

王浪, 郭晓军, 马力. 基于SCS水文模型的泥石流预报模型在四川宝兴冷木沟的应用[J]. 灾害学, 2016, 31(4): 128-133. [WANG Lang, GUO Xiaojun and MA Li. The Application of Debris Flow Forecast Model Based on SCS Hydrological Model in Lengmu Gully[J]. Journal of Catastrophology, 2016, 31(4): 128-133. doi: 10.3969/j.issn.1000-811X.2016.04.022.]

基于SCS水文模型的泥石流预报模型在 四川宝兴冷木沟的应用^{*}

王浪^{1,2}, 郭晓军³, 马力⁴

(1. 成都信息工程大学 大气科学学院, 四川 成都 610225; 2. 96326 部队;
3. 中国科学院·水利部成都山地灾害与环境研究所/山地灾害与地表过程重点实验室, 四川 成都 610041;
4. 四川省气象局, 四川 成都 610072)

摘要: 2013年4月20日四川芦山7.0级地震后, 四川省宝兴县冷木沟沟道内新增大量崩塌、滑坡物源, 在强降雨的诱发下, 极易发生泥石流灾害, 且沟口直面县城, 直接威胁着整个县城的生命、财产安全。利用SCS水文模型, 根据冷木沟流域的地貌特征将其划分成17个子流域, 在子流域不同的土地利用数据及水文土壤条件下进行产流、汇流计算, 最后通过叠加得到冷木沟流域出口断面的汇流过程; 对2012年8月18日发生的泥石流汇流过程进行探讨预测, 结果显示, 本次泥石流的洪峰流量为 $278 \text{ m}^3/\text{s}$, 泥石流总量为 $20.2 \times 10^4 \text{ m}^3$, 计算得到的泥石流总量与实际调查结果的相对误差为7.8%; 用同一方法预测2013年5月23日冷木沟支沟黑沟的泥石流汇流过程, 计算的洪峰流量为 $38.2 \text{ m}^3/\text{s}$, 与实际监测值的相对误差为4.2%。说明此模型对于冷木沟流域具有适用性, 且效果较好, 可用于宝兴县冷木沟泥石流的流量预测及泥石流灾害规模预测, 将对宝兴县的泥石流防灾减灾工作提供科学指导。

关键词: 泥石流预报; SCS水文模型; 产汇流; 洪峰流量; 冷木沟; 四川宝兴

中图分类号: X43; S157.4; P642.23 **文献标志码:** A **文章编号:** 1000-811X(2016)04-0128-06

doi: 10.3969/j.issn.1000-811X.2016.04.022

我国地形多样, 尤其是西部地区的地质构造更为复杂, 泥石流灾害极易发生, 每年都威胁着人民的生命财产安全^[1]。泥石流形成一直是泥石流研究学科的热点和难点, 泥石流的预报同样成为泥石流防灾减灾的重要研究内容。泥石流灾害的预报方法基本可以分为统计预报和机理预报, 预报模型又可以分为确定性模型和概率性模型^[2]。许多学者通过建立雨量与泥石流的预报模型^[3-7], 研究暴雨型泥石流的形成雨量条件; 潘华利等^[6]尝试利用水力类泥石流启动机制分析计算出临界水深, 并利用流域“蓄满产流”原理得到泥石流发生的预警雨量阈值。屈永平等^[7]建立都江堰市龙池地区堆积物源颗粒不同级别启动与其含水量、地表径流深度的关系式, 得到泥石流暴发的雨量预警模型。

泥石流规模预测是评估泥石流灾害和进行泥石流预报的关键步骤, 到目前为止, 规模预测只处于探索阶段。一般地, 我们认为泥石流的形成

与沟道洪水过程紧密结合, 随着RS、GIS技术的分布式水文模型的应用越来越成熟^[8-10], 可以较完整地描述水文过程, 因此有学者尝试利用水文模型获取泥石流汇流过程的思路^[11-13]。王纳纳等^[13]利用HEC-HMS模型先获取四川都江堰水打沟清水汇流过程, 再结合泥石流特征参数分析了泥石流的汇流过程; 崔鹏等^[14]、庄建琦等^[15]结合ArcGIS技术和SCS模型分别对云南省蒋家沟流域和四川魏家沟流域进行了泥石流汇流模拟, 效果较为理想。本文将通过SCS水文模型获取冷木沟泥石流的汇流过程, 试图证实该方法的可行性, 并探索适用于预测山区小流域泥石流规模的方法。

四川省雅安市宝兴县位于2013年芦山7.0级地震灾区, 受地震的影响, 大量松散物堆积于位于宝兴县城区北部的冷木沟, 冷木沟沟口直面县城, 严重威胁着整个县城人民的生命、财产安全。为了给宝兴县的泥石流防灾减灾工作提出科学指导, 本文将更加精细地考虑下垫面特征, 利用SCS

^{*} 收稿日期: 2016-01-31 修回日期: 2016-03-18

基金项目: 中国气象局西南区域项目(西南区域2014-6); 科技部“973”科技支撑计划项目(14ZC2344)

第一作者简介: 王浪(1989-), 女, 湖南宁乡人, 硕士研究生, 研究方向为气象灾害与防灾减灾。E-mail: 510180963@qq.com

通讯作者: 郭晓军(1985-), 男, 山西运城人, 研究实习员, 博士, 研究方向为泥石流形成与预警预报。E-mail: aaronguo@imde.ac.cn

模型对冷木沟流域的清水汇流过程进行模拟,在此基础上计算泥石流的洪峰流量及泥石流总量等参数,试图找到适用于计算冷木沟泥石流灾害规模的方法。

1 研究区域概况

冷木沟是宝兴河左岸一级支流,流域面积 9.44 km^2 ,平面形态呈典型的“喇叭口”型,总体沿东西方向展布,上游宽阔,下游束窄,利于在上游汇集水土,在下游形成大规模泥石流,见图 1。冷木沟沟道弯曲,山体陡峻,主沟长约 5.63 km ,平均纵比降为 212 ‰ ,中下游流通区沟床比降约为 $100 \text{ ‰} \sim 250 \text{ ‰}$ (图 2),沟口高程 996 m ,沟域内最高点高程为 $3\,044 \text{ m}$,相对高差为 $2\,048 \text{ m}$,冷木沟流域内共发育有 6 条较大支沟(图 3)。

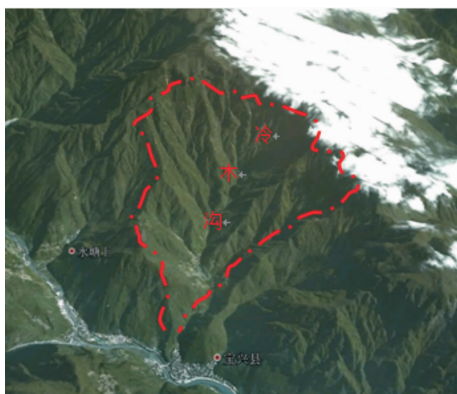


图 1 冷木沟流域影像图

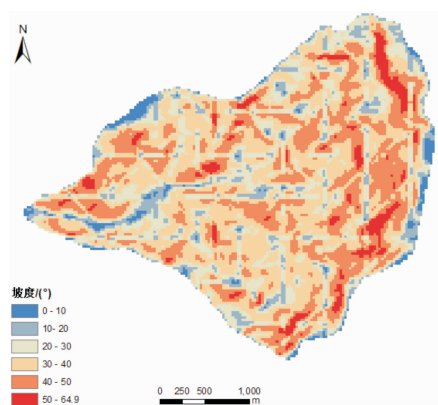


图 2 冷木沟流域地貌图

研究区域地处川西三大断裂带(龙门山断裂带、鲜水河断裂带和安宁河断裂带)构成的丫字形活动构造带相互交汇的东北部,属于龙门山断裂带南端,受龙门山断褶强烈侵蚀,形成斜坡式高山地貌。该区域位于川东地台区,该地台区成陆时间早、年代久,因此地层发育比较齐全,流域内地层岩性复杂,从前震旦系到第四系均有代表,且分布不均衡。流域下游和上游出露的地层主要是侵入岩,中游主要是沉积岩层。

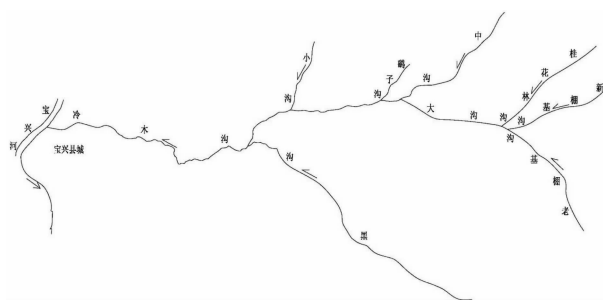


图 3 冷木沟水系分布图

研究区属于典型的亚热带季风气候区,夏季高温多雨,冬季温和少雨。据宝兴县气象局统计,多年平均降雨量为 939.7 mm ,降雨主要集中在 5-9 月,占全年降水量的 85% ,其中短时强降雨主要集中在 7、8 月,也是滑坡、泥石流等地质灾害的高发期。此外,2013 年芦山 7.0 级地震引发冷木沟崩塌、滑坡物源明显增多,沟道内大量松散物堆积,进一步增强了暴雨诱发冷木沟泥石流的可能性^[16]。

2 产、汇流计算方法

本文采用 SCS 模型实现降雨的产流、汇流计算,此模型是美国农业部水土保持局(Soil Conservation Service, SCS)于 1954 年开发的水文模型^[17],用于估算无资料地区径流量和洪峰流量的经验模型,在国外和国内都得到了广泛的应用^[11, 14-15, 18],模型充分考虑了流域下垫面的影响,适用于小流域地区。

2.1 产流计算

美国水土保持局通过大量资料分析,根据水量平衡原理,同时考虑到流域产流必先满足初损,得到 SCS 模型的产流计算公式。SCS 模型建立的原理基于两个假设:①降水必须先满足植被截留、填洼和渗透,然后才能产生径流,且径流产生后仍有部分渗透作为后期损失;②实际入渗量与潜在最大入渗量的比率等于直接径流量与降雨量减去初期损失量的比率,其数学表示式为^[11-14]:

$$P = I_a + F + Q; \quad (1)$$

$$\frac{F}{S} = \frac{Q}{P - I_a} \quad (2)$$

式中: P 为一次降雨过程的总降雨量(mm); Q 为直接径流量(mm); I_a 为初损值(mm),即截留、表层蓄水等; F 为后损(mm),即产生地表径流后的累积下渗量; S 为流域当时的潜在最大滞留量(mm),为后损的上限; $P - I_a$ 为潜在的最大径流量(mm)。

由式(1)可知 $F = P - I_a - Q$,将其代入式(2),根据经验公式 $I_a = 0.2S$,可以得到 SCS 模型计算产流的典型公式:

$$Q = \begin{cases} \frac{(P - 0.2S)^2}{(P + 0.8S)}, & P \geq 0.2S; \\ 0, & P < 0.2S. \end{cases} \quad (3)$$

流域的最大潜在滞留量 S 与流域下垫面特征, 如土壤类型、土壤湿润程度、土地利用类型等紧密相关, 为了计算 S , 引入了模型的一个重要参数 CN , 两者关系如下:

$$S = \frac{25400}{CN} - 254. \quad (4)$$

2.2 汇流计算

SCS 模型中的汇流计算部分采用统一的无因次单位线来实现径流输出过程的计算, 单位线的洪峰流量计算公式如下:

$$q_p = \frac{2.208FR'}{t_p} \quad (5)$$

式中: q_p 为洪峰流量 (m^3/s); R' 为单位净雨量 (mm); F 为流域面积 (km^2); t_p 为峰现时间 (h)。汇流时间用下列公式计算:

$$t_c = \frac{5}{3}L; \quad (6)$$

$$L = \frac{l^{0.8}(S + 25.4)^{0.7}}{7069y^{0.5}} \quad (7)$$

式中: t_c 为汇流时间 (h); L 为滞时 (h); l 为水流长度 (m); S 为式(2)中的流域最大可能滞留量, y 为流域平均坡度 ($\%$), 其中峰现时间 t_p 与汇流时间 t_c 的关系为:

$$t_p = \frac{2 \times t_c}{3} \quad (8)$$

为了将无因次单位线转化为时段单位线, 需通过下列公式计算净雨时段:

$$D = 0.133t_c \quad (9)$$

根据流域特征参数及上述公式可求得 q_p 、 t_p 和 D , 利用 q_p 和 t_p 将无因次单位线转化为时段单位线, 再利用前文中所述的产流计算公式(3)求得每一个净雨时段 D 的径流量, 按倍比及叠加原理即可得到降雨的汇流过程。

3 泥石流模型在冷木沟的应用

3.1 2012 年“8·18”和 2013 年“5·23”泥石流概况

近年来, 冷木沟泥石流频发, 其中 2012 年“8·18”和 2013 年“5·23”两场泥石流造成了较为严重的人员伤亡和经济损失, 也对社会产生了一定影响。因此, 本文选择这两场泥石流案例对上述模型进行验证。

根据宝兴站的地面观测降水资料, 2012 年 8 月 18 日, 冷木沟突发暴雨, 18 日 02 时左右开始降雨, 从图 4 可以看出, 强降雨主要集中在降雨开始后的 1.5 h 之内, 累积雨量达到 70.6 mm, 其中降雨强度于 02:30 达到峰值, 20 min 降雨量达到

21.9 mm, 03:00 之后雨势减弱直至 07:00 降雨完全停止。

通过初步调查, 冷木沟“8·18”泥石流的峰值流量约为 $300 \text{ m}^3/\text{s}$, 沟口冲出固体物源量为 $1.6 \times 10^4 \text{ m}^3$, 通过泥石流揭底冲刷、搬运参与此次泥石流活动的泥石流总量约为 $21 \times 10^4 \text{ m}^3$ 左右, 属大型泥石流。冲毁县城穆坪镇至冷木组乡村公路 4 km、小桥 3 座、房屋 25 间、圈舍 14 间、耕地 23.3 hm^2 、林地 26.7 hm^2 ; 淹没装载机 1 台、挖掘机 2 台、推土机 1 台、重型装载车 1 辆、皮卡车 1 辆; 1 名施工人员失踪; 沟口掩埋冲击钻机 2 台。沟口泥石流堵塞宝兴河道近 30 m, 致使宝兴河上游水位抬高 3 m 多。据初步统计, 本次泥石流造成的直接经济损失约 4 050 万元。

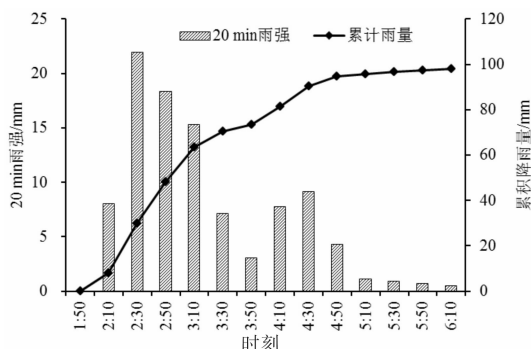


图4 2012 年 8 月 18 日冷木沟暴雨过程雨量统计

2013 年 5 月 23 日 17:50 左右, 宝兴县冷木沟支沟黑沟再次发生泥石流, 导致沟内百余民众被困。黑沟位于冷木沟左岸(图 3), 是冷木沟最大的一条支沟, 通过 ArcGIS 的水文和空间分析工具可知, 黑沟流域的面积为 1.85 km^2 , 平均坡度为 40%, 水流长度为 2 550 m。

根据冷木沟雨量自动监测站资料, 5 月 23 日 16:10 左右, 冷木沟降雨开始, 并迅速增大, 至 16:40, 其 30 min 累积降雨量达 33 mm, 接下来 30 min 降雨量也为 33 mm, 小时雨量高达 66 mm, 但之后降雨过程迅速结束, 如图 5 所示。

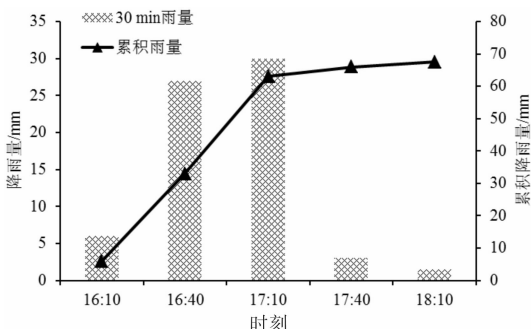


图5 2013 年 5 月 23 日冷木沟支沟黑沟暴雨过程雨量统计

3.2 子流域划分

为了更加精细地模拟、预测冷木沟泥石流汇流过程及受灾情况, 本文根据冷木沟的地形地貌

特征将冷木沟流域进行地貌子单元划分, 按照流域单元分布计算产流。地貌子单元划分的方法为利用冷木沟流域的 DEM, 应用 Arcgis 的水文分析工具提取无低洼的 DEM 及水流方向, 生成冷木沟流域河网, 识别分水岭, 将流域划分为 17 个子流域, 如图 6 所示。

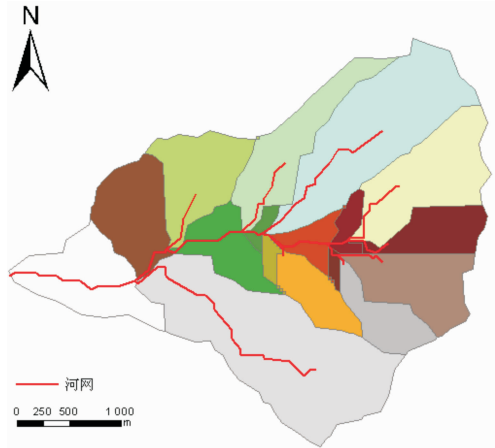


图 6 冷木沟子流域划分及河网分布

3.3 SCS 模型 CN 值的确定

产流计算公式(4)中, CN 是一个无量纲参数, 用来确定降雨有多少渗透到土壤或者说有多少转变为表面径流, 是一个有关前期土壤湿润状况 (AMC)、坡度、土地利用方式和土壤质地等因子的函数, 其理论取值范围为 $0 \sim 100$, 其值大小能反映流域的产流能力^[19]。 CN 值高, 则意味着流域容易产流。

SCS 模型中根据前 5 d 的累积降雨量, 将土壤湿润程度划分为 AMC I、AMC II 和 AMC III 三种类型(表 1), 分别代表前期土壤为干旱、平均和湿润此三种状态。若前期土壤湿润程度为干旱或者湿润, 则 CN_1 和 CN_3 分别需通过以下公式进行换算^[20]:

$$CN_1 = \frac{CN_2}{2.334 - 0.01334CN_3}; \quad (10)$$

$$CN_3 = \frac{CN_2}{0.4036 + 0.0059CN_2}。 \quad (11)$$

表 1 土壤前期湿润程度等级划分

土壤水分状况	前 5 d 降雨量/mm	
	作物生长阶段	作物休眠阶段
AMC I	<30	<15
AMC II	30 ~ 50	15 ~ 30
AMC III	>50	>30

表 3 冷木沟流域不同土地利用情况下 CN 值

土壤湿度	耕地	灌木林	林地	草地	居民用地	道路、城市建设用地	未利用土地
AMC I	76	69	66	62	71	79	81
AMC II	88	84	82	79	85	90	91
AMC III	95	93	92	91	94	96	97

根据土壤质地以及土壤中水分的最小下渗率可以将土壤划分为 A、B、C、D 四种水文土壤类型(表 2)^[20]。冷木沟流域土壤类型主要为褐土, 属于 C 类, 具有中等透水性。此外, 利用获取的宝兴县高分辨率的遥感影像资料, 通过 ENVI 软件进行遥感解译, 得到了冷木沟的土地利用类型数据。冷木沟流域的土地利用类型可以分为耕地、草地、有林地、灌木林、农村居民点、城镇建设用地、裸地等 7 种类型, 其中以林地为主。结合研究区域的土地利用数据以及水文土壤组特性资料, 可以在美国农业部水土保持局发布的 CN 表中查找并确定其对应的 CN 值, 并在不同的前期土壤湿润程度条件下进行换算(表 3)。

表 2 水文土壤组定义指标

土壤分类	类型描述	最小下渗率/(mm/h)
A	厚层沙、黄土、团粒化粉砂土	7.26 ~ 11.43
B	薄层黄土、沙壤土	3.81 ~ 7.26
C	粘壤土、薄层沙壤土、粘质含量高的土壤	1.27 ~ 3.81
D	吸水后显著膨胀的、塑性大的土壤、某些盐渍土	0 ~ 1.27

3.4 泥石流流量计算

宝兴县冷木沟在 2012 年 8 月 18 日泥石流暴发前 5 d 的累积降雨量为 20.2 mm, 因此土壤湿润程度为干旱, 综合冷木沟水文土壤类型、土地利用方式等数据查取、转换得到所对应的 CN 值, 并在划分好的子流域基础上, 按面积加权平均法获取每个子流域的 CN 值; 根据 SCS 模型中的产流公式(3)和(4)计算出每个子流域的产流量; 利用 ArcGIS 中的水文和空间分析工具从冷木沟流域 DEM 中获取各个子流域的水流长度、流域面积、坡度等流域特征参数, 再通过 SCS 模型的汇流公式计算峰现时间、洪峰流量以及单位时段, 最后通过叠加每个单位时段 D 内的清水过流过程得到冷木沟流域出口断面的清水汇流过程。

清水流量与沟道内的物源量直接影响泥石流流量的大小, 泥石流洪峰流量是衡量泥石流灾害程度的重要指标之一。对于暴雨泥石流, 目前均采用配方法计算泥石流的峰值流量, 即假定泥石流发生概率与暴雨洪水同频率发生, 以设计洪峰流量进行配方, 即按比例加上泥石流所挟带的固体物质体积来计算泥石流流量, 其计算公式为:

$$Q_c = (1 + \phi_c) Q_b D_u。 \quad (12)$$

式中: Q_c 为泥石流洪峰流量 (m^3/s); Q_b 为清水洪峰流量 (m^3/s); ϕ_c 为泥石流洪峰流量增加系数, $\phi_c = \frac{\gamma_c - \gamma_w}{\gamma_s - \gamma_c}$; γ_c 为泥石流容重 (t/m^3); γ_w 为清水容重 (t/m^3); γ_s 为固体物质实体容重 (t/m^3); D_u 为堵塞系数。对于“8·18”泥石流的现场勘察中, 采取现场调查法、泥浆泥痕相似法综合测定了泥石流流体重度, 取值 $\gamma_c = 2.10^3 \text{ t}/\text{m}^3$; 清水容重 γ_w 取值为 $0.98 \text{ t}/\text{m}^3$; 固体物质重度 γ_s 均取 $2.6 \text{ t}/\text{m}^3$; 泥石流堵塞系数 D_u 的经验值见表 4, 冷木沟堵塞较为严重, 取值 $D_u = 2$ 。

表 4 泥石流堵塞系数

堵塞程度	没有堵塞	轻微	中等	严重
D_u 值	1	1.5	2	2.5

一次泥石流的总量 (m^3) 也是衡量泥石流活动大小的重要指标。根据泥石流活动暴涨暴落、历时短的特点, 一般将泥石流的过程线概化为五边形, 其计算公式如下^[21]:

$$Q = KTQ_c. \quad (13)$$

式中: Q 为一次泥石流的总量 (m^3); T 为泥石流历时 (s); Q_c 为泥石流的洪峰流量 (m^3/s); K 为常数。

3.5 模型结果及检验

3.5.1 2012 年“8·18”泥石流

基于 SCS 模型及泥石流经验公式获得 2012 年“8·18”大型泥石流的汇流过程, 如图 7 所示, 本次泥石流在 04:30 左右达到最大, 随后迅速减弱, 至 05:30 出现第二次峰值, 整个泥石流过程持续时间约 1 h。根据前文模拟及计算结果, 可得 $Q_b = 42.62 \text{ m}^3/\text{s}$; 通过式 (12)、(13) 以及各个参数值, 可以计算得到本次泥石流的峰值流量为 $278 \text{ m}^3/\text{s}$, 参与本次冷木沟泥石流的总量为 $20.2 \times 10^4 \text{ m}^3$, 如表 5 所示。与杜鹏等^[22] 在野外调查中获取的泥石流总量, 基于 SCS 模型计算得到的此次泥石流总量的基本相符, 相对误差为 7.8%, 说明基于分布式水文模型 (SCS 模型) 进行泥石流的汇流模拟具有可行性, 可获取较为准确的泥石流流量过程, 并估算泥石流规模及致灾程度。

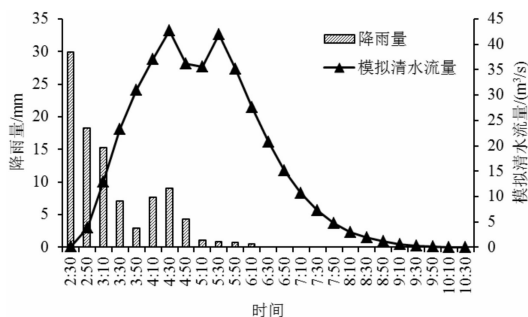


图 7 2012 年“8·18”泥石流清水汇流过程模拟结果

表 5 计算结果与实际调查对比

	实地调查/ 10^4 m^3	SCS 模型/ 10^4 m^3	相对误差/%
一次泥石流总量	21.9	20.2	7.8

3.5.2 2013 年“5·23”泥石流

根据前期土壤湿润程度, 此次泥石流发生前的土壤湿润程度也较为干旱, 属于 AMC I 类型, 再结合黑沟土壤类型及土地利用数据等, 分别输入 SCS 模型进行产流和汇流计算, 获取冷木沟支沟黑沟流域 2013 年 5 月 23 日的清水汇流过程 (图 8)。

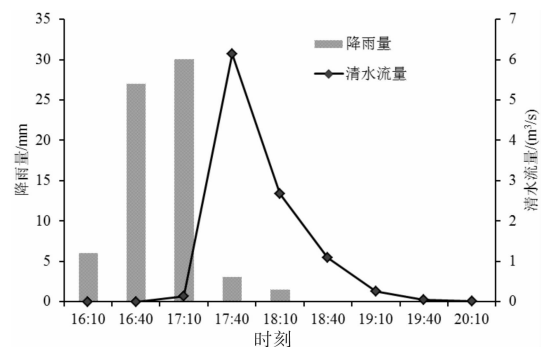


图 8 2013 年“5·23”泥石流清水汇流过程模拟结果

结合现场调查结果, 泥石流容重为 $2.09 \text{ t}/\text{m}^3$; 由式 (12) 可求得本次泥石流的洪峰流量为 $38.2 \text{ m}^3/\text{s}$ 。如图 8 所示, 黑沟 17:10 开始, 清水流量迅速增大, 并在 17:40 达到峰值, 之后又迅速减弱, 持续时间较短。根据冷木沟 2 号泥石流监测点传输回的数据显示, 17:43 黑沟泥水位达到最高, 监测数据显示为 11.109 m , 与降雨开始之前相差 0.886 m , 流速监测数据显示流速为 $10 \text{ m}/\text{s}$, 由此推算出 17:43 的泥石流流量为 $39.9 \text{ m}^3/\text{s}$, 与 SCS 模型相比, 相对误差为 4.2%, 如表 6 所示, 实地调查结果与 SCS 模型模拟结果基本一致, 再次说明模型具有可行性。

表 6 计算结果与实测数据对比

	实地调查/ (m^3/s)	SCS 模型/ (m^3/s)	相对误差/%
泥石流峰值流量	39.9	38.2	4.2

4 结论

本文根据冷木沟流域的地貌特征将其划分成 17 个子流域, 并且在不同的前期土壤湿润条件下, 对依据子流域土地利用数据、水文土壤数据查取的 CN 值进行面积加权, 得到各个子流域的 CN 值; 利用 SCS 模型产流、汇流计算原理, 结合冷木沟流域环境, 对 2012 年 8 月 18 日发生的泥石流汇流过程进行探讨预测, 汇流过程模拟细化至每个子

流域, 结果显示, 当日冷木沟沟口最大清水流量为 $42.62 \text{ m}^3/\text{s}$, 泥石流洪峰流量为 $278 \text{ m}^3/\text{s}$, 泥石流总量为 $20.2 \times 10^4 \text{ m}^3$, 计算得到的泥石流总量与实际调查结果的相对误差为 7.8%; 应用同一方法对冷木沟支沟黑沟 2013 年 5 月 23 日的泥石流进行模拟, 计算得到此次泥石流的洪峰流量为 $38.2 \text{ m}^3/\text{s}$, 峰现时间为 23 日 17:40, 而监测数据显示此次泥石流的洪峰流量为 $39.9 \text{ m}^3/\text{s}$, 峰现时间为 23 日 17:43。两次过程均说明此模型对于冷木沟流域具有适用性, 且效果较佳, 可用于宝兴县冷木沟泥石流的流量预测及泥石流灾害规模预测, 对于宝兴县的泥石流防灾减灾工作具有重要意义。

参考文献:

- [1] 康志成, 李焯芬, 马嵩乃, 等. 中国泥石流研究[M]. 北京: 科学出版社, 2004: 5-10.
- [2] 张国平, 许凤雯, 赵琳娜. 中国降水型泥石流研究现状[J]. 气象, 2010, 36(2): 81-86.
- [3] Guo Xiaojun, Cui Peng, Li Yong. Debris flow warning threshold based on antecedent rainfall: A case study in Jiangjia Ravine, Yunnan, China[J]. Journal of Mountain Science, 2013, 10(2): 305-314.
- [4] 雷发洪, 胡凯衡, 胡云华, 等. 汶川地震灾区震后泥石流激发雨量研究[J]. 灾害学, 2014, 29(2): 199-203.
- [5] 王文川, 吴海波, 赵晓慎, 等. 基于 Fisher 判别分析法的泥石流预报模型研究[J]. 水土保持通报, 2011, 31(6): 104-107.
- [6] 潘华利, 欧国强, 黄江成, 等. 缺资料地区泥石流预警雨量阈值研究[J]. 岩土力学, 2012, 33(7): 2122-2126.
- [7] 屈永平, 唐川. 暴雨型泥石流预警模型初步研究[J]. 工程地质学报, 2014, 22(1): 1-7.
- [8] 陈宁生, 韩文喜, 何杰, 等. 试析小流域土力学类粘性泥石流的汇流过程——以滇东北大巴子沟为例[J]. 山地学报, 2001, 19(5): 418-424.
- [9] 王东辉, 梁波, 白永建. 四川康定县野牛沟灾害性泥石流汇流特征[J]. 中国地质灾害与防治学报, 2011, 22(2): 50-54.
- [10] 张银辉. SWAT 模型及其应用研究进展[J]. 地理科学进展, 2005, 24(5): 121-130.
- [11] 洪林, 罗琳, 江海涛. SCS 模型在流域尺度水文模拟中的应用[J]. 武汉大学学报, 2009, 42(5): 582-586.
- [12] 林建, 谢正辉, 陈峰, 等. 2006 年汛期 VIC 水文模型模拟结果分析[J]. 气象, 2008, 34(3): 69-77.
- [13] 王纳纳, 唐川, 唐旭红. 基于 HEC-HMS 的水打沟泥石流汇流过程[J]. 山地学报, 2015, 33(3): 318-325.
- [14] Cui Peng, Hu Kaiheng, Zhuang Jiangqi, et al. Prediction of debris-flow danger area by combining hydrological and inundation simulation methods[J]. Journal of Mountain Science, 2011, 8(1): 1-9.
- [15] 庄建琦, 崔鹏, 郭晓军. 基于水文模型的泥石流汇流预测——以蒋家沟一级支沟大巴子沟泥石流为例[J]. 灾害学, 2013, 28(3): 55-59.
- [16] 铁永波, 周洪福, 倪化勇. 西南山区短时强降雨诱发低频次泥石流成因机制分析——以四川省宝兴县冷木沟泥石流为例[J]. 灾害学, 2008, 28(4): 110-113.
- [17] SCS. National Engineering Handbook [S]. Washington, DC: US Department of Agriculture, 1956.
- [18] Mishra S K, Singh V P. SCS-CN method part-1: Debrivation of SCS-CN based models[J]. Acta Geophys Polonica, 2002, 50(3): 457-477.
- [19] Soil Conservation Service. National engineering hand-book [M]. USDA, Springfield, VA. 1993.
- [20] Boughton W J. A review of USDA SCS curve number method[J]. Soil and Water Management and Conservation, 1989, 27: 511-523.
- [21] 中华人民共和国国土资源部. DZ/T0220-2006 泥石流灾害防治工程勘察规范[S]. 北京: 煤炭工业出版社, 2000.
- [22] 杜鹏. “4·20”芦山地震灾区冷木沟泥石流监测预警研究[D]. 成都: 成都理工大学, 2014: 20-31.

The Application of Debris Flow Forecast Model Based on SCS Hydrological Model in Lengmu Gully

Wang Lang^{1,2}, Guo Xiaojun³ and Ma Li⁴

(1. Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225, China; 2. No.96326 of PLA;

3. Institute of Mountain Hazards and Environment/Key Laboratory of Mountain Hazards and Earth Surface Processes, Chinese Academy of Sciences, Chengdu 610041, China;

4. Sichuan Meteorological Bureau, Chengdu 610072, China)

Abstract: Great amount of fresh landslide deposit was accumulated in the channels of Lengmu gully in Baoding County after the Lushan earthquake on April 20th, 2013. It is a great threaten for the county due to the potential debris flow and its close direction to the resident sites. To simulate the debris flow in this gully on August 18th, 2012, 17 sub-watersheds were divided according to the landform, and the runoff was calculated in each sub-watersheds according to different land use data and hydrological soil conditions. The result shows that the peak flow discharge is $278 \text{ m}^3/\text{s}$, and the total amount of the debris flow is $20.2 \times 10^4 \text{ m}^3$, with 7.8% relative error by comparing with the actual survey result. The same method is used to the debris flow in the Hei gully on May 23th, 2013. The result shows that the peak flow discharge is $38.2 \text{ m}^3/\text{s}$, with 4.2% relative error by comparing with the actual monitoring value. It indicates that this model can be used for the prediction of debris flow in this gully and will provide scientific guidance for debris flow disaster prevention and reduction.

Key words: debris flow warning; SCS hydrological model; peak flow; runoff yield; Lengmu gully; Sichuan Baoding county