

DOI:10.13869/j.cnki.rswc.2023.04.048.

张晓钰, 辛怡, 翟钰钰, 等. 沂河流域暴雨径流变化特征研究[J]. 水土保持研究, 2023, 30(4): 194-202.

ZHANG Xiaoyu, XIN Yi, ZHAI Yuyu, et al. Investigating Stormflow Variation Characteristics in the Yihe River Basin[J]. Research of Soil and Water Conservation, 2023, 30(4): 194-202.

沂河流域暴雨径流变化特征研究

张晓钰^{1,2}, 辛怡¹, 翟钰钰³, 吕世轩⁴, 刘强^{5,6}, 张永强³,
宋进喜^{7,8}, 程磊^{9,10}, 张国涛³, 李子君¹, 朱纹君¹, 张军龙¹

(1. 山东师范大学 地理与环境学院, 济南 250358; 2. 华东师范大学 河口海岸学国家重点实验室, 上海 200241;
3. 中国科学院 地理科学与资源研究所 陆地水循环及地表过程重点实验室, 北京 100101; 4. 英国布里斯托大学 土木工程学系,
英国 布里斯托 BS81TR; 5. 北京师范大学 环境学院 水环境模拟国家重点实验室, 北京 100875; 6. 北京师范大学 环境学院
教育部水沙科学重点实验室, 北京 100875; 7. 西北大学 城市与环境学院 陕西省地表系统与环境承载力重点实验室,
西安 710127; 8. 陕西省黄河研究院, 西安 710127; 9. 武汉大学 水资源与水电工程科学国家重点实验室,
武汉 430072; 10. 湖北省海绵城市建设水系统科学重点实验室(武汉大学), 武汉 430072)

摘要: [目的]探究气候因素驱动下沂河流域暴雨径流的变化规律, 阐释流域暴雨径流的影响因素, 为深入理解流域水文响应过程和水资源管理提供科学参考。[方法]利用改进后的 Lyne-Hollick 数字滤波法估算了沂河流域的暴雨径流量, 通过水文信号方法与皮尔逊相关系数法, 定量分析沂河流域暴雨径流的变化特征及影响因素。[结果](1) 1975—2000年, 流域年均暴雨径流指数 SFI 呈缓慢下降趋势($R^2=0.37, p<0.01$), 年际 SFI 下降率 0.048/10 a, 暴雨径流占河川径流比重下降;(2) 年均暴雨径流量呈波动增加趋势($R^2=0.04, p=0.35$), 于 1998 年达到研究时段峰值;(3) 暴雨径流量年内季节分配差异显著, 年内暴雨径流量峰值出现在 7—9 月, 夏季暴雨径流 $Q_{w(sf)}$ 与冬季暴雨径流 $Q_{w(sf)}$ 差异较大, 高暴雨径流变化指数 Q_{HV} 、暴雨径流变差系数 $C_{V(sf)}$ 总体呈上升趋势, 低暴雨径流量变化指数 Q_{LV} 呈下降趋势;(4) 1981—2000 年, 温度与水文信号大致呈负相关关系, 与 SFI 的相关性最为显著($R=-0.60, p<0.01$), 此外日照时数与太阳辐射量也是影响 SFI 的主要因素(R 分别为 0.63, 0.57, $p<0.01$), 降雨量分别与年平均暴雨径流量 $Q_{m(sf)}$ 、95% (95th) 径流量分位数 Q_{sf95} 及 99% (99th) 径流量分位数 Q_{sf99} 呈极强的正相关性(R 分别为 0.87, 0.84, 0.86, $p<0.01$)。[结论]沂河流域暴雨径流量呈增加趋势, 且具有较大的季节变率, 降雨是影响该流域暴雨径流变化的主要因素, 未来可利用新方法对流域暴雨径流变化进行多尺度深入解析。

关键词: 暴雨径流; 水文信号; Lyne-Hollick 数字滤波法; 气候变化; 沂河流域

中图分类号: P333.2

文献标识码: A

文章编号: 1005-3409(2023)04-0194-09

Investigating Stormflow Variation Characteristics in the Yihe River Basin

ZHANG Xiaoyu^{1,2}, XIN Yi¹, ZHAI Yuyu³, LYU Shixuan⁴, LIU Qiang^{5,6}, ZHANG Yongqiang³,
SONG Jinxi^{7,8}, CHENG Lei^{9,10}, ZHANG Guotao³, LI Zijun¹, ZHU Wenjun¹, ZHANG Junlong¹

(1. College of Geography and Environment, Shandong Normal University, Jinan 250358,
China; 2. State Key Laboratory of Estuarine and Coastal Research, East China Normal University,
Shanghai 200241, China; 3. Key Laboratory of Water Cycle and Related Land Surface Processes, Institute
of Geographic Sciences and Natural Resources Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101,
China; 4. Department of Civil Engineering, University of Bristol, Bristol BS81TR, UK; 5. State Key Laboratory
of Water Environment Simulation, School of Environment, Beijing Normal University, Beijing 100875, China;
6. Key Laboratory for Water and Sediment Sciences, Ministry of Education, School of Environment, Beijing Normal
University, Beijing 100875, China; 7. Shaanxi Key Laboratory of Earth Surface System and Environmental Carrying

收稿日期: 2022-07-26

修回日期: 2022-09-14

资助项目: 国家自然科学基金项目(42101038); 山东省自然科学基金项目(ZR2019BD059); 中国科学院大学生创新实践训练计划(20224000468)

第一作者: 张晓钰(1999—), 女, 山东泰安人, 硕士研究生, 研究方向为水文水资源、沉积环境演变。E-mail: 51213904027@stu.ecnu.edu.cn

通信作者: 张军龙(1988—), 男, 陕西咸阳人, 博士, 副教授, 主要从事水文水资源研究。E-mail: Junlong.Zhang@sdu.edu.cn

<http://stbcyj.paperonce.org>

Capacity, College of Urban and Environmental Sciences, Northwest University, Xi'an 710127, China; 8. Yellow River Institute of Shaanxi Province, Xi'an 710127, China; 9. State Key Laboratory of Water Resources and Hydropower Engineering Science, Wuhan University, Wuhan 430072, China; 10. Hubei Provincial Key Laboratory of Water System Science for Sponge City Construction, Wuhan University, Wuhan 430072, China)

Abstract: [Objective] The stormflow variation characteristics under climate change in the Yihe River Basin were explored, and the controlling factors were unraveled, which would provide a scientific reference for hydrological responses and water resources management at the basin scale. [Methods] An improved Lyne-Hollick digital filter method was used to estimate the stormflow in the Yihe River basin. Hydrological signatures and correlation coefficient methods were used to quantitatively analyze the variation trends and influencing factors of the stormflow. [Results] (1) From 1975 to 2000, the stormflow index (SFI, total stormflow to total streamflow) showed a decreasing trend ($R^2=0.37$, $p<0.01$), the proportion of stormflow had decreased. (2) The stormflow showed a fluctuating and rising variation trend ($R^2=0.04$, $p=0.35$), especially in the high-stormflow part. (3) The seasonal distribution of stormflow was uneven, and higher values occurred from July to September, the average summer stormflow [$Q_{s(sf)}$] also revealed a large difference to the average winter stormflow [$Q_{w(sf)}$], and the variation index of high stormflow (Q_{HV}) and uneven coefficient [$C_{V(sf)}$] showed a significant increasing trend, while the variation index of low stormflow (Q_{LV}) generally showed a decreasing trend. (4) From 1981 to 2000, a strong negative correlation was detected between temperature and SFI, sunshine duration and solar radiation were the main factors affecting SFI ($R=0.63$ and 0.57 , $p=0.01$), and were also a negative correlation between temperature and other stormflow signatures. There was a strong positive correlation between rainfall and annual mean stormflow $Q_{m(sf)}$, 95% (95th) as well as 99% (99th) percentiles stormflow (Q_{sf95} and Q_{sf99} , with $R=0.87$, 0.84 and 0.86 , respectively, $p<0.01$). [Conclusion] There was an increasing trend of stormflow with a relative larger seasonal variation. The precipitation is the main controlling factor influencing the stormflow variability. In future, it is hopeful to chase a deep understanding of stormflow characteristics with multiple scale-based approaches.

Keywords: stormflow; hydrological signature; Lyne-Hollick digital filter method; climate change; the Yihe River Basin

暴雨径流是河川径流的重要组成部分,通常指高流量暴雨在短时间内通过地表汇流迅速进入河道的过程^[1]。近40年来,以气候变暖为代表的气候变化加快了全球水循环过程,导致大尺度范围内暴雨等极端水文气象事件发生频率大幅增加,在气候变化与人类活动共同作用下,流域水循环过程和驱动机制变得愈发复杂^[2]。暴雨径流是诱发水土流失、土壤侵蚀、洪涝灾害和水环境污染的重要原因^[3],探究气候因素驱动下流域暴雨径流的变化特征,有助于深入认识流域产汇流机理,加强流域暴雨防御,促进区域可持续发展。

目前对暴雨径流的研究主要集中于城市内涝治理、非点源污染特征分析、暴雨径流资源评价与预报、暴雨径流模拟分析^[4-5]等方向,但探究暴雨径流水文特征的研究还很缺乏。水文信号包含了丰富的流域物理属性^[6],可以用来揭示流域暴雨水文过程的变化特征,其指一系列对流域水文变化敏感且计算简便的

数学集合公式,根据所反映的流域特征分为时序数值分布式与动态式信号两类,最初用于大型水文模型的测试和优化^[7],后逐渐被用来评估不同时间尺度上的水文过程,如流域特征描述、流域分类、缺测流域径流预测、水资源评估与管理等^[8-9]。例如,Zhang等^[6]比较了回归树、多元线性回归、多元对数转换线性回归和水文模型方法,评估了澳大利亚605个流域13个水文信号的预测精度;McMillan等^[10]选取美国、英国、澳大利亚和巴西的大样本水文气象综合数据集,运用水文信号,对不同流域的径流组分进行解释,分析不同地区水文气象条件下水文信号的稳健性;Lyu等^[11]利用基流水文信号,对华北平原地区18个山地流域基流变化特征及其驱动因素进行分析,构建了华北地区山地流域基流水文信号分析基本框架。

沂河流域位于鲁中南低山丘陵地带,历史上曾多次发生极端暴雨事件^[12],流域植被覆盖率较低,土层

疏松浅薄,水土流失严重,影响当地农业生产。近年来随着城市化进程加快,沿岸城镇综合用水量不断扩张,水资源供求矛盾激烈,一定程度上阻碍了当地经济社会的可持续发展。现有流域研究多集中于土地利用变化、水资源管理与质量评价、径流特征变化^[13],而缺乏揭示流域内暴雨径流变化特征的水文学研究。因此,利用水文信号研究沂河流域暴雨径流的时空变化特征及气候影响因素,对于当地农业生产、生态修复等具有重要意义,能正确认识气候变化对水循环的响应机制,降低沂河流域干旱和洪涝所引起的水资源风险,优化鲁中南地区水资源的规划、管理与配置。

1 研究材料与方法

1.1 研究区概况

沂河是淮河流域沂沭泗水系中的重要河流,发源于沂蒙山区泰沂山脉,同沭河水系一同南流注入江苏省骆马湖,流经13个县(市)。本文所研究的沂河流域指山东省中南部临沂水文站以上部分地区,东临沭河流域,西临大汶河、南四湖流域,总面积约为10 026 km²。流域地势西北高东南低(图1),地形以山地丘陵为主。区内水系支流密布,主要有东汶河、蒙河、沭河等,多从右岸汇入干流。气候类型为暖温带大陆性季风气候^[14],最热月平均气温大于22℃,最冷月平均气温小于0℃,多年平均降水量在800 mm以上,夏秋季节暴雨频发^[15]。研究区土壤类型多样,主要有棕壤、褐土、潮土和砂姜黑土,土地利用类型以耕地、林地、草地为主。

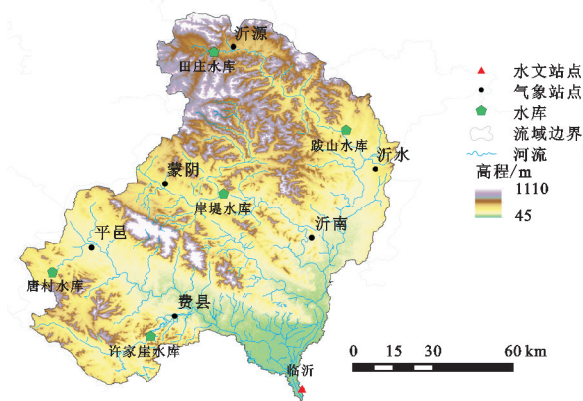


图1 沂河流域水系及水文站、气象站、水库空间分布

1.2 数据来源与处理

本文使用数据包括流域径流数据、气象数据、SRTM 30 m精度DEM数据和流域水库数据。沂河流域出水口处临沂水文站1975—2000年的逐日径流数据来源于《水文统计年鉴》,沂河流域沂源、沂水、

沂南、蒙阴、平邑、费县6个气象站点1981—2000年的降雨量、平均气温、光照时数和入射短波太阳辐射逐日观测数据来源于中国地面气象日值数据集V3.0(表1),流域水库基本数据来源于《山东省水利统计年鉴》(1975—2015年),SRTM 30 m精度DEM数据来源于美国地质调查局(<https://lpdaac.usgs.gov>),1990年、1995年、2000年三期土地利用遥感监测数据来源于中国科学院资源环境科学数据中心(<http://www.resdc.cn>)。

对于站点气象数据的处理,利用泰森多边形对6个气象站点代表的地域范围进行划分,通过面积权重法,获得流域整体气象数据。采用离差标准化法对各类气象要素数据进行无量纲处理^[16]。

表1 沂河流域水文、气象站点属性

站点类型	站名	编号	纬度 N	经度 E
水文站(1975—2000)	临沂	51101101	35.02°	118.40°
	沂源	54836	36.18°	118.17°
	蒙阴	54923	35.72°	117.93°
	平邑	54925	35.50°	117.68°
气象站(1981—2000)	费县	54929	35.27°	117.97°
	沂水	54932	35.77°	118.65°
	沂南	54935	35.53°	118.43°

1.3 研究方法

1.3.1 暴雨径流估算方法 数字滤波法是目前最为常用的径流组分估算方法之一,其根据不同径流组分的波长差异,将径流分离为高频的暴雨径流和低频的基流。本文利用自动化基流识别方法(ABIT)^[17]对流域进行退水分析,对原始的Lyne-Hollick数字滤波方法的固定退水参数进行改进。该方法通过剔除等步骤对径流退水事件顶部峰值数据和尾部可能受到降雨事件干扰的数据进行处理,尽可能地减少暴雨径流与基流退水之间的相互影响,从而得到更为客观的径流组分划分^[18]。本研究使用改进后的Lyne-Hollick数字滤波方法对暴雨径流进行估算^[19],计算方法如下:

$$Q_{sf(i)} = \alpha Q_{sf(i-1)} + \frac{1+\alpha}{2}(Q_i - Q_{i-1}) \quad (1)$$

$$-\frac{dQ}{dt} = \frac{1}{K}Q \quad (2)$$

$$\alpha = e^{-\frac{1}{K}} \quad (3)$$

式中: Q 为总径流量(m³/s); Q_{sf} 为暴雨径流(m³/s); i 为时间步长; α 为退水常数(d⁻¹); K 为退水时长(d)。

1.3.2 暴雨径流信号法 为了更好地刻画沂河流域暴雨径流变化的时间特征,量化流域暴雨径流对气象因素变化的水文响应,本文在已有研究基础上,计算

了一系列包含流域产汇流、季节模式等信息的暴雨径流水文信号,从不同角度定量描述流域年际及季节暴雨径流量的变化(表 2)。

(1) 暴雨径流指数 SFI。暴雨径流指数 SFI (Stormflow Index)指一定时间内总暴雨径流占总径流量的比重。公式如下:

$$SFI=\frac{Q_s}{Q_t}$$

(4)

式中: Q_s 为流域汇水面积上的暴雨径流量; Q_t 为实测河川径流量。

(2) 暴雨径流变差系数 $C_{V(sf)}$ 。暴雨径流变差系数 $C_{V(sf)}$ 是描述年平均暴雨径流量相对于多年平均暴雨径流量离散程度^[20]的动态水文信号, $C_{V(sf)}$ 值越大表示暴雨径流量变差越大,年内分布越不均匀。计算

公式如下^[21]:

$$S_{(sf)}=\sqrt{\frac{1}{n-1}\sum_{i=1}^n[Q_{i(sf)}-\overline{Q}_{(sf)}]^2}$$

(5)

$$\overline{Q}_{(sf)}=\frac{1}{n}\sum_{i=1}^nQ_{i(sf)}$$

(6)

$$C_{V(sf)}=\frac{S_{(sf)}}{\overline{Q}_{(sf)}}$$

(7)

式中: n 为年内日数; $S_{(sf)}$ 为多年暴雨径流量标准差; $\overline{Q}_{(sf)}$ 为多年平均暴雨径流量。

(3) 径流量百分位数 Q_{sf} 。用于描述不同频率下的暴雨径流量。其中, Q_{sf1} 为暴雨径流极高值, Q_{sf99} 为暴雨径流极低值, Q_{sf50} 为中位径流量。 Q_{sf1} 、 Q_{sf5} 、 Q_{sf10} 表示高流量状态下流域的径流特征,而 Q_{sf80} 、 Q_{sf90} 、 Q_{sf95} 、 Q_{sf99} 表示低流量状态下流域的径流特征。

表 2 暴雨径流水文信号

符号	水文信号	含义	单位
$Q_{sf1}, Q_{sf5}, Q_{sf10}, Q_{sf50}, Q_{sf80}, Q_{sf90}, Q_{sf95}, Q_{sf99}$	暴雨径流量分位数	各特征分位数下的暴雨径流量	m^3/s
SFI	暴雨径流指数	地表径流中暴雨径流量占总径流量的比重	—
$C_{V(sf)}$	暴雨径流变差系数	研究区间年内暴雨径流量不均匀程度	—
S_{SFDC}	暴雨径流历时曲线斜率	SFDC 第 66 个百分位数的对数日径流量与第 33 个百分位数的对数日径流量之比	—
CI	暴雨径流凹度指数	反映暴雨径流历时曲线时间形状	—
Q_{HV}	高暴雨径流变化指数	研究区间年内高暴雨径流量与中位数暴雨径流量之比	—
Q_{LV}	低暴雨径流量变化指数	研究区间年内低暴雨径流量与中位数暴雨径流量之比	—
$Q_{m(sf)}$	年平均暴雨径流量	研究区间内日平均暴雨径流量	m^3/s
$Q_{p(sf)}, Q_{s(sf)}, Q_{a(sf)}, Q_{w(sf)}$	各季节平均暴雨径流量	研究区间内各季节日平均暴雨径流量	m^3/s

(4) 暴雨径流历时曲线斜率 S_{SFDC} 。本文利用 Teutschbein^[22]与 Westerberg^[23]等提出的径流历时曲线(Flow Duration Curve),刻画暴雨径流在整个研究时段内等于或超过某一数值所占的时间百分比。暴雨径流历时曲线斜率反映暴雨径流与发生频率之间的敏感性,斜率越小,暴雨径流量的变化越敏感。计算公式如下:

$$S_{SFDC}=\frac{\ln(Q_{sf66})}{\ln(Q_{sf33})}$$

(8)

式中: Q_{sf1} 、 Q_{sf90} 和 Q_{sf99} 分别表示占暴雨径流总量的百分位数,下同。

(5) 暴雨径流凹度指数 CI。暴雨径流凹度指数 CI(Concavity Index)用于精细化描述暴雨径流的非线性动态特征^[24],受气候及地形地质影响较明显^[6]。计算公式如下:

$$CI=\frac{Q_{sf90}-Q_{sf1}}{Q_{sf99}-Q_{sf1}}$$

(9)

(6) 暴雨径流变化指数 Q_{HV} 、 Q_{LV} 。研究区间年内高、低暴雨径流量与中位暴雨径流量的比值,能较好反

映流域内暴雨径流的年内变化趋势。计算公式如下:

$$Q_{HV1}=\frac{Q_{sf1}}{Q_{sf50}}$$

(10)

$$Q_{HV2}=\frac{Q_{sf5}}{Q_{sf50}}$$

(11)

$$Q_{LV1}=\frac{Q_{sf80}}{Q_{sf50}}$$

(12)

$$Q_{LV2}=\frac{Q_{sf95}}{Q_{sf50}}$$

(13)

2 结果与分析

2.1 暴雨径流估算结果

利用自动化基流识别方法(ABIT)进行退水分析,得到沂河流域退水坡度与流量分析结果(图 2),流域线性退水过程时长 K 为 49 d,改进后的退水常数 α 为 0.98。在此基础上利用 Lyne-Hollick 基流分割方法进行径流组分割,可以更好地反映暴雨径流对流域物理属性的响应,提高对流域暴雨径流的估算精度。

2.2 暴雨径流变化分析

流域多年平均暴雨径流年内变化特征呈单峰分布(图3A),8月份暴雨径流量最大,占年暴雨径流量的36.4%,日平均暴雨径流为 $1.13 \text{ m}^3/\text{s}$;3月份暴雨径流量最小,仅占年暴雨径流量的1.5%,日平均暴雨径流为 $0.05 \text{ m}^3/\text{s}$ 。流域多年春季(3—5月)日平均暴雨径流量 $Q_{p(\text{sf})}$ 为 $0.06 \text{ m}^3/\text{s}$,夏季(6—8月)日平均暴雨径流量 $Q_{s(\text{sf})}$ 为 $0.74 \text{ m}^3/\text{s}$,秋季(9—11月)日平均暴雨径流量 $Q_{a(\text{sf})}$ 为 $0.19 \text{ m}^3/\text{s}$,冬季(12—次年2月)日平均暴雨径流量 $Q_{w(\text{sf})}$ 为 $0.06 \text{ m}^3/\text{s}$,体现出显著的季节变化特征。根据多年以来流域平均暴雨径流变化(图3B),日均暴雨径流量 $Q_{m(\text{sf})}$ 在波动中呈现缓慢上升势态,但上升势态并不显著($R^2=0.04$, $p=0.35$)。在研究时段内,1998年

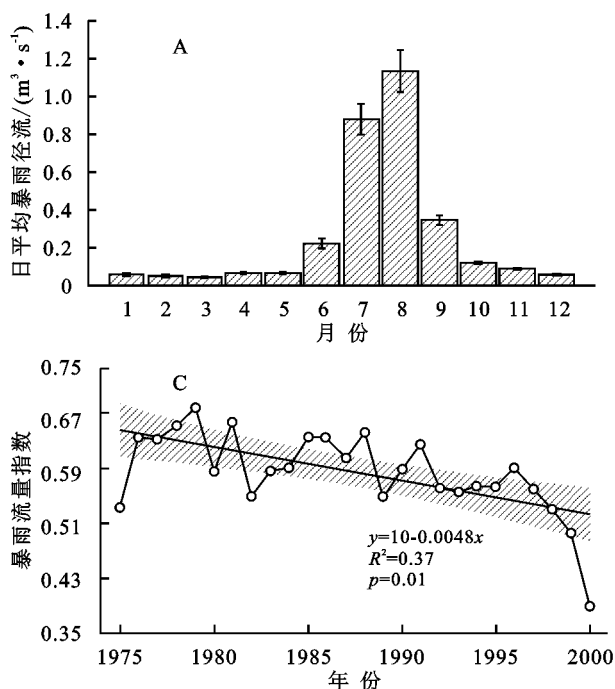


图3 1975—2000年暴雨径流信号

2.3 暴雨径流指数 SFI 变化趋势

对径流成分进行分割,提取流域暴雨径流量,得到暴雨径流指数 SFI。根据沂河流域年暴雨径流指数 SFI 时间变化趋势(图3C),可以看出径流组分的相对数量关系发生了变化,沂河流域暴雨径流量占总径流量比重总体呈缓慢下降趋势($R^2=0.37$, $p<0.01$),SFI 年际下降率为 $0.05/10 \text{ a}$,且随着时间的推移下降趋势愈发明显。年 SFI 最大值出现在1979年,为0.68;最小值出现在2000年,为0.39。1981—1982年,SFI降幅最大,而1992—1999年基本保持稳定。

2.4 暴雨径流变差系数 $C_{V(\text{sf})}$ 变化规律

沂河流域暴雨径流在不同年份的变差系数差别较大(图3D),最大值出现在1988年,为2.47,最小值出现在1983年,为0.73。随着时间的推移, $C_{V(\text{sf})}$ 值

日平均暴雨径流达到最大值,为 $0.79 \text{ m}^3/\text{s}$,最小值出现在1989年,为 $0.04 \text{ m}^3/\text{s}$,年际差异较大。

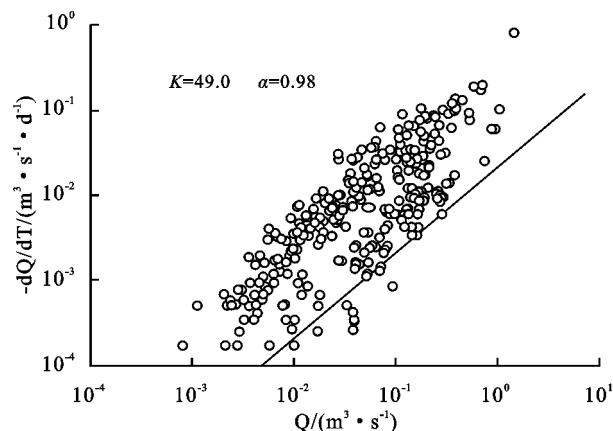
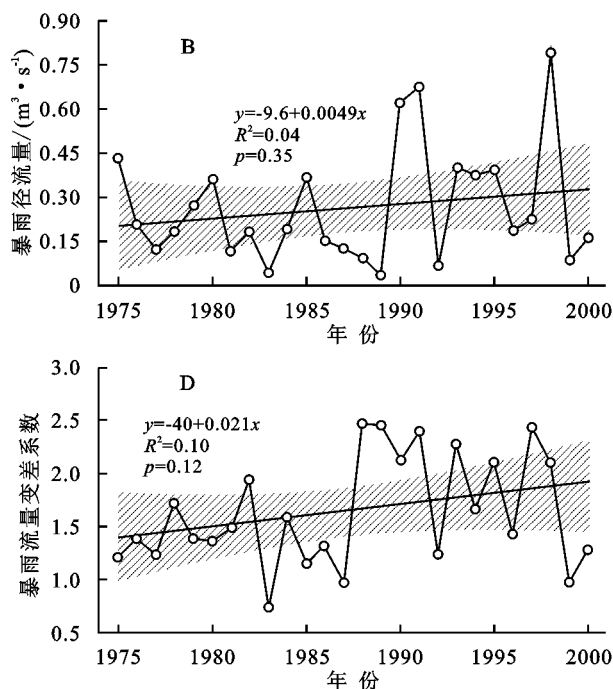


图2 临沂水文站退水分析



总体呈缓慢增加趋势,但增加趋势并不明显($R^2=0.10$, $p=0.12$)表明流域暴雨径流年内分配趋向于不均匀。其中,1987—1988年不均匀系数变化幅度最大,从0.97增至2.47,1988—1989年变化幅度最小,从2.47降至2.45。1988—1991年暴雨径流变差系数均处于较高水平,暴雨径流量年内变化较大。

2.5 暴雨径流历时曲线 S_{sfDC} 变化特征

对径流组分划分后的1980s,1990s临沂水文站日暴雨径流数据进行分析,得到径流量分位数5%,10%,20%,80%,90%,95%的平均暴雨径流量 $Q_{\text{sf}5}$, $Q_{\text{sf}10}$, $Q_{\text{sf}20}$, $Q_{\text{sf}80}$, $Q_{\text{sf}90}$, $Q_{\text{sf}95}$ (表3)。1980s—1990s,暴雨径流量在高流量时期差异明显, $Q_{\text{sf}5}$, $Q_{\text{sf}10}$, $Q_{\text{sf}20}$ 均呈现上升趋势,且增量超过30%; $Q_{\text{sf}5}$ 从 $0.646 \text{ m}^3/\text{s}$ 上升至 $1.292 \text{ m}^3/\text{s}$,增加一倍;而低流量时期特征频率暴雨径流量基

本增长或持平,其中 Q_{sf80} 从 1980s 的 $0.004\text{ m}^3/\text{s}$ 增至 1990s 的 $0.007\text{ m}^3/\text{s}$,增量为 75%。

表 3 1980s 和 1990s 特征频率下的暴雨径流量

年代	百分位数					
	Q_{sf5}	Q_{sf10}	Q_{sf20}	Q_{sf80}	Q_{sf90}	Q_{sf95}
1980s	0.646	0.306	0.144	0.004	0.001	0.000
1990s	1.292	0.522	0.189	0.007	0.001	0.000

根据沂河流域水文状况,此处选用 Q_{sf1} , Q_{sf5} 表示高流量时期日平均暴雨径流量, Q_{sf80} , Q_{sf95} 表示低流量时期的日平均暴雨径流量进行分析,得到代表性年份流域特征频率下的高、低暴雨径流变化指数 (Q_{HV} , Q_{LV}) 特征(表 4)。研究时段内高暴雨径流量变化指数总体呈显著上升趋势,相较于 1975 年、2000 年 Q_{HV2} 增加 49.79%;低暴雨径流量变化指数总体呈显著下降趋势,相较于 1975 年、2000 年 Q_{LV1} 下降

95.45%。由此可见,在气候变化背景下,沂河流域暴雨径流年内分配明显趋于不均匀,年内暴雨径流过程的季节差异增大。

表 4 不同年份暴雨径流量变化指数特征值

水文信号	1975 年	1980 年	1985 年	1990 年	1995 年	2000 年
Q_{sf50}	0.11	0.10	0.16	0.06	0.08	0.02
$Q_{HV1}:Q_{sf1}/Q_{sf50}$	36.67	64.97	21.32	192.10	100.78	121.91
$Q_{HV2}:Q_{sf5}/Q_{sf50}$	19.48	12.50	9.28	46.09	21.60	29.18
$Q_{LV1}:Q_{sf80}/Q_{sf50}$	0.44	0.35	0.19	0.01	0.16	0.02
$Q_{LV2}:Q_{sf95}/Q_{sf50}$	0.14	0.06	0.02	0.00	0.02	0.00

在此选取同期数据 1981—2000 年日暴雨径流量数据进行年暴雨径流历时曲线斜率与凹度指数计算(表 5)。从水文信号 S_{SFDC} 中可以看出,2000 年 S_{SFDC} 最小,为 0.03,这说明该年份内暴雨径流量变化最大;1994 年 S_{SFDC} 值最大,为 0.44,说明该年份内暴雨径流量变化相对较小。

表 5 1981—2000 年历时曲线斜率与凹度指数

年份	1981 年	1982 年	1983 年	1984 年	1985 年	1986 年	1987 年	1988 年	1989 年	1990 年
S_{SFDC}	0.33	0.10	0.24	0.07	0.25	0.29	0.38	0.17	0.08	0.04
CI	0.11	0.07	0.44	0.17	0.27	0.26	0.16	0.06	0.08	0.11
年份	1991 年	1992 年	1993 年	1994 年	1995 年	1996 年	1997 年	1998 年	1999 年	2000 年
S_{SFDC}	0.36	0.22	0.20	0.44	0.26	0.34	0.28	0.24	0.09	0.03
CI	0.07	0.15	0.07	0.14	0.05	0.19	0.10	0.17	0.33	0.09

基于水文信号所揭示的多年平均暴雨径流量年内分配特征,绘制沂河流域 1975—2000 年各季节暴雨径流历时曲线 SFDC(图 4A)。4 个季节的历时曲线变化趋势相近,高流量部分在夏季的发生频率显著

高于冬季,低流量部分在冬季的发生频率与夏秋季节相差不大或稍有提高,而在春季则明显低于其他 3 个季节;春夏季节日均暴雨径流量的变化幅度较大,秋冬季节变化幅度相对均匀。

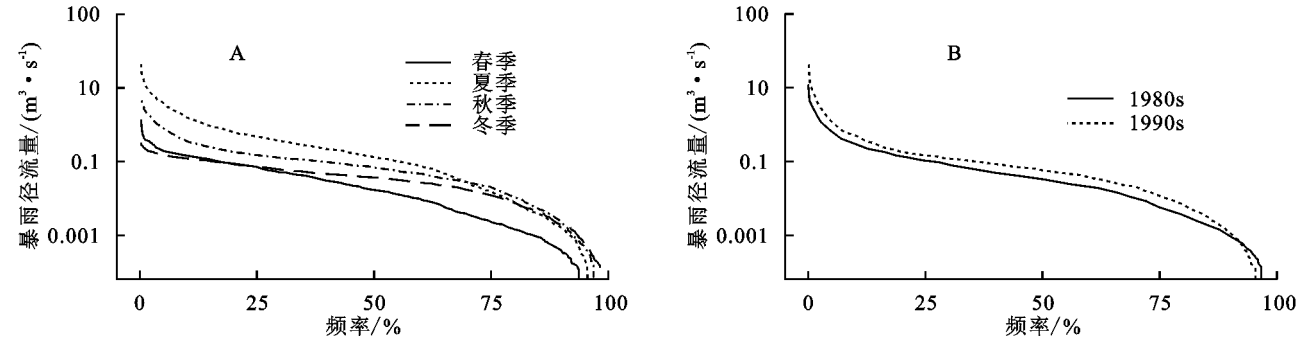


图 4 季节和年代暴雨径流历时曲线

将暴雨径流序列划分为 1980s 和 1990s 两个时段,绘制暴雨径流历时曲线(图 4B)。结果表明,两个时段 SFDC 曲线变化趋势相近,但在 50th—75th 分位数段内差异较明显,说明流域日暴雨径流量随着时间的推移变化显著。相比于 80 年代,90 年代中高流量的发生频率相对增加,低流量发生频率相对减小。

2.6 暴雨径流信号与气象要素的相关性分析

利用标准化处理后的温度、太阳辐射、降雨量、日

照时间四项气象数据与暴雨径流水文信号进行相关性分析,定量描述气象因素与暴雨径流的相关程度(图 5)。降雨量与 $Q_{m(sf)}$, Q_{sf95} , Q_{sf99} 在 0.01 水平上均呈现出极显著的正相关关系,相关系数均大于 0.8,表明这几项水文信号指标对降雨变化具有较好的一致性;日照时数与 SFI、太阳辐射与 SFI、降雨量与 $Q_{s(sf)}$ 、降雨量与 Q_{sf50} 均在 0.01 水平上呈明显的正相关关系,这一部分水文信号能够在一定程度上对气象要素的变化提供评价标准。

温度与 SFI , $Q_{s(sf)}$, CI , S_{SFDC} , Q_{sf5} , Q_{sf10} 和 Q_{sf50} 呈负相关关系。其中温度与 SFI 的相关系数为 -0.6 , 在 0.01 水平上呈显著负相关, 表明 SFI 对于温度变化响应较为敏感。研究区气温升高引起蒸发量增大, 补给河川的暴雨径流组分占比减少, 地下水等滞后性水源补给比重增大。降雨量与 CI 及 SFI , 太阳辐射与 Q_{sf50} 存在负相关关系, 但相关程度较弱(图 5)。由此可得, 本文所提出的暴雨径流水文信号与降雨量关联最为密切, 与温度呈较为明显的负相关关系。

-0.60^{**}	0.57^{**}	-0.13	0.63^{**}	SFI
0.18	0.06	0.87^{**}	0.17	Q_m
-0.19	0.01	0.77^{**}	0.07	$Q_{s(sf)}$
0.11	0.05	0.31	0.06	CV
-0.03	0.09	-0.29	0.10	CI
-0.05	0.24	0.04	0.32	S_{SFDC}
-0.31	0.20	0.10	0.33	Q_{sf5}
-0.11	0.22	0.40	0.39	Q_{sf10}
-0.03	-0.02	0.64^{**}	0.12	Q_{sf50}
0.19	0.02	0.84^{**}	0.13	Q_{sf95}
0.20	0.06	0.86^{**}	0.15	Q_{sf99}
T	Solar radiation	Rain	Sun hour	

图 5 气象要素与暴雨径流水文信号的相关性热图

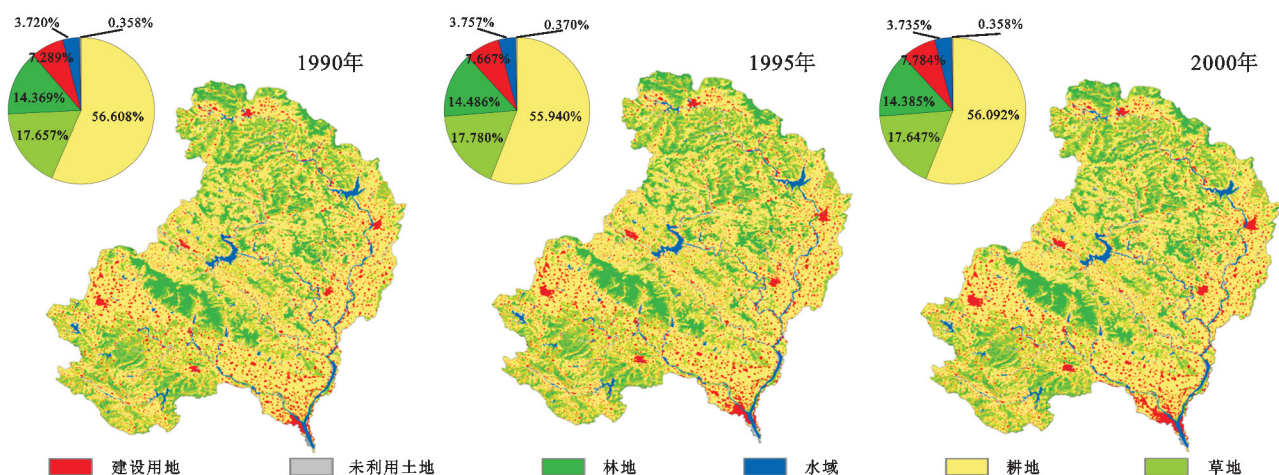


图 6 沂河流域不同时期土地利用类型

3 讨论

本文重点讨论了流域暴雨径流变化特征以及气候变化的相关性, 发现暴雨径流指数降低, 但多年暴雨径流量增加, 暴雨径流季节与年际变化不稳定。实际上流域暴雨径流的变化是区域气候变化和人类活动共同作用的结果。近 50 年来, 开荒毁林、水土保持和水利工程建设等人为活动不断改变着土地覆被状况, 导致流域内水资源供需矛盾突出, 探索人类活动引起的土地利用类型变化和水利工程建设对暴雨径流的影响, 有助于进一步认识暴雨径流非线性特征及其变化的驱动机制。

土地利用转移矩阵可以定量描述土地利用面积的转变情况, 可以通过构建土地利用转移矩阵, 研究土地利用变化对流域水文过程的影响^[25]。基于 1990 年、1995 年、2000 年沂河流域土地利用类型变化(图 6)及转移矩阵(表 6)可知, 研究时段内各类土地利用变化较为平缓, 基本呈现波动变化趋势。1990—2000 年, 耕地面积占总面积的比例保持在 50% 以上, 但其土地转出面积也最高, 净减少面积为 49.776 km^2 。耕地减少的面积绝大部分转换为城乡建设用地, 城乡建设用地净增加面积为 47.771 km^2 , 这是由于在工

业化、城镇化发展建设过程中, 城乡建设用地向外扩张, 占用外缘耕地导致的。暴雨径流过程对流域下垫面的变化十分敏感, 随着城市经济发展和人口增多, 河流源头地区及河流沿岸聚集城乡聚落规模扩大, 人工不透水层面积增大, 改变了流域水循环条件, 影响着流域暴雨径流资源的分布与分配。

20 世纪 60 年代, 流域内控制性水库群就已具规模, 在水资源综合管理与利用中发挥着关键性作用。水库建设和流域蓄水量的变化, 可以很好地反映水资源利用的变化。流域内建有大型水文站 5 座, 位于干流上游及各支流地区(图 1), 库容系数均超过 30%, 为多年调节型水库(表 7)。大、中型水库集水面积占流域总面积的 55.92%, 校核库容为 22.14 亿 m^3 , 兴利库容 11.78 亿 m^3 ^[15]。水库群可以对年内季节与多年入库径流做出优化分配和调节, 实现汛期水位的动态监控和枯水期的蓄水调度, 削峰补枯, 保证河流水量平稳。随着多年来流域降水量的波动增加, 可能会带来更多的高峰径流和更丰富的水资源^[26], 流域水库汇集的暴雨径流相应增加, 部分暴雨径流下渗补给浅层地下水, 导致暴雨径流水位降低, 这是暴雨径流指数下降的原因之一。

研究流域暴雨径流的变化特征以及气候、人类活

动的影响要素,是深入理解鲁中南地区水循环过程和水资源耦合的必要途径,具有重要的现实意义。但是,人类活动对流域径流的影响是复杂多样的,流域内水土保持工程与开发建设活动对径流的影响可能存在累积或抵消,因此仍需进一步探究。后期可进一步拓展数据年限,探究气候人类活动共同作用引起的下垫面变化对流域水文过程的影响,为加深对流域暴雨径流驱动因素的认识提供条件。

表 6 沂河流域 1990 年、2000 年土地利用转移矩阵 km²

土地利用		2000 年						
类型		草地	建设用地	耕地	林地	水域	未利用土地	总计
1990 年	草地	1701.63	0.05	0.41	1.02	0.27	0.01	1703.38
	建设用地	0.06	702.73	0.30	0.01	0.01	0.00	703.11
	耕地	0.39	48.07	5405.92	0.54	5.94	0.01	5460.88
	林地	0.20	0.01	0.18	1385.72	0.01	0.00	1386.12
	水域	0.10	0.02	4.28	0.38	354.09	0.00	358.87
	未利用土地	0.01	0.00	0.01	0.00	0.001	34.47	34.49
	总计	1702.38	750.88	5411.10	1387.66	360.33	34.49	9646.85
新增		0.76	48.15	5.18	1.94	6.24	0.02	

表 7 沂河流域五座大型水库信息

水库名称	纬度 N	经度 E	竣工年份	校核库容/ 10 ⁸ m ³	兴利库容/ 10 ⁷ m ³	集水面积/ km ²	多年平均 径流/10 ⁸ m ³	库容 系数/%
田庄	36°17′	118°10′	1960	1.36	6.84	424	1.19	0.57
岸堤	35°68′	118°13′	1960	7.36	4.51	1693	4.65	0.97
跋山	35°90′	118°55′	1960	5.09	2.67	1782	4.17	0.64
许家崖	35°20′	117°88′	1959	2.93	1.67	580	2.03	0.82
唐村	35°42′	117°55′	1959	1.50	9.44	263	0.85	1.10

注:多年平均径流数据截至 1999 年。

4 结 论

本文以沂河流域为研究区域,选取流域出水口处临沂水文站共 26 a 的逐日平均径流观测数据及沂源等 6 个气象站点共 20 a 的逐日气象观测数据,利用 9 项反映流域暴雨径流特点的水文信号,分类描述鲁中南沂河流域暴雨径流的变化特征,并定量表示不同气象要素与水文信号的相关程度。主要得出以下几点结论:

(1) 1975—2000 年,沂河流域暴雨径流信号 SFI 呈缓慢下降趋势($R^2=0.37, p<0.001$),下降率约为 0.048/10 a。虽然源于大气降水的暴雨径流占河川径流比重有所下降,但是暴雨径流量多年来呈现增加趋势。

(2) 沂河流域暴雨径流量年际变化明显。虽然暴雨径流占河川径流比重降低,但其呈现波动上升的变化过程($R^2=0.037, p=0.35$)。1980s—1990s,径流量特征分位数为 5 th, 10 th, 20 th 的暴雨径流增比均超过 30%,SFDC 曲线整体上移,尤其是中高频段上移幅度较大,年暴雨径流量在 1998 年达到峰值。

(3) 暴雨径流年内季节差异显著。流域多年夏季平均暴雨径流量与多年冬季平均暴雨径流量相差

幅度较大,高暴雨流量变化指数、暴雨径流变差系数总体呈显著上升趋势,低暴雨流量变化指数总体呈显著下降趋势。夏秋季节 SFDC 曲线高流量部分处于较高水平,即年内暴雨径流量峰值出现在 7—9 月,易导致水患灾害的发生。

(4) 1981—2000 年,降雨量与 $Q_{m(sf)}, Q_{sf95}, Q_{sf99}$ 等暴雨径流水文信号呈极强的正相关性,是反映暴雨径流变化的良好指标;日照时数与 SFI、太阳辐射与 SFI、降雨量与 $Q_{s(sf)}$ 、降雨量与 Q_{sf50} 也均呈强正相关性;温度与暴雨径流水文信号大致呈负相关关系,并与 SFI 的相关性最为显著。

参考文献:

[1] Ficklin D L, Robeson S M, Knauft J H. Impacts of recent climate change on trends in baseflow and stormflow in United States watersheds [J]. Geophysical Research Letters, 2016, 43(10): 5079-5088.

[2] Yin J, Gentine P, Zhou S, et al. Large increase in global storm runoff extremes driven by climate and anthropogenic changes [J]. Nature Communications, 2018, 9(1): 1-10.

- [3] 张彦, 邹磊, 梁志杰, 等. 暴雨前后河南北部河流水质分异特征及其污染源解析[J]. 环境科学, 2022, 43(5): 2537-2547.
- [4] 付潇然, 王东, 栾清华, 等. 大尺度无管流数据城区 SWMM 构建及模拟: II. 模型参数校验及暴雨径流模拟分析[J]. 水科学进展, 2020, 31(1): 51-60.
- [5] 唐双成, 罗纨, 贾忠华, 等. 雨水花园对暴雨径流的削减效果[J]. 水科学进展, 2015, 26(6): 787-794.
- [6] Zhang Y, Chiew F H, Li M, et al. Predicting runoff signatures using regression and hydrological modeling approaches[J]. Water Resources Research, 2018, 54(10): 7859-7878.
- [7] He Y, Bárdossy A, Zehe E. A review of regionalisation for continuous streamflow simulation[J]. Hydrology Earth System Sciences, 2011, 15(11): 3539-3553.
- [8] Addor N, Nearing G, Prieto C, et al. A ranking of hydrological signatures based on their predictability in space[J]. Water Resources Research, 2018, 54(11): 8792-8812.
- [9] Jehn F U, Bestian K, Breuer L, et al. Using hydrological and climatic catchment clusters to explore drivers of catchment behavior[J]. Hydrology and Earth System Sciences, 2020, 24(3): 1081-1100.
- [10] Mcmillan H, Gnann S J, Araki R. Large scale evaluation of relationships between hydrologic signatures and processes[J]. Water Resources Research, 2022, 58(6): e2021WR031751.
- [11] Lyu S X, Zhai Y Y, Zhang Y Q, et al. Baseflow signature behaviour of mountainous catchments around the North China Plain[J]. Journal of Hydrology, 2022, 606: 127450.
- [12] 崔恩贵, 郭小东, 杜静, 等. 沂河流域“2020.8.14”暴雨洪水分析[J]. 中国防汛抗旱, 2021, 31(1): 43-47.
- [13] 陆建宇, 陆宝宏, 朱从飞, 等. 沂河流域天然径流变化规律分析[J]. 中国农村水利水电, 2014(7): 67-71.
- [14] 朱耿睿, 李育. 基于柯本气候分类的 1961—2013 年我国气候区类型及变化[J]. 干旱区地理, 2015, 38(6): 1121-1132.
- [15] 李子君, 许燕琳, 王海军, 等. 基于 WaTEM/SEDEM 模型的沂河流域土壤侵蚀产沙模拟[J]. 地理研究, 2021, 40(8): 2380-2396.
- [16] Imron M A, Prasetyo B. Improving algorithm accuracy k-nearest neighbor using z-score normalization and particle swarm optimization to predict customer churn[J]. Journal of Soft Computing Exploration, 2020, 1(1): 56-62.
- [17] Cheng L, Zhang L, Brutsaert W. Automated selection of pure base flows from regular daily streamflow data: objective algorithm[J]. Journal of Hydrologic Engineering, 2016, 21(11): 06016008.
- [18] Zhang J, Zhang Y, Song J, et al. Large-scale baseflow index prediction using hydrological modelling, linear and multilevel regression approaches[J]. Journal of Hydrology, 2020, 585: 124780.
- [19] 张军龙. 基于基流分割的流域地下水—地表水相互作用研究[D]. 西安: 西北大学, 2017.
- [20] Jowett I G, Duncan M J. Flow variability in New Zealand rivers and its relationship to in-stream habitat and biota[J]. New Zealand Journal of Marine Freshwater Research, 1990, 24(3): 305-317.
- [21] 王金星, 张建云, 李岩, 等. 近 50 年来中国六大流域径流年内分配变化趋势[J]. 水科学进展, 2008, 19(5): 656-661.
- [22] Teutschbein C, Grabs T, Karlsen R H, et al. Hydrological response to changing climate conditions: Spatial streamflow variability in the boreal region[J]. Water Resources Research, 2015, 51(12): 9425-9446.
- [23] Westerberg I K, Wagener T, Coxon G, et al. Uncertainty in hydrological signatures for gauged and ungauged catchments[J]. Water Resources Research, 2016, 52(3): 1847-1865.
- [24] Zaprowski B J, Pazzaglia F J, Evenson E B. Climatic influences on profile concavity and river incision[J]. Journal of Geophysical Research: Earth Surface, 2005, 110: F03004.
- [25] Hung C L J, James L A, Carbone G J, et al. Impacts of combined land-use and climate change on streamflow in two nested catchments in the Southeastern United States[J]. Ecological Engineering, 2020, 143: 105665.
- [26] Li L, Xu H, Chen X, et al. Streamflow forecast and reservoir operation performance assessment under climate change[J]. Water Resources Management, 2010, 24(1): 83-104.