中度最大的影响因子为太阳黑子指数，而嘉陵江流域内降水集中度受厄尔尼诺影响也较大。嘉陵江位于四川盆地东北部及秦岭以南地区，深居内陆，高大的秦岭山脉可能削弱了季风环流因子的影响，所以这可能导致了流域内降水集中度受 EASMI, SASMI, SCSMI 等季风指数的影响较小。

表 4 嘉陵江流域各标准化因子重要性分析结果

站点	最大影响因子	重要性(%)	第二大影响因子	重要性(%)	第三大影响因子	重要性(%)
若尔盖	SS	18.65	MEI	18.56	SOI	12.26
岷县	MEI	18.30	SS	18.13	SOI	11.94
武都	SS	19.55	MEI	16.68	SOI	11.80
松潘	SS	19.53	MEI	17.14	SOI	10.64

都江堰	SS	19.41	MEI	16.15	SOI	12.01
绵阳	SS	20.25	MEI	16.46	SOI	10.08
略阳	SS	18.27	MEI	15.85	SOI	12.90
广元	SS	18.62	MEI	17.95	SOI	12.06
宁强	SS	19.51	MEI	17.13	SOI	11.76
万源	SS	19.08	MEI	18.65	SOI	12.07
镇巴	SS	18.34	MEI	16.84	SOI	11.36
阆中	SS	18.41	MEI	17.26	SOI	11.21
巴中	SS	17.24	MEI	16.67	SOI	12.78
南部	SS	19.52	MEI	17.85	SOI	11.17
遂宁	SS	17.93	MEI	17.46	SOI	12.07
高坪	SS	18.05	MEI	16.13	SOI	11.95
大足	SS	19.67	MEI	16.62	SOI	10.70
合川	SS	17.88	MEI	17.00	SOI	11.46
沙坪坝	SS	19.23	MEI	17.14	SOI	11.49

Md. Siddiqur Rahman^[17]也同样采用了随机森林算法计算 SS、EASMI、SASMI 等六种气候因子对于孟加拉国(14.8 万 km²)降水集中度的影响以及重要性，结果也同样表明 SS 是驱动降水集中度最为主要的因子。黄生志等^[30]利用交叉小波变换探究汉江流域 SS 与气候异常因子对降水集中度变化的影响，结果表明 SS 和 ENSO 指数对降水集中度有较为强烈的影响，确实在一定程度上使得降水集中度序列的一致性遭到破坏，使其产生较大的不均匀性。郑炎辉等^[21]对各站点的降水集中度与各影响因子的时间序列做随机森林重要性分析，发现影响珠江流域降水集中度最大的影响因子为 EASMI (17.4%~36.8%)。其中，珠江东南部等临海位置第二大影响因素为 SCSMI 或 ENSO 指数，而临近云贵高原的西北部地区降水集中度第二大影响因字均为 SS。这表明可能珠江流域东南部临近南海，所受季风指数影响较大，而远离海洋的地区降水集中度也会受到 SS 的较大影响。

太阳黑子活动可以通过太阳辐射的强弱从而影响气候，气温，天气等，引起水体蒸发所形成的暖湿气流也会影响大气中水分含量，从而改变区域降水特征以及水文过程^[38]。太阳黑子活动驱动的 ENSO 是连接太阳能量和水文过程的介质^[39]，可以改变大气环流模式，通过降水系统移动以及水汽输送作用对区域降水、蒸发等水文过程产生影响，最终可能改变降水集中度的时空分布格局。

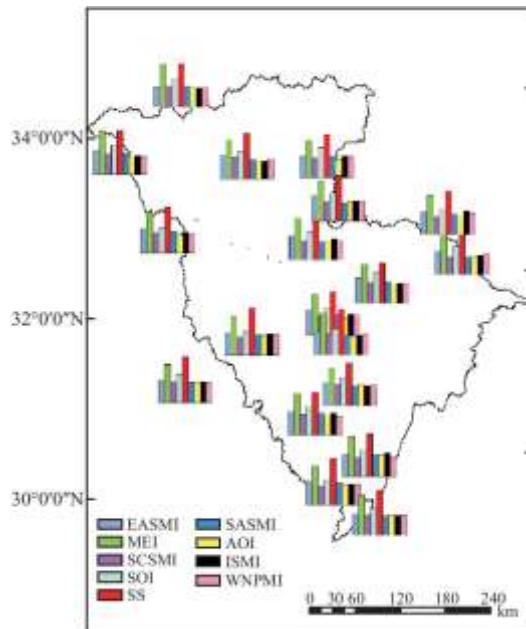


图 6 嘉陵江流域各标准因子的重要性分布图

4 结论

随着气候变化以及人类活动的影响，极端气候事件和重大自然灾害频发，尤其是降水的时空分布格局发生了明显变化，人类生存环境与社会经济发展受到严峻的挑战。降水量的时空分配不均匀对旱涝灾害、土壤侵蚀以及水资源综合利用等各个方面均有重要影响，如果在时空上过于集中，将容易导致局部地区产生干旱洪涝等灾害，对社会经济生态等产生巨大影响。

本文基于这样的背景，根据嘉陵江流域 19 个站点 1954~2018 年的逐日降水数据并计算出各个站点降水集中度以及年平均降水集中度 (ACI) 以及长期降水集中度 (LCI)，利用相关性分析和随机森林算法分析出影响嘉陵江流域降水集中度的驱动因素，所得主要结论如下：

(1) 降水集中度指数可以有效地描述嘉陵江流域日降水集中程度，ACI 和 LCI 在空间分布上均呈现北低南高的格局，东南部降水集中度较大，极端降水事件发生的可能性较大；而嘉陵江西北部降水集中度较小，降水比较均匀，则发生极端降水的可能性较小。

(2) 嘉陵江流域 19 个站点中，15 个站点降水集中度呈现上升趋(8 个站点出现显著上升趋势)，4 个站点呈现下降趋势(其中 2 个为不显著下降)，流域降水集中度总体较显著上升。嘉陵江流域的降水集中度范围为 0.53~0.83，变化范围较大。与其他区域的降水集中度对比发现，地形和气候要素等自然地理因素对降水集中度具有一定的影响。

(3) 对降水集中度与流域内站点高程进行相关性分析，结果发现，降水集中度与高程呈现显著的负相关关系($p<0.01$)；采用随机森林算法计算嘉陵江流域内降水集中度的影响因素的重要性，结果发现，对嘉陵江流域内降水集中度影响因素最大的因子为 SS，重要性为 17.24%~20.25%，其次为 ENSO 指数 (MEI 和 SOI)，这表明 SS 对嘉陵江流域内降水集中度的影响最为显著，气候因子对降水集中度也会产生较大的影响。

随着气候变化以及人类活动的影响，降水集中度也将变得更加复杂，而各个气候因子对于降水集中度的影响机理尚未明晰，

人类活动是否对降水集中度产生显著影响尚未知晓，所以更深入地探究降水集中度的时空变异规律，揭示其驱动机制将具有重要意义。

参考文献：

- [1] LIU J J, ZHOU Z H, YAN Z Q, et al. A new approach to separating the impacts of climate change and multiple human activities on water cycle processes based on a distributed hydrological model[J]. Journal of Hydrology, 2019, 578: 124096.
- [2] HE Y, QIU H J, SONG J X, et al. Quantitative contribution of climate change and human activities to runoff changes in the Bahe River watershed of the Qinling Mountains, China[J]. Sustainable Cities and Society, 2019, 51: 101729.
- [3] 宋晓猛, 张建云, 占车生, 等. 气候变化和人类活动对水文循环影响研究进展[J]. 水力学报, 2013, 44(7): 779-790.
- [4] RENNE RACHEL R, SCHLAEPFER DANIEL R, PALMQUIST KYLE A, et al. Soil and stand structure explain shrub mortality patterns following global change-type drought and extreme precipitation[J]. Ecology, 2019, 100(12): e02889.
- [5] 余敦先, 夏军, 张永勇, 等. 近 50 年来淮河流域极端降水的时空变化及统计特征[J]. 地理学报, 2011, 66(9): 1200-1210.
- [6] SHI W L, YU X Z, LIAO W G, et al. Spatial and temporal variability of daily precipitation concentration in the Lancang River basin, China[J]. Journal of Hydrology, 2013, 495: 197-207.
- [7] ZHANG K X, PAN S M, CAO L G, et al. Spatial distribution and temporal trends in precipitation extremes over the Hengduan Mountains region, China, from 1961 to 2012[J]. Quaternary International, 2014, 349: 346-356.
- [8] MENG C C, ZHANG H L, WANG Y J, et al. Contribution analysis of the spatial-temporal changes in streamflow in a typical elevation transitional watershed of Southwest China over the past six decades[J]. Forest, 2019, 10(6): 495.
- [9] ZENG X F, ZHAO N, SUN H W, et al. Changes and relationships of climatic and hydrological droughts in the Jialing River Basin, China[J]. PLoS One, 2015, 10(11): e0141648.
- [10] 许炯心. 人类活动和降水变化对嘉陵江流域侵蚀产沙的影响[J]. 地理科学, 2006, 26(4): 4432-4437.
- [11] 曾小凡, 叶磊, 翟建青, 等. 嘉陵江流域极端降水变化及其对水文过程影响的初步研究[J]. 长江流域资源与环境, 2014, 23(S1): 159-164.
- [12] ZHANG L J, QIAN Y F. Annual distribution features of precipitation in China and their interannual variations[J]. Acta Meteorologica Sinica, 2003, 17(2): 146-163.
- [13] 张录军, 钱永甫. 长江流域汛期降水集中程度和洪涝关系研究[J]. 地球物理学报, 2004, 47(4): 622-630.
- [14] 金炜昕, 李维京, 孙丞虎, 等. 夏季中国中东部不同历时降水时空分布特征[J]. 气候与环境研究, 2015, 20(4): 465-476.

-
- [15] MARTIN-VIDE J. Spatial distribution of a daily precipitation concentration index in peninsular Spain[J]. International Journal of Climatology, 2004, 24(8):959–971.
- [16] ZUBIETAL R, SAAVEDRA M, ESPINOZA J C, et al. Assessing precipitation concentration in the Amazon basin from different satellite-based data sets[J]. International Journal of Climatology, 2019, 39(7):3171–3187.
- [17] RAHMAN M S, ISIAM A R M T. Are precipitation concentration and intensity changing in Bangladesh over time? Analysis of the possible causes of changes in precipitation systems[J]. Science of the Total Environment, 2019, 690:370–387.
- [18] MARIA PAULA LLANO. Spatial distribution of the daily rainfall concentration index in Argentina: Comparison with other countries[J]. Theoretical and Applied Climatology, 2018, 133(3–4):997–1007.
- [19] 肖紫薇, 石朋, 胡健伟, 等. 淮河流域上游不同尺度降雨集中度时空变化分析[J]. 西安理工大学学报, 2017, 33(1):74–79.
- [20] 张琪, 张芯瑜, 柳艺博. 基于 SPI 指数和 CI 指数的东北地区降水集中度与旱涝关系研究[J]. 中国农村水利水电, 2019(11):151–154, 160.
- [21] ZHENG Y H, HE Y H, CHEN X H. Spatiotemporal pattern of precipitation concentration and its possible causes in the Pearl River basin, China[J]. Journal of Cleaner Production, 2017, 161:1020–1031.
- [22] HUANG Y, WANG H, XIAO W H, et al. Spatiotemporal characteristics of precipitation concentration and the possible links of precipitation to monsoons in China from 1960 to 2015[J]. Theoretical and Applied Climatology, 2019, 138(1–2):135–152.
- [23] VYSHKVARKOVA E, VOSKRESENSKAYA E, MARTIN-VIDE J. Spatial distribution of the daily precipitation concentration index in Southern Russia[J]. Atmospheric Research, 2018, 203:36–43.
- [24] MANN H B. Non-parametric test against trend[J]. Econometrica, 1945, 13(3):245–259.
- [25] KENDALL M G. Rank correlation methods[J]. British Journal of Psychology, 1990, 25(1):86–91.
- [26] 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.
- [27] BREIMAN L. Random forests[J]. Machine Learning, 2001, 45(1):5–32.
- [28] 李欣海. 随机森林模型在分类与回归分析中的应用[J]. 应用昆虫学报, 2013, 50(4):1190–1197.
- [29] 方匡南, 吴见彬, 朱建平, 等. 随机森林方法研究综述[J]. 统计与信息论坛, 2011, 26(3):32–38.
- [30] 黄生志, 杜梦, 李沛, 等. 变化环境下降雨集中度的变异与驱动力探究[J]. 水科学进展, 2019, 30(4):496–506.

-
- [31] HUANG S Z, HUANG Q T, CHEN Y T, et al. Spatial-temporal variation of precipitation concentration and structure in the Wei River Basin, China[J]. *Theoretical and Applied Climatology*, 2016, 125(1-2) :67-77.
- [32] ZHANG Q, XU C Y, GEMMER M, et al. Changing properties of precipitation concentration in the Pearl River basin, China[J]. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment (SERRA)*, 2009, 23(3) :377-385.
- [33] 舒守娟, 王元, 熊安元. 中国区域地理、地形因子对降水分布影响的估算和分析[J]. 地球物理学报, 2007, 50(6) :1703-1712.
- [34] 朱求安, 张万昌, 赵登忠. 基于 PRISM 和泰森多边形的地形要素日降水量空间插值研究[J]. 地理科学, 2005, 25(2) :233-238.
- [35] 陈志昆, 张书余. 地形在降水天气系统中的作用研究回顾与展望[J]. 干旱气象, 2010, 28(4) :460-466.
- [36] 袁瑞强, 王亚楠, 王鹏, 等. 降水集中度的变化特征及影响因素分析——以山西为例[J]. 气候变化研究进展, 2018, 14(1) :11-20.
- [37] YANG L, VILLARINI G, SMITH J A, et al. Changes in seasonal maximum daily precipitation in China over the period 1961-2006[J]. *International Journal of Climatology*, 2013, 33(7) :1646-1657.
- [38] FU C S, JAMES A L, WACHOWIAK M P. Analyzing the combined influence of solar activity and El niño on streamflows across southern canada[J]. *Water Resources Research*, 2012, 48(5) :W05507.
- [39] 董林垚, 张平仓, 刘纪根, 等. 太阳黑子和 ENSO 对日本吉野川流域水文要素影响[J]. 水科学进展, 2017, 28(5) :671-680.