

文章编号: 1008-2786-(2015)3-318-08

DOI: 10.16089/j.cnki.1008-2786.000040

基于 HEC-HMS 的水打沟泥石流汇流过程

王纳纳¹ 唐川¹ 唐宏旭²

(1. 成都理工大学 地质灾害防治与地质环境保护国家重点实验室 四川 成都 610059;

2. 四川省地质矿产勘查开发局九一五地质队 四川 眉山 620010)

摘 要: 以四川省都江堰市龙池镇水打沟泥石流流域为研究区,利用遥感影像与 GIS 技术提取流域信息,基于 HEC-HMS 分布式水文模型模拟了“2010-08-13”泥石流的暴雨汇流过程,并综合考虑泥石流的特征参数,从最大流量角度初步研究水打沟泥石流的汇流过程;探讨了研究区土地利用情况、模拟降雨时间及暴雨频率对泥石流汇流过程的影响,从而揭示三者与汇流过程之间的内在联系。研究结果表明:泥石流 20 a 一遇峰值流量为 53.49 m³/s,灌木林将峰值流量降低 24%,而休耕地的峰值流量提高 70%。100 a 一遇的暴雨,泥石流峰值流量增加到 70.62 m³/s,同比增长 32%,50 a 一遇的增长 23%,10 a、5 a 一遇的降雨分别同比降低 4%、16%。降雨总量一定的情况下,仅增加泥石流暴发前后的降雨模拟时间对汇流的影响不大,且泥石流发生之前的降雨对汇流的影响大于之后的降雨。

关键词: 水打沟;泥石流汇流;水文模型;HEC-HMS

中图分类号: P692.23

文献标志码: A

汇流一词来源于水文学,其意指产流后,径流经坡面及河网最后在河流的出口断面宣泄的过程^[1]。而泥石流的汇流与水文学不同,它主要指位于坡面或沟道的土体在降雨或径流作用下产流运动到泥石流沟口断面的汇集过程。泥石流的产流和汇流主要位于泥石流的形成区和流通区,它是一个有机的连续过程。泥石流的产汇流和泥石流灾害紧密相关,与泥石流的预警和防治有直接关系。因此,研究泥石流的汇流具有十分重要的意义。

在泥石流汇流方面,国内外学者已经做了很多研究。罗德富从流量方面对特殊溃坝的泥石流汇流过程进行研究^[2];康志成、吴积善根据降雨径流的特点,在一般洪水径流的基础上,考虑不同流域的特点,加以修正,拟定出某一流域泥石流流量计算的公式,苏联学者 C. M. 弗莱施曼利用综合成因分析法计算泥石流流量的方法也是计算方法的代表之

一^[3-5];此外,以水文汇流为基础,庄建琦等基于水文模型 SCS 对泥石流汇流进行预测。计算汇流的水文方法有等流时线法、单位线法、马斯京根法、运动波法等,还有单位线模型、入渗理论、综合单位线模型、Clark 模型等,特别进入 20 世纪 90 年代,GIS、RS、DEM 以及计算机技术快速发展并在水文模型上得到快速应用。现在的分布式水文模型有美国的 SWAT、SWMM、VIC 模型,欧洲的 MIKESHE、TOP-MODEL、IHDM 模型等。水文模型的迅速发展,为研究泥石流汇流提供了有效的分析工具。

泥石流汇流最重要的参数就是流速和重度,它们在时间和空间上的变化影响泥石流汇流流量沿途的变化。本文主要利用 HEC-HMS 水文模型,模拟水打沟“2010-08-13”泥石流(简称“8·13”泥石流)的暴雨汇流过程,并综合考虑水打沟泥石流的体积浓度、堵塞系数等特征,从流量角度研究水打沟

收稿日期(Received date): 2013-12-30; 改回日期(Accepted): 2014-07-14。

基金项目(Foundation item): 科技部科技基础性专项课题(2011FY110100)和高等学校博士学科点专项基金(20125122130001)。[Supported by National Basic Research(2011FY110100 and SRFDP(20125122130001)).]

作者简介(Biography): 王纳纳(1987-),女,河南洛阳人,硕士研究生,研究方向为泥石流灾害评价与防治。[Wang Nana(1987-), female, born in Luoyang, Henan province, graduate student, undertaking research on debris flow hazard assessment and prevention].] E-mail: 1059701584@qq.com

泥石流的汇流过程,并探讨土地利用类型、模拟降雨时间、暴雨频率等因素对泥石流汇流过程的流量影响,通过最大流量的增减变化及其变化大小来确定其影响程度。

1 研究区域概况

水打沟位于都江堰市龙池镇,属龙溪河分支,是一条新发泥石流沟,沟域面积 0.5 km^2 ,主沟长 1.3 km ,最高海拔 1609 m ,最低海拔 958 m ,高差 650 m ,为三面环山一面出口的漏斗状地形,山坡陡峭,坡度一般大于 45° ,山脊狭窄,上陡下缓,上部深切沟谷发育,多为“V”型谷,主沟顺直,平均纵坡降约为 195% 。研究区内松散物源总量 $31.63 \times 10^4 \text{ m}^3$,动储量为 $8.97 \times 10^4 \text{ m}^3$,沟道内松散物源丰富^[6]。由此可见,只要水动力充足,就可能会发生泥石流。水打沟泥石流的形成和规模主要受降雨条件控制,是降雨控制型泥石流。

基于地形数据四川省龙池地区 1:1 万等高线和高精度遥感影像图,利用 ArcGIS9.3 将等高线数据转换成 DEM,进行地形处理,获得水打沟流域的坡度图(图 1)和土地利用类型图(图 2)。从图 1 可以看出,泥石流形成区和流通区上游的坡度大都大于 30° ,流通区下游和堆积区则相对较为平缓。整个流域坡度在 30° 和 50° 之间的面积达 0.34 km^2 ,占总面积的 68.81% 。说明研究区主要以陡坡为主,具体各个坡度范围内的面积及比例见表 1。根据对土地利用类型的统计,水打沟流域主要以灌木林和中覆盖度草为主,占总面积的 67% ,其次为低覆盖度草,最后是沟道。各种土地利用类型面积及具体所占比例参见表 2。

2 基于 HEC-HMS 的汇流模拟

HEC-HMS 水文模型是美国陆军工程兵团水文工程中心研发的 HEC 系列模型的一种,主要可分为降雨径流模拟和参数优化两个部分。降雨径流包含流域模组、气象模组与控制设定 3 个元件。它将流域分割成若干子流域进行研究,并考虑降雨时空分布的非均匀性和下垫面的非均一性,对每个子流域设定参数进行径流计算并汇集到沟口。每个子流域都包含产流模块、径流模块、基流模块和河道汇流模块 4 个计算模块。

HEC-GeoHMS 是美国德州大学、HEC 以及 ESRI 共同合作开发的,基于 ArcView/Arc Info GIS 平台下的水文扩展模块。它能够对数字高程模型 (DEM) 进行填洼处理,确定水流方向、提取流域河网、划分子流域,获得流域和沟道的特征参数,并生成水文模型 HEC-HMS 相应的文件格式和地图文件,是连接 GIS 和 HEC-HMS 的数据枢纽。HEC-GeoHMS 生成的水打沟流域的流域模型图参见图 3。

2.1 模型构建

HEC-HMS 水文模型附有多种产流、径流、基流和河道洪水演算的计算模型,可以模拟出不同环境的流域的降雨汇流过程。基于龙池地区的实际情况,本文选定的模拟方案为:产流计算是 SCS 曲线法,径流计算是运动波法,沟道汇流演算为 Muskingum 法,因降雨历时较短,且水打沟流域面积小,本次模拟忽略基流对汇流过程的影响。

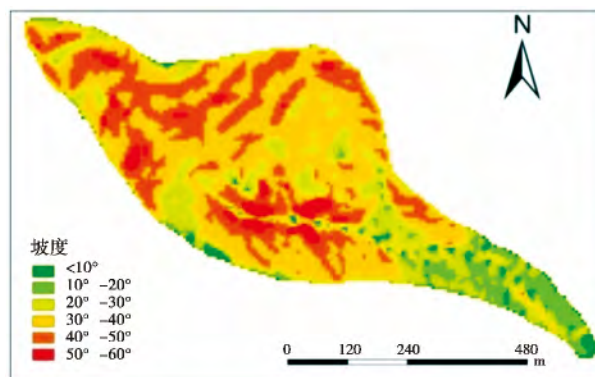


图1 水打沟流域坡度分级图

Fig. 1 The gradient graph of Shuida Gully

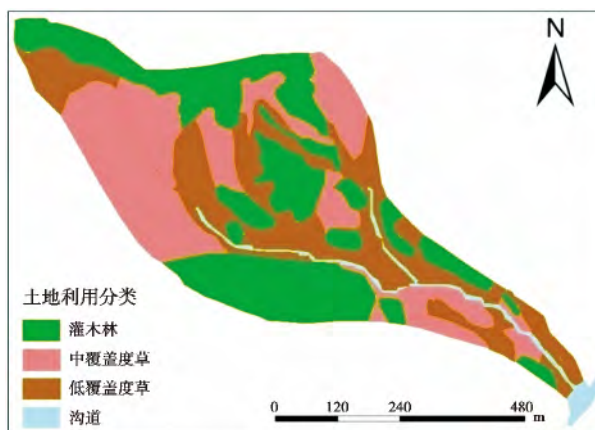


图2 水打沟流域土地利用分布图

Fig. 2 The land use distribution map of Shuida Gully

表 1 水打沟流域坡度地表面积分级统计

Table1 The gradient areas statistical table of Shuida Gully

坡度 Slope	< 10°	10° ~ 20°	20° ~ 30°	30° ~ 40°	40° ~ 50°	50° ~ 60°	共计 Total
面积 Area/km ²	0.01	0.04	0.09	0.21	0.13	0.02	0.50
所占比例 Proportion/%	2.2	8.21	18.44	42.64	26.17	2.34	100

表 2 水打沟流域土地利用分级统计

Table 2 The land use statistical graph of Shuida Gully

土地利用 Land use	休耕地(沟道) Fallow land	低覆盖度草 Low coverage of grass slope	中覆盖度草 Medium coverage of grass slope	灌木林 Shrubberg	共计 Total
面积 Area/km ²	0.03	0.13	0.17	0.17	0.50
所占比例 Proportion/%	6	26	33	34	100

2.1.1 产流模型

SCS 曲线法是关于累计降雨量、土地覆盖、土壤质地、以及前期含水量(AMC) 等条件计算产流量的方法 ,它的计算公式为

$$P_t = \frac{(P - I_a)^2}{P - I_a + S} \quad (1)$$

式中 P_t 为 t 时刻对应的流域产流量 ,mm; P 是 t 时刻的累计降雨深度 ,mm; I_a 为初始降雨损失 ,mm; S 为土壤的最大蓄水量 ,mm ,具体为

$$I_a = 0.2S \quad (2)$$

$$S = \frac{25400}{CN} - 254 \quad (3)$$

式中 CN 是一个无量纲的参数 ,它是表征流域土地利用、水文条件、土壤类型等条件的径流曲线数值。

基于 TechRefManualMar2000 ,估算水打沟流域的 CN 值(表 3) 。

表 3 水打沟流域 CN 值

Table 3 The CN values of Shuida Gully

土地利用类型 Land use types	土壤类型 Soil type	AMC 等级 Grade	CN 值 Value
灌木林	砂壤土	AMCII	65
中覆盖度草	砂壤土	AMCII	72
低覆盖度草	砂壤土	AMCII	79
休耕地(沟道)	砂壤土	AMCII	89

2.1.2 径流计算模型

径流模拟计算选用的是运动波法。运动波法模拟径流是把每个子流域看做坡面片流和主沟道径流

的组合 ,视径流为在一维方向上的运动 ,采用有限差分法进行计算。表达公式为

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = i_{e(t)} \quad (4)$$

$$q = \frac{1}{n} S_0^{1/2} h^{2/3} \quad (5)$$

式中 h 为水深 ,m; t 为时间 ,s; q 为单宽流量 ,m²/s; x 为坡面某点距离坡顶的水平距离 ,m; $i_{e(t)}$ 为坡面距离坡顶 x 米远处在 t 时刻的单宽净雨量 ,mm; S_0 为坡面坡度; n 为曼宁粗糙系数。

径流模拟计算所需的沟道和坡面的特征参数在 HEC – GeoHMS 模块进行预处理时可以提取得到。

2.1.3 沟道的汇流计算

Muskingum 模型是常用的流域汇流模型 ,它是根据历史降雨洪水资料来推求流域的汇流过程。演算方程为

$$O_2 = C_0 I_2 + C_1 I_1 + C_2 I_2 \quad (6)$$

$$C_0 = \frac{0.5\Delta t - kx}{k - kx + 0.5\Delta t} \quad (7)$$

$$C_1 = \frac{0.5\Delta t + kx}{k - kx + 0.5\Delta t} \quad (8)$$

$$C_2 = \frac{k - kx - 0.5\Delta t}{k - kx + 0.5\Delta t} \quad (9)$$

$$C_0 + C_1 + C_2 = 1 \quad (10)$$

式中 I_1 、 I_2 为沟道时段始、末上断面的入流量 ,m³/s; O_1 、 O_2 为沟道时段始、末下端面的出流量 ,m³/s; Δt 为计算时段 ,h; K 为稳定流情况下沟道传播时间; x 为流量比重因子。从方程式可以看出 ,模拟计算中我们只需确定 K 和 x 两个参数 ,就得出汇流过程。

2.2 模拟结果及分析

赋予每个子流域模拟计算所需的初始参数后 ,

基于 HEC-HMS 水文模型的水打沟流域的清水汇流过程模拟结果图 4~图 6。

由图 4 和图 5 可以看出,17:00 之前的降雨都用于损失,未形成有效的径流。5 min 降雨量与降雨损失在 17:15 同时达到最大,其后逐渐变小。汇流形成于 17:00,17:10 汇流逐渐变大,两条支沟在 17:30 左右达到峰值流量。可以看出,汇流峰值强度滞后降雨强度,这是因为降雨的截留下渗和扬压力的形成都需要一段时间。由图 6 知,主沟沟口处在 17:40 左右达到峰值流量,汇流从两条支沟汇合到主沟沟口要经历一段时间,而且在汇流过程中,沿途存在侧蚀、冲刷、堵溃等因素,所以主沟比支沟延迟 10 min 到达峰值流量。1 号支沟的最大清水流量为 $5.00 \text{ m}^3/\text{s}$ 2 号支沟为 $8.14 \text{ m}^3/\text{s}$,主沟沟口处的清水峰值流量为 $12.48 \text{ m}^3/\text{s}$ 。整个水打沟的模拟汇流曲线与实际汇流比较相符。

3 泥石流汇流计算和敏感度分析

3.1 泥石流汇流计算

泥石流的汇流与清水汇流不同,因为在泥石流汇流过程中不断有大量的固体物源加入,且在泥石流启动的最初阶段,泥石流具有能够启动相当多物源的动能。它的流速和重度随时间和空间不断的变化,沿途流量也不断地变化。目前泥石流汇流的研究成果较少,但我们可以借助相对成熟的清水汇流过程来进行研究。本文就是基于清水流量,根据泥石流特征参数,加以修正拟合出泥石流流量的计算公式,从而得出泥石流汇流的过程曲线。

设泥石流总流量为 Q_c ,其中清水流量为 Q_p ,固体泥砂石块流量为 Q_s ,那么则泥石流流量计算公式

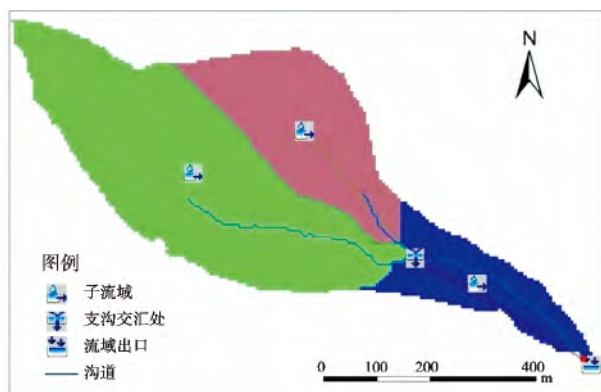


图 3 水打沟流域模型图

Fig. 3 The model graph of Shuida Gully

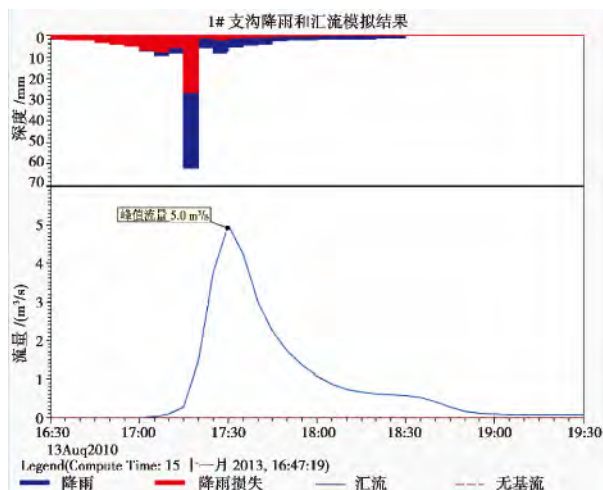


图 4 1 号支沟降雨汇流模拟图

Fig. 4 The conflux simulation graph of the 1th sub basin

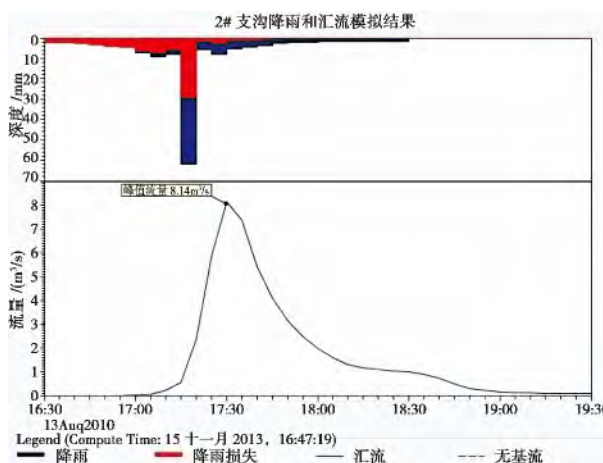


图 5 2 号支沟降雨汇流模拟图

Fig. 5 The conflux simulation graph of the 2th sub basin

式^[7]为

$$Q_c = Q_p + Q_s$$

$$Q_c = (1 - C_v)^{-1} Q_p \quad (11)$$

式中 $Q_v = Q_s/Q_c$ 为泥石流体的体积浓度。

泥石流峰值流量的计算,除考虑清水流量和固体泥沙石块流量之和外,还需考虑堵塞因素而引起的附加流量。特别是汶川地震诱发了大量分布在泥石流沟谷及两岸的崩滑堆积体,更容易在泥石流发生过程中造成堵塞。堵塞溃决造成出流过程变形集中,使峰值流量大大增加,因此在泥石流峰值流量计算中我们必须将堵塞因素加以考虑。泥石流峰值流量的计算公式^[7]为

$$Q_c = Dc(1 - C_v)^{-1} Q_p \quad (12)$$

根据现场勘查沟道堆积物源和泥痕的位置以及

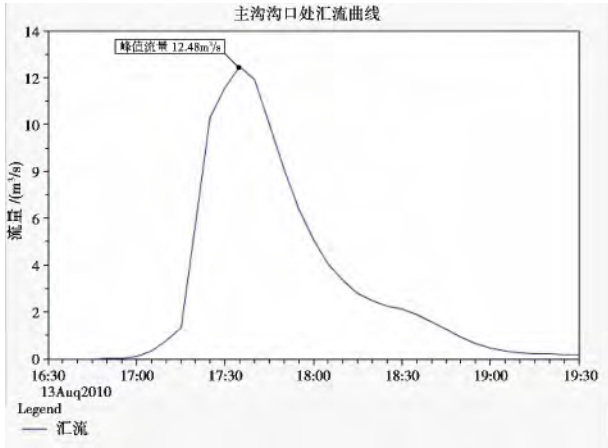


图 6 水打沟主沟沟口处清水汇流模拟图
Fig. 6 The conflux simulation graph of Shuida Gully

Th. W. J. vanAsch 和常鸣等人对水打沟的描述,水打沟泥石流为连续流,轻微堵塞 D_c 取 1.5。

体积浓度是单位体积泥石流流体中固体泥沙石块的含量,其大小与沟道内物源的分布、沟道的纵比降、泥沙石块的颗粒级配以及植被的发育程度等相关,是泥石流的运动、堆积范围和冲出量的重要因素。本文计算中采用现场配方称重法计算重度来推算泥沙体积浓度。泥石流的泥沙体积浓度和重度可以相互转换,其数学表达式为

$$C_v = \frac{\gamma - \gamma_w}{\gamma_s - \gamma_w} \quad (13)$$

式中 r 为泥石流重度(N/cm^3); r_s 为泥沙重度,一般取 $2.60 \sim 2.65 N/cm^3$; r_w 为水重度,取 $0.98 N/cm^3$ 。

采用直径为 30.0 cm、高度为 30.0 cm 的圆柱形铁桶,选用堆积扇上泥石流堆积物配制原状泥石流样,直到现场目击者认可泥石流浆体浓度为止。并现场称取配制浆体的质量,测量体积,获得泥石流重度,其结果见表 4。

表 4 水打沟泥石流流体重度测试结果表
Table 4 The debris flow concentration table of Shuida Gully

试验事件 Test sequence	泥浆重量 Mud weight /kg	泥浆体积 Mud Volume /m ³	泥石流重度 Unit weight of debris flow /(N/m ³)
1	21.9	0.010 6	2.066
2	21.5	0.010 4	2.067
3	20.7	0.010 0	2.070
平均值			2.068

水打沟泥石流的流量过程线见图 7。

基于水文模型 HEC - HMS 和泥石流流量计算公式获得水打沟泥石流的汇流过程曲线如图 7,在 17:15 左右水量开始变大,同时,泥石流流量也是逐渐变大的;在 17:40 泥石流流量达到最大值 53.49 m^3/s ,随后变小。在泥石流达到峰值流量之前,流量变化速率为正值,先增大后变缓。到达峰值流量之后,变化速率为负值,其绝对值逐渐减小直至为零。整个汇流过程与实际比较接近。各个支沟和主沟沟口的清水和泥石流的峰值流量参见表 5。由表 5 可以看出,汇水面积越大,对应的流量就越大,峰值流量也越大。模拟结果与雨洪法的计算结果相近,误差在允许的范围内,说明基于该模型研究泥石流汇流过程是可行的。

3.2 敏感度分析

泥石流的汇流敏感性研究,是分析对汇流过程影响比较敏感的因子的影响程度以及各自的影响权重。本文通过模拟水打沟流域的不同土地利用类型、模拟降雨时间以及暴雨频率情况下的汇流,分析讨论每种情况对汇流的影响。

3.2.1 土地利用类型对汇流过程的影响

研究土地利用类型对泥石流的汇流的影响时,其他参数都保持不变,即假设整个流域全是一种土地利用类型,然后模拟出这种土地利用方式下的水打沟汇流曲线(图 8、表 6)。

由图 9 和表 6 可以看出,土地利用类型对泥石流的汇流过程有很大的影响,特别在对峰值流量的增减方面。与“8·13”泥石流模拟结果相比,灌木林将峰值流量降低 24%,休耕地时的峰值流量提高

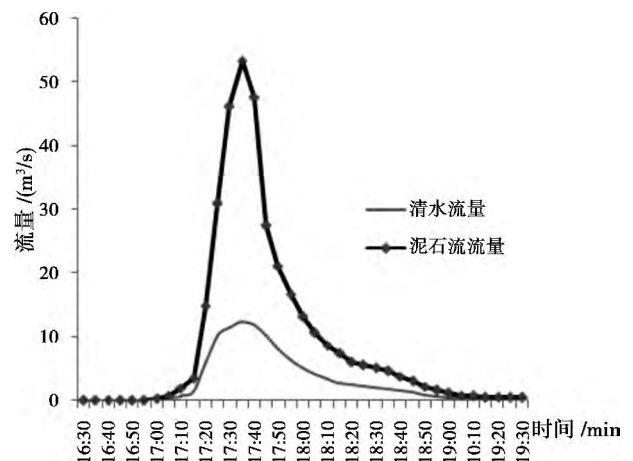


图 7 “8·13”水打沟泥石流汇流曲线
Fig. 7 The confluence curves of Shuida Gully

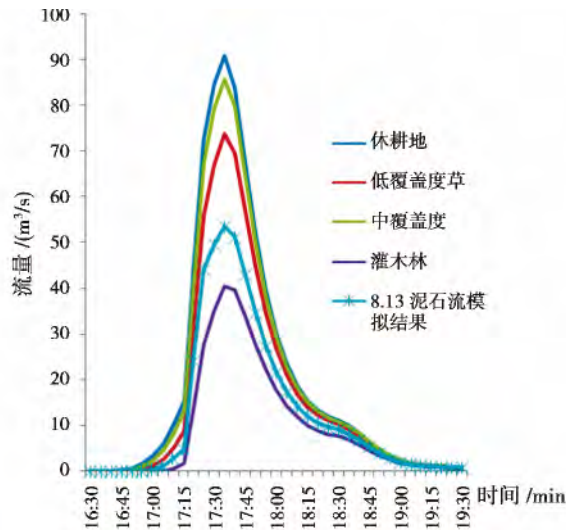


图 8 土地利用类型对汇流过程的影响

Fig. 8 The effect on conflux process of Shuida Gully under different land use types

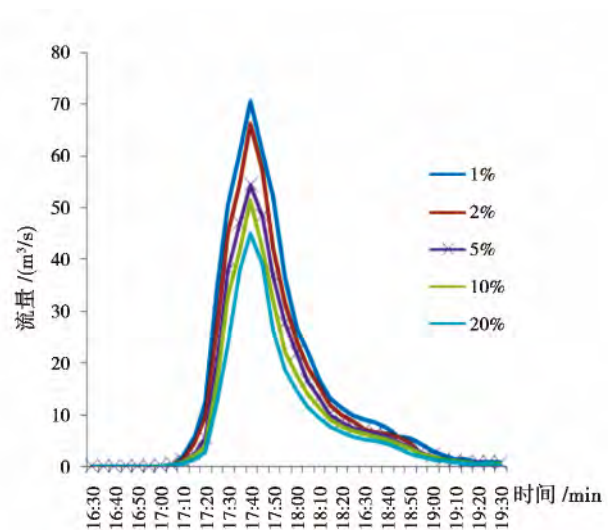


图 9 不同暴雨频率对水打沟汇流过程的影响

Fig. 9 The effect on conflux process of Shuida Gully under different rainstorm frequency

表 5 水打沟“8·13”泥石流峰值流量值表

Table 5 The peak discharge value table of Shuida Gully

位置 Location	汇水面积 Basin area /km ²	雨洪法计算值 Calculated value storm flood calculation method/(m ³ /s)		模拟值 Analog value/(m ³ /s)		误差 Error/%
		清水	泥石流	清水	泥石流	泥石流
1 号支沟	0.14	4.5	16.68	5.00	17.53	5
2 号支沟	0.28	9.00	33.36	8.14	31.89	-5
主沟沟口	0.50	16.7	59.56	12.48	53.49	-11

表 6 土地利用类型对峰值流量的影响

Table 6 The effect on peak discharge of Shuida Gully under different land use types

土地利用类型 Land use types	流域面积 Basin area /km ²	峰值流量 Peak discharge /(m ³ /s)	改变量 Changed discharge /(m ³ /s)	增加百分比 Percentage increase /%
“8·13”泥石流模拟	0.5	53.49	-	-
灌木林	0.5	40.47	-13.02	-24
中覆盖度草	0.5	72.77	19.28	36
低覆盖度草	0.5	84.76	31.17	58
休耕地	0.5	90.92	37.43	70

70% ,说明土地开发造成的水土流失远远大于林地对地表径流的削减作用;由于本流域的植被覆盖较好,草地对汇流的影响与“8·13”模拟结果相比,没有起到消减作用。但是与休耕地相比,低覆盖度草、高覆盖度草、灌木林的峰值流量分别降低 7%、20%、55% ,说明草本植物在水土保持、消减径流方

面的不可替代的作用,也很好的证明了不同土地利用类型对汇流的影响。

3.2.2 模拟降雨时间对汇流的影响

改变模拟的降雨时间,即将降雨数据增加为泥石流发生前 0.5 h、泥石流发生后 0.5 h、泥石流发生前后 0.5 h 及 1 h 降雨对汇流的影响,特别是对峰值流量的影响,结果见表 7。

从表 7 可以看出,在不改变降雨总量的条件,增加模拟降雨时间,增加泥石流暴发前 0.5 h、1 h 峰值流量分别提高 3%、4% ,对泥石流汇流影响有一定的影响,但不明显;而增加泥石流暴发后的降雨时间对汇流无影响。这是因为汇流形成前,降雨量本身不大,且全部用于降雨损失;泥石流暴发之后,降雨逐渐变小,对汇流几乎没有影响。

3.2.3 暴雨频率对汇流的影响

研究暴雨频率对汇流的影响就是分析不同设计暴雨频率下的降雨对水打沟汇流的影响,结果见图 9 和表 8。

表 7 降雨时间对峰值流量的影响

Table 7 The effect on peak discharge under different rainfall time

模拟时间	泥石流汇 流时间	泥石流暴 发前 0.5 h	泥石流结 束后 0.5 h	泥石流暴 发前 1 h	泥石流结 束后 1 h	泥石流发生 前后 0.5 h	泥石流发 生前后 1 h
Simulation time	Debris flow concentration time	0.5 h ago debris flow	0.5 h after debris flow	1 h ago debris flow	1 h after debris flow	0.5 h before and after debris flow	1 h before and after debris flow
峰值流量/(m ³ /s)	53.49	55.12	53.49	55.36	53.49	55.12	55.37
误差/%	—	3	0	4	0	3	4

表 8 暴雨频率对峰值流量的影响

Table 8 The effect on peak discharge of Shuida Gully
under different rainstorm frequency

暴雨频率	小时雨强	峰值流量	改变量	增加百分比
Rainstorm frequency	Hunr rainfall intensity /(mm/h)	Peak discharge /(m ³ /s)	Changed discharge /(m ³ /s)	Percentage increase /%
1%	87.60	70.62	17.13	32
2%	79.60	66.04	12.55	23
5%	68.40	53.49	—	—
10%	60.00	51.25	-2.24	-4
20%	50.80	44.90	-8.59	-16

降雨主要是通过影响产流和泥石流体的体积浓度进而影响汇流过程的。由模拟结果可以看出,暴雨频率越高,泥石流流量越小,峰值流量越小。20 年 a 一遇的降雨,泥石流峰值流量为 53.49 m³/s,100 a 一遇的暴雨,峰值流量就增加到 70.62 m³/s,同比增长 32%。50 a 一遇的增长 23%,10 a、5 a 一遇的降雨分别同比降低 4%、16%,可见降雨作为泥石流发生三个必备条件之一,它的强度大小对泥石流汇流有巨大影响。

4 结论

泥石流的汇流是泥石流研究的重要方面,与泥石流灾害紧密相关。采用合理的方法研究泥石流的汇流,可对今后龙池流域的土地利用规划、水资源规划、城市建设和防洪减灾的决策提供参考依据。本文基于水文模型 HEC-HMS,结合 ArcGIS,对水打沟泥石流的汇流过程进行了初步研究,并对影响汇流的土地利用类型、模拟降雨时间、降雨频率做了敏感度分析。结论如下:

1. 泥石流的汇流与清水汇流不同,它的重度、体积浓度、流量随空间和时间不停的变化。基于水文

模型 HEC-HMS 获得水打沟泥石流的汇流曲线显示:在 17:40 泥石流到达 53.49 m³/s 的峰值流量,随后变弱。且其模拟结果与雨洪法计算值 59.56m³/s 相近,误差在允许的范围内,说明用该模型模拟泥石流的汇流过程是可行的。

2. 泥石流的汇流滞后于暴雨的发生。本次模拟结果显示:暴雨在 17:15 时 5 min 雨强达到最大,泥石流汇流在 17:30 才达到峰值流量。

3. 研究发现,与“8·13”泥石流模拟结果相比,灌木林将峰值流量降低 24%,休耕地时的峰值流量提高 70%,说明土地开发造成的水土流失远远大于林地对地表径流的削减作用。但与休耕地相比,低覆盖度草、高覆盖度草、灌木林的峰值流量分别降低 7%、20%、55%,说明草本植物在水土保持、消减径流方面的不可替代的作用,也证明了不同土地利用类型对汇流的显著影响。

4. 研究表明,暴雨频率越小,小时雨强越大,泥石流的峰值流量也越大。20 a 一遇的降雨,泥石流峰值流量为 53.49 m³/s,100 a 一遇的暴雨,泥石流峰值流量就增加到 70.62 m³/s,同比增长 32%。50 a 一遇的增长 23%,10 年 a、5 a 一遇的降雨分别同比降低 4%、16%,可见降雨对泥石流汇流的巨大影响。在降雨总量一定的情况下,单增加泥石流暴发前后的降雨模拟时间对汇流的影响不大,且泥石流发生之前的降雨对汇流的影响大于之后的降雨。

参考文献(References)

[1] Wang Yansheng. Engineering hydrology [M]. Beijing: Water Resources and Electric Power Press, 1992: 73-110 [王燕生. 工程水文学[M]. 北京: 水利电力出版社, 1992: 73-110]

[2] Institute of Mountain Hazards and Environment Chinese Academy of Sciences, Lanzhou Institute of Glaciology Cryopedology Chinese Academy of Sciences, Tibet Autonomous Region Transportation Research Institute. Mountain hazards and countermeasures along Sichuan-Tibet Highway in Tibet [M]. Beijing: Science Press, 1995: 242-258 [中国科学院水利部成都山地灾害与环境研究

- 所,中国科学院兰州冰川冻土研究所,西藏自治区交通科学研究所. 川藏公路南线(西藏境内)山地灾害及其防治对策[M]. 北京: 科学出版社, 1995: 242 - 258]
- [3] Kang Zhicheng. Maximum discharge analysis of viscose debris flow at Jiangjia Gully of Dongchuan in Yunnan [G]//Memoirs of Lanzhou Institute of Glaciology Cryopedology Chinese Academy of Sciences (4). Beijing: Science Press, 1985: 119 - 123 [康志成. 云南东川蒋家沟黏性泥石流最大流量分析[G]//中科院兰州冰川冻土研究所集刊(4). 北京: 科学出版社, 1985: 119 - 123]
- [4] Wu Jishan, Tian Lianquan, Kang Zhicheng, et al. Debris flow and general prevention [M]. Beijing: Science Press, 1993: 164 - 171 [吴积善, 田连权, 康志成, 等. 泥石流及其综合治理[M]. 北京: 科学出版社, 1993: 164 - 171]
- [5] Wu Jishan, Kang Zhicheng, Tian Lianquan, et al. Observation and research of debris flow at Jiangjia Gully in Yunnan [M]. Beijing: Science Press, 1993: 18 - 193 [吴积善, 康志成, 田连权, 等. 云南蒋家沟泥石流观测研究[M]. 北京: 科学出版社, 1993: 18 - 193]
- [6] Sichuan Geological Engineering Survey Court. Emergency exploration report of Shuida Gully in Du Jiangyan [R]. Chengdu: Sichuan Geological Engineering Survey Court, 2010. [四川省地质工程勘察院. 都江堰市龙池镇水打沟泥石流应急勘查报告[R]. 成都: 四川省地质工程勘察院, 2010.]
- [7] Shen Shouchang, Xie Xiuqi, Xiang Xingpu, et al. On estimation of debris flow discharges [J]. China Railway Sciences, 1993, 14(2): 80 - 89 [沈寿长, 谢修齐, 项行浦, 等. 暴雨泥石流流量计算方法研究[J]. 中国铁道科学, 1993, 14(2): 80 - 89]

Conflux Process of Debris flow in Shuida Gully Using HEC - HMS Model

WANG Nana¹, TANG Chuan¹, TANG Hongxu²

(1. State Key Laboratory of Geo-hazard Prevention and Geo-environment Protection, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, China;

2. 915 Geological Team Of Sichuan Bureau Of Geology And Mineral Recourse, Meishan 620010, Sichuan, China)

Abstract: In this paper, Shuida gully in Longchi town, Dujiangyan city, Sichuan Province, China was selected as study area, it applies the remote-sensing image and GIS technology to extract the watershed information of the study area and use the distributed hydrological model HEC - HMS to simulate the rainstorm conflux process of Shuida debris flow on August 13, 2010, and the conflux process of debris flow was studied preliminarily by considering the characteristic parameters of debris flow comprehensively; The effects of land use type, simulating rainfall time and rainstorm frequency on conflux process of debris flow were analyzed. It revealed the intrinsic link between three factors and conflux process. The results show that the peak discharge with a return period of 20 year for Shuida debris flow on August 13, 2010 was measured at $53.49 \text{ m}^3/\text{s}$. The land use types also have an influence on debris flow discharge; their analysis show the Shrub reduces 24% of the peak discharge. However, discharge for fallow land increases by 70%. The peak discharge with 100 - year return period increases to $70.62 \text{ m}^3/\text{s}$, which increases by 32 % of the peak discharge. The peak discharge with 50 - year return period increases by 23 %, while 10 - year return period and 5 - year return period reduces 4% and 16% of the peak discharge respectively; When the total rainfall is certain, increasing the simulation rainfall time before and after the outbreak of debris flow signally has little influence on the peak discharge, and the influence of rainfall before the outbreak of debris flow on conflux is greater than the rain after the outbreak of debris flow.

Key words: Shuida gully; debris flow; conflux process; hydrological model; HEC - HMS