DOI:10.11705/j.issn.1672-643X.2023.02.07

极端暴雨下黄土高原小流域洪水特征及风险分析

张 凡, 侯精明, 马勇勇, 王 添, 景 静, 张 晔, 董美君, 周庆诗
(西安理工大学 省部共建西北旱区生态水利国家重点实验室, 陕西 西安 710048)

摘 要: 为研究极端暴雨下小流域的洪水特性,采用二维全水动力数值模型模拟流域洪水演进过程,计算不同重现期下典型断面的水力要素,并进行流域洪水风险分析。结果表明:500 a 重现期对应洪峰流量增长速率最大,高达51.38%;而1 000 a 重现期对应洪峰流量增长速率降低至7.61%,洪峰流量增长速率随降雨重现期的增大呈现先上升后降低规律。各断面的最大水深增幅小于其对应的洪峰流量增幅。流域洪水淹没面积随重现期增加变化较小。为使社会经济效益达到最大化,建议该小流域使用500 a 重现期下洪峰流量推算新建公路和铁路桥涵孔径尺寸,研究成果可为小流域应对极端暴雨和进行防洪评价提供必要参考。

关键词: 极端暴雨; 洪水特征; 全水动力模型; 洪峰流量增长速率; 黄土高原小流域

中图分类号:TV122.$^{+}$1 **文献标识码**: A **文章编号**: 1672-643X(2023)02-0052-07

Flood characteristics and risk analysis of a small watershed in the Loess Plateau under extreme rainstorm conditions

ZHANG Fan, HOU Jingming, MA Yongyong, WANG Tian, JING Jing, ZHANG Ye, DONG Meijun, ZHOU Qingshi

(*State Key Laboratory of Eco-hydraulics in Northwest Arid Region of China, Xi'an University of Technology, Xi'an* 710048, *China*)

Abstract: In order to study the flood characteristics of small watersheds under extreme rainstorm conditions, a two-dimensional full hydrodynamic numerical model is used to simulate the flood routing process of a small watershed, with which the hydraulic elements of typical sections under different return periods were calculated, and the flood risk analysis of the watershed was conducted. The results show that the peak flow growth rate corresponding to the return period of 500 a is the largest, up to 51.38%, which drops dramatically to 7.61% when the return period is increased to 1 000 a, because the peak flow growth rate increases first and then decreases with the increase of rainfall return period. Moreover, the maximum water depth increment of each section is smaller than its corresponding peak flow increment, and the flood inundation area of the watershed changes little with the increase of the return period. In order to maximize the social and economic benefits, it is recommended that the peak flow under the return period of 500 a should be adopted for the calculation of aperture size of highway and railway bridges and culverts in small watersheds. The research results can provide some necessary reference for the management of extreme rainstorms and evaluation of flood control in small watersheds.

Key words: extreme rainstorm; flood characteristics; full hydrodynamic model; peak flow growth rate; small watershed in the Loess Plateau

1 研究背景

全球气候变化以及大洪水周期性规律导致未来超标洪水发生的概率增加[1-2]。在现有洪水演进规律研究中,暴雨洪水资料主要通过野外调查、遥感测绘等手段获取,并通过搭建 HEC-HMS 水文模型模拟降雨径流、流域洪水过程[3-4],但应用水文模型研究洪水特征存在一定的局限性。近年来,利用水动力模型开展洪水有关课题的研究愈加普遍[5-6],高效高精度水动力模型以其所需基础参数较少、应用

收稿日期:2022-08-21; **修回日期**:2022-11-29
基金项目:中德合作交流项目(M-0427); 国家自然科学基金项目(52079106、52009104); 陕西省科技创新团队项目(2020TD-023)
作者简介:张 凡(1998—),女,陕西西安人,硕士研究生,研究方向为水力学及河流动力学。
通讯作者:侯精明(1982—),男,河北怀安人,博士,教授,博士生导师,研究方向为水力学及河流动力学。

便捷、能够准确模拟复杂地形洪水演进过程的优点,赢得了国内外学者的广泛认可[7-8]。

小流域作为河流系统的基本单元,其洪水特征直接影响区域人民生产生活的安全。在分析洪水特性时,孙煜航等[9]采用 Delft3D 模型模拟了洪水漫滩过程,得到洪水漫滩范围和洪水淹没水深等参数,提出应重点防范具有“小水大险”特征的淹没地区;汤伟干等[10]模拟了各个集水区的积水量随时间的动态变化过程来展示洪水演进过程;涂华伟等[11]基于不同设计暴雨条件下洪水过程分析出临界雨量,绘制了临界雨量下洪水淹没范围;刘晗等[12]利用 MIKE11 模型模拟了山丘区的小流域在常规暴雨下的洪水过程,通过对比典型断面的淹没水深和洪水流量,得出了洪水演进规律。以上研究表明淹没范围、洪峰流量和水深是衡量洪水灾害性风险的重要水动力要素。在所得洪水演进规律的基础上进行洪水灾害风险分析,对于洪水灾害风险评价具有指导意义[13-14]。苏广全等[15]利用博弈论组合赋权方法构建武威市洪水灾害风险评价模型,判断出武威市洪水风险由西南向东北递减;陈华勇等[16]利用公式计算出洪峰流量,评估出措普沟流域发生 100 年一遇山洪时,不会对铁路线路安全构成威胁;于汪洋等[17]在考虑农田损失的基础上,基于水文水力学耦合模型模拟结果,得出水深等级和损失率之间存在线性相关关系,同时利用危害性和脆弱性指标分析了 100 年一遇洪水时和林镇子流域的洪水风险;此外,众多研究学者[18-19]在洪水淹没风险分析时会结合受影响人口数、土地利用、社会 GDP 值等指标。然而,现有研究多集中于分析常规暴雨下流域的洪水演进变化过程,针对黄土高原地区小流域特殊环境下洪水特征的研究较为少见,特别是对识别小流域超标暴雨的具体洪水特征,如不同重现期下洪峰流量增长速率的规律。

此外,现有研究大多仅基于理论计算、水文模型及耦合模型模拟等手段,计算速率及精度均有待提升。因此,本文采用基于 GPU 加速技术的全水动力模型,模拟 50、100、500、1 000 a 重现期下流域洪水演进过程,分析不同重现期下位于陕北黄土丘陵沟壑区的王茂沟流域的洪水风险,为该流域应对极端暴雨提供理论支撑。

2　数据来源与研究方法

2.1　研究区域概况

王茂沟流域地处陕西省绥德县韭园沟镇,是无定河左岸韭园沟的一条二级支沟,属于半干旱黄土丘陵区,流域面积为 5.97 km^2,主沟长度为 3.75 km,沟道比降为 2.7%,沟谷地占 41.6%,沟间地占 58.4%[20]。

2.2　数据来源

2.2.1　*地形数据*　本次研究利用无人机航测技术获得网格分辨率为 2 m 的高精度数字高程模型(digital elevation model, DEM)数据,地形网格数为 2.82×10^6,选取了位于王茂沟流域干、支流的 5 个典型断面(S_1 ~ S_5)。研究区域数字地形高程及典型断面位置如图 1 所示。

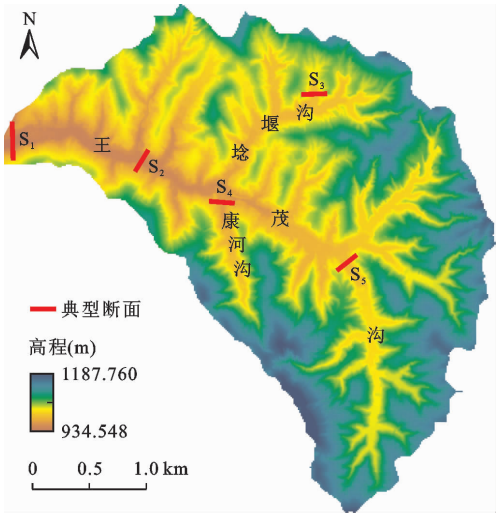

图 1　王茂沟流域数字地形高程及典型断面位置图

2.2.2　*土地利用分类*　利用 Landsat 卫星获取王茂沟流域 0.61 m 高分辨率影像数据,将该区域的土地利用类型划分为 8 种,包括林地、房屋、果园、梯田、河道、草地、裸土、道路。具体划分如图 2 所示。

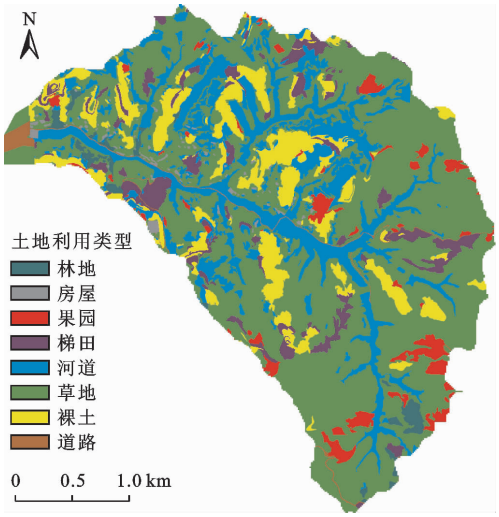

图 2　王茂沟流域各土地利用类型分布

2.2.3 下渗数据以及曼宁系数 由于本文研究重点为流域洪水演进过程,因而主要考虑模型的下渗损失及不同土地利用类型对应的糙率,忽略流域蒸发过程的影响。此次研究中,曼宁系数以及下渗值的取值参考文献[21],且以上数据均通过本研究区域的模型模拟得以验证。研究区域不同土地利用类型的下渗率以及曼宁系数取值如表 1 所示。

表 1 研究区域不同土地利用类型的下渗率及曼宁系数取值

序号	土地利用类型	下渗率/(mm·h^{-1})	曼宁系数
1	河道	0.00	0.03
2	果园	3.12	0.15
3	林地	4.50	0.23
4	草地	3.30	0.06
5	房屋	0.50	0.01
6	道路	0.00	0.01
7	梯田	2.75	0.20
8	裸土	2.62	0.03

2.2.4 降雨数据 此次研究降雨数据选用芝加哥雨型作为设计降雨,并选用 50、100、500、1 000 a 共 4 种降雨重现期,降雨历时为 2 h,雨峰系数 r = 0.4。根据水文手册等相关资料,确定陕西省绥德县设计暴雨强度公式如下:

$$q = \frac{2020.617 \times (1 + 1.375685 \times \lg P)}{(t + 12.016)^{0.8898}} \tag{1}$$

式中:q 为暴雨强度,L/(s·hm^2);P 为降雨重现期,a;t 为降雨历时,min。

不同重现期的降雨强度过程如图 3 所示。

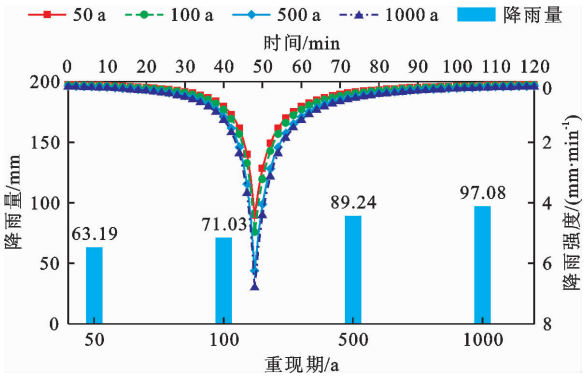

图 3 不同重现期降雨量及降雨强度过程线

2.3 研究方法

2.3.1 控制方程 本模型的控制方程为平面二维浅水方程(shallow-watet equations, SWEs),不考虑运动黏性项、紊流黏性项、风应力和科氏力,二维非线性浅水方程守恒格式的矢量形式如下:

$$\frac{\partial \boldsymbol{q}}{\partial t} + \frac{\partial \boldsymbol{F}}{\partial x} + \frac{\partial \boldsymbol{G}}{\partial y} = \boldsymbol{S} \tag{2}$$

$$\boldsymbol{q} = \begin{bmatrix} h \\ q_x \\ q_y \end{bmatrix} \tag{3}$$

$$\boldsymbol{F} = \begin{bmatrix} uh \\ uq_x + gh^2/2 \\ uq_y \end{bmatrix} \tag{4}$$

$$\boldsymbol{G} = \begin{bmatrix} vh \\ vq_x \\ vq_y + gh^2/2 \end{bmatrix} \tag{5}$$

$$\boldsymbol{S} = \begin{bmatrix} i \\ -gh\dfrac{\partial z_b}{\partial x} - C_f u\sqrt{u^2+v^2} \\ -gh\dfrac{\partial z_b}{\partial y} - C_f v\sqrt{u^2+v^2} \end{bmatrix} \tag{6}$$

式中:$\boldsymbol{q}$ 为变量矢量,包括水深 h(m)及 x、y 两个方向单宽流量 q_x 和 q_y(m^3/s);g 为重力加速度,m/s^2;u、v 分别为 x、y 方向的流速,m/s;$\boldsymbol{F}$、$\boldsymbol{G}$ 分别为 x、y 方向的通量矢量;i 为净雨率,其值等于降雨强度减去入渗速率、腾发速率和植物截留速率;$\boldsymbol{S}$ 为源项矢量,包括净雨源项、底坡源项、摩阻力源项;z_b 为河床底面高程,m;$C_f = gn^2/h^{1/3}$ 为谢才系数,m$^{1/2}$/s;n 为曼宁系数。

2.3.2 数值方法 模型采用 Godunov 格式的有限体积法求解二维浅水方程。单元内物质与动量通量应用 HLLC 格式的近似黎曼求解器求解[22]。底坡源项和摩阻源项分别使用底坡通量法和半隐式法计算,通过静水重构来修正干湿边界处负水深,时间迭代采用二阶显式 Runge Kutta 方法,同时,采用 GPU 加速技术提高计算速度[23]。

2.4 模型验证

本研究利用王茂沟流域的实测降雨及流量数据,对所构建的 GAST(GPU accelerated surface water flow and associated transport)模型进行准确性及合理性验证,并根据流域出口断面流量的纳什效率系数 *NSE*、决定系数 R^2 对模型的可靠度进行评价。王茂沟流域 GAST 模型下游出口设为开边界,其余设为闭边界。采用王茂沟水文站 2012 年 7 月 15 日共 120 min 的降雨监测数据进行模型验证,模拟及实测流量过程对比结果如图 4 所示。

由图 4 可知,王茂沟流域 2012 年 7 月 15 日场次降雨流域出口断面 S_1 所在位置的实测洪峰为 6.230 m^3/s,模拟洪峰为 6.330 m^3/s,洪峰流量相对

误差为 1.6%,计算所得 *NSE* 为 0.752, R^2 为0.703, *NSE* 和 R^2 两者均大于 0.65,说明模拟结果与实测值吻合良好,表明所建立模型适用于王茂沟流域雨洪过程的模拟研究。

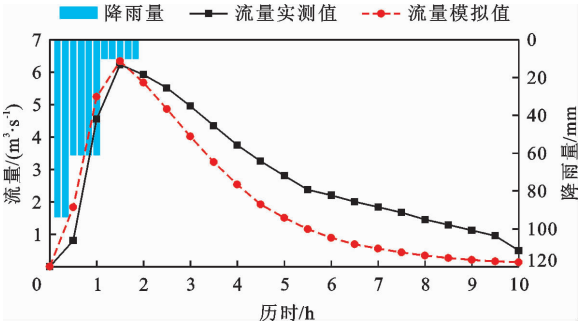

图 4　2012-07-15 场次降雨王茂沟流域出口 S_1 断面流量过程模拟值与实测值对比

3　结果与分析

3.1　洪水流量过程分析

选取王茂沟流域出口断面 S_1、沟道干流断面 S_2、S_5 以及主要支流断面 S_3、S_4 为研究对象,模拟典型断面洪水流量和水深、流速的变化特点,得出各断面洪峰流量、最大水深以及流速等水力要素,并将结果用以分析流域的洪水风险情况。采用 GAST 模型模拟 50、100、500、1 000 a 重现期下洪水演进过程,并对流域从上游到下游共 5 个断面的洪水流量进行计算分析,不同重现期下各典型断面的洪水流量过程线如图 5 所示,各典型断面洪峰流量列于表 2。

由图 5 可知,流域出口 S_1 断面各重现期的流量过程与模型验证曲线(图 4)变化趋势基本一致,再次印证了模型模拟结果。不同重现期下 S_1、S_2、S_3、S_4、S_5 断面的峰值流量范围分别为 41.66 ~ 87.34、33.32 ~ 69.59、3.16 ~ 5.28、13.18 ~ 19.78、26.55 ~ 41.54 m^3/s。随着重现期的增大,S_1 断面的洪峰流量增加幅度最大,S_3 断面的洪峰流量增加幅度最小。对于同一重现期,S_1 断面流量大于其他 4 个断面,这是因为支流沿途不断汇入,使流域出口流量不断增大。以 100 a 重现期为例,S_1 断面流量分别是 S_2、S_3、S_4、S_5 断面的 1.32、14.46、3.46、1.68 倍,即流域下游出口位置的流量大于上游支流的流量,越靠近下游位置,流量越大。由表 2 可看出,各断面洪峰流量均存在相同的变化规律:随着重现期的递增,洪峰流量随之增大;100 ~ 500 a 重现期时,各断面洪峰流量显著增加;同一重现期内,不同断面的洪峰流量大小顺序为 $S_1 > S_2 > S_5 > S_4 > S_3$,即下游出口断面峰值流量大于上游断面,干流断面峰值流量大于支流断面。

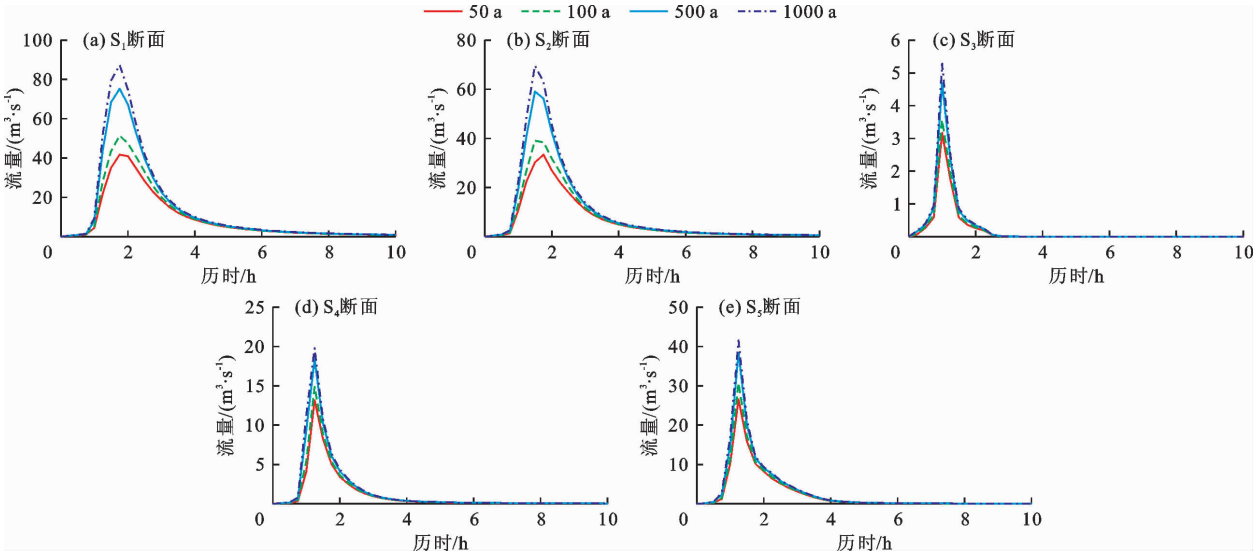

图 5　王茂沟流域不同重现期下各典型断面洪水流量过程线

表 2　王茂沟流域不同重现期下各典型断面洪峰流量 m^3/s

重现期/a	S_1 断面	S_2 断面	S_3 断面	S_4 断面	S_5 断面
50	41.66	33.32	3.16	13.18	26.55
100	51.47	39.02	3.56	14.87	30.71
500	75.26	59.07	4.69	18.38	38.38
1000	87.34	69.59	5.28	19.78	41.54

若以 50 a 重现期作为基准,100、500、1 000 a 重现期依次较前一个重现期的洪峰流量增长速率如表 3 所示。由表 3 可知,500 a 重现期的洪峰流量增长速率最大,最大可达 51.38%,即 S_2 断面从 100 到 500 a 重现期的洪峰流量增加量是 100 a 重现期洪峰流量的约 0.5 倍,峰值增加了 20.05 m^3/s;而1 000 a 重现

期的洪峰流量增长速率显著减小,最小为 7.61%,即 S_4 断面从 500 到 1 000 a 重现期洪峰流量仅增加了 1.4 m^3/s。各断面洪峰流量增长速率随重现期的增大呈先上升后下降的非线性变化规律。

表 3 王茂沟流域各典型断面洪峰流量随重现期的增长速率 %

重现期/a	S_1 断面	S_2 断面	S_3 断面	S_4 断面	S_5 断面
100	23.54	17.10	12.65	12.82	15.66
500	46.22	51.38	31.74	23.60	24.97
1000	16.05	17.80	12.57	7.61	8.23

在重现期为 50、100、500、1 000 a 时,同一断面的洪峰抵达时刻均相同,S_1、S_2、S_3、S_4、S_5 断面峰现时刻分别为 1.75、1.75、1.00、1.25、1.25 h,而各重现期降雨的雨峰时刻约在第 0.83 h,其早于各断面的洪峰抵达时间 0.17 ~ 0.92 h,表明洪峰相对于雨峰具有滞后性,二者并非同步。流域上游断面的峰现时刻要早于下游出口断面,峰现时刻提前 0.5 h。

3.2 洪水淹没过程分析

提取了不同重现期下各典型断面水深随时间变化过程,如图 6 所示,各典型断面最大水深列于表 4。由图 6 可知,各断面水深随暴雨重现期的增加而增大。S_1、S_2、S_3、S_4、S_5 断面水深分别在 1.75、1.75、1.00、1.25、1.25 h 达到最大值,随后逐渐减小。S_1 断面水深最大,S_4 断面水深最小。由表 4 可知,S_1 是 5 个典型断面中水深最大的断面,不同重现期下最大水深范围在 1.41 ~ 1.93 m 之间,以 50 a 重现期为基准,S_1 断面各重现期的最大水深依次较前一个重现期增长了 16.31%、11.58%、5.46%,即该断面的最大水深随重现期增加而增长的幅度越来越缓;与 S_3 断面相比,S_1 断面最大水深是其 2.03 ~ 2.76倍。由于 S_1 断面的上游附近有村庄,人口密集,若发生极端暴雨,洪水将对附近居民及农田等造成损害。

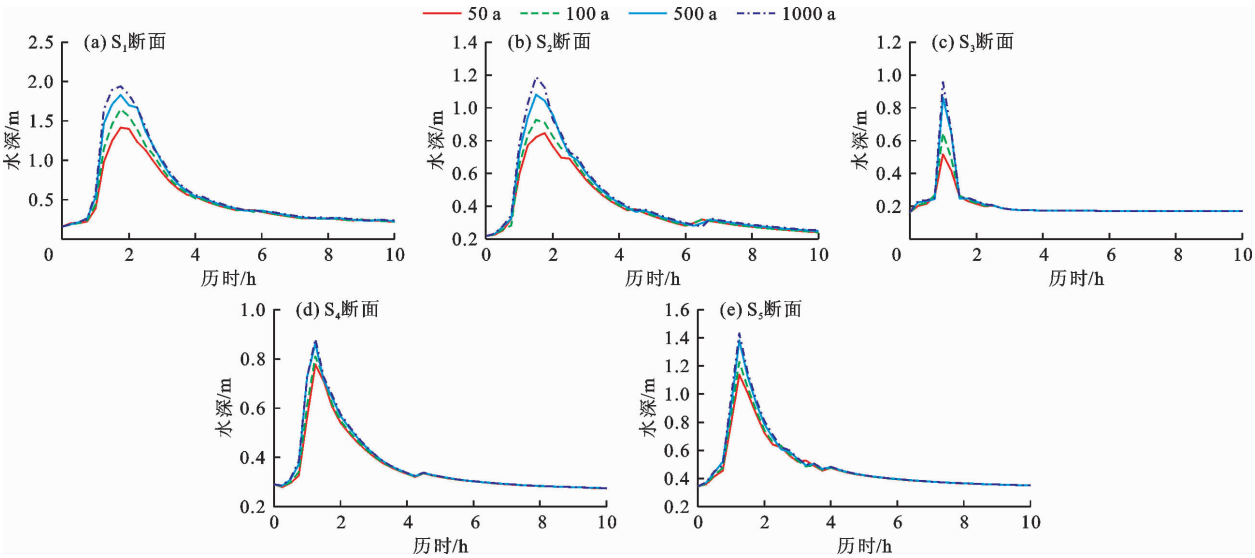

图 6 王茂沟流域不同重现期下各典型断面水深过程线

表 4 王茂沟流域不同重现期各典型断面最大水深 m

重现期/a	S_1 断面	S_2 断面	S_3 断面	S_4 断面	S_5 断面
50	1.41	0.85	0.51	0.77	1.13
100	1.64	0.92	0.64	0.80	1.22
500	1.83	1.07	0.86	0.86	1.38
1000	1.93	1.18	0.95	0.88	1.43

3.3 洪水风险分析

洪水风险分析对于调配防洪资源和灾情评估具有重要意义[24-25]。图 7 为王茂沟流域 50、100、1 000 a 重现期下的淹没范围及水深分布。由图 7 可以看出,当发生极端罕见的 1 000 a 重现期暴雨时,淹没范围较大的区域分布在流域中下游,S_1 断面附近的村庄淹没水深达到 3 m,此位置可作为极端暴雨防御的关键区域;而水深最大的区域位于中游支流的埝堰沟内,水深达到 6 m。由此可见,极端暴雨确实造成流域局部区域出现了严重的淹没。

参考孙继鑫等[26]、齐英[27]对小流域淹没水深等级的划分方法,采用二维全水动力模型计算出 50、100、500、1 000 a 4 个重现期下的流域淹没面积,并将各重现期不同淹没等级下的淹没面积进行统计,结果见表 5。

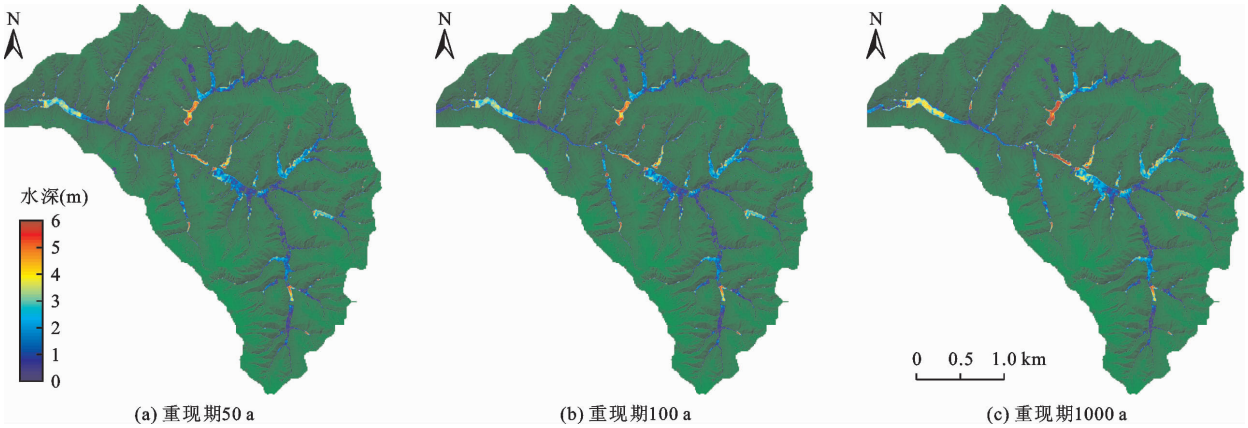

图 7　王茂沟流域 50、100、1 000 a 重现期下的淹没范围及水深分布

表 5　王茂沟流域各重现期不同淹没水深等级下的淹没面积　hm²

重现期/a	<0.5m	0.5～1.0m	1.0～2.0m	2.0～3.0m	>3.0m	合计
50	0.16	0.35	1.77	3.44	2.18	7.90
100	0.41	0.35	1.80	3.73	2.04	8.33
500	0.14	0.32	1.72	3.76	2.48	8.42
1000	0.13	0.30	1.65	3.80	2.74	8.62

分析表 5 可得,大部分淹没区域的水深在 2～3 m,该水深等级下各重现期的淹没面积分别占相应重现期总淹没面积的 43.54%、44.77%、44.65%、44.08%,表明高水深的淹没面积更大。100 a 重现期淹没面积较 50 a 重现期仅增长了 5.44%,1 000 a 重现期淹没面积较 500 a 仅增长了 2.37%,即随重现期的增加淹没面积的增长速率在减小。产生这种现象的原因为:王茂沟流域内现有淤地坝 17 座[28],众多的淤地坝能够有效阻挡极端暴雨带来的洪水灾害,在滞洪拦沙方面起到了关键作用[29-30]。因此,在发生 100 a 以上大重现期暴雨时淤地坝拦蓄了大量洪水,且流域内沟道纵横,使得流出沟外的洪水量减小,流域淹没面积并没有出现明显的增加。参考淹没面积的计算结果,王茂沟流域洪水风险不会随重现期的增加而显著增大。

4　讨　论

本文通过全水动力模型对极端暴雨下小流域洪水演进过程进行模拟,分析典型断面洪水特征和洪水风险。结果表明,洪峰流量和淹没水深均随重现期的增加而增大,这与刘晗等[12]在对小流域洪水演进模拟中得出的典型断面洪峰和淹没水深随洪水量级的增大而增大规律一致。李小天等[31]在统计西苕溪流域淹没面积时发现淹没面积的增速随重现期的增加而减小,本文也得到了与之相符的结论,即王茂沟流域 1 000 a 重现期淹没面积较 500 a 重现期仅增加了 2.37%,随重现期的增加淹没面积的增大速率在减小。于汪洋等[17]在龙溪河流域的研究结果中也表明淹没面积随重现期的增加而略有增大。

本文在分析极端暴雨特征时,重点关注了洪峰流量增长速率。洪峰流量增长速率随降雨重现期的变化规律整体呈现出先上升后下降的非线性变化过程,且 500 a 降雨重现期下洪峰流量增长速率为该流域洪峰流量增长速率变化的拐点。当降雨重现期小于 500 a 时,洪峰流量增长速率随重现期的增加而增加;当降雨重现期大于 500 a 时,洪峰流量增长速率随着重现期的增加而降低,且研究的重现期个数越多,该规律越明显。另一方面,由于研究流域淤地坝和沟道纵横交错,地理条件特殊,使得该流域在极端暴雨下淹没面积变化不大。该研究结果可为流域防洪工程建设提供一定参考。此外,本文在进行洪水风险分析时主要考虑了不同淹没水深等级的淹没范围,而结合地区人口数据、社会经济等因素全面考虑的洪水灾害风险有待进一步研究[32]。

5　结　论

本文以陕北黄土丘陵区王茂沟流域为研究对象,采用二维全水动力模型分析极端暴雨下洪水演进过程以及洪水风险情况,得出以下结论:

(1)同一重现期内,不同断面的洪峰流量大小顺序为 $S_1 > S_2 > S_5 > S_4 > S_3$。在本文所选取的 4 个降雨重现期下,500 a 降雨重现期下洪峰流量增长速率为该流域洪峰流量增长速率变化的拐点。考虑到洪峰流量增长速率变化规律以及经济成本等因素,

研究区新建特大桥涵等水利工程可采用 500 a 重现期的洪峰流量作为参考。

(2)在极端暴雨下,S_1 断面在选取的 5 个典型断面中的水深最大,50 ~1 000 a 重现期下最大水深为 1.41 ~1.93 m,其为 S_3 断面水深的 2.03 ~2.76 倍。此外,随重现期增加各断面的最大水深变化幅度小于其对应的洪峰流量变化幅度。

(3)结合模拟所得的洪水特征要素,分析了流域洪水风险特征。水深最大的区域位于中游支流内,水深达到 6 m,淹没水深为 2 ~3 m 的淹没区域面积占总淹没面积的 43% ~45%。由于淤地坝拦洪作用,淹没面积在大重现期的增加幅度很小,其中 100 a 重现期淹没面积增幅最大,为 5.44%。

本文研究结果可为黄土高原小流域应对超标洪水、降低洪涝灾害风险、增强灾害防御能力、做好洪水应急预案等工作提供帮助。

参考文献:

[1] 程晓陶,刘昌军,李昌志,等. 变化环境下洪涝风险演变特征与城市韧性提升策略[J]. 水利学报,2022,53(7):757 -768 +778.

[2] 李昌文,黄 艳,严凌志. 变化环境下长江流域超标准洪水灾害特点研究[J]. 人民长江,2022,53(3):29 -43.

[3] 唐中楠,杨国丽,李 军,等. 基于 HEC - HMS 模型的兰江流域径流预测[J]. 水土保持通报,2021,41(5):137 -145.

[4] 田 竞,夏 军,张艳军,等. HEC - HMS 模型在官山河流域的应用研究[J]. 武汉大学学报(工学版),2021,54(1):8 -14.

[5] 李一平,施媛媛,姜 龙,等. 地表水环境数学模型研究进展[J]. 水资源保护,2019,35(4):1 -8.

[6] 冀永鹏,张洪兴,王运涛,等. 基于二维浅水方程的城市地面洪水演进数值模拟研究[J]. 水资源与水工程学报,2020,31(2):42 -49 +56.

[7] 侯精明,李桂伊,李国栋,等. 高效高精度水动力模型在洪水演进中的应用研究[J]. 水力发电学报,2018,37(2):96 -107.

[8] 汪 煜,侯精明,张兆安,等. 基于非结构网格的洪水演进过程中 GPU 加速数值模型研究[J]. 水动力学研究与进展(A 辑),2021,36(4):557 -566.

[9] 孙煜航,程舒鹏,张 祺,等. 黄河下游花园口至艾山河段滩区洪水漫滩风险度评估研究[J]. 北京大学学报(自然科学版),2021,57(3):575 -586.

[10] 汤伟干,薛丰昌,万家权,等. 山区小流域暴雨山洪模拟分析研究及应用[J]. 测绘科学,2022,47(3):146 -156.

[11] 涂华伟,彭 涛,彭 虹,等. 基于洪水过程的山区小流域洪水预警研究——以四川省白沙河流域为例[J]. 人民长江,2020,51(6):11 -16.

[12] 刘 晗,王 坤,候云寒,等. 基于 MIKE11 的山丘区小流域洪水演进模拟与分析[J]. 中国农村水利水电,2019(1):63 -69 +82.

[13] 徐永清,陈 莉,刘艳华,等. 基于不同空间尺度资料的自然灾害风险评估对比分析——以暴雨洪涝灾害为例[J]. 灾害学,2022,37(3):61 -68.

[14] 王红旗,冯靖雲,范子武. 飞来峡库区临时蓄滞洪区洪水风险分析[J]. 中国农村水利水电,2022(8):111 -116.

[15] 苏广全,吕海深,朱永华,等. 基于博弈论组合赋权的洪水风险评价——以武威地区为例[J]. 干旱区研究,2022,39(3):801 -809.

[16] 陈华勇,蒋良文,游 勇,等. 高寒小流域措普沟山洪风险分析[J]. 长江科学院院报,2020,37(10):171 -176.

[17] 于汪洋,江春波,刘 健,等. 水文水力学模型及其在洪水风险分析中的应用[J]. 水力发电学报,2019,38(8):87 -97.

[18] 常倬林,崔 洋,缑晓辉,等. 基于 FloodArea 的石嘴山市暴雨山洪灾害风险影响区划[J]. 自然灾害学报,2021,30(4):191 -202.

[19] 王复生,李传奇,张焱炜,等. 基于 GIS 的南水北调东线山东段区域洪灾风险区划[J]. 南水北调与水利科技,2019,17(6):45 -53.

[20] 张兆安,侯精明,刘占衍,等. 淤地坝淤积对漫顶溃坝洪水影响数值模拟研究[J]. 水资源与水工程学报,2019,30(4):148 -153 +158.

[21] 韩 浩. 基于多 GPU 的城市及流域雨洪过程高性能数值模拟方法[D]. 西安:西安理工大学,2021.

[22] SMITH L S, LIANG Qiuhua. Towards a generalised GPU/CPU shallow-flow modelling tool[J]. Computers and Fluids, 2013, 88: 334 -343.

[23] HOU Jingming, SIMONS F, MAHGOUB M, et al. A robust well-balanced model on unstructured grids for shallow water flows with wetting and drying over complex topography[J]. Computer Methods in Applied Mechanics and Engineering, 2013, 257: 126 -149.

[24] 崔玉海,吴泽宁,吴 丽. 基于云模型的安阳市洪水灾害风险评价[J]. 人民长江,2020,51(7):7 -12.

[25] 洪双玲,石 朋,瞿思敏,等. 考虑非一致性条件的淮河干流洪水分析[J]. 水资源与水工程学报,2022,33(1):69 -78.

[26] 孙继鑫,王 剑,杨少雄,等. 黄河水库下游河段洪水影响规律数值模拟研究[J]. 西北水电,2022(2):18 -26.

[27] 齐 英. 改进的二维洪水淹没分析模型在小流域山洪风险评估中的应用[J]. 水利规划与设计,2017(6):31 -35 +39.

[28] 宫晓华,张 强,李 枫. 模糊层次分析法在淤地坝风险评价中的应用[J]. 水资源与水工程学报,2022,33(5):131 -137 +147.

(下转第 70 页)

因素[J]. 地理科学,2008,28(1):83 - 88.
[38] 王 蕊,夏 军. 近40 年黄河中游径流情势变化分析[J]. 水文,2007,27(5):74 - 77.
[39] 黄国如,陈永勤. 枯水径流若干问题研究进展[J]. 水电能源科学,2005,23(4):61 - 64 + 93.
[40] 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.
[41] 王艺璇,刘 夏,沈彦军. 随机森林模型在径流变化归因分析中的适用性研究[J]. 中国生态农业学报(中英文),2021,30(5):864 - 874.
[42] 张晓明,曹文洪,余新晓,等. 黄土丘陵沟壑区典型流域土地利用/覆被变化的径流调节效应[J]. 水利学报,2009,40(6):641 - 650.
[43] 莫兴国,刘苏峡,胡 实. 黄河源区气候-植被-水文协同演变及成因辨析[J]. 地理学报,2022,77(7):1730 - 1744.
[44] LUAN Jinkai, ZHANG Yongqiang, MA Ning, et al. Evaluating the uncertainty of eight approaches for separating the impacts of climate change and human activities on streamflow [J]. Journal of Hydrology, 2021, 601: 126605.
[45] 任思羿. 中国典型气候带植被变化与气候变异对径流影响的比较研究[D]. 成都:电子科技大学,2017.
[46] 王 蕊,姚治君,刘兆飞. 西北干旱区气候和土地利用变化对水沙运移的影响——以小南川流域为例[J]. 应用生态学报,2018,29(9):2879 - 2889.
[47] 郭军庭. 潮河流域土地利用/气候变化的水文响应研究[D]. 北京:北京林业大学,2012.
[48] SUN Ge, GAO Hongkai, HAO Lu. Comments on "Large-scale afforestation significantly increases permanent surface water in China's vegetation restoration regions" by Zeng, Y. , Yang, X. , Fang, N. , & Shi, Z. (2020). Agricultural and Forest Meteorology, 290, 108001 [J]. Agricultural and Forest Meteorology, 2021, 296: 108213.
[49] PENG Hui, JIA Yangwen, ZHAN Chesheng, et al. Topographic controls on ecosystem evapotranspiration and net primary productivity under climate warming in the Taihang Mountains, China[J]. Journal of Hydrology, 2020, 581: 124394.
[50] NING Tingting, LI Zhi, LIU Wenzhao. Vegetation dynamics and climate seasonality jointly control the interannual catchment water balance in the Loess Plateau under the Budyko framework[J]. Hydrology and Earth System Sciences, 2017, 21(3): 1515 - 1526.
[51] ZHANG Mingfang, WEI Xiaohua. Deforestation, forestation, and water supply a systematic approach helps to illuminate the complex forest-water nexus [J]. Science, 2021, 371(6533): 990 - 991.
[52] FENG Xiaoming, FU Bojie, PIAO Shilong, et al. Revegetation in China's Loess Plateau is approaching sustainable water resource limits[J]. Nature Climate Change, 2016, 6: 1019 - 1022.
[53] HOEK VAN DIJKE A J, HEROLD M, MALLICK K, et al. Shifts in regional water availability due to global tree restoration[J]. Nature Geoscience, 2022, 15: 363 - 368.

(上接第 58 页)

[29] 徐丙翔,于坤霞,李占斌,等. 韭园沟流域淤地坝系综合风险预警[J]. 中国水土保持科学(中英文),2022,20(5):102 - 108.
[30] 袁水龙,李占斌,李 鹏,等. MIKE 耦合模型模拟淤地坝对小流域暴雨洪水过程的影响[J]. 农业工程学报,2018,34(13):152 - 159.
[31] 李小天,戚 蓝,胡琳琳,等. 基于 MIKE 耦合模型的西苕溪洪水演进及风险分析[J]. 水力发电,2019,45(7):24 - 28.
[32] 孙 依,王 洁,丁 曼,等. 基于 MIKE 模型的中小河流洪水风险分析[J]. 中国农村水利水电,2020(6):40 - 45.