

文章编号: 1008-2786-(2013)3-356-06

地震后泥石流临界雨量变化特征 ——以汶川地震区小岗剑沟为例

陈源井 余斌 朱渊 王涛 亓星

(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: 在地震的影响下,泥石流暴发所需的临界降雨条件降低。通过现场调查分析,首先得出小岗剑沟泥石流沟床起动的形成机理及其“地震-滑坡-碎屑堆积-降雨-泥石流”的形成特征,然后在建立了泥石流发生的临界雨量模式基础上,以小岗剑沟泥石流临界雨量为研究对象,采用将其地震前后临界雨量相比较的方法,得到了临界雨量的变化特征,并探索变化的原因。小岗剑沟 2010 年暴发泥石流的临界雨量约为地震前的 21%,2011 年暴发泥石流的临界雨量约为地震前的 23%,地震后临界雨量大幅度下降。但随着泥石流活动的不断发生,临界雨量有逐渐恢复的趋势。

关键词: 小岗剑沟; 泥石流; 地震; 启动机理; 临界雨量

中图分类号: P624.23

文献标志码: A

处于强烈地震影响区内的泥石流流域,在地震后泥石流的形成条件会发生较大的变化:流域的固体松散物质增多,其中沟床上停留的崩塌滑坡碎屑物明显增多;沟道内多处被滑坡或崩塌堆积体堵塞或半堵塞。泥石流形成条件的改变直接导致了泥石流暴发所需的水力条件大幅降低。如四川省都江堰市的龙池一带,在“5·12”汶川地震之前,大部分沟谷都属于低频率泥石流沟,泥石流暴发的临界降雨条件较高,一般需要 50~100 a 一遇的暴雨才能激发泥石流。但是在 2008 年的汶川地震后的 2010-08-13 和 18 日,龙池连续暴发了 2 次群发性泥石流,而激发这 2 次泥石流的降雨频率只分别相当于 20 a 一遇和 10 a 一遇^[1]。地震对泥石流暴发所需的降水条件究竟有多大影响,不同的研究区域有着不同的研究结果:台湾学者^[2]认为 1999 年集集地震使陈友兰溪流域泥石流暴发的小时雨强和累积降雨量降低到震前所需的 1/3;唐川研究了 2008 年北川

“9·24”泥石流后指出在汶川地震后,北川县泥石流暴发的前期累积降雨量降低 14.8%~22.1%,小时雨强降低了 25.4%~31.6%^[3]。

准确认识地震对泥石流暴发临界雨量的影响,对震区泥石流的准确预报和规避灾害风险有极大的关系,并对震区泥石流的发展趋势和活动规律研究也有重要意义。本文通过收集 2008 年汶川地震重灾区内的四川省绵竹市清平乡小岗剑沟泥石流资料,分析该沟泥石流暴发的临界雨量的演变情况,得到在不同时间段内,地震对该沟泥石流暴发临界雨量的影响,为泥石流预警预报提供参考依据。

1 泥石流灾害

2008-05-12T14:28,四川省汶川县发生里氏 8.0 级地震,造成严重的人员伤亡和财产损失。同时,在龙门山断裂带诱发了大量的滑坡、崩塌、堰塞

收稿日期(Received date): 2013-01-25; 改回日期(Accepted): 2013-04-10。

基金项目(Foundation item): 贵州省地质灾害监测预警与决策支持平台研究子项目贵州省泥石流启动机理及预警预报研究(编号 ZG0064)。

[Guizhou Province Geological Disaster Monitoring and Early Warning and Decision Support Platform Research Subprojects: Guizhou Province Debris Flow Start Mechanism and Early Warning and Forecasting(No. ZG0064).]

作者简介(Biography): 陈源井(1987-),男,四川郫县人,硕士研究生,主要从事地质灾害防治相关工作。[Chen Yuanjing(1987-),male,Han nationality,born in Pixian County,Sichuan,graduated student,Undertaking research on prevention of geological disasters.]E-mail: 877811775@qq.com

湖等次生山地灾害。清平乡境内在震后多次暴发大规模泥石流,其中小岗剑沟泥石流灾害是最为严重的灾害之一。而在“5·12”地震之前,小岗剑沟泥石流活动极少,危害方式主要表现为山洪过流路面及其堆积物造成的局部堵断公路^[4]。

从2008-05-12—2011-09-05,小岗剑沟共发生20余次泥石流,淤埋公路,堵断绵远河形成堰塞湖,导致汉(旺)清(平)公路多次断道。

在这20余次泥石流事件中,2009年雨季至2011-09-05期间,小岗剑沟发生了10次泥石流:2009年1次,2010年4次和2011年5次^[3]。其中,以下3次规模较大:2010-08-13,泥石流严重堵断公路;2010-09-18T6:00,清平乡普降小雨,9时30min左右转为强降雨,5min最大降雨量为12.5mm,1h降雨量约为30mm,小岗剑沟暴发了大规模泥石流;2011-09-05,受强降雨影响,小岗剑沟暴发泥石流,泥石流冲入绵远河堵塞河道,并阻断公路。

2 流域概况及泥石流形成条件

小岗剑沟属于四川盆地中亚热带季风性湿润气候区,气候温和,降水充沛,四季分明。春季降雨较少,常有春旱发生;夏季暴雨较多,伏旱很少,常有洪涝;秋季气温下降快,常有连绵阴雨;冬季长而少雨多阴天。

从汶川地震后激发小岗剑沟泥石流的降雨量来看,小岗剑沟流域夏季的暴雨都能激发泥石流活动。2010-07-31暴雨导致泥石流活动,小时雨量达51.7mm;2011-07-04暴发泥石流,总降雨量182.4mm,最大1h降雨量46.4mm。吴积善等的研究表明,四川山区泥石流激发雨量一般为一次雨量48~50mm或10min雨量8~12.2mm,1min雨强0.8~1.2mm^[5]。由此可见,小岗剑沟泥石流暴发的降雨条件与前人的研究结果相符合。

地形是泥石流形成的必要条件,制约着泥石流的形成和运动,影响着泥石流的规模和特性。小岗剑沟上游地形陡峻,最高点位于流域东侧,海拔1987m;最低点沟口,海拔810m,相对高度达1177m。流域整体呈东高西低(图1),面积1.36km²,沟床纵比降412‰,主沟长度2.59km,流域宽度330~990m,两侧斜坡坡度较陡,一般在30°~70°,局部为陡崖。主沟左侧发育一条支沟,长度1.54km,

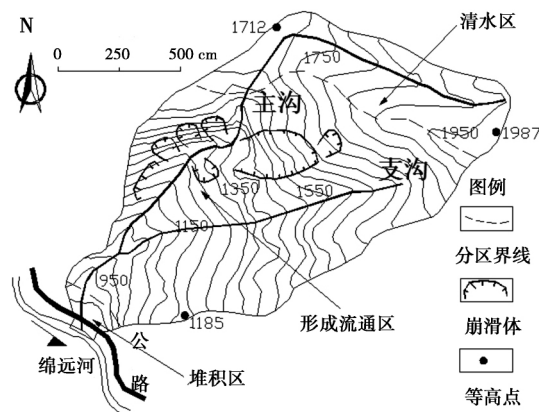


图1 小岗剑沟流域图

Fig. 1 Drainage map of Xiaogangjian Gully

沟域面积0.61km²,平均纵坡625‰,最高点高程1980m,最低点高程为960m,相对高度为1020m^[4]。流域平面形态呈桃叶形,有利于泥流体汇流。地震后发生多次泥石流灾害,沟道下切严重,切割深度约30m,沟道形态呈“V”型,平均宽度3~5m。陡峻的地形为暴雨洪水的汇集提供了良好的条件,同时较好的临空条件为不良物理地质现象的发育以及泥石流松散固体物源的汇集提供了有利的条件。加之沟谷纵坡大,为松散固体物质的搬运和泥石流的形成提供了有利的条件。

流域出露的岩性以石灰岩、白云质灰岩为主。岩石风化物有较多的黏粒。流域内地质构造作用强烈,褶皱保存不完整,多为推覆体内部的次级褶皱,方向多变,陡缓并存;小断层、裂隙发育,岩体较破碎,为地质灾害的形成与发生提供了有利的地质构造条件。根据现场调查,流域内的崩滑体、位于沟道两侧和沟床的堆积体众多。据中国科学院水利部成都山地灾害与环境研究所勘查结果^[4],崩滑堆积体总量为 $127.3 \times 10^4 \text{ m}^3$,可能参与泥石流活动的动储量为 $47.2 \times 10^4 \text{ m}^3$;沟道堆积固体物源总量为 $207 \times 10^4 \text{ m}^3$,可能参与泥石流活动的动储量为 $109.6 \times 10^4 \text{ m}^3$ 。小岗剑沟内共有松散固体物源量 $334.3 \times 10^4 \text{ m}^3$,可能参与泥石流活动的动储量为 $156.8 \times 10^4 \text{ m}^3$ 。

3 泥石流成因

小岗剑沟在汶川地震之前极少暴发泥石流。虽然降雨和地形都满足泥石流暴发的条件,但是由于物源不足,难以暴发泥石流。汶川地震引起小岗剑

沟发生多处崩塌和滑坡,大量的崩滑体堆积在山坡和沟道,为泥石流的发生提供了丰富的固体物源,使小岗剑沟泥石流暴发具备了充分的条件,演变为一条高频泥石流沟。小岗剑沟具有典型的沟床起动型泥石流特征,清水区、泥石流形成流通区、堆积区各阶段分明:在海拔 1 500 m 以上,为清水区,面积为 0.67 km²,植被良好,松散堆积层较薄,为泥石流形成提供了有利的水动力条件;在海拔 1 500 m 处有一大型滑坡,方量 $60.0 \times 10^4 \text{ m}^3$,动储量约 $24.9 \times 10^4 \text{ m}^3$,滑坡堆积体位于清水区沟道末端,在强大的水动力和陡峭的地形共同作用下,堆积体受到冲掀,固体与流水混合,翻卷奔腾的同时充分搅动,沿途沟床和两岸固体物质顺势补给,激发泥石流。形成流通区的海拔 900 ~ 1 500 m,面积 0.69 km²,坡降约 500‰,右岸分布多处滑坡,而且坡面和沟道松散堆积体厚度较大,由于滑坡堆积发生的时间不同,沟道内的堆积体有明显的新老重叠成层现象,在支沟沟口(流通区下部)尤为明显(图 2)。这种现象反映了小岗剑沟泥石流的“地震-滑坡-碎屑堆积”背景。同时,泥石流过后的“V”型沟谷特征也反映了沟道被冲刷、深切的程度。



图 2 沟道堆积体特征

Fig. 2 Characteristics of deposits in gully

当沟道中松散固体物质的粘粒含量通常不超过 15%,空隙较大,具有很好的导水能力时,在起动这些固体碎屑物质,流体并未达到饱和状态,故沟道内固体物质主要是由水动力作用引起起动^[6],简称沟床起动型^[7-8]。泥石流的形成是流域上游清水区强降雨产生沟道径流强烈冲刷沟道中崩塌滑坡堆积体及其他松散固体物质,起动沟床固体物质。

通过对小岗剑沟流域的地形以及震后物源条件、水源条件分析^[4],可以判定小岗剑沟泥石流为沟床起动和滑坡转化型泥石流,其形成机制如下:

1. 在短历时强降雨作用下,清水区提供了大量的水源,加之地形坡度较大,山洪快速奔涌而下,位于沟道内的大量松散堆积物在不断汇集加大的水流下掀动揭底并被携带快速顺沟而下,然后强烈冲刷沟床,掏蚀沟道内的松散堆积物源,并将两侧岸边的松散物质带走,沿途不停补给固体物质,最终导致泥石流形成。

2. 在较大降雨时地震诱发的滑坡重新活动,尽管只有局部的滑动,且滑坡体积不大,但滑坡所处的山坡坡度和沟床坡度都很大,使滑坡运动到沟道内后,继续在沟道中运动并起动沟床物质,迅速演变成泥石流。

4 泥石流发生的临界雨量

小岗剑沟泥石流的形成主要由降雨激发,在沟床起动类型的泥石流形成条件中,固体物重量、颗粒大小、水的流速、底床坡度和边界条件等都对泥石流的起动有影响^[9]。张惠惠^[10]在对汶川地震区沟床起动型泥石流的临界起动实验研究中,认为沟床起动型泥石流的起动跟沟道固体物质的不均匀系数、中值粒径,上游来水流量密切相关。由此可知,对于沟床起动型泥石流,洪水流量和沟道固体物质的性质是起动泥石流的主要影响因素。在洪水流量与降雨特征参数的关系中,降雨强度是最重要的,决定了洪水流量的大小。在滑坡转化为泥石流的形成条件中,前期有效降雨量和 1 h 降雨强度是影响泥石流形成的关键^[11]。随着泥石流的不断发生,形成泥石流的固体物源不断减少,地形被重塑,临界雨量也是会发生改变的,一般规律是临界雨量逐渐恢复。为了定量地分析临界雨量的变化趋势,选择以下模式来分析这种变化趋势,以此作为小岗剑沟泥石流预警预报的参考。

4.1 泥石流临界雨量的 I-P 模式

选择 1 h 降雨强度(I) - 前期累积雨量(P)模式作为震区泥石流发生的临界雨量模式(简称 I-P 模式)^[12],其临界判别式为

$$R = I + KP \quad (1)$$

式中 I = 1 h 降雨强度(mm); P 为前期累计有效降雨量(mm); K 为特征系数,无量纲; R 为临界雨量值(mm)。

该模式的特点在于将 1 h 降雨强度和前期降雨强度以一定的数量关系有效的结合起来,在两种雨

量之间根据不同地区的情况找到一个恰当的平衡关系。在 I-P 模式中, K 值就是临界雨量线的斜率(图 3), 反映了在泥石流发生 1 h 降雨强度和前期累计降雨量的关系, K 值的大小能有效的表明该流域小时雨强和前期降雨的相对关系, 是很重要的参数。当然, 地区不同, K 值也不同, 就沟床起动型泥石流而言, K 值约为 0.08, 一般分布范围在 0.07 ~ 0.1。在小岗剑沟泥石流形成的分析中, 由于准确有效的降雨数据有限, 现阶段还无法支撑对 K 值具体考证。在此, 借鉴谢正伦^[12]研究的台湾震中地区的 K 值为 0.073, 该区域对比小岗剑沟流域而言, 均有强震、滑坡、暴雨的背景条件, 泥石流的起动更具有相同的机理, 因此具有较好的参考价值 and 对比性。

小岗剑沟震后的 20 次泥石流的降雨资料能很好的反应降雨的实际情况, 但在 2010 年前没有该地区的降雨详细资料。只有通过 2010 年及以后的降雨资料, 分析小岗剑沟发生泥石流时总降雨量, 最大 1 h 降雨, 前期累计降雨量。地震前仅有 1995-08-15 清平乡降雨资料, 以及该区域 100 a 一遇的降雨统计资料(表 1)。

小岗剑沟泥石流的具体发生时间没有准确数据, 故无法获知激发雨量。在汶川震区的 2010-08-13 的群发性泥石流中, 都江堰市麻柳沟和八一沟最大小时降雨 75 mm, 由此得出激发泥石流的小时雨强为 75 mm^[13-14]; 文家沟 2010-08-13 最大 1 h

降雨 70.6 mm, 激发泥石流的小时雨强为 70.6 mm^[15]; 文家沟在 2010-08-19 暴发的泥石流中, 最大 1 h 降雨 31.9 mm, 激发泥石流的小时雨强为 31.9 mm^[15]; 走马岭在 2010-08-12 暴发泥石流, 最大 1 h 降雨 70 mm, 激发泥石流的小时雨强为 70 mm^[16]。尽管这些地区的最大 1 h 降雨强度与激发泥石流的小时雨强是一致的, 但还不能说明其他的泥石流也是如此。由于没有详细的降雨资料, 在这里借助其他地区最大 1 h 降雨强度与激发泥石流的小时雨强关系, 假定激发泥石流的小时雨强为最大 1 h 雨强。这样假设的结果有可能使计算的激发小时雨强偏大, 对最终数据的分析有一些影响。

小岗剑沟在汶川地震前极少发生泥石流, 因此本文假定泥石流的暴发周期为 100 a, 相应的激发泥石流降雨也为 100 a 一遇降雨。

通过表 1 得出的小岗剑沟发生泥石流的临界雨量图(图 3)可知, 2010 年的临界雨量为地震前的 21%, 2011 年的临界雨量为地震前的 23%。由此可粗略推断, 随着时间的推移, 临界降雨量逐渐向地震前恢复。

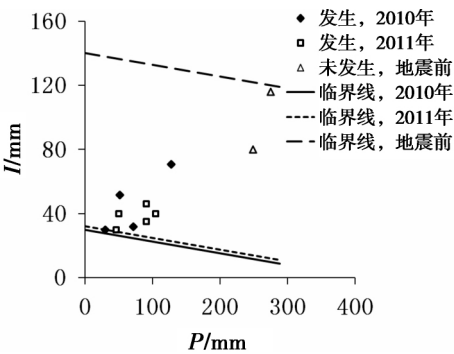


图 3 小岗剑沟泥石流临界雨量

Fig. 3 Rainfall threshold of debris flow in Xiaogangjian Gully

4.2 临界雨量变化原因及变化趋势

“5·12”汶川地震之后小岗剑沟演变成为一条高频泥石流沟, 而且泥石流临界雨量大幅度下降, 在雨季泥石流一触即发。通过地震前后流域自然情况对比分析得出: 地震之前, 小岗剑沟山势陡峻, 物源难以积累, 遭遇降雨主要以山洪的方式将少量崩坡积物带走, 除了极少的极端情况下诱发滑坡时, 才会形成泥石流, 灾害形式主要为山洪。地震之后, 沟道两侧有许多滑坡崩塌, 在短时间累积了大量的松散堆积物, 在强降雨下更易形成泥石流。

表 1 小岗剑沟降雨参数表

Table 1 Rainfall in Xiaogangjian Gully

时间	总降雨量 /mm	最大 1h 降雨量 /mm	I /mm	P /mm	R /mm	是否 发生 泥石流
2010-07-31	60.2	51.7	51.7	51.7*	55.5	是
2010-08-13	185	70.6	70.6	127.6	79.9	是
2010-08-19	144	-	31.9	72*	37.2	是
2010-09-18	-	-	30*	30*	32.2	是
2011-05-08	100.3	40	40	50*	43.7	是
2011-07-04	182.4	46.1	46.1	91*	52.7	是
2011-07-05	209	-	40*	105*	47.7	是
2011-08-20	182.4	-	35*	91*	41.6	是
2011-09-05	92.6	-	30*	46	33.4	是
1995-08-15	496.5	80	80	249*	98.2	否
100 a	550	116	116	275*	136.1	否

注: * 为推测值。

通过对地震前以及震后的 2010 年和 2011 年的泥石流临界降雨量的对比,发现 2011 年临界降雨量比 2010 年有所增加,即在地震之后,临界雨量虽然急剧大幅度下降,但随后临界降雨量逐渐向地震前恢复。台湾学者谢正伦^[10]曾提到降雨临界值的复苏与物源密切相关,在 1999 年台湾集集地震之后,震中区泥石流沟的临界雨量逐渐增加,并在 2006 年恢复到了 50%。这种变化与震区物源储量的变化紧密联系,体现出随着物源的减少,泥石流临界雨量逐渐增大,最终在一定年限后恢复到初始值。小岗剑沟形成泥石流的临界雨量变化也印证了这种规律。小岗剑沟临界降雨强度恢复的原因分析如下:

1. 物源储量随着泥石流的发生逐渐减少,在一定年限后最终达到地震前水平,同时临界雨量也会恢复到地震前水平。一开始,地震引发大面积崩塌、滑坡等,使得泥石流流域内固体物源方量得到瞬间提升。之后,每发生一次泥石流便会带走流域内一部分物源;同时,当发生泥石流,或遭遇强降雨时,流域内可能会出现新的崩塌、滑坡等,增加流域内的物源量。但随着时间的推移,地震的影响逐渐减小,山坡土体和崩滑堆积物逐步稳定,流域内的物源量将逐步减小,直至恢复到地震之前的状态。

2. 流域内地表植被恢复趋势与固体物源变化趋势相似,不过却要变化得快很多,再加上人为保护植被,震区地表植被可以快速恢复。

3. 地震后,坡面土体受到地震扰动变得更松散,坡面植被又受到破坏,这就增加了坡面土体的渗透性,使得坡面土体的稳定性更差,但是随着松散土体的自然固结,以及地表植被的逐渐恢复,坡面土体的稳定性应逐步增强。

所以在未来物源大量减少时,泥石流的形成条件改变,临界降雨量逐渐恢复,小岗剑沟的泥石流活动可能会减少。预计在未来的 5~7 a 里小岗剑沟泥石流活动会依然活跃,然后将在 20~30 a 恢复恢复到震前状态^[17]。

5 结论与不足

1. 汶川地震前,小岗剑沟历史上极少发生泥石流;地震后流域内崩塌滑坡发育,改变了小岗剑沟的泥石流形成条件,使小岗剑沟演变为一条高频率泥石流沟,在地震后的 3 a 多共发生过 20 次泥石流。

2. 地震之后,强降雨是小岗剑沟泥石流暴发的

激发要素,滑坡及其滑坡碎屑体是其主要固体物源。小岗剑沟泥石流为沟床起动和滑坡转化型泥石流。

3. 地震之后激发小岗剑沟泥石流的临界雨量大幅下降,究其原因主要是“地震-滑坡-碎屑堆积-降雨-泥石流”的形成机理和过程决定的,崩塌滑坡及其堆积体极易补给泥石流,这是临界雨量下降的主要原因。地震后的 2010 年的临界雨量为地震前的 21%,2011 年的临界雨量为地震前的 23%。随着时间的推移及物源的减少,泥石流起动难度将加大,临界雨量有恢复的趋势,泥石流活动将减弱,规模也会减小。在以后的震区泥石流预警预报模型中,应该考虑到泥石流临界雨量的恢复这种情况,从而有效、准确地对泥石流灾害进行预警预报。

4. 本文的不足之处在于因降雨资料不够丰富,而导致对临界雨量值的分析结果会存在一些误差,还不能更好的反映实际情况。这也说明泥石流的监测以及基础数据的采集对泥石流的预警预报的理论研究是至关重要的。小岗剑沟泥石流的 K 值借鉴他处,这也是以后的工作中需要完善的。

参考文献 (References)

- [1] Yu Bin, Ma Yu, Zhang Jiannan, et al. The Group Debris Flow Hazards after the Wenchuan Earthquake in Longchi, Dujiangyan, Sichuan Province [J]. Journal of Mountain Science, 2011, 29(6): 738-746 [余斌, 马煜, 张健楠, 等. 汶川地震后四川省都江堰市龙池镇群发泥石流灾害 [J]. 山地学报, 2011, 29(6): 738-746]
- [2] Lin Ching-Wei, Shieh Cheng-Lun, Yuand Bee-Deh, et al. Impact of Chi-Chi earthquake on the occurrence of landslides and debris flows: example from the Chenyulan River watershed Nantou, Taiwan [J]. Engineering Geology, 2003, 71: 49-61
- [3] Tang Chuan, Liang Jingtao. Characteristics of debris flows in Beichuan epicenter of the Wenchuan Earthquake triggered by rain storm on September 24 [J]. Journal of Engineering Geology, 2008, 16(6): 751-758 [唐川, 梁京涛. 汶川震区北川 9.24 暴雨泥石流特征研究 [J]. 工程地质学报, 2008, 16(6): 751-758]
- [4] You Yong, Chen Xiaoqing. Feasibility study report of Xiaogangjian debris-flow mitigation in Mianzhu County [R]. Chengdu: Institute of Mountain Hazards and Environment CAS, 2011, 12. [游勇, 陈晓清. 绵茂路汉清段小岗剑泥石流应急治理工程可行性研究报告 [R]. 成都: 中国科学院水利部成都山地灾害与环境研究所, 2011.]
- [5] Wu Jishan, Tian Lianquan, Kang Zhicheng, et al. Debris flow and its comprehensive treatment [M]. Beijing: Science Press, 1993: 56-81 [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: 56-81]
- [6] Berti M, Simoni A. Experimental evidences and numerical modeling of debris flow initiated by channel runoff [J]. Landslides, 2005, 2: 171-182

- [7]Coe J A ,Glancy P A ,Whitney J W. Volumetric analysis and hydro-logic characterization of a modern debris flow near Yucca Mountain Nevada[J]. Geomorphology ,1997 20 : 11 – 28
- [8]Griffiths P G ,Webb R H ,MelisT S. Frequency and initiation of debris flows in Grand Canyon ,Arizona [J]. Journal of Geophysical Research 2004 ,109: 321 – 336
- [9]Xie Mingshu ,Wang Yujie ,Zhang Hongjiang. The Deposit Analysis of Dynamic to Form debris flow and to set up Mathematical Model in Debris Flow Valley [J]. Journal of Beijing Forestry University ,1993 , 15(4) : 1 – 11 [解明曙 ,王玉杰 ,张洪江. 沟道松散堆积物形成泥石流的水动力条件分析及其数学模型 [J]. 北京林业大学学报 , 1993 ,15(4) : 1 – 11]
- [10] Zhang huihui. An Study on debris flow Disaster Caused by Flood – triggering Channel Accumulation in Post – earthquake Meizoseismal Areas [D]. Chengdu University of Technology. 2011 5 [张惠惠. 震后强震区洪水起沟道堆积物引发泥石流灾害研究 [D]. 成都: 成都理工大学 2011.]
- [11] Jan C D ,Chen C L. Debris flows caused by Typhoon Herb in Taiwan [M]. Debris – Flow Hazards and Related Phenomena. Edts: Jakob M ,Hung O. Berlin: Springer Berlin 2005: 539 – 564
- [12] Shieh C L ,Chen Y S ,Tsai Y J et al. Variability in rainfall threshold for debris flow after the Chi – Chi earthquake in central Taiwan ,China [J]. International Journal of Sediment Research 2009 , 24: 177 – 188
- [13] Qi Xing ,Yu Bin ,Ma Yu ,et al. Characteristics of Longchi 8. 13 Maliu gully debris flow disasters of in Dujiangyan Sichuan Province [J]. The Chinese of Geological Hazard and Control 2011 22(1) : 17 – 21 [元星 ,余斌 ,马煜 ,等. 四川省都江堰龙池 8. 13 麻柳沟泥石流灾害特征 [J]. 中国地质灾害与防治学报 2011 22(1) : 17 – 21]
- [14] Ma Yu ,Yu Bin ,Wu Yufu ,et al. Research on the Disaster of Debris Flow of Bayi Gully ,Longchi ,Dujiangyan ,Sichuan [J]. Journal of Sichuan University 2011 43(Suppl 1) : 92 – 98 [马煜 ,余斌 ,吴雨夫 ,等. 四川都江堰龙池 8. 13 八一沟大型泥石流灾害研究 [J]. 四川大学学报 2011 43(增刊 1) : 92 – 98]
- [15] Yu Bin ,Ma Yu ,Wu Yufu. Investigation of severe debris is Flow Hazards in WenJia gully of Si Chuan province after the Wenchuan Earthquake [J]. Journal of Engineering Geology ,2010 ,18(6) : 827 – 836 [余斌 ,马煜 ,吴雨夫. 汶川地震后四川省绵竹市清平乡文家沟泥石流灾害调查研究 [J]. 工程地质学报 ,2010 ,18(6) : 827 – 836]
- [16] Liang Jingtao ,Wang Jun ,Song Yun ,et al. Temporal Evolution of Typical debris flows in Wenchuan Earthquake areas: Case Study of Zoumaling – gully debris flows in Mianzhu County [J]. Journal of Engineering Geology 2012 20(3) : 318 – 325 [梁京涛 ,王军 ,宋云 ,等. 汶川震区典型泥石流动态演变特征研究——以绵竹市走马岭泥石流为例 [J]. 工程地质学报 ,2012 ,20(3) : 318 – 325]
- [17] Tang Chuan. Activity Tendency prediction of rainfall in duced landslides and debris flows in the Wenchuan earthquake areas [J]. Journal of Mountain Science 2010 28(3) : 341 – 349 [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) : 3411 – 349]

Characteristics of Critical Rainfall of Debris Flow after Earthquake

——A Case Study of the Xiaogangjian Gully

CHEN Yuanjing ,YU Bin ,ZHU Yuan ,WANG Tao ,QI Xing

(State Key Laboratory of Geo – hazard Prevention and Geo – environment Protection ,Chengdu University of Technology ,Chengdu 610059 ,China)

Abstract: The triggering thresholds such as cumulative antecedent rainfall and one hour rainfall intensity significantly decreased after earthquake events. The formation mechanism of debris flows in Xiaogangjian Gully of Qingping Township ,Mianzhu County ,Sichuan Province ,China was obtained by field survey and analysis on the initiation of debris flows. The description of “earthquake – landslide – deposits – rainfall – debris flows” was the formation characteristic of debris flow in this gully. Base on the occurrence model of rainfall threshold of debris flow ,the drop characteristics of rainfall threshold was obtained by comparing the thresholds of before and after the earthquake. The rainfall threshold of 2010 is only 21% of the rainfall threshold before earthquake ,and it is only 23% in 2011. The threshold dropped noticeably right after earthquake events ,and rose gradually thereafter.

Key words: Xiaogangjian Gully; debris flow; earthquake; initiation mechanism; rainfall threshold