

不同降雨强度下红色村干沟泥石流数值研究

匡翠萍¹, 王佳元¹, 刘格非², 郝文辉³

(1. 同济大学 土木工程学院, 上海 200092; 2. 台湾大学 土木工程系, 台湾 台北 10012;

3. 河北省地矿局秦皇岛矿产水文工程地质大队, 河北 秦皇岛 066001)

摘要: 结合实测资料分析了四川省都江堰市红色村干沟泥石流的运动规律, 并运用 DEBRIS-2D 软件建立了二维泥石流运动数学模型, 利用该模型模拟得到的龙头标高、平均堆积厚度及沟口流速都与实测基本吻合。通过改变雨强进行定量分析得到: 当物源充足时, 雨强减小会导致泥石流运动减缓, 并停止于地势较高处; 以 $150 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 为参考雨强, 当雨强减小为 $100 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 和 $50 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 时, 泥石流运动的龙头标高分别增加 25 m 和 75 m, 平均堆积厚度分别减小 0.06 m 和 0.14 m。

关键词: 泥石流; 数值模拟; 雨强; 龙头标高; 平均堆积厚度
中图分类号: P954 **文献标志码:** A

Numerical Study on Debris Flow Under Different Rainfall Intensities at Gangou in Hongse Village, Dujiangyan

KUANG Cuiping¹, WANG Jiayuan¹, Liu Ko-Fei², HAO Wenhui³

(1. College of Civil Engineering, Tongji University, Shanghai 200092, China; 2. Department of Civil Engineering, Taiwan University, Taipei 10012, China; 3. Qinghuangdao Mineral Resource and Hydrogeological Brigade of Hebei Geological Prospecting Bureau, Qinhuangdao 066001, China)

Abstract: The movement of debris flow occurred at Gangou in Hongse Village of Dujiangyan City of Sichuan Province was analyzed with field measurements. A two-dimension numerical model of the debris flow was set up with DEBRIS-2D software to simulate the debris flow in the region. It is shown that computational results and on-site observations are in good agreement. Different scenarios of the debris flow spreading caused by different rainfall intensities were also simulated. The results quantitatively reveal that with abundant debris source, the reduction of rainfall intensity leads to a slower movement and a higher stop position of debris flow. Taking the rainfall intensity of $150 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ as a reference, if the

rainfall intensity reduces to $100 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ and $50 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$, the increase on final front position will be 25 m and 75 m respectively and the reduction on average deposit thickness will be 0.06 m and 0.14 m respectively.

Key words: debris flow; numerical simulation; rainfall intensities; final front position; average deposit thickness

泥石流是山区常见的地质灾害之一, 具有发生突然、流量大、流速快及破坏力强等特点, 因此可造成大量的人员伤亡和财产损失。2008 年 5 月 12 日, 汶川发生了里氏 8.0 级的地震, 对西南山区的地表造成强烈扰动, 岩体破碎, 并形成大量松散固体物质, 为泥石流的产生提供了物源条件。地震产生的影响是长期性的, 铁永波等^[1]根据日本关东地震和台湾集集地震震后灾害发育时空分布规律, 认为至少在震后 10 年内, 滑坡和泥石流都有着强烈的活动趋势, 较大的降雨都将导致滑坡、泥石流的发生。2009 年 7 月 17 日, 暴雨侵袭都江堰, 引起河水暴涨, 大片的农田及板房安置区被淹没, 公路和桥梁被冲毁, 并诱发了较严重的泥石流灾害, 给正在全面复苏的灾区又带来了一次重创。

水不仅是泥石流的主要组成部分, 而且是泥石流激发的决定因素^[2], 因此结合当地降雨情况, 完善暴雨泥石流预警系统成为泥石流研究的热点。我国常规研究是通过搜集泥石流暴发前后的降雨过程资料, 结合当地的地质地貌、植被等因素, 并通过统计、回归、灰色预测、神经网络和智能模型等方法, 获得当地泥石流的激发雨量特征来确定泥石流的临界雨量判别模型。朱平一等^[3]利用云南蒋家沟的实测降雨资料, 确定泥石流形成的临界雨量判别式和泥石流暴发临界雨量判别式, 并利用这些资料制成了泥石流预报图。崔鹏等^[2]引入了有效雨量和雨强, 认为

当间接前期降雨、直接前期降雨和激发雨强分别达到相应的阈值时,易发生泥石流。田冰等^[4]研究了间接前期降雨、直接前期降雨和激发雨强三者之间的分配权重。林鸿州等^[5]分析了不同降水类型和地质灾害的关系,认为对于不同类型坡地灾害和降雨分布特征,采用不同的雨量预警基准能够提高结果的合理性。苏鹏程等^[6]利用 Logistic 回归模型建立了日雨量、前期有效雨量和泥石流发生可能性三者之间的指数函数关系。但由于泥石流运动机理复杂,预报模型具有局地性,推广存在困难。随着科学技术的发展,通过结合泥石流动力方程的数值模拟给泥石流的研究开辟了一个新的方向。这些泥石流运动模型基本都考虑了雨强、持续时间、水文响应及沉积物的岩土力学性质等关键因素^[7],其中最为广泛采用的是二维流变(FLO-2D)模型和二维泥石流(DEBRIS-2D)模型。O'Brien等^[8]首次使用 FLO-2D 模型模拟发生在美国犹他州的泥石流。Aleotti等^[9]基于当地的地形和降雨,利用 FLO-2D 模型模拟了意大利南部萨尔诺镇的泥石流,认为泥石流的流变参数和体积浓度是影响其堆积范围的重要因素。Garcia等^[10]以委内瑞拉瓦尔加斯州泥石流为例,用 FLO-2D 模型模拟不同的年降雨量对泥石流堆积范围的影响。Peng等^[11]基于降雨、地形和其他相关参数用 FLO-2D 模型模拟了台东县大鸟村的泥石流,并讨论了其堆积深度、流速和影响范围。Liu等^[12]用 DEBRIS-2D 模型对韩国麟蹄郡发生的泥石流进行了评估。

本文以都江堰市虹口乡红色村的干沟泥石流为例,从泥石流的动力方程入手,采用 DEBRIS-2D 模型对其进行模拟,得到泥石流的最终流深分布和影响范围,以检验此模型的可靠性。通过设计不同的当地雨强,模拟和比较分析降雨对泥石流堆积范围和堆积深度的影响,以期为该地区暴雨泥石流的预测预报提供一定的科学参考。

1 研究区概况

1.1 研究区域

研究区域位于都江堰市虹口乡红色村东北侧沟谷内,沟口地理坐标为 $103^{\circ}38'06.7''\text{E}$, $31^{\circ}06'44.9''\text{N}$,距离白沙河约 220 m。主沟全长 1 972 m,海拔高程 920~1 773 m,相对高差 853 m,一般地形坡度 $35^{\circ}\sim 55^{\circ}$,上陡下缓,沟谷切割较深,多为“V-U”型谷^[13](见图 1 和 2),沟源地形多呈漏斗状与山峰陡

岩相接,溯源侵蚀强烈,属于侵蚀性中高山地貌,有利于松散物源、降水、地下水汇集。该区所在沟谷走向近南北,区内出露地层为震旦系苏雄组“彭灌杂岩”(Za)和第四系堆积物,主要包括冲洪积物(Q_4^{al+pl})、残坡积物(Q_4^{el+dl})、崩滑堆积物($Q_4^{col+del}$)、泥石流堆积物(Q_4^{set})^[14]。第四系孔隙水和基岩裂隙水为该区域的主要地下水。前者存赋于第四系残坡积层的松散层孔隙中,上部结构松散,下部稍密至中密,透水性强但储水性差。当大气降雨补给时,较快渗入,径流路径短,以面状方式或带状方式下渗,最后汇于沟中,流入白沙河。后者储存于岩体表面风化带中,接受大气补给,排泄方式为大气蒸发或泉水出露^[15]。

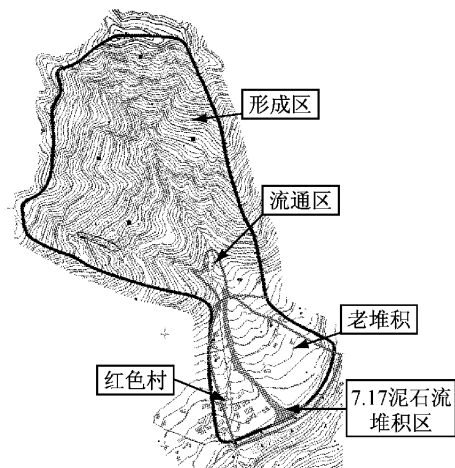


图1 泥石流沟域示意图

Fig.1 Debris flow catchment



图2 泥石流沟域全貌

Fig.2 Close-up view of debris flow

泥石流沟均位于“5.12”地震发震断裂的虹口映秀断裂和灌县断裂区,震旦系的花岗岩、闪长岩、安山岩和凝灰岩在此大量分布,在断裂和褶皱的影响下,这些岩石风化、破碎较为严重,为泥石流的形成提供了大量的松散物质^[16]。地形陡峭、岩土组合软硬

相间以及深大断裂活动带的影响为地质灾害易发的三个必备条件,大暴雨则是泥石流发生的主要诱发因素。

1.2 都江堰市红色村干沟泥石流

2009年7月17日红色村一带普降大暴雨,暴雨历时近2h,累积雨量约219mm,雨强约110mm·h⁻¹。凌晨5点左右发生泥石流,历时约150min,造成2人死亡。泥石流形成区位于沟谷中上游段,海拔1110.0~1772.6m,面积约0.842km²,平均纵坡降530.78%。“5.12”大地震导致该区大部分表层剥落,山坡基岩裸露,多处坡体出现裂缝,稍缓山坡及谷底堆积了大量崩塌堆积物(见图2①)。根据现场调查资料,沟域内的物源总量为3.524×10⁴m³,可启动物源量为9.120×10⁴m³,主要分为三类:①分布于主沟和支沟沟岸及沟源部位的崩滑堆积物源;②分布于沟谷中下游的泥石流沟床堆积物;③坡面侵蚀物源等潜在物源。流通区沟道较短,面积约0.017km²,沟道宽5~8m,沟深3~5m。泥石流发生后,流通区沟道基本填满,部分沟段堆积物已明显高出周围两侧地面高程(见图2②)。堆积区平面形态呈长条形展布,堆积前缘至下游白沙河一带,长约692m,前后缘相对高度140m,面积约18600m²,堆积总量约32820m³(见图2③)。堆积的泥石流固体物质以块石、碎石为主,碎、块石石径一般为4~25cm,最大的达1.6~2.2m。综合分析,红色村干沟泥石流为接近于百年一遇暴雨频率的泥石流^[16]。

2 DEBRIS-2D 模型介绍

2.1 控制方程

DEBRIS-2D模型的控制方程由质量守恒方程、动量守恒方程配合二维长波理论的假设所组成^[17]。剪力和应变率的本构关系采用Julien等^[18]提出的泥石流关系式,该式在宾汉模型的基础上加上了应变率的二次项来表示颗粒间的碰撞效应。当剪力大于屈服应力时($\tau_{\Pi} > \tau_0$),可得

$$\tau_{ij} = \left(\frac{\tau_0}{\epsilon_{\Pi}} + \mu_d + \mu_c \epsilon_{\Pi} \right) \epsilon_{ij} \quad (1)$$

当剪力小于屈服应力时($\tau_{\Pi} < \tau_0$),可得

$$\epsilon_{\Pi} = 0 \quad (2)$$

式中: τ_{ij} 表示剪力张量, $(i, j) = \{x, y, z\}$; ϵ_{ij} 表示应变率张量, $\epsilon_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right)$; τ_0 表示屈服应力; μ_d 和 μ_c 分别表示动力黏滞系数和紊动扩散系数; τ_{Π} 和

ϵ_{Π} 分别表示剪力和应变率的二阶不变量, $\tau_{\Pi} = \left(\frac{1}{2} \tau_{ij} \tau_{ij} \right)^{\frac{1}{2}}$, $\epsilon_{\Pi} = \left(\frac{1}{2} \epsilon_{ij} \epsilon_{ij} \right)^{\frac{1}{2}}$ 。 x 轴与泥石流流经通道的平均底床重合,其与水平面的夹角为 θ , y 轴在底床所在面上与 x 轴垂直,而 z 轴垂直于底床面。由于式(1)和(2)既包含黏滞效应,又包含碰撞效应,因此可同时适用于泥流和颗粒流。

式(1)适用于靠近底床的强剪层,范围为 $B(x, y, t) \leq z \leq B(x, y, t) + \delta(x, y, t)$;式(2)适用于接近自由表面的弱剪层,范围为 $B(x, y, t) + \delta(x, y, t) \leq z \leq h(x, y, t)$ 。其中, t 为时间, $B(x, y, t)$ 为底床地形高程, $\delta(x, y, t)$ 为强剪层厚度, $h(x, y, t)$ 为自由表面高程。黄名村^[19]研究发现边界层的厚度很小,只占了全部厚度的4%,因此从底床 $z = B(x, y, t)$ 到自由表面 $z = h(x, y, t)$ 对 z 积分,并忽略强剪层厚度,简化后的质量和动量方程如下所示:

$$\frac{\partial H}{\partial t} + \frac{\partial uH}{\partial x} + \frac{\partial vH}{\partial y} = 0 \quad (3)$$

$$\frac{\partial uH}{\partial t} + \frac{\partial u^2 H}{\partial x} + \frac{\partial uvH}{\partial y} = -g \cos(\theta) H \frac{\partial (B+H)}{\partial x} + g \sin(\theta) H - \frac{1}{\rho} \frac{\tau_0 u}{\sqrt{u^2 + v^2}} \quad (4)$$

$$\frac{\partial vH}{\partial t} + \frac{\partial uvH}{\partial x} + \frac{\partial v^2 H}{\partial y} = -g \cos(\theta) H \frac{\partial (B+H)}{\partial y} - \frac{1}{\rho} \frac{\tau_0 v}{\sqrt{u^2 + v^2}} \quad (5)$$

式中: ρ 为泥石流密度; g 为重力加速度; $H = h(x, y, t) - B(x, y, t)$ 表示流深; u 和 v 分别为 x 和 y 方向的流速。

由于泥石流属于有屈服应力的宾汉流体,只有当重力和压力的梯度大于底面屈服应力时才开始流动,因此泥石流开始启动的条件为

$$\left(\frac{\partial h}{\partial x} - \tan \theta \right)^2 + \frac{\partial h}{\partial y} > \frac{\tau_0}{\rho^2 g^2 \cos^2(\theta) H^2} \quad (6)$$

2.2 数值方法

DEBRIS-2D^[20]模型用有限差分法来离散控制方程,并采用显式计算来提高计算效率。本文时间上采用Adams-Bashforth的三阶法处理,空间上采用一阶上风法处理对流项,其余各项则采用二阶中心差分法。

3 泥石流模拟

3.1 数值模拟条件

整个模拟研究区的面积约为3km²,勘测所得的地形资料为分辨率10m×10m的等高线地形图,将

通过内插法得到解析度为 $5\text{ m} \times 5\text{ m}$ 且以正方形格点分布的数字地形高程作为模拟所需的地形资料。

泥石流的暴发是由大量前期累积雨量和其后强降雨共同作用下的结果^[16],因为本次降雨前该区的土体都已饱和,忽略渗流作用,降雨都形成地面径流,与物源混合形成泥石流。本次降雨雨强约 $110\text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$,历时近 2 h ,累积雨量为 219 mm ,泥石流形成区的汇水面积为 0.842 km^2 ,因此该区汇集的总水量 V_w 为 $1.84 \times 10^5\text{ m}^3$ 。

据调查,沟域内物源总量为 $35.24 \times 10^4\text{ m}^3$,可启动物源量为 $9.12 \times 10^4\text{ m}^3$,如表1所示。

表1 红色村干沟泥石流物源估算

Tab.1 Initial volume of debris flow at Gangou in Hongse Village

崩滑堆积物源/ (10^4 m^3)		坡面侵蚀物源/ (10^4 m^3)		沟床堆积物源/ (10^4 m^3)		合计/ (10^4 m^3)	
总量	动储量	总量	动储量	总量	动储量	总量	动储量
18.90	4.40	6.00	1.20	1.98	1.54	26.88	7.14
5.82	1.38	2.00	0.30	0.54	0.30	8.36	1.98
24.72	5.78	8.00	1.50	2.52	1.84	35.24	9.12

根据 Takahashi^[21] 的浓度平衡公式

$$C_{\infty} = \frac{\rho_w \tan \theta}{(\rho_s - \rho_w)(\tan \phi - \tan \theta)} \quad (7)$$

式中: C_{∞} 为泥石流平衡泥沙体积浓度; ρ_s 为泥石流中砂砾的密度,约取 $2.65\text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$; ρ_w 为水的密度 $1.00\text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$; ϕ 为砂砾的内摩擦角,约 37° 。 ρ_s 和 ϕ 通常从实地样品中测得, θ 从地形图中计算得到。

本次泥石流形成区的平均纵坡降为 530.78% ,则坡度为 28° ,计算得 $C_{\infty} = 1.45$ 。根据黄名村^[19]的研究认为,当 $C_{\infty} > 0.603$ 时, C_{∞} 取 0.603 ,因此计算中取 0.603 。泥石流中固体体积

$$V_s = C_{\infty} \frac{V_w}{1 - C_{\infty}} = 0.603 \frac{1.84 \times 10^5}{1 - 0.603} =$$

$$2.79 \times 10^5\text{ m}^3 > 9.12 \times 10^4\text{ m}^3 \text{ (可启动量)}$$

因此模拟时输入的物源体积用 C_{∞} 修正过的体积量来分布(见图3,★为沟口所在位置)。

根据现场调查资料,模拟区物源以碎、块石为主,约占 $50\% \sim 70\%$,石径一般为 $8 \sim 30\text{ cm}$,物质结构较松散^[16]。因此泥石流的屈服应力较低,设为 100 Pa 。

3.2 模拟结果与实测数据比较分析

图4为屈服应力 100 Pa ,物源体积 $9.12 \times 10^4\text{ m}^3$ 条件下,不同时刻泥石流运动流深图。可以看出,在主沟和支沟泥石流同时发生的情况下, 40 s 时两条泥石流沟将发生交汇,但主沟泥石流由于坡度更大,其运动要明显快于支沟泥石流,因此两条泥石

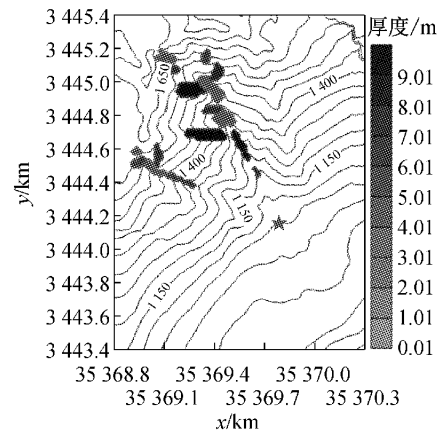


图3 研究区地形及物源分布图

Fig.3 Topography and material distribution in the study area

流到达交汇点的时间并不相同。两者按照各自原先的路径继续运动, 1 min 后,两者到达堆积区; 5 min 后主沟的泥石流又分出另一支小的支沟泥石流,流向红色村四组聚居区,最终这三条路径的泥石流都在下游地势低洼平缓处发生堆积(见图4d框选部分)。从地形图中可看出,泥石流运动的三条路径地势低于周边,属于沟壑,因此该模拟结果是合理的。根据泥石流模拟得到的数据与现场勘查得到的数据进行比较分析,两者较吻合(见表2),说明该泥石流模型能够较好地应用于当地的泥石流运动模拟分析计算。

表2 红色村干沟泥石流实测结果与模拟结果对比

Tab.2 Comparison of measured and simulated debris flow at Gangou in Hongse Village

类别	龙头标高/m	平均堆积厚度/m	沟口流速/($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)
实测	920	1.72	3.60
模拟	920~930	1.90	3.64

图5和6分别为 7 min 和 25 min 时泥石流运动的速度矢量图。 7 min 时泥石流的流速小于 $1\text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,红色村四组聚居区开始遭受泥石流的侵袭,且其右上方的个别房屋也遭遇泥石流; 25 min 时,更多的房屋受到了泥石流的侵袭,但堆积的厚度基本小于 1 m 。

3.3 不同雨强下的泥石流运动模拟分析

降雨对泥石流灾害的发生及发展都起到了至关重要的作用,在前期降雨和短历时强降雨条件下激发泥石流。前期降雨使土体中的含水量接近饱和状态,主要起到改变泥流固体物质特性的作用;而短历时强降雨则直接激发泥石流运动^[22]。现实中由于这两次降雨量数量关系复杂,难以同时估算,因此本文假设该地区在前期降雨过程中土体已饱和,用短历

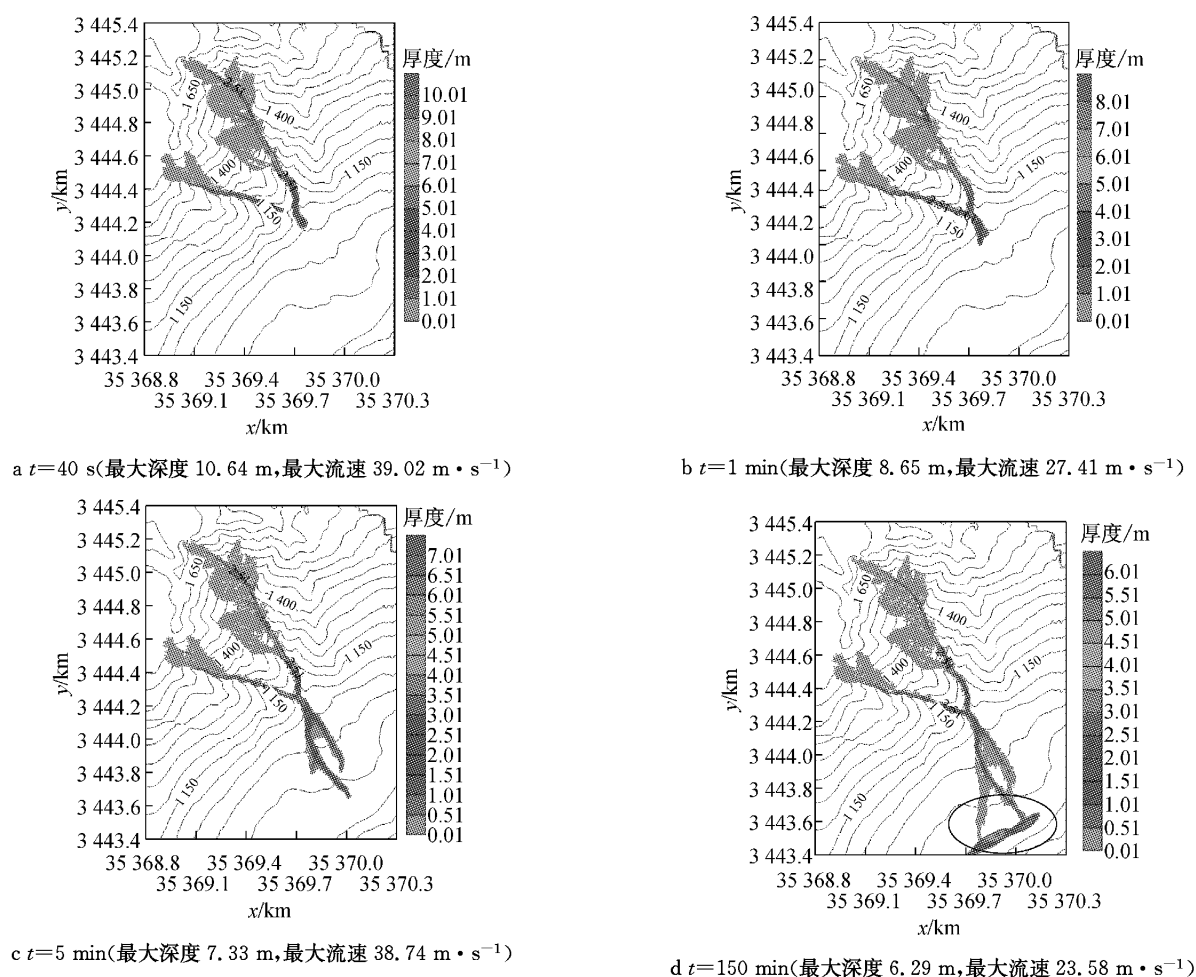


图4 泥石流运动流深分布变化过程

Fig.4 Deposition depth distribution of debris flow

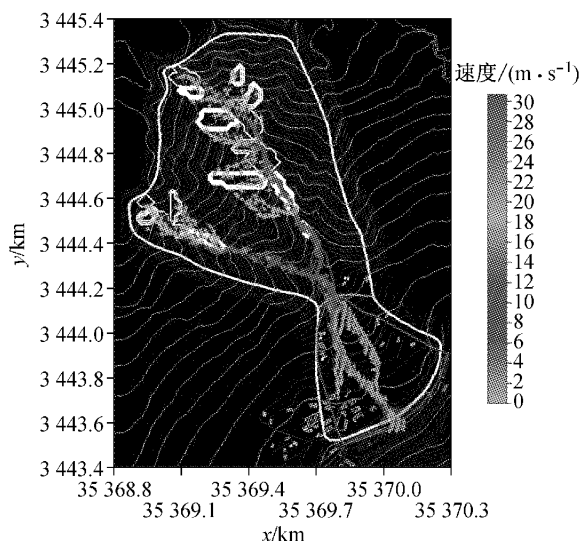


图5 7 min时泥石流运动速度矢量图

Fig.5 Velocity of debris flow 7 min later

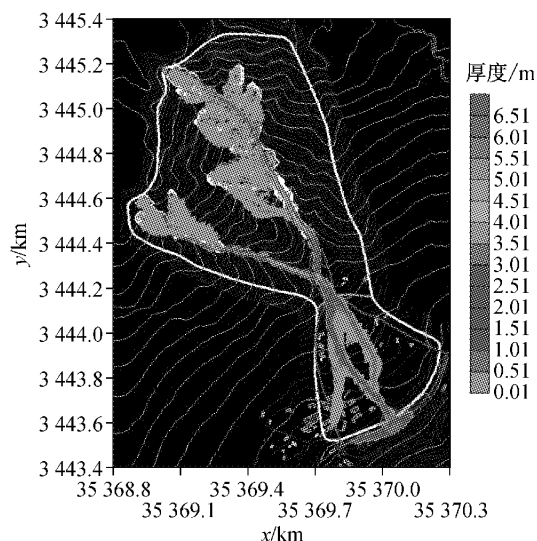


图6 25 min时泥石流运动流深分布图

Fig.6 Depth distribution of debris flow 25 min later

时强降雨阶段一小时的降雨量作为模拟泥石流运动的降雨量.将雨强分别设为 $150 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ (参照雨强)、 $100 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 和 $50 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$,通过比较这三种

情况下的泥石流运动过程来分析相同历时,雨强对泥石流流沟堆积扇平均堆积厚度及龙头位置的影响(见图7).结果表明(见表3),在物源充足、降雨历时相同的

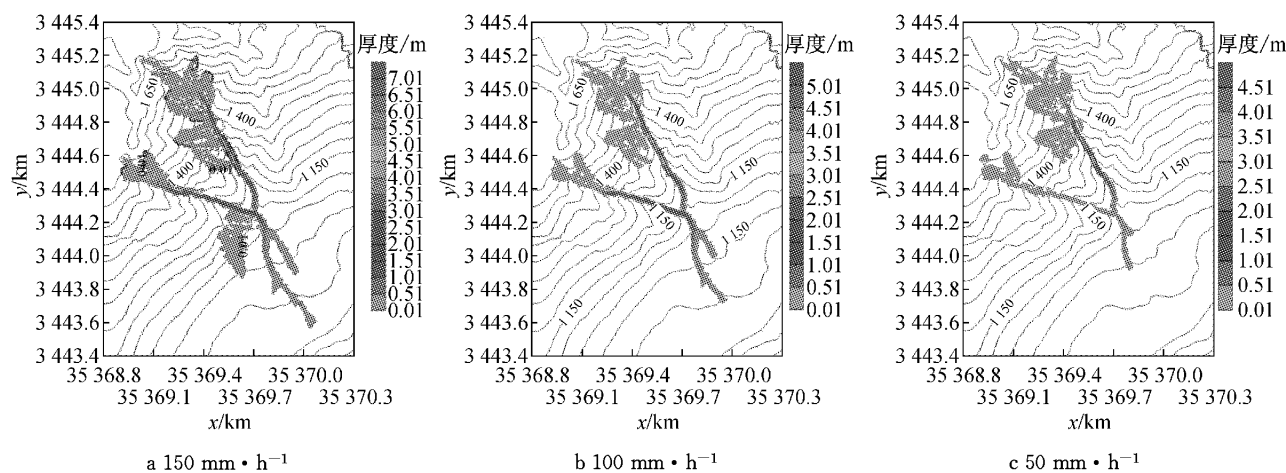


图 7 不同雨强下泥石流流深分布图

Fig. 7 Depth distribution of debris flow under different rainfall intensities

情况下,由于雨强与泥石流体积成正比,雨强减小会导致泥石流运动减缓,并且在地势较高处停止运动。当雨强由 $150\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 减小至 $100\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ (减小 33%),导致龙头标高增加 25 m (增加 2.72%),平均堆积厚度减小 0.06 m (减小 19.35%);当雨强由 $150\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 减小至 $50\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ (减小 67%),导致龙头标高增加 75 m (增加 8.15%),平均堆积厚度减小 0.14 m (减小 45.16%)。该结果对于当地泥石流的监测预警有一定的科学指导意义。

表 3 不同雨强条件下泥石流沟堆积扇堆积厚度和龙头标高的变化

Tab.3 Changes of the final front position and average deposit thickness under different rainfall intensities

雨强/ ($\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$)	平均堆 积厚度/ m	龙头标 高/m	雨量变 化量/ %	堆积厚 度变化 量/m	龙头标 高变化 量/m
150	0.31	920	—	—	—
100	0.25	945	33	—0.06	25
50	0.17	995	67	—0.14	75

4 结论

(1)DEBRIS-2D 模型模拟得到的泥石流运动趋势合理,且龙头标高、平均堆积厚度和沟口流速与实测数据较吻合。

(2)在物源充足、降雨历时相同的情况下,雨强减小导致泥石流运动减缓,并且在地势较高处停止运动。

(3)以 $150\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 为参考雨强,当雨强减小为 $100\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 时,泥石流运动的龙头标高会增加 25 m,平均堆积厚度减小 0.06 m;当雨强减小为 50

$\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 时,龙头标高增加 75 m,平均堆积厚度减小 0.14 m。

(4)泥石流运动的数值模拟不仅可以模拟泥石流的堆积范围,得到泥石流的流深、流速等重要参数在其堆积扇区的时空分布,确定泥石流危害的范围和程度,还可检验泥石流减灾工程的减灾效果。

参考文献:

[1] 铁永波,唐川. 四川省北川县暴雨泥石流的发育与汶川地震的响应特征[J]. 灾害学, 2011, 26(4): 73.
TIE Yongbo, TANG Chuan. Response characteristics between Wenchuan Earthquake and the rainfall debris flow in Beichuan County, Sichuan[J]. Journal of Catastrophology, 2011, 26 (4):73.

[2] 崔鹏,杨坤,陈杰. 前期降雨对泥石流形成的贡献:以蒋家沟泥石流形成为例[J]. 中国水土保持科学, 2003, 1(1): 11.
CUI Peng, YANG Kun, CHEN Jie. Relationship between occurrence of debris flow and antecedent precipitation: taking the Jiangjia Gully as an example [J]. Science of Soil and Water Conservation, 2003, 1(1):11.

[3] 朱平一,陈景武,汪凯. 泥石流观测与研究[M]. 北京: 科学出版社, 1996.
ZHU Pingyi, CHEN Jingwu, WANG Kai. Measurement and research of debris flow [M]. Beijing: Science Press, 1996.

[4] 田冰,王裕宜,洪永. 泥石流预报中前期降水量与始发日降水量的权重关系:以云南省蒋家沟为例[J]. 水土保持通报, 2008, 28(2): 71.
TIAN Bing, WANG Yuyi, HONG Yong. Weighted relate between antecedent rainfall and process precipitation in debris flow prediction[J]. Bulletin of Soil and Water Conservation, 2008, 28(2): 71.

[5] 林鸿州,于玉贞,李广信. 坡地地质灾害的减灾策略:以降雨预警基准为例[J]. 水科学进展, 2006, 17(4):490.
LIN Hongzhou, YU Yuzhen, LI Guangxin. Mitigation of landslide hazards: case study of rainfall warning criteria[J].

- Advances in Water Science, 2006, 17(4):490.
- [6] 苏鹏程, 刘希林, 郭洁. 四川泥石流灾害与降雨关系的初步探讨[J]. 自然灾害学报, 2006, 15(4): 19.
SU Pengcheng, LIU Xilin, GUO Jie. Primary analysis of relationship between debris flows and rainfalls in Sichuan Province [J]. Journal of Natural Disaster, 2006, 15(4): 19.
- [7] ZHOU Jiawen, CUI Peng, YANG Xingguo, *et al.* Debris flows introduced in landslide deposits under rainfall conditions; the case of Wenjiagou gully [J]. Journal of Mountain Science, 2013, 10(2): 249.
- [8] O'Brien J S, Julien P Y, Fullerton W T. Two-dimensional water flood and mudflow simulation [J]. Journal of Hydraulic Engineering, 1993, 119(2): 244.
- [9] Aleotti P, Polloni G. Two-dimensional model of the 1998 Sarno debris flows (Italy): preliminary results [C]//Third International Conference on Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction and Assessment. Davos: [s. n.], 2003: 553-563.
- [10] Garcia R, López J L, Noya M, *et al.* Hazard mapping for debris flow events in the alluvial fans of northern Venezuela [C]//Third International Conference on Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction and Assessment. Rotterdam: Millpress, 2003: 10-12.
- [11] Peng S H, Lu Sh Ch. FLO-2D Simulation of mudflow caused by large landslide due to extremely heavy rainfall in Southeastern Taiwan during Typhoon Morakot [J]. Journal of Mountain Science, 2012, 10(2): 207.
- [12] Liu K F, Wu Y H. The assessment of debris flow hazard in Korea using DEBRIS-2D [C]//International Symposium in Pacific Rim, Taipei. Rotterdam: [s. n.], 2010: 820-827.
- [13] 郝文辉, 马爱民, 郭巨, 等. 都江堰虹口乡红色村干沟泥石流应急勘查报告[R]. 秦皇岛: 河北省地勘局秦皇岛资源环境勘查院, 2010.
HAO Wenhui, MA Aimin, GUO Ju, *et al.* Emergency survey report of debris flow at Gan gully in Hongse Village, Dujiangyan [R]. Qinhuangdao: Qinhuangdao Resource Environment Survey Institute, Geological Unit of Hebei Geological Exploration Bureau, 2010.
- [14] 郝文辉, 杨燕雄, 孟凡杰, 等. 四川省都江堰市“8.13”干沟泥石流特征及成因[J]. 地质灾害与环境, 2013, 24(2): 1.
HAO Wenhui, YANG Yanxiong, MENG Fanjie, *et al.* Characteristics and causes of the August 13th Gangou Debris Flow in Dujiangyan [J]. Journal of Geological Hazards and Environment Preservation, 2013, 24(2): 1.
- [15] 孙娟, 郝文辉, 贡长青, 等. 都江堰市红色村干沟泥石流活动特征及危险性评估[J]. 中国环境管理干部学院学报, 2011, 21(2): 40.
SUN Juan, HAO Wenhui, GONG Changqing, *et al.* Activity characteristics and risk assessment of Gangou debris flow in Hongse Village in Dujiangyan City [J]. Journal of EMCC, 2011, 21(2): 40.
- [16] 郝文辉. 都江堰市震后泥石流灾害特征与防治对策研究[D]. 上海: 同济大学, 2010.
HAO Wenhui. Study on disaster features and control strategy of Dujiangyan city after the earthquake [D]. Shanghai: Tongji University, 2010.
- [17] 刘格非, 魏士超, 邓宝成. 累计雨量对土石流影响范围评估之影响[J]. 中华水土保持学报, 2013, 44(3): 225.
LIU Gefei, WEI Shichao, DENG Baocheng. The influence of accumulative precipitation on debris flow hazard [J]. Journal of Chinese Soil and Water Conservation, 2013, 44(3): 225.
- [18] Julien P Y, Lan Y. Rheology of hyperconcentrations [J]. Journal of Hydraulic Engineering. 1991, 117(3): 346.
- [19] 黄名村. 土石流灾害范围之数值模拟及利用微波侦测土石流之研究[D]. 台北: 台湾大学, 2003.
HUANG Mingcun. Numerical simulation of debris flow hazard area and detecting debris flow by microwave [D]. Taipei, Taiwan University, 2003.
- [20] Wu Y H, Liu K F, Chen Y Ch. Comparison between FLO-2D and DEBRIS-2D on the application of assessment of granular debris flow hazards with case study [J]. Journal of Mountain Science, 2012, 10(2): 293.
- [21] Takahashi T. Debris flow [J]. Annual Review of Fluid Mechanics, 1981, 13: 57.
- [22] 陈宁. 泥石流发生降雨条件模拟研究: 以岷江流域映秀段地区为例[D]. 成都: 成都理工大学, 2014.
CHEN Ning. Study on simulation of debris flows caused by rainfall with Yingxiu segment region of the Minjiang river as an example [D]. Chengdu: Chengdu University of Technology, 2011.