

裴钻, 裴向军, 张雄, 等. 汶川地震极震区泥石流动力特征及参数研究——以安县高川乡为例[J]. 灾害学, 2015, 30(3): 021–025. [Pei Zuan, Pei Xiangjun, Zhang Xiong, et al. Debris flow dynamic characteristics and parameters In Magistoseismic Areas[J]. Journal of Catastrophology, 2015, 30(3): 021–025.]

汶川地震极震区泥石流动力特征及参数研究

——以安县高川乡为例*

裴 钻, 裴向军, 张 雄, 顾文涛, 郑海君

(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)

摘 要: 2008年汶川8.0级地震发生以来, 极震区泥石流爆发频率有增无减且规模越来越大, 破坏性越来越强, 严重威胁灾区人民生命财产安全。对比采取现场勘查、遥感图像分析、历史资料对比分析等方法, 分析了极震区泥石流动力特征受地形、地层、物源等因素的影响, 特别是泥石流爆发过程中深侵蚀和溃决对泥石流动力特征的影响。针对四川安县高川乡流域泥石流沟的调查和分析, 建立泥石流流量–冲刷模型, 分析了常规地区泥石流峰值流量与极震区泥石流峰值流量差别, 推导出极震区峰值流量及冲刷深度定量计算公式。通过实例分析, 理论与实际具有较好的一致性, 对极震区泥石流动力参数计算具有较好适用性和有效性。

关键词: 极震区; 泥石流; 动力特征; 参数; 汶川地震; 四川安县

中图分类号: P642.2; X43 **文献标志码:** A **文章编号:** 1000–811X(2015)03–0021–05

doi: 10.3969/j.issn.1000–811X.2015.03.004

汶川8.0级大地震发生以来的大量事实表明, 汶川震区崩塌、滑坡、泥石流活动仍极为旺盛^[1–2], 尤其是极震区泥石流不断地造成大量的人员伤亡及财产损失, 如2008年北川县“9.24”暴雨泥石流灾害致42人死亡, 重要基础设施损毁严重; 2010年“8.13”强降雨使龙池镇50余条沟同时爆发泥石流, 进入龙溪河的固体物源总量达到 $1 \times 10^7 \text{ m}^3$; 2013年“7.8”强降雨使安县近100条沟同时爆发泥石流, 导致该县2万余人受灾, 失踪10余人, 尤其该县高川乡暴雨期间沟沟爆发泥石流, 整个乡镇交通中断成为孤岛。震后规模不大或未造成重大人员伤亡的泥石流灾害更是不胜枚举, 经历6个雨季后, 为什么汶川震区泥石流爆发频率是有增无减且规模和危害性越来越大?

震后较多个国内专家对汶川震区的研究表明在强降雨极端气候的影响下, 震后较长一段时间发生大规模地质灾害是必然的, 且难以杜绝。崔鹏认为“汶川震区地质灾害将活跃维持20~30年”^[3]; 唐川认为“至少在10年内, 滑坡和泥石流活动趋势是强烈的, 之后将会经历恢复期, 直至斜坡稳定”^[4], 谢洪等认为“可能持续10~30年, 甚至更长时间”^[5]。对于灾区目前来看泥石流是一种威胁及其严重的灾种, 而且持续时间较长。尤其

目前震后泥石流的特征研究主要集中在雷发洪等的震后泥石流激发雨量研究^[6], 梁京涛等的强震区小流域泥石流发育特征研究^[7], 刘洋等的龙池地区群发性泥石流物源敏感性分析^[8], 然而对极震区动力参数研究较少, 目前计算暴雨型泥石流动力特征参数研究的方法主要有形态调查法、配方法、综合成因法和地区性统计经验公式法。其中在配方法中考虑堵塞因素, 就是线性雨洪法^[9], 是目前运用最广泛的流量计算方法。对于冲刷深度目前针对水对建筑物冲刷深度进行研究相对较多, 但对于泥石流冲刷深度研究较少, 仅朱兴华等对稀性泥石流的冲刷归纳成3种不同的模式, 并分别推导了这3种不同冲刷条件下, 河床面冲刷深度的计算方法进行了研究^[10]。但对极震区泥石流动力特征及参数目前并没有相应的计算方法。传统泥石流的动力参数计算公式不能满足震后极震区泥石流计算要求, 本文通过震后安县高川乡泥石流爆发前后现场勘查、遥感图像分析、历史资料对比等方法, 具体分析了该区域泥石流的动力成因、流量、流速、侵蚀深度等动力因素, 概括了受地震强烈影响区域的泥石流的一些动力特征及其适合震后泥石流动力参数的公式。

* 收稿日期: 2014–12–24

修改日期: 2015–03–02

基金项目: 科技支撑计划(2011BAK12B03); 四川省科技创新团队项目(2011JTD012)

作者简介: 裴钻(1980—), 男, 四川渠县人, 博士, 主要从事地质灾害研究。E-mail: 27825683@qq.com

1 研究区概况

高川乡位于四川省绵阳市安县西北部,成都以北 120 km。出露地层有震旦系、寒武系、泥盆系、石炭系、二叠系、三叠系及新生界第四系松散堆积层。研究区为四川龙门山褶皱带与四川盆地结合部,分属两个一级构造单元:以大光包斜冲断层为界,西北部属龙门山地槽、东南部属川西坳陷区;按构造型式分为北东向挤压带、太平场旋转构造及绵阳帚状构造。该地区构造发育,映秀-北川断裂,是导致汶川 8.0 级地震活动的断层,为推覆逆冲断层,断层倾向 NW,倾角 $60^{\circ} \sim 70^{\circ}$ (图 1)。

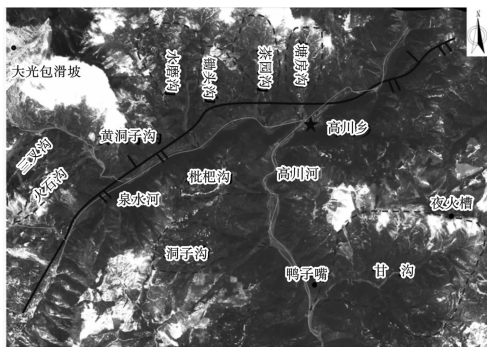


图 1 高川乡泥石流沟分布图

研究区震后多次发生泥石流,尤其在 2013 年 7 月 8 日 21 时至 9 日 05 时,安县高川一带受 50 年不遇的暴雨,总降雨量为 341.7 mm,4 h(即 8 日 22 时至 9 日 01 时)降雨量为 293.7 mm,1 h(8 日 23 时)最大降雨量为 99.3 mm,超该区 50 年一遇雨强。暴雨形成洪流,携带大量堆积于沟谷、斜坡上的松散物质,冲出沟谷,形成多条泥石流。其中主要泥石流沟包括:茶园沟、塘房沟、三叉沟、火石沟、水磨沟、锄把沟、枇杷沟、洞子沟、甘沟,进入高川河的固体物源总量达到 $5 \times 10^6 \text{ m}^3$ 其高川乡典型泥石流沟分布见图 1。

2 研究区泥石流特征

通过震后极震区泥石流勘查、遥感图像分析,极震区泥石流的动力参数的异常,主要是受极震区泥石流的特征影响,下面从高川乡泥石流发生时地形特征、物源特征、侵蚀特征、溃决特征对极震区泥石流动力参数的影响进行分析。

(1) 地形特征

高川乡所在区域总体属深切割裂构造侵蚀中山地形,地势北西高南东低,最高海拔为大光包 3 047 m,最低海拔约 1 000 m,地形陡峻,沟谷狭

窄,坡度一般在 $30^{\circ} \sim 50^{\circ}$ 。一般情况认为地形越陡越容易产生滑坡和崩塌,但李忠生^[11]认为在我国西南地区,最容易触发滑坡的坡度为 $35^{\circ} \sim 45^{\circ}$ 之间;据统计,目前高川乡 93% 滑坡发生在 $30^{\circ} \sim 40^{\circ}$ 地形坡度上,此坡度为汶川地震滑坡发育最为敏感的坡度,在此坡度上地震波对岩土体损伤也是最为严重,此类地形上潜在不稳定斜坡较为发育,为暴雨工况下泥石流发生提供了大量的物源。

(2) 物源特征

地震过程中地震触发了数万计的崩塌与滑坡,产生了巨量的松散物源。据地质灾害详细调查统计数据,在数量上汶川地震诱发的滑坡以小型、中型为主,而物源统计比例上以大型、巨型滑坡所占比例最多,总体上为坡顶巨型或大型滑坡较多,坡脚中型及小型滑坡较多,原因在于坡体下部高程低,体波传递过程耗能少,到达坡表后产生的面波能量大,同时可以结合地表传来的面波,造成向上传播的面波能量大于向下传播的面波能量^[12]。通过面波沿坡面向坡顶传播,能量不断地在山顶叠加,从而在顶部形成地震放大效应。通过高川各沟域调查统计表明,在每条沟的顶部均有一个体积较大的崩滑体,如甘沟泥石流坡顶还有 $10 \times 10^4 \text{ m}^3$ 残余体,是主要的泥石流物源,如火石沟顶有 $300 \times 10^4 \text{ m}^3$ 崩滑堆积体。研究区高程在 800 ~ 1 600 m 范围内,地震放大效应不明显,在高程 1 600 ~ 1 800 m 区间后凸显,沟域内高程 1 800 ~ 2 100 m 范围内滑坡个数有所降低,但总体积与平均体积均突变,斜坡高程放大效应明显。由于沟顶多发育有大型高位滑坡,极震区泥石流沟顶松散物源异常丰富泥石流发作持续年份长,动力较大,破坏性极强。

(3) 侵蚀特征

在强震作用下泥石流沟道顶部山体内部损伤形成大量裂隙,由于后期降雨的作用,雨水沿岩体裂隙下渗形成静水压力,再加上自身重力作用,导致震裂面的延伸、扩展和贯穿,从而破坏岩体的内部结构,岩土体失稳形成高位能体体积型滑坡,滑坡堆积物进入沟道和强大的地表径流一起下泄形成泥石流。强震泥石流对于沟道侵蚀主要有沟床侵蚀、沟岸侵蚀和溯源侵蚀 3 种^[13-14]。此类泥石流运动中表现出了强大的侵蚀能力,流体携带的巨大石块强烈冲蚀、铲刮沟岸和沟床,使沟道普遍加宽,沟床下切深度加大。此外,泥石流过程也产生了溯源侵蚀,泥石流的溯源侵蚀迅速加深沟谷后,沟谷源头因重力侵蚀作用加强而不断向分水岭方向后退,使沟谷长度不断增加,形成溯源侵蚀。上述侵蚀作用表现在坡面泥石流的形成

也很典型, 发生在高川火石沟的高位堆积体泥石流, 由于强大的水流侵蚀, 在松散的滑坡堆积体表面下切形成细沟, 随着沟道的不断加深拓宽和溯源侵蚀, 最后塑造成典型的堆积体泥石流。因此具有高动能和高势能的泥石流在下泄过程中, 不断地侵蚀沟道和沟道两侧斜坡, 因此泥石流在运动过程中对运移过程存在强烈的刮铲效应^[15]。据统计高川乡泥石流沟 90% 的沟域产生沟床及沟岸侵蚀。

(4) 溃决特征

地震崩塌体滑动后形成负地形,流域汇水能力显著增强,雨水快速汇集,洪流如同“消防水管”快速集中对坡面松散体形成拉槽,对槽的两侧进行掏蚀,雨水混合松散体形成具有一定粘度的洪流。泥石流在沟道一定部位产生淤塞,随着上游泥石流的不断袭来,堰塞坝承受的推力逐渐增大,坝体浸润线上升,孔隙水压力升高,进而溃决^[16]。产生的大流量高能量泥石流,对沿途崩滑堆积产生强大的掏蚀带动作用,对沟道物源将产生揭底铲刮作用,使泥石流流量进一步扩大。随沟道的“陡缓”泥石流将表现“冲淤”的特征,部分沟道表现出多次溃决的现象。根据安县高川乡甘沟地震前后触发泥石流临界日降雨量的统计表明,该沟震前临界日降雨量为 297.8 mm,震后临界日降雨量为 53.4 mm,泥石流触发条件降低了 82.1%。震后泥石流的启动及物源的带动主要经历:汇流沟床侵蚀—堵塞—溃决—揭底。据调查高川乡甘沟、火石沟、塘房沟、三叉沟等泥石流沟属于溃决型泥石流。

综上所述,极震区的地形、高位物源、侵蚀、溃决等特征,对泥石流动力特征影响较大,目前仅从定性的角度进行分析,下面对具体通过动力学的分析方法建立了泥石流冲刷模型,对极震区泥石流动力特征参数进行定量分析。

3 泥石流动力参数计算

通过对极震区泥石流特征分析,极震区泥石流动力参数与常规地区泥石流动力参数有较大的差别,利用泥石流冲刷过程中动量守恒作为基础对泥石流的流量及冲刷深度进行定量计算。

3.1 峰值流量计算公式

梁至勇^[17]利用动量守恒为基础,对泥石流冲刷率的表达式进行了推导。本文依据泥石流在运动过程中能量的转换,建立了一个基于动力学计算泥石流峰值流量的模型(图2)。泥石流在运动过程中,流体必定会克服运动过程中流体和地表的

阻力而消耗自身能量,同时阻力对沟床表面的物质做正功,一旦流体摩擦阻力大于沟道颗粒之间的内摩擦力,沟道中的物质将随着流体一起被带走,流量不断增加,从而导致下游的冲刷加剧。因此本文考虑到流量和冲刷率必然的关系,对沟道泥石流流量的公式进行推导。未考虑侵蚀作用(进入单元前流量没有变化时),第1和第2断面能量守恒。

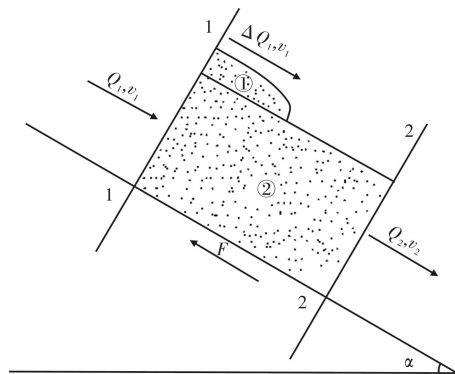


图2 泥石流沟道侵蚀冲刷示意图

$$\frac{1}{2} \rho'_{\circ} (Q_2 v_2^2 - Q_1 v_1^2) \nabla t = Q(t) \tan \alpha v(t) \nabla t^2 + Fv(t) \nabla t, \quad (1)$$

根据文献[14]可知, F 和 Q_B 、 B 成正相关, 所以令泥石流阻力变化率 $\frac{dF}{dt} = \eta B Q_B$, 其中 η 是综合放大因子, B 是沟道宽度。

$$\rho'_o V \nabla Q(t)' = K \eta B - K \gamma_s J \nabla Q(t)。(10)$$

对微分方程(10) 进行求解可得:

$$\nabla Q(t) = \frac{\eta B}{\gamma_s J} (1 - e^{-\frac{K \gamma_s J}{\rho'_o V}}) Q_B。(11)$$

考虑到泥石流启动时的初始流量, 由式(11) 可得峰值流量 Q_c :

$$Q_c = \nabla Q(t) + \chi = \frac{\eta B}{\gamma_s J} (1 - e^{-\frac{K \gamma_s J}{\rho'_o V}}) Q_B + \chi。(12)$$

$$\text{令 } A = \frac{B}{\gamma_s J} (1 - e^{-\frac{K \gamma_s J}{\rho'_o V}}) Q_B \text{ 且 } K = 2, \text{ 则}$$

$$Q_c = \eta A + \chi。(13)$$

式中: ρ' 和 γ_s 分别指泥石流密度 (kg/m^3) 和容重 (N/m^3); Q_1 和 Q_2 分别是泥石流冲刷前流量 (m^3/s) 和冲刷后流量 (m^3/s); ∇Q 表示冲刷过程中流量变化量; V 表示流量变化部分的速度; F_1 和 F_2 分别表示冲刷前和冲刷后泥石流受到的阻力 (N); χ 为极震区初始流量修正值。

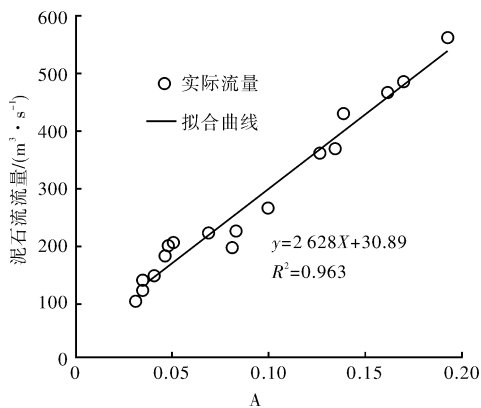


图3 流量和 A 的关系曲线 (频率 $p = 2\%$ 和 5%)

由 A 和 Q_c 的拟合结果表1 可知, 拟合的 $R^2 = 0.963$, 由式(13) 可得 $\eta = 2628$ 且 $\chi = 30.89$ 。

代入式(12) 可以得到泥石流峰值流量:

$$Q_c = \frac{2628B}{\gamma_s J} (1 - e^{-\frac{K \gamma_s J}{\rho'_o V}}) Q_B + 30.89。(14)$$

表2 高川乡典型泥石流沟冲刷深度的拟合参数

	B/m	$\rho/(\text{t}/\text{m}^3)$	$C/(\text{m}/\text{s})$	$Q_c/(\text{m}^3/\text{s})$	实际冲刷深度 /m	$\Delta h/\text{m}$	$B\Delta h/\text{m}^2$	$\rho C Q_c/(\text{t} \cdot \text{m} \cdot \text{s}^{-2})$
水磨沟	8	1.58	10.62	443.22	5.16	4.53	36.24	7437.11
洞子沟	15	1.59	10.62	178.85	1.12	1.15	17.25	3019.96
磨房沟	20	1.74	21.16	121.56	1.24	1.45	29.00	4477.19
615 工号后山	15	1.47	16.2	150.20	1.32	1.97	29.55	3576.89
三岔沟	9	1.55	21.6	528.11	10.91	9.82	88.41	17681.04
甘沟	15	1.80	26.24	234.82	4.10	3.30	49.50	11062.03
茶园沟	10	1.95	16.52	372.00	6.66	6.28	62.80	11986.65
枇杷沟	10	1.75	20.73	106.31	2.14	2.10	21.00	3846.89
火石沟	20	1.78	16.2	277.92	2.22	2.70	54.00	8009.66

表1 高川乡典型泥石流沟流量拟合参数

特征参数	B/m	$J/\%$	A		Q_c	
			$P = 2\%$	$P = 5\%$	$P = 2\%$	$P = 5\%$
水磨沟	8	36	0.1569	0.1339	450.16	411.83
洞子沟	15	62	0.0563	0.0425	200.15	180.00
磨房沟	20	41	0.0345	0.0287	120.12	110.12
615 工号后山	15	49	0.0454	0.0406	181.94	159.78
三岔沟	9	42	0.1892	0.1662	550.32	466.94
甘沟	15	24	0.0776	0.0755	203.09	174.38
茶园沟	10	25	0.1298	0.1214	350.41	339.21
枇杷沟	10	24	0.0287	0.0249	100.00	80.11
火石沟	20	35	0.0940	0.0642	247.88	199.89

3.2 冲刷深度计算公式

据梁至勇研究可知, 冲刷面积 $B\Delta h$ 与流量、最大浑水密度和洪水传播速度之积存在一定的关系。

从图4 可得出: $\rho C Q_c = 188.3 B \Delta h$ 。

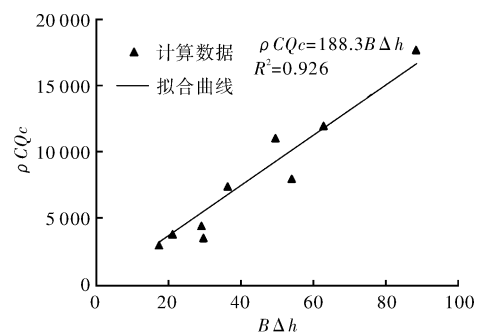


图4 冲刷深度与 拟合曲线

将上面 Q_c 的公式代入到(14) 得到:

$$\Delta h = \frac{1}{188.3B} \rho C \left[\frac{2628B}{\gamma_s} (1 - e^{-\frac{K \gamma_s J}{\rho'_o V}}) Q_B + 30.89 \right]。(15)$$

4 计算实例与模型分析

以高川乡的塘房沟、荏树沟和锄把沟为例 (特征参数见表3), 对本文极震区泥石流流量计算公式进行验算。从资料分析的结果看, 用实测流量数据和本文式(14) 计算的泥石流流量 $Q_c \Delta h$ 进行分析比较。从表3 可以看出, 实测泥石流流量值及冲刷深

表3 计算和实测流量及冲刷深度的对比

特征参数	B/m	$J/\%$	实际流量 $Q_c/$ (m^3/s)	雨洪法 $Q_c/$ (m^3/s)	计算流量 $Q_c/$ (m^3/s)	放大倍 数 $\%$	误差 $\%$	实际冲刷 深度 m	计算深 度 m	误差 $\%$
塘房沟	13	31	287.6	107.5	270.3	268	7.9	2.29	2.37	3
荏树包	10	35	67.3	10.4	61.3	645	8.9	0.68	0.62	9
锄把沟	8	32	100.3	40.5	97.1	248	3.2	1.79	1.40	5

度比雨洪法计算值大,并且放大倍数较大,说明雨洪法并没有考虑放大因子、沟道宽度等因素,造成该方法在计算极震区泥石流流量不适用;而本文提出的计算方法计算的结果和实测流量有较高的吻合度,误差都小于10%,可见本文方法的正确性和优越性。

5 结论

(1)高川乡93%滑坡发生在 $30^\circ \sim 40^\circ$ 地形坡度上,大-巨型滑坡均发生在该地形的高位,泥石流发生过程中产生的侵蚀和堵溃决作用,导致高川乡泥石流的动力特征的异常。

(2)极震区泥石流通过动量守恒原理,建立了一个基于动力学计算泥石流峰值流量的模型,通过拟合极震区泥石流现场调查特征数据,得到了泥石流流量及冲刷深度的计算公式。再通过对实例分析计算得到的结果显示误差率都小于10%,计算的流量值和实际流量值有较好的吻合,说明本文方法的正确性和优越性。

(3)该方法运用在汶川地区、北川地区、绵竹地区等汶川地震中地震烈度达到IX度的极震区中规模较大流域的泥石流流量计算具有一定的适用性。

参考文献:

[1] 殷跃平. 四川汶川地震触发地质灾害研究[J]. 工程地质学报, 2008, 16(4): 433-444.

- [2] 许强. 汶川大地震诱发地质灾害主要类型与特征研究[J]. 地质灾害与环境保护, 2009, 20(2): 86-93.
- [3] 崔鹏, 韦方强, 何思明, 等. 512汶川地震诱发的山地灾害及减灾措施[J]. 山地学报, 2008, 27(3): 280-282.
- [4] 唐川. 汶川地震区暴雨滑坡泥石流活动趋势预测[J]. 山地学报, 2010, 28(13): 341-349.
- [5] 谢洪, 钟敦伦, 矫震, 等. 2008年汶川地震重灾区的泥石流[J]. 山地学报, 2009, 27(4): 501-509.
- [6] 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.
- [7] 梁京涛, 唐川, 王军, 等. 强震区小流域泥石流发育特征研究——以四川省绵竹市罗家沟泥石流为例[J]. 灾害学, 2013, 8(3): 100-104.
- [8] 刘洋, 唐川, 李为乐, 等. 四川省都江堰市龙池地区群发性泥石流源敏感性分析[J]. 灾害学, 2013, 8(2): 107-113.
- [9] 胡凯衡, 崔鹏, 游勇等. 汶川灾区泥石流峰值流量的非线性雨洪法修正[J]. 四川大学学报, 2010, 42(5): 52-57.
- [10] 朱兴华, 崔鹏, 周公旦, 等. 稀性泥石流冲刷规律的试验研究[J]. 水利学报, 2012, 43(supp. 2): 85-91.
- [11] 李忠生. 国内外地震滑坡灾害研究综述[J]. 灾害学, 2003, 18(4): 64-70.
- [12] 冯文凯, 黄润秋, 许强. 地震波效应与山体斜坡震裂机理深入分析[J]. 西北地震学报, 2011, 33(1): 20-25.
- [13] 康志成, 李焯芬. 中国泥石流研究[M]. 北京: 科学出版社, 2004: 79.
- [14] 潘华利, 欧国强, 柳金峰. 泥石流沟道侵蚀初探[J]. 灾害学, 2009, 24(1): 40-43.
- [15] Grosta G, Imposimato S, Roddeman D. Numerical modeling of entrainment in rock and debris-avalanches[J]. Engineering Geology, 2009, 109(2): 135-145.
- [16] 唐川. 汶川地震区暴雨滑坡泥石流活动趋势预测[J]. 山地学报, 2010, 28(3): 341-349.
- [17] 梁至勇, 匡尚富, 王兆印, 等. 高含沙洪水冲刷规律的探讨[J]. 泥沙研究, 1999(12): 68-73.

Dynamic Characteristics and Parameters of Debris Flows in Wenchuan Earthquake Meizoseismal Area ——A Case Study on Gao Chuan in Anxian County

Pei Zuan, Pei Xiangjun, Zhang Xiong, Gu Wentao and Zheng Haijun
(State Key Laboratory of Geo-hazard Prevention and Geo-environment Protection, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, China)

Abstract: Since M8.0 Wenchuan earthquake in 2008, the outbreak frequency of debris flows in the meizoseismal area is increasing both in number and scale, imperiling life and property safeties of people in the disaster area seriously. We use field exploration, remote sensing image analysis, historical data analysis and other methods to analyze the influence of debris flow dynamic characteristics affected by terrain, stratum, source, etc in meizoseismal area, especially the affection of debris flow in the process of landslide outbreak and erosion. According to the investigation and analysis of the Gaochuan valley debris flow gully, we establish a flow-flushing model to analyze the difference of landslide dynamic parameters in the meizoseismal area and normal region, and deduce the quantitative calculation formula of peak flow and scour depth in meizoseismal area. Through the case analysis, we found the theory has a good consistency with practice, which has a good applicability and effectiveness in calculating dynamic parameters of debris flow in the meizoseismal area.

Key words: meizoseismal area; debris flow; dynamic characteristic; parameter; Wenchuan earthquake; Anxian County in Sichuan