

自然状态下流域洪峰对降雨时空异质性的响应规律

陈桂煌¹, 谭倩^{1,2}, 朱志华², 蔡宴朋^{1,2}, 王淑萍³

(1. 广东工业大学 生态环境与资源学院, 大湾区城市环境安全与绿色发展教育部重点实验室, 广东 广州 510006;
2. 南方海洋科学与工程广东省实验室(广州), 广东 广州 511458; 3. 中国农业大学 水利与土木工程学院, 北京 100083)

摘要: 针对自然状态下降雨时空异质性如何影响流域洪峰的难题, 提出了基于 RainyDay 模型和 SWAT 模型的洪水频率分析方法。以东江流域为例, 利用 RainyDay 模型构建不同重现期下的设计降雨, 并将其重构为 6 种不同降雨时空异质性的降雨情景, 将上述情景作为 SWAT 模型前端输入, 定量模拟自然状态下流域洪峰对降雨时空异质性的响应。结果表明: 当情景间的时间异质性差值趋于 0 时, 随着情景间的空间异质性差值的增加, 洪峰差值随之增大, 最大洪峰差值超过 $700 \text{ m}^3/\text{s}$, 平均洪峰差值超过 $300 \text{ m}^3/\text{s}$; 当情景间的空间异质性差值趋于 0 时, 随着情景间的时间异质性差值的增加, 洪峰差值随之增大, 最大洪峰差值接近 $700 \text{ m}^3/\text{s}$, 平均洪峰差值超过 $200 \text{ m}^3/\text{s}$; 在同一重现期下, 降雨时空异质性均较高的情景所产生的洪峰高于其他情景, 最大洪峰差值超过 $1\,000 \text{ m}^3/\text{s}$; 降雨空间异质性对洪峰的影响较时间异质性更为显著。

关键词: 降雨时空异质性; 流域洪峰; 洪水频率分析; RainyDay; SWAT

中图分类号: TV122

文献标识码: A

文章编号: 1672-643X(2022)05-0088-08

Flood peak response to the spatial and temporal heterogeneity of rainfall under natural conditions

CHEN Guihuang¹, TAN Qian^{1,2}, ZHU Zhihua², CAI Yanpeng^{1,2}, WANG Shuping³

(1. Key Laboratory for City Cluster Environmental Safety and Green Development of the Ministry of Education, School of Ecology, Environment and Resources, Guangdong University of Technology, Guangzhou 510006, China; 2. Southern Marine Science and Engineering Guangdong Laboratory (Guangzhou), Guangzhou 511458, China; 3. College of Water Resources and Civil Engineering, China Agricultural University, Beijing 100083, China)

Abstract: To solve the problem of the adverse influence of rainfall spatiotemporal heterogeneity on flood peak in the basin under natural conditions, a flood frequency analysis method is proposed based on the combination of RainyDay and SWAT model. Taking the Dongjiang River Basin as an example, the design rainfall of the basin under different return periods is proposed using RainyDay model, and then reconstructed into six rainfall scenarios with different temporal and spatial heterogeneity. Finally, the above scenarios are used as input in the SWAT model to quantitatively simulate the response of the flood peaks of the basin to the spatial and temporal heterogeneity of rainfall under natural conditions. It is found that when the difference of temporal heterogeneity between two scenarios is narrowing down to zero, the difference between the flood peaks increases with the increase of spatial heterogeneity, with the maximum value exceeding $700 \text{ m}^3/\text{s}$ and the average value exceeding $300 \text{ m}^3/\text{s}$. Whereas when the difference of spatial heterogeneity between two scenarios is narrowing down to zero, the difference between the flood peaks increases with the increase of temporal heterogeneity, with the maximum value approaching $700 \text{ m}^3/\text{s}$ and the the average value exceeding $200 \text{ m}^3/\text{s}$. Under the same return period, the flood peaks generated by the scenarios with high spatiotemporal heterogeneity of rainfall are higher than that of the other scenarios,

收稿日期: 2021-12-06; 修回日期: 2022-04-29

基金项目: 国家自然科学基金项目(52125902、52009021); 南方海洋科学与工程广东省实验室(广州)人才团队引进重大专项(GML2019ZD0403)

作者简介: 陈桂煌(1996-), 女, 广东陆丰人, 硕士研究生, 研究方向为流域面源污染。

通讯作者: 谭倩(1981-), 女, 四川安岳人, 博士, 教授, 研究方向为水资源及环境系统分析与决策。

and the maximum difference between the flood peaks exceeds $1,000 \text{ m}^3/\text{s}$. The influence of spatial heterogeneity of rainfall on flood peaks is more significant than that of temporal heterogeneity.

Key words: spatial and temporal heterogeneity; flood peak of basin; flood frequency analysis; Rainy-Day; soil and water assessment tool (SWAT)

1 研究背景

洪水是世界上最为常见且被认为是最具破坏力的自然灾害之一^[1-2],在气候变化和快速城市化双重背景下,洪水灾害发生的频率可能更高、波及的范围可能更广^[3-4]。设计洪水是防洪工程布局与规模设置的重要依据^[5],是预防与缓解洪涝灾害的关键。设计降雨方法是常用的设计洪水计算方法之一^[6]。传统设计降雨通常基于多个理想化设定,例如简化或忽略降雨时空异质性^[3,7]。研究表明,降雨时空分布具有明显的异质性^[8-9],且该性质可以显著影响水文响应^[10]。洪峰响应是重要的水文响应之一,对于流域洪涝灾害具有重要影响。在气候变化和快速城市化双重背景下,流域洪峰不仅是自然过程的产物,同时也受到人类活动的影响,在不同区域、不同时间段,由于人类活动强度和范围的不同,对流域洪峰所产生的影响也可能不同,而自然状态下流域洪峰对降雨时空异质性的响应规律则是研究自然因素和人为活动双重影响下流域洪峰对降雨时空异质性响应规律的基础。因此,揭示自然状态下流域洪峰对降雨时空异质性的响应规律,对于水利工程规划设计和防洪减灾具有重要意义。

目前,已有学者针对降雨时空异质性对洪峰响应的影响展开研究。部分学者研究发现,降雨时间、空间异质性对洪峰响应的影响与土壤前期含水量、流域面积、重现期等有关。Zhu等^[10]发现在土壤前期含水量为湿润(干燥)情景下,当汇水单元面积大于约 2000 km^2 (200 km^2)时,降雨空间结构比时间结构更加重要,特别是当土壤干燥时;而对于较小的汇水单元,情况正好相反。Pegleg等^[11]利用随机降雨发生器和SWMM模型研究了气候变异性 and 降雨空间异质性对洪峰的影响,发现降雨空间异质性对洪峰变异性的贡献率约为26%,且该贡献率随着重现期的增大而增加。部分学者还探讨了降雨时空异质性对洪峰响应产生影响的机理。如Gao等^[12]指出降雨时空异质性通过改变流域降雨的空间集中度,进一步改变流域出口处水位线的时间离散度,从而影响洪峰流量。Klongvessa等^[13]研究发现:对于短历时降雨,当降雨量较小(较大)时,洪峰响应主要受地表蓄水(地形陡度)的影响;对于长期降雨,洪峰响应主要受土壤渗透率的影响。

在设计降雨中简化或忽略降雨时空结构,计算

得到的洪峰流量可能偏大或偏小^[7],无法满足防洪设计需求,还可能会出现洪灾漏报的风险^[14],增加了水文分析和预测的不确定性^[8]。尽管前人针对降雨时空异质性对洪峰响应的影响进行了较多的研究,然而,自然状态下不同重现期降雨时空异质性如何影响洪峰响应仍未得到深入研究。

因此,本文通过构建降雨时空异质性各异的降雨情景,采用水文模拟途径,定量评估了自然状态下降雨时空异质性对洪峰响应的影响。首先,通过RainyDay模型^[15]构建包含丰富时空信息的设计降雨,并将其重构为具有不同时空异质性的降雨情景。然后,以东江流域为研究区域,以受人类活动影响较小的1960-1972年为研究时间段,构建东江流域SWAT(soil and water assessment tool)模型,并进行率定与验证。最后,应用SWAT模型分别模拟不同情景下的径流过程,进而定量分析降雨时空异质性对流域洪峰的影响。本研究主要探讨自然状态下流域洪峰对降雨时空异质性的响应规律,因此有必要减少人类活动对本研究的干扰,鉴于东江流域水库工程的建设对河流来水量影响较大^[16],而对东江流域影响较大的新丰江水库、枫树坝水库以及白盆珠水库在1972年之前仅新丰江水库建成^[17],因此本文选取了东江流域1960-1972年的数据代表自然状态。本研究揭示了自然状态下流域洪峰对降雨时空异质性的响应规律,有助于决策者在气候变化和快速城市化背景下制定更合理的防洪设计标准以及洪水适应战略,对于变化环境下的东江流域水利工程规划和防洪减灾具有重要意义。

2 研究区概况与数据资料

2.1 研究区概况

东江流域横跨广东、江西两省(图1(a)),位于粤港澳大湾区东北端,干流长度为562 km,集水面积为 $2.70 \times 10^4 \text{ km}^2$,多年平均水资源总量为 $331 \times 10^8 \text{ m}^3$,是珠江三大水系之一,具有灌溉、供水、航运、防洪等多种功能。东江流域1960-2015年平均年降雨量为1700 mm,呈现出东北少、西南多的空间分布特征(图1(b)),年代际变化较为明显,年内分配不均^[18]。1980-2007年东江流域极端降雨事件累计发生173次,其中,丰水年发生频次较高,主

要集中在3-9月,增城-博罗-惠州-龙门一带极端事件发生频率最高^[19]。

东江流域洪水发生频率高、危害大。1959年博罗站实测崩堤洪峰流量为 $1.28 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{s}$,2019年上坪站洪峰水位为303 m。近年来,气候变化以及人类剧烈活动带来的下垫面变化导致极端降雨事件发生的频率和强度有所增加,从而引起降雨时空异质性分化更为明显,给东江流域降雨径流关系带来较大影响^[19-20]。传统设计降雨方法由于忽略或简化了降雨时空异质性,可能无法满足防洪设计需求。因此,本研究选择东江流域作为研究区域,研究自然状态下降雨时空异质性对流域洪峰响应的影响,有助于了解自然状态下东江流域降雨时空异质性对洪水灾害的影响。

2.2 数据资料

为了研究自然状态下流域洪峰对降雨时空异质性的响应规律,本文选择东江流域受人类影响较小的时间段(1960-1972年)进行研究。主要收集了以下数据:东江流域10个气象站点(图1(b))1960-1972年的逐日降雨、日相对湿度、日最高气温和最低气温、日最大风速等气象数据;博罗站1965-1972年的日径流量;东江流域数字高程数据(digital elevation model, DEM)、土壤分布图、土地利用覆盖图、TRMM(Tropical Rainfall Measuring Mission)卫星降雨数据等资料。

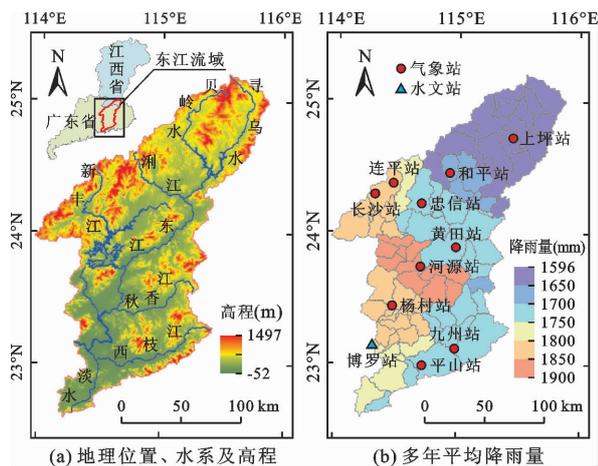


图1 研究区地理位置、水系与高程及多年平均降雨量分布

3 研究方法

针对传统设计降雨通常忽略降雨时空异质性的问题,采用RainyDay模型生成考虑降雨时空异质性的设计降雨;针对降雨时空异质性如何影响流域洪峰的难题,将RainyDay模型生成的设计降雨重构为6种不同时空异质性的降雨情景,并逐一输入SWAT

模型,以进一步探究自然状态下流域洪峰对降雨时空异质性的响应规律。

3.1 SWAT模型

SWAT模型是目前被广泛使用的流域尺度、半分布式模型,具有能够进行长期模拟、运算效率较高、能够模拟水量水质等特点。构建SWAT模型需要属性数据和地理空间数据^[5],该模型可基于DEM划分若干子流域,并通过输入土地利用类型、土壤类型、坡度类型等数据集,将子流域划分为多个水文响应单元。

本研究将东江流域划分为92个子流域、1196个水文响应单元。为了尽量还原自然状态下流域降雨径流过程,本研究模拟了东江流域1960-1972年水文循环过程,时间步长为日尺度,1960-1964年作为预热期、1965-1970年作为率定期、1971-1972年作为验证期。

3.2 RainyDay模型

RainyDay模型是一个降雨生成器,其将遥感降雨数据与随机暴雨移置法(stochastic storm transposition, SST)相结合,可产生与实际相接近的极端降雨情景^[15]。SST方法通过对暴雨移置区的暴雨样本进行时间重采样和空间移置,生成目标区域内的概率降雨情景^[21]。SST方法的主要步骤包括:确定暴雨移置区、确定暴雨目录、移置区的空间异质性检验、模拟 N 年的“年最大暴雨”序列、计算设计暴雨^[3]。其中,暴雨移置区应为具有与研究区域相同气候条件及相似降雨特征的区域,且包含足够多的暴雨事件^[7]。

RainyDay模型具有以下优势:(1)克服了传统方法对数据要求严格和一致性假设等缺陷;(2)能够真实、合理地反映出暴雨时空结构且不需要预设雨型,降低了设计暴雨的不确定性;(3)可以利用卫星降雨数据集在缺少监测数据的地区生成逼真的极端降雨^[3,7,15]。

本研究结合目标流域的大小、气候和地理位置等综合确定暴雨移置区,并将暴雨移置区TRMM卫星降雨数据(时间分辨率为3 h、空间分辨率为 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$)作为暴雨样本输入RainyDay模型,生成具有丰富降雨时空分布特征的设计降雨。RainyDay模型暴雨移置过程如图2所示。

3.3 降雨情景设置

本文设置了降雨总量相同、降雨时空异质性不同的6种降雨情景(表1),每种情景均设置了5个重现期,即5、10、50、250、500 a,每个重现期均设置了6 d连续降雨,每天的降雨均通过RainyDay获得

的 3 h 降雨计算得到。

3.4 变差系数法

本文采用变差系数 (coefficient of variation, C_V) 评价降雨时空异质性, C_V 值越接近 1, 表示离散程度越大, 即降雨时空异质性越大; C_V 值越接近 0, 则表示降雨时空异质性越小。其计算公式为:

$$C_V = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (k_i - 1)^2}{n - 1}} \quad (1)$$

$$k_i = H_i / H_a \quad (2)$$

式中: k_i 为变率; H_i 为研究区某一雨量站 (或某一天) 的降雨量, mm; H_a 为研究区域 (或研究时段) 均

匀雨量, mm; n 为气象站个数 (或降雨天数)。

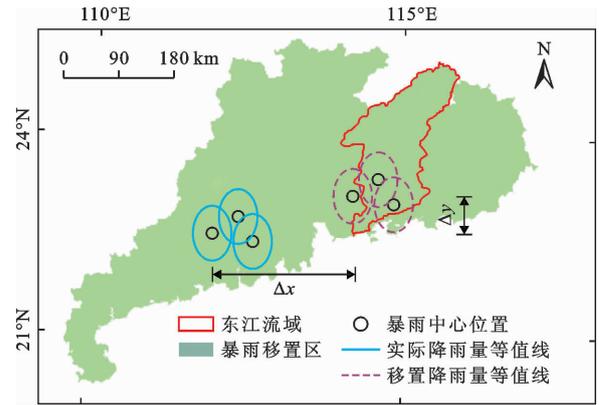


图 2 RainyDay 模型暴雨移置过程示意图

表 1 不同时空异质性的降雨情景

代码	情景名称	具体含义
YT1	空间均匀 - 时间不均匀 1 d	每个站点降雨量相同、每天降雨量不同
YT2	空间均匀 - 时间均匀 2 d	每个站点降雨量相同、每 2 d 降雨量相同
YT3	空间均匀 - 时间均匀 3 d	每个站点降雨量相同、每 3 d 降雨量相同
NT1	空间不均匀 - 时间不均匀 1 d	每个站点降雨量不同、每天降雨量不同
NT2	空间不均匀 - 时间均匀 2 d	每个站点降雨量不同、每 2 d 降雨量相同
NT3	空间不均匀 - 时间均匀 3 d	每个站点降雨量不同、每 3 d 降雨量相同

4 结果与分析

4.1 SWAT 模型率定验证

本研究采用东江流域代表性水文站博罗站 1965 - 1972 年的径流数据对模型进行率定与验证, 所率定和验证参数的意义以及最佳参数的取值如表 2 所示, 东江流域日径流量率定期和验证期的模拟结果见图 3。图 3 表明, 率定期和验证期的 R^2 均接近 0.8, 纳什系数 (E_{NS}) 均大于 0.7, 相对误差均小于 20%, 根据已有经验, 当 $R^2 \geq 0.6$, $E_{NS} \geq 0.5$, 相对误差小于 20% 时可以认为模拟结果令人满意, 因此本研究的率定验证结果可以满足模拟需求。

4.2 考虑降雨时空异质性的流域设计降雨

传统设计降雨通常假设面降雨均匀分布, 其降雨量一般会随着重现期的增大而增加。将 Rainy-Day 模型所推估得到的设计降雨量平均分配到东江流域 10 个气象站点, 平均降雨量随着重现期的增大而增加 (图 4), 这与传统设计降雨特征一致。考虑降雨时空分布特征的站点设计降雨与传统设计降雨不同, 其降雨量并不一定随着重现期的增大而增加, 如平山站和杨村站重现期为 250 a 的降雨量比 500 a 的降雨量更大 (图 5)。

表 2 SWAT 模型参数意义以及最佳参数取值

序号	参数名	参数意义	最佳参数
1	r_CN2	径流曲线数	-0.0455
2	v_ALPHA_BF	基流 α 因子	0.285
3	v_GW_DELAY	地下水延迟时间	222
4	v_GWQMN	浅层含水层产生基流的阈值深度	7.75
5	v_GW_REVAP	地下水再蒸发系数	0.131
6	v_ESCO	土壤蒸发补偿因子	0.755
7	v_CH_N2	主河道曼宁系数	0.0438
8	v_CH_K2	主河道渗透系数	445
9	v_ALPHA_BNK	河岸调蓄的基流 α 因子	0.890
10	r_SOL_AWC	土壤层有效持水量	0.217
11	r_SOL_K	饱和导水率	-0.00800
12	r_SOL_BD	土壤湿密度	0.331
13	r_CANMX	最大冠层截留量	0.135
14	v_REVAPMN	地下水复苏深度阈值	387
15	v_SLSUBBSN	平均坡面长度	97.5

注: v_、r_ 分别表示替代原有参数、原有参数乘以 (1 + 给定的值)。

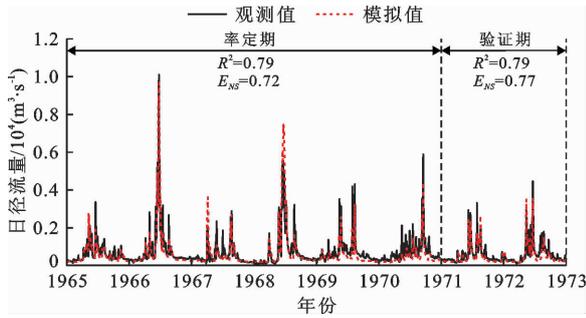


图3 东江流域日径流量率定期和验证期的模拟结果
将 RainyDay 模型推估得到的设计降雨重构为 6

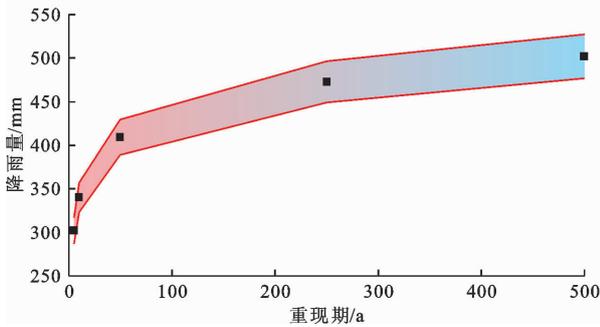


图4 不同重现期的平均设计降雨量

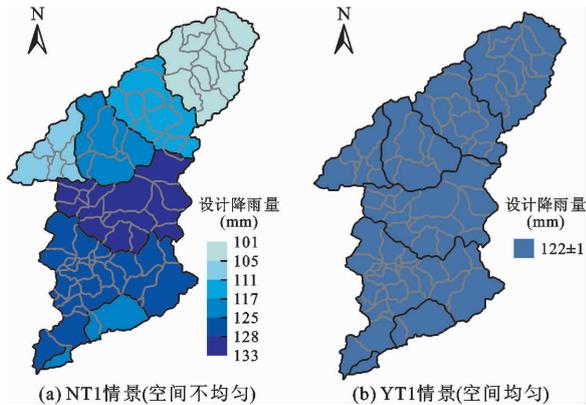


图6 NT1、YT1 情景第 1 d 东江流域设计降雨量空间分布

各情景降雨时间异质性、空间异质性均用变差系数 C_v 表示,不同重现期的各情景变差系数 C_v 如图 7 所示。

由图 7(a) 可知,NT1、NT2、YT1、YT2 情景的时间 C_v 值基本上也随着重现期的增大而增大。当重现期为 500 a 时,NT1、YT1 情景的时间异质性最大, C_v 值均达到 0.5 以上。当重现期大于 50 a 时,NT1、YT1 情景的时间异质性分别略大于 NT2、YT2 情景,且 NT1、NT2 情景的时间异质性均大于 NT3 情景, YT1、YT2 情景的时间异质性均大于 YT3 情景。NT1、NT2、NT3、YT1、YT2、YT3 情景各个重现期的平均时间异质性分别为 0.388、0.262、0.136、0.339、

种不同时空异质性的降雨情景,分别为空间均匀 - 时间不均匀 1 d 情景 (YT1)、空间均匀 - 时间均匀 2 d 情景 (YT2)、空间均匀 - 时间均匀 3 d 情景 (YT3)、空间不均匀 - 时间不均匀 1 d 情景 (NT1)、空间不均匀 - 时间均匀 2 d 情景 (NT2) 以及空间不均匀 - 时间均匀 3 d 情景 (NT3)。6 种情景降雨总量均相同、降雨时空分布不同,前 3 种情景每个气象站的降雨量均相同,后 3 种情景每个气象站的降雨量均不同。以重现期 500 a 为例,NT1、YT1 情景第 1 d 设计降雨量空间分布如图 6 所示。

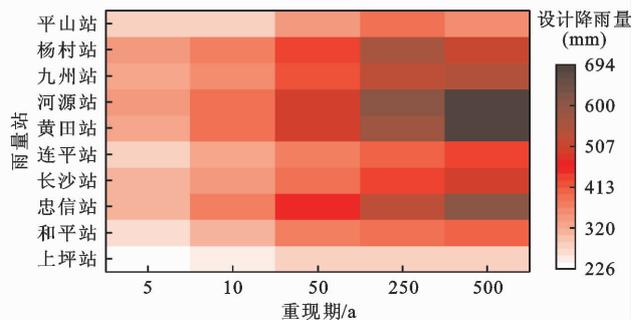


图5 不同重现期的各雨量站平均设计降雨量

0.236、0.118。由图 7(b) 可知,NT1、NT2、NT3 情景的空间 C_v 值分别大于 YT1、YT2、YT3 情景,且 NT1、NT2、NT3 情景的空间异质性均随着重现期的增大而增大。此外,NT1 情景的空间异质性依次大于 NT2、NT3 情景,当重现期为 500 a 时,NT1 情景的空间异质性最大, C_v 值达到 0.4 以上。NT1、NT2、NT3 情景各个重现期的空间异质性的平均值分别为 0.245、0.203、0.196, YT1、YT2、YT3 情景的空间异质性的平均值均为 0。

4.3 流域洪峰对降雨时空异质性的响应

应用 SWAT 模型分别模拟各情景下的洪峰响应,不同重现期东江流域洪峰对各情景降雨时空异质性的响应规律如图 8 所示,不同重现期各情景降雨时空异质性差值及洪峰差值如图 9 所示。对图 8、9 分析如下:

(1) 降雨空间异质性对流域洪峰具有重要的影响,当情景间的时间异质性差值趋于 0 时,随着情景间的空间异质性差值的增加,洪峰差值随之增加,最大洪峰差值超过 $700 \text{ m}^3/\text{s}$,平均洪峰差值超过 $300 \text{ m}^3/\text{s}$ 。在同一重现期下,平均空间异质性为 0.245 的 NT1 情景所产生的洪峰大于平均空间异质性为 0 的 YT1 情景,情景间的洪峰差异在重现期大于 50 a 时更为明显(图 8(a))。当重现期小于 50 a 时,NT1 情景与 YT1 情景的时间异质性差值接近 0(图 9

(a)),随着重现期的增加,空间异质性差值随之增加(图 9(b)),洪峰差值随之增加(图 9(c))。NT1 情景与 YT1 情景在各个重现期下的洪峰差值的平均值超过 $400 \text{ m}^3/\text{s}$,最大差值超过 $700 \text{ m}^3/\text{s}$ (图 9(c))。平均空间异质性分别为 0.203、0.196 的 NT2 情景和 NT3 情景所产生的洪峰分别大于平均空间异质性为 0 的 YT2 情景(图 8(b))和 YT3 情景(图 8(c)),情景间的洪峰差异在重现期为 500 a 时更为明显。

由图 9 可知,除重现期为 10 a 外,NT2 情景与

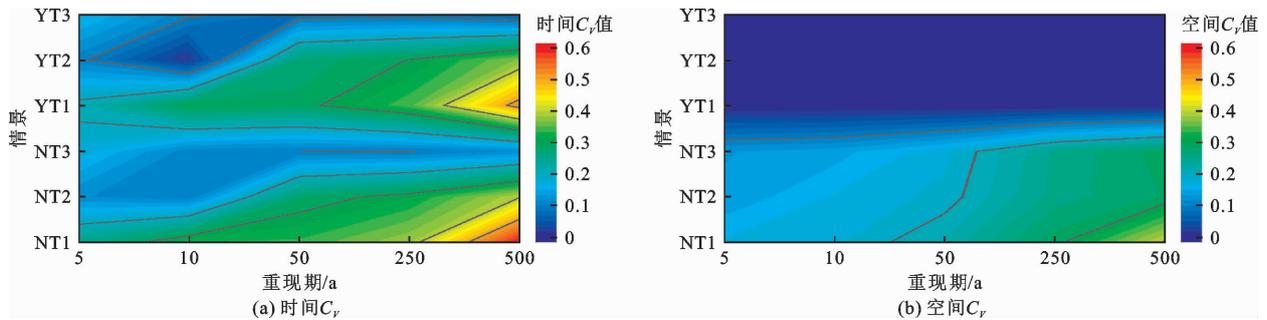


图 7 不同重现期的各情景变差系数 C_v

(2)降雨时间异质性对流域洪峰也有重要影响,当情景间的空间异质性差值趋于 0 时,随着情景间的时间异质性差值的增加,洪峰差值随之增加,最大洪峰差值接近 $700 \text{ m}^3/\text{s}$,平均洪峰差值超过 $200 \text{ m}^3/\text{s}$ 。在同一重现期下,平均时间异质性分别为 0.388、0.262 的 NT1 情景和 NT2 情景所产生的洪峰均大于平均时间异质性为 0.136 的 NT3 情景,情景间的洪峰差异在重现期大于 50 a 时更为明显(图 8(d))。NT1 情景与 NT3 情景的空间异质性差值接近 0(图 9(b)),随着重现期的增加,时间异质性差值随之增加(图 9(a)),洪峰差值随之增加,NT1 情景与 NT3 情景在各个重现期下的洪峰差值的平均值约为 $300 \text{ m}^3/\text{s}$,当时间异质性差值增加到 0.5 左右时,洪峰差值接近 $600 \text{ m}^3/\text{s}$ (图 9(c))。NT2 情景与 NT3 情景的空间异质性差值也接近 0(图 9(b)),随着重现期的增加,时间异质性差值随之增加(图 9(a)),洪峰差值也随之增加,当时间异质性差值增加到 0.3 左右时,洪峰差值接近 $700 \text{ m}^3/\text{s}$ 。

在同一重现期下,平均时间异质性为 0.118 的 YT3 情景的洪峰基本上均小于平均时间异质性为 0.339 的 YT1 情景和平均时间异质性为 0.236 的 YT2 情景, YT1 ~ YT3 情景间的洪峰差异在重现期为 500 a 时更为明显(图 8(e))。YT1 情景与 YT3 情景的空间异质性差值为 0(图 9(b)),随着重现期的增加,情景间时间异质性差值随之增加(图 9

YT2 情景的时间异质性差值接近 0,随着重现期的增加,两情景之间的空间异质性差值随之增加,洪峰差值也随之增加,当空间异质性差值增加到 0.3 左右时,洪峰差值接近 $700 \text{ m}^3/\text{s}$ 。NT3 情景与 YT3 情景的时间异质性差值接近 0,随着重现期的增加,两情景之间的空间异质性差值随之增加,洪峰差值也随之增加,当空间异质性差值增加到 0.3 左右时,洪峰差值超过 $600 \text{ m}^3/\text{s}$ 。NT2 情景与 YT2 情景、NT3 情景与 YT3 情景在各个重现期下的洪峰差值的平均值均超过 $300 \text{ m}^3/\text{s}$ 。

(a)),洪峰差值随之增加, YT1 情景与 YT3 情景在各个重现期下的洪峰差值的平均值约为 $200 \text{ m}^3/\text{s}$,当时间异质性差值增加到 0.5 左右时,洪峰差值约为 $500 \text{ m}^3/\text{s}$ (图 9(c))。YT2 情景与 YT3 情景的空间异质性差值为 0(图 9(b)),随着重现期的增加,时间异质性差值随之增加(图 9(a)),洪峰差值随之增加,情景间各个重现期下的洪峰差值的平均值约为 $250 \text{ m}^3/\text{s}$,当时间异质性差值增加到 0.3 左右时,洪峰差值超过 $600 \text{ m}^3/\text{s}$ 。

(3)降雨空间异质性、时间异质性会对流域洪峰产生叠加影响,时空异质性均较高的情景所产生的洪峰高于时空异质性较低的情景,最大洪峰差值超过 $1000 \text{ m}^3/\text{s}$,且降雨空间异质性对洪峰的影响较时间异质性更为显著。由图 8(f)可知,在同一重现期下,平均空间异质性为 0.245、平均时间异质性为 0.388 的 NT1 情景,和平均空间异质性为 0.203、平均时间异质性为 0.262 的 NT2 情景所产生的洪峰基本上均大于平均空间异质性为 0 的 YT1、YT2、YT3 情景,以及平均时间异质性为 0.136 的 NT3 情景。NT1 情景与 YT3 情景、NT2 情景与 YT3 情景的最大洪峰差值均超过 $1000 \text{ m}^3/\text{s}$ 。平均空间异质性和平均时间异质性均最小的 YT3 情景的洪峰则基本上都小于其他 5 种情景。

对各个重现期下各个情景间的时间异质性差值、空间异质性差值与洪峰差值的相关性进行分析,

结果如表3所示。由表3可以看出,时间异质性差值与洪峰差值之间的相关系数为0.304,并呈现出0.05水平的显著性,而空间异质性差值与洪峰差值之间的相关系数为0.481,并呈现出0.01水平的显

著性。说明时间异质性差值与洪峰差值之间、空间异质性差值与洪峰差值之间均有显著的正相关关系,且降雨空间异质性对洪峰的影响较时间异质性更为显著。

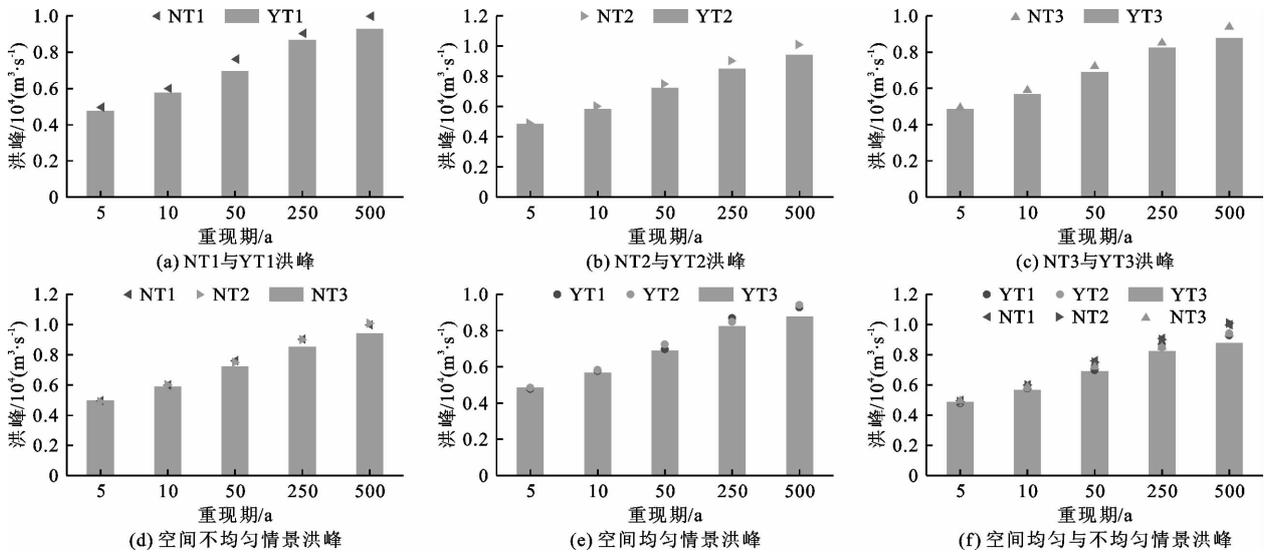


图8 不同重现期东江流域洪峰对各情景降雨时空异质性的响应规律

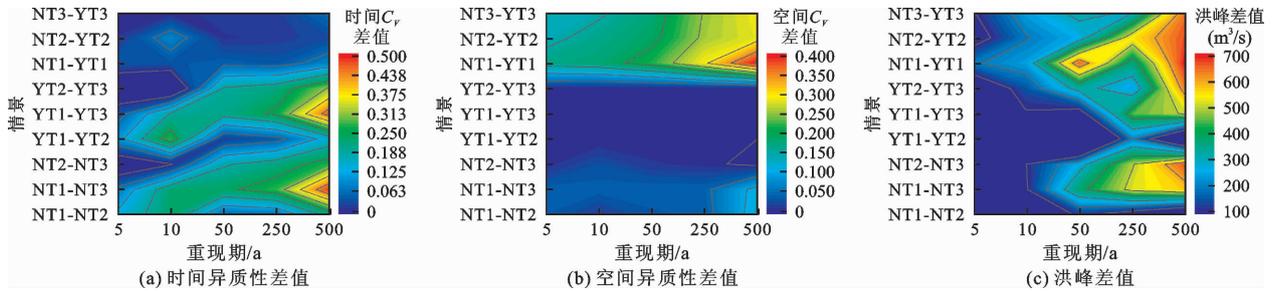


图9 不同重现期各情景降雨时空异质性差值及洪峰差值

表3 时空异质性差值与洪峰差值相关性分析

影响因子	相关系数	p 值
时间异质性差值	0.304 *	0.042
空间异质性差值	0.481 **	0.001

注：“*”表示 $p < 0.05$ ，“**”表示 $p < 0.01$ 。

5 讨论

对于传统设计降雨通常忽略降雨时空异质性的问题,本研究采用 RainyDay 模型生成考虑降雨时空异质性的设计降雨,针对自然状态下降雨时空异质性如何影响流域洪峰的难题,提出了基于 RainyDay 模型和 SWAT 模型的洪水频率分析方法,此外,本研究通过构建研究区 SWAT 模型,并采用研究区日尺度径流数据对模型参数进行率定验证,具有一定的真实性与准确性。

对自然条件下不同重现期流域洪峰对降雨时空

异质性的响应规律的分析结果表明,研究区空间异质性所引起的最大洪峰差值超过 $700 \text{ m}^3/\text{s}$,时间异质性所引起的最大洪峰差值接近 $700 \text{ m}^3/\text{s}$,而时空异质性引起的最大洪峰差值超过 $1000 \text{ m}^3/\text{s}$,降雨时间异质性差值、空间异质性差值均与流域洪峰差值存在显著的正相关关系,降雨空间异质性、时间异质性会对流域洪峰产生叠加影响,且空间异质性的影响更为显著,这与已有的相关研究结果相似^[10-11]。这可能是由于与降雨时空异质性相对较小的情景相比,降雨时空异质性相对较大的情景的降雨主要集中在某个地区或某个时间,从而减少了径流的损耗,增大了瞬时径流,影响了洪峰流量。根据已有研究结果^[10],在土壤前期含水量为湿润(干燥)情景下,当汇水单元面积大于 2000 km^2 (200 km^2)时,降雨空间结构比时间结构更加重要,而本研究区的集水面积超过 20000 km^2 ,空间异质性的

影响更为显著。

6 结 论

为了揭示流域洪峰对降雨时空异质性的响应规律,本文首先采用 RainyDay 模型合成研究区域不同重现期下的设计降雨,并将其重构为 6 种降雨时空异质性各异的降雨情景,最后应用 SWAT 模型分别模拟不同情景下的降雨-径流过程,获得流域洪峰对降雨时空异质性的响应规律。同时,对不同重现期下流域洪峰对降雨时空异质性的响应规律进行了分析。本文得出的主要结论如下:

(1) 降雨空间异质性会对流域洪峰产生重要影响。空间异质性差值与洪峰差值之间的相关系数为 0.481,有着极显著的正相关关系。当情景间的时间异质性差值趋于 0 时,随着情景间的空间异质性差值的增加,洪峰差值随之增加,最大洪峰差值超过 $700 \text{ m}^3/\text{s}$,平均洪峰差值超过 $300 \text{ m}^3/\text{s}$ 。

(2) 降雨时间异质性会对流域洪峰产生重要影响。时间异质性差值与洪峰差值之间的相关系数为 0.304,有着显著的正相关关系。当情景间的空间异质性差值趋于 0 时,随着情景间的时间异质性差值的增加,洪峰差值随之增加,最大洪峰差值接近 $700 \text{ m}^3/\text{s}$,平均洪峰差值超过 $200 \text{ m}^3/\text{s}$ 。

(3) 降雨空间异质性、时间异质性会对流域洪峰产生叠加影响,且空间异质性的影响更为显著。在同一重现期下,降雨时间异质性和空间异质性均较高的 NT1、NT2 情景所产生的洪峰明显大于其他情景,最大洪峰差值超过 $1000 \text{ m}^3/\text{s}$,降雨时间异质性和空间异质性均最低的 YT3 情景所产生的洪峰则小于其他情景。空间异质性差值与洪峰差值之间呈现出 0.01 水平的显著性,时间异质性差值与洪峰差值之间呈现出 0.05 水平的显著性,空间异质性对洪峰的影响更为显著。

参考文献:

- [1] HAMMOOD W A, ARSHAH R A, ASMARA S M, et al. A systematic review on flood early warning and response system (FEWRS): A deep review and analysis[J]. Sustainability, 2021, 13(1): 440.
- [2] CHEN Wei, LI Yang, XUE Weifeng, et al. Modeling flood susceptibility using data-driven approaches of naïve Bayes tree, alternating decision tree, and random forest methods [J]. Science of the Total Environment, 2020, 701: 134979.
- [3] 周正正,刘曙光, WRIGHT D B. 基于随机暴雨移置方法的
城市设计暴雨分析[J]. 水科学进展, 2020, 31(4): 583-91.
- [4] TANG Jianxiong, LI Yanmin, CUI Shenghui, et al. Analyzing the spatiotemporal dynamics of flood risk and its driving factors in a coastal watershed of southeastern China [J]. Ecological Indicators, 2021, 121: 107134.
- [5] 秦振雄,彭涛,王继保,等. 基于 SWAT 模型的淮河上游流域设计洪水修订[J]. 湖泊科学, 2021, 33(2): 595-606.
- [6] WRIGHT D B, GUO Yu, ENGLAND J F. Six decades of rainfall and flood frequency analysis using stochastic storm transposition: Review, progress, and prospects [J]. Journal of Hydrology, 2020, 585: 124816.
- [7] 朱志华. 区域洪涝对不同时空分辨率降雨的响应与调控研究[D]. 广州: 中山大学, 2019.
- [8] ZHUANG Qi, LIU Shuguang, ZHOU Zhengzheng. Spatial heterogeneity analysis of short-duration extreme rainfall events in megacities in China [J]. Water, 2020, 12(12): 3364.
- [9] KAŠPAR M, BLIŽŇÁK V, HULEC F, et al. High-resolution spatial analysis of the variability in the subdaily rainfall time structure [J]. Atmospheric Research, 2021, 248: 105202.
- [10] ZHU Zhihua, WRIGHT D B, GUO Yu. The impact of rainfall space-time structure in flood frequency analysis [J]. Water Resources Research, 2018, 54(11): 8983-8998.
- [11] PELEG N, BLUMENSAAT F, MOLNAR P, et al. Partitioning the impacts of spatial and climatological rainfall variability in urban drainage modeling [J]. Hydrology and Earth System Sciences, 2017, 21(3): 1559-1572.
- [12] GAO Shang, FANG Z N. Investigating hydrologic responses to spatio-temporal characteristics of storms using a Dynamic Moving Storm generator [J]. Hydrological Processes, 2019, 33(21): 2729-2744.
- [13] KLONGVESSA P, LU Minjiao, CHOTPANTARAT S. Response of the flood peak to the spatial distribution of rainfall in the Yom River basin, Thailand [J]. Stochastic Environmental Research and Risk Assessment, 2018, 32: 2871-2887.
- [14] 闫宝伟,刘昱,江慧宁,等. 考虑降雨空间异质性的动态临界雨量预警指标推求 [J]. 水利学报, 2020, 51(3): 342-348.
- [15] WRIGHT D B, MANTILLA R, PETERS-LIDARD C D. A remote sensing-based tool for assessing rainfall-driven hazards [J]. Environmental Modelling and Software, 2017, 90: 34-54.
- [16] 易灵,周庆欣,庞远宇,等. 人类活动对珠江流域主要水文要素的影响 [J]. 水文, 2019, 39(4): 78-83.
- [17] 李蔚,陈晓宏,何艳虎,等. 改进 SWAT 模型水库模块及其在水库控制流域径流模拟中的应用 [J]. 热带地理, 2018, 38(2): 226-235. (下转第 108 页)

- 南地区气候变化区域分异特征[J]. 地理研究, 2020, 39(5): 1215 - 1232.
- [12] RICHMAN M B. Rotation of principal components[J]. International Journal of Climatology, 1986, 6(3): 293 - 335.
- [13] NORTH G R, BELL T L, CAHALAN R F, et al. Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions[J]. Monthly Weather Review, 1982, 110(7): 699 - 706.
- [14] BI Shuoben, QIU Xiangkai, WANG Guojie, et al. Spatial distribution characteristics of drought disasters in Hunan Province of China from 1644 to 1911 based on EOF and REOF methods [J]. Environmental Earth Sciences, 2021, 80(16): 533.
- [15] 陈子燊. 珠江流域干旱时空变化的经验诊断分析[J]. 中山大学学报(自然科学版), 2020, 59(4): 33 - 42.
- [16] 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.
- [17] PIRNIA A, GOLSHAN M, DARABI H, et al. Using the Mann - Kendall test and double mass curve method to explore stream flow changes in response to climate and human activities[J]. Journal of Water and Climate Change, 2019, 10(4): 725 - 742.
- [18] 李文婷, 杨肖丽, 任立良, 等. 基于 SWAT 模型的黄河源区蓝/绿水资源时空分布特征研究[J]. 中国农村水利水电, 2021(8): 59 - 66.
- [19] 陈俊旭, 赵红玲, 吕燕, 等. 红河流域径流演变分异及其特征[J]. 水电能源科学, 2018, 36(10): 22 - 26.
- [20] MORLET J, ARENS G, FOURGEAU E, et al. Wave propagation and sampling theory - Part II: Sampling theory and complex waves[J]. Geophysics, 1982, 47(2): 222 - 236.
- [21] 潘国营, 秦永泰, 马亚芬, 等. 基于 R/S 和 Morlet 小波分析的丹河径流变化特征研究[J]. 水资源与水工程学报, 2015, 26(3): 41 - 45 + 50.
- [22] 段丽君, 申红艳, 余迪, 等. 青藏高原雨季降水的水汽条件研究[J]. 冰川冻土, 2021, 43(4): 939 - 947.
- [23] 李林, 李红梅, 申红艳, 等. 青藏高原气候变化的若干事实及其年际振荡的成因探讨[J]. 冰川冻土, 2018, 40(6): 1079 - 1089.
- [24] WANG Xuejie, YANG Meixue, LIANG Xiaowen, et al. The dramatic climate warming in the Qaidam Basin, northeastern Tibetan Plateau, during 1961 - 2010[J]. International Journal of Climatology, 2014, 34(5): 1524 - 1537.
- [25] 钱琦雯, 梁萍, 祁莉. 西太平洋副热带高压的季节内活动与变异研究进展[J]. 气象与环境科学, 2021, 44(6): 93 - 101.
- [26] 安国英, 韩磊, 涂杰楠, 等. 中国喜马拉雅山地区冰川 1999 - 2015 年期间动态变化遥感调查[J]. 现代地质, 2019, 33(5): 1086 - 1097.
- [27] 中国气象局气候变化中心. 中国气候变化蓝皮书 2021 [M]. 北京: 科学出版社, 2021.
- [28] 黄一民. 青藏高原降水时空分布特征分析[D]. 长沙: 湖南师范大学, 2007.
- [29] 陈发虎, 汪亚峰, 甄晓林, 等. 全球变化下的青藏高原环境影响及应对策略研究[J]. 中国藏学, 2021(4): 21 - 28.
- [30] 陈炜, 姜大膀, 王晓欣. CMIP6 模式对青藏高原气候的模拟能力评估与预估研究[J]. 高原气象, 2021, 40(6): 1455 - 1469.
- [31] 李兰. 青藏高原湖泊演化及生态环境效应研究[D]. 西安: 长安大学, 2021.
- [32] 姚檀栋, 余武生, 邬光剑, 等. 青藏高原及周边地区近期冰川状态失常与灾变风险[J]. 科学通报, 2019, 64(27): 2770 - 2782.
- [33] 石菊松, 马小霞. 关于青藏高原生态保护治理的几点思考和建议[J]. 环境与可持续发展, 2021, 46(5): 42 - 46.
- [34] 游庆龙, 康世昌, 李剑东, 等. 青藏高原气候变化若干前沿科学问题[J]. 冰川冻土, 2021, 43(3): 885 - 901.

(上接第 95 页)

- [18] 曾钦文, 谢俊驹, 巫燕辉, 等. 东江中上游流域降水及暴雨日的气候变化特征[J]. 水土保持研究, 2019, 26(5): 129 - 136.
- [19] 车蕊, 林澍, 范中亚, 等. 连续极端降雨对东江流域水质影响分析[J]. 环境科学, 2019, 40(10): 4440 - 4449.
- [20] 王斌, 马志鹏, 刘晋, 等. 东江流域降水时空变化及其与 ENSO 事件的响应关系[J]. 水电能源科学, 2021, 39(1): 6 - 9.
- [21] GUO Yu, WRIGHT D B, ZHU Zhihua, et al. Process-based flood frequency analysis in an agricultural watershed exhibiting nonstationary flood seasonality[J]. Hydrology and Earth System Sciences, 2019, 23(5): 2225 - 2243.