

汶川地震区暴雨滑坡泥石流活动趋势预测

唐川

(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: 汶川大地震发生后, 暴雨又激发了新的滑坡和泥石流发生。为探讨汶川地震区暴雨滑坡泥石流活动趋势, 对比分析了日本关东大地震和台湾集集大地震后诱发滑坡和泥石流活动趋势, 在此基础上, 对汶川地震区未来滑坡、泥石流活动趋势作了预测分析。同时, 还讨论了估算不同强度降雨条件下滑坡面积和泥石流冲出量的方法。初步研究表明, 汶川强震区至少在近 10 a 内, 滑坡和泥石流活动趋势是强烈的, 之后地质条件将逐渐趋于稳定。本研究选择了面积为 5.9 km^2 的北川县城西侧斜坡为研究区, 计算结果是如果一旦遭遇 100 a 一遇降雨, 新增滑坡面积可达 $166.97 \times 10^4 \text{ m}^2$, 约占整个研究区流域面积的 28.3%。本研究还预测了魏家沟、苏家沟流域的不同频率降雨条件下的泥石流土砂产量, 在 100 a 一遇降雨条件下, 泥石流土砂产量分别达 $71.0 \times 10^4 \text{ m}^3$ 和 $49.2 \times 10^4 \text{ m}^3$ 。研究成果为进一步认识汶川地震区后续降雨作用诱发的滑坡泥石流活动趋势提供参考。

关键词: 汶川地震; 暴雨; 滑坡; 泥石流; 活动性

中图分类号: P315.2 P642.23

文献标识码: A

强地震作用对斜坡稳定性影响是长期的, 特别是后续降雨使滑坡、泥石流连绵不断。但是, 强震区滑坡、泥石流活动性能够持续到何时才能趋于减弱? 至今没有实际而理想的趋势预测模型。实际上是由于缺少长期监测数据来建立随时间的后续降雨量和斜坡稳定性之间的关系, 在此基础上对震后斜坡稳定性进行预测。对于汶川地震区, 山地斜坡需要多长时间才能趋于稳定? 有的学者认为滑坡、泥石流强烈型活动将持续 $5 \sim 10 \text{ a}^{[1]}$, 也有学者认为将持续 $10 \sim 15 \text{ a}$ 甚至 $30 \text{ a}^{[2,3]}$ 。对以往大地震后滑坡、泥石流发生与演化规律的记录, 可以用于类比汶川地震后滑坡、泥石流随时间的发生趋势, 其中最典型的实例是 1923 年发生在日本的关东大地震及 1999 年发生在台湾的集集大地震, 本文试图以这 2 次地震为典型实例, 分析其震后暴雨诱发滑坡、泥石流发生的演化规律, 在此基础上探讨汶川震区未来暴雨滑坡、泥石流活动趋势。同时选择强震区北川县城西侧 8 个小流域作为研究区, 利用日本学者打荻珠男

模型估算不同频率降雨条件下的新增滑坡面积, 并分析泥石流流出量变化特征。通过上述研究, 可以进一步认识汶川震区未来滑坡、泥石流的活动特征, 为灾区地质灾害防治和灾后重建提供科学依据。

1 地震区降雨滑坡、泥石流活动现状

“5·12”汶川大地震发生至今已 1 a 多, 经历了 2 个雨季, 震后的暴雨过程诱发了群发性滑坡、泥石流灾害发生, 累计造成人员伤亡 (含失踪) 达 450 人之多^[2], 并给灾区的恢复重建带来了许多新的困难。震区暴雨引发的滑坡、泥石流灾害最严重的是“9·24”(2008-09-04)北川县区域泥石流灾害事件, 这场暴雨诱发了 72 处泥石流灾害的发生^[1]。根据我们对“9·24”暴雨后滑坡活动特征的 SPOT5 遥感解译发现, 在北川县城、陈家坝、擂鼓一带典型区这场暴雨诱发新滑坡 823 处, 是地震直接诱发滑坡数量的 68%; 而滑坡面积也增加 46.6%。图 1 是北

收稿日期 (Received date): 2009-10-11; 改回日期 (Accepted): 2010-01-29。

基金项目 (Foundation item): 国家自然科学基金 (40772206) 和地质灾害防治地国家重点实验室自主研究基金。[Supported by National Natural Science Foundation (40772206) and Independent research fundation of the State Key Laboratory of Geo-hazard Prevention.]

作者简介 (Biography): 唐川 (1961-), 男, 博士, 教授; 主要从事地质灾害、地貌学教学、科研工作。[Tang Chuan (1961-), male Dr. professor mapping in the geological hazards and geomorphology.] E-mail: tang@cdut.edu.cn

川县城附近地震前 (2007-04-19)、地震后 (2008-05-18) 和 “9·24” 暴雨后 (2008-10-14) 的高分辨遥感图像, 从这三期遥感图像上可看出, 北川县

城周围滑坡发育演化特征, 特别是 “9·24” 暴雨后该区域滑坡范围明显扩大, 并形成大面积的泥石流堆积体。

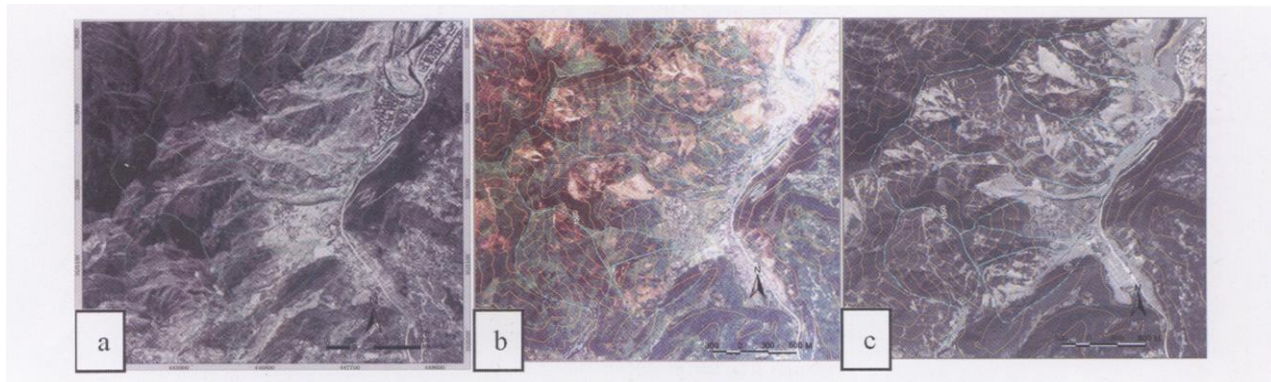


图 1 三期遥感图像反映的北川县城附近汶川地震前后及 9·24 暴雨后滑坡发育演化特征

(a 为 IRS-P5 图像, 摄于 2007-04-19; b 为航空影像, 摄于 2008-05-18; c 为 SPOT5 图像, 摄于 2008-10-14)

Fig. 1 Three period images indicate the features of landslide development in the areas of Beichuan city before after events of the Wenchuan Earthquake and 9.24 rainstorm (a: IRS-P5 image taken on 19 April 2007; b: aerial photographs taken on 18 May 2008; c: SPOT5 image taken on 10 October 2008)

在震中映秀镇至汶川县城一带经历了 8 场大雨暴雨过程, 导致牛圈沟、麻柳湾沟、关山沟、磨子沟等 20 多条岷江支沟相继发生泥石流, 并多次堵断岷江形成堰塞湖, 仅牛圈沟发生的泥石流就阻断都 (江堰) 汶 (川) 路 (G213 线) 10 次之多; 岷江支流渔子溪映秀至卧龙段, 已被降水诱发的泥石流堵断形成大小 10 多个堰塞湖^[2]。2009-07-17 地震区发生了群发性的强降雨过程, 3 d 累积雨量达 350~550 mm, 在部分地区相当于 50 a 一遇的暴雨, 由此导致了大部分汶川地震区均出现滑坡、泥石流的强烈活动, 特别是在安县、都江堰虹口镇一带使上百条沟发生了大规模泥石流灾害。大量事实表明, “5·12” 汶川地震后, 整个震区滑坡、泥石流活动异常强烈, 例如, 使近百年没有较大规模泥石流活动的震中牛圈沟转化为高频泥石流沟, 类似的还有汶川银杏乡磨子沟、关山沟、彭州龙门山镇的谢家店子、白果坪沟等大型泥石流沟^[2]。一次强降雨过程后, 沿汶川县岷江、北川县湔江、苏堡河等两岸新发生的中小规模滑坡更是难以计数, 汶川地震区滑坡、泥石流活动极为旺盛。

2 历史典型实例剖析

1923-09-01 日本的横滨和东京一带发生了

关东大地震, 震中位于关东地区附近的相模湾内, 震级为 M7.9。地震造成了 60 万座建筑被毁, 14 万余人死亡和失踪。强烈地震还造成关东地区山崩地裂, 导致山区大范围崩塌、滑坡的发生。关东大地震发生后至 1980 年, 在震区先后发生了 5 次强台风降雨事件, 导致了滑坡的强烈活动, 使整个丹沢山的 20% 地区受到滑坡活动的影响^[4,5]; 特别是 Nakagawa 流域在 1972-07-09 之后连续 4 d 降雨, 累积雨量达 649 mm, 最大小时雨强 100 mm, 山洪泥石流、滑坡导致 451 人死亡^[5]。

日本学者 Nakamura 研究了关东地区 1896 年至 1980 年的地震滑坡及后续降雨滑坡的活动趋势和规律, 大量的实测数据表明, 关东地震后的滑坡活动可分 4 个阶段: 产生阶段、不稳定阶段、恢复阶段和稳定阶段^[6]。滑坡不稳定阶段从 1923 年持续到 1938 年, 这是地震后的滑坡强活动期为 15 a。由 1938 年至 1962 年滑坡处于恢复阶段, 滑坡数量出现明显的下降趋势; 1963 年后即使发生了台风强降雨事件, 该区域的滑坡数量没有明显增加, 说明斜坡稳定性亦趋于稳定, 滑坡活动性恢复到震前通常的水平上 (图 2)。该典型事例说明日本关东地震后, 在台风及强降雨事件作用下的滑坡活动性在震后 15 a 内为强活动期。地震 40 a 后滑坡活动性发生明显的减弱趋势, 斜坡开始趋于稳定。

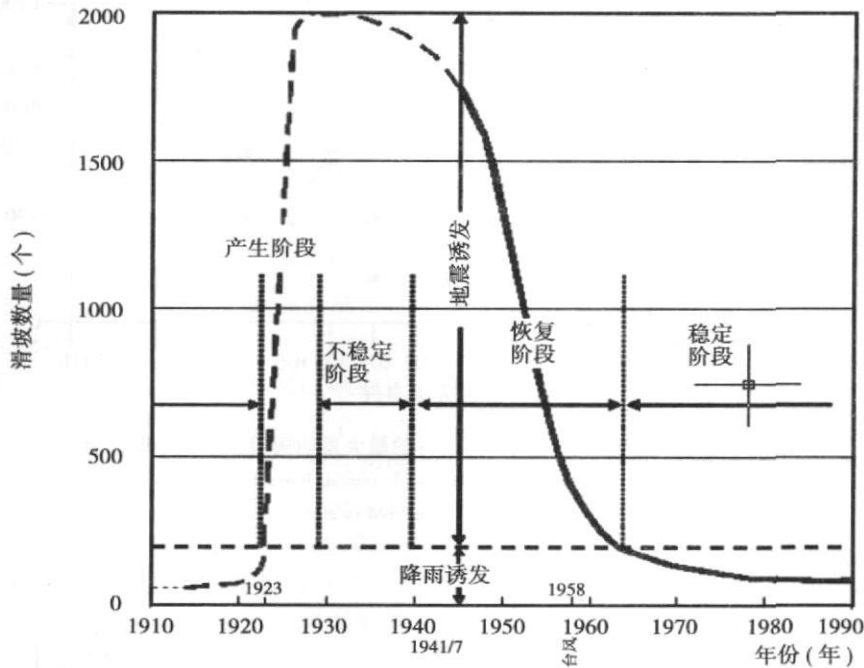


图 2 日本关东地震后 1896~ 1980年滑坡活动变化 (据 Nakamura等, 2000)

Fig. 2 The change of landslides after Kanto earthquake from 1896 to 1980 (Nakamura *et al.*, 2000)

1999- 09- 21, 中国台湾南投县集集附近发生强烈地震, 震级 $M_s7.6$, 这是台湾遭遇百年以来最大地震, 造成 2 413人死亡, 8 700多人受伤, 给整个台湾造成的生命和财产损失是空前的, 根据行政院农业委员会水土保持局的统计, 集集地震共造成 4万多处的崩塌滑坡^[7]。台湾成功大学林庆伟教授对集集地震后的滑坡活动性进行了较为系统的研究, 他根据 1996~ 2008年期间发生的台风强降雨事件与诱发的滑坡面积变化规律的分析, 概括出滑坡活动规律^[8 9]。1996~ 2008年期间, 特别是 1999年集集地震之后, 共发生了 11次台风强降雨事件, 表 1

说明了这些台风事件的名称和时间, 图 3是对应的台风或暴雨的最大累积雨量和最大小时雨强。从图 4可看出, 集集地震前尽管发生了贺伯台风等强降雨事件, 但滑坡强度保持在 0.005以下, 而集集地震发生后滑坡强度呈直线上升, 其扩大和新增的滑坡累计达到滑坡强度的最高值, 集集地震后受到台风强降雨过程影响, 滑坡活动处于旺盛期, 即从 2000~ 2004年 5 a期保持较高的滑坡强度。之后出现逐年降低的趋势, 到了 2008年以后, 滑坡强度明显减小, 尽管仍没有恢复到震前的滑坡强度。

表 1 1996~ 2008年台湾发生的灾害事件及相关的遥感图像

Table 1 Disasterous events in Taiwan from 1996 to 2008 and related images

灾害事件	图像	获取时间	灾害事件	图像	获取时间
a. 贺伯台风前	SPOT 2	1996- 06- 05	02. 艾利台风	FS- 2	2004- 11- 12
b. 贺伯台风	SPOT 2	1996- 11- 08	T03. 612暴雨	FS- 2	2005- 07- 01
c. 莫拉克台风	SPOT 2	1997- 12- 15	T05. 麦沙台风	FS- 2	2005- 08- 16
d. 奥托台风	SPOT 2	1998- 10- 12	T06. 泰利台风	FS- 2	2006- 01- 31
e. 集集地震前	SPOT 1	1999- 01- 05	T09. 604暴雨	FS- 2	2006- 09- 13
f. 集集地震	SPOT 1	2000- 01- 08	T13. 柯罗沙台风	FS- 2	2007- 11- 20
g. 碧利斯台风	SPOT 1	2001- 08- 12	T14. 米娜台风	FS- 2	2008- 01- 20
h. 桃芝台风	SPOT 3	2001- 08- 12	T15. 海鸥台风	FS- 2	2008- 08- 20
s. 607暴雨	SPOT 5	2003- 12- 03	T16. 辛乐克台风	FS- 2	2008- 12- 21

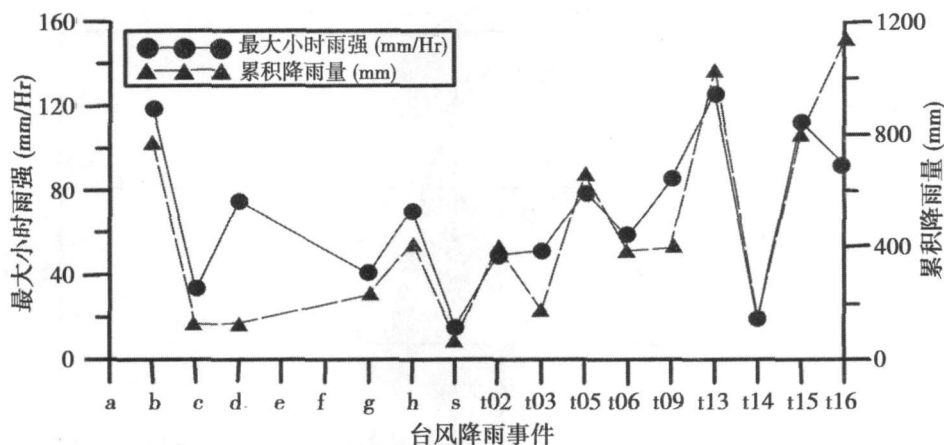


图3 1996~2008年台风或暴雨事件的最大累积雨量和最大小时雨强

Fig. 3 The maximum cumulative rainfall and hourly rainfall intensity of Typhoon and heavy rainfall events from 1996 to 2008

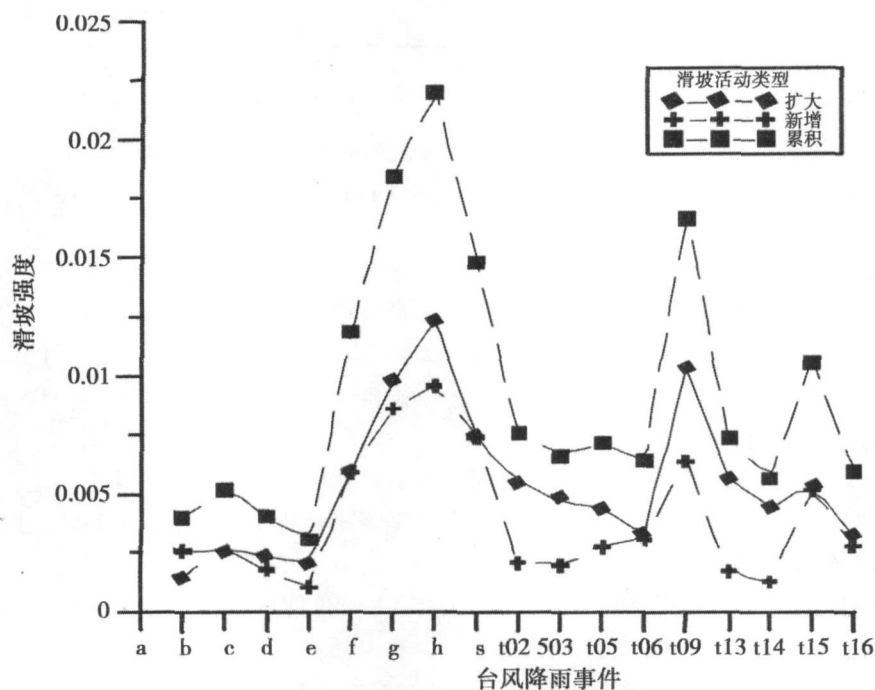


图4 集集地震发生前后滑坡强度变化(据 Lin et al., 2008)

Fig. 4 Landslide intensity change before and after Chi-Chi earthquake

4 地震区滑坡泥石流活动趋势预测

4.1 趋势分析

从上述的日本关东地震和台湾集集地震的典型事例可以看出,一次强地震后对斜坡稳定性影响是长远的。至少在近 10~15 a 内在地震高烈度区的滑坡、泥石流活动处于高峰期,之后一段时间内处于恢复期,直至斜坡趋于稳定。

对比汶川地震区,其滑坡、泥石流活动的触发因素和易发性与上述 2 个震区即有类似之处,亦有一定差异;其类似之处表现在这 3 个地震滑坡研究区均处于新构造运动强烈活动区,强震作用使震区的地质环境更加脆弱,斜坡岩体破碎,地形特点是山高坡陡,特别是多暴雨天气,导致震区的滑坡、泥石流处于高易发性状态;另一特点是震区滑坡发生与降雨在时间上具有较好的对应关系,滑坡发生滞后时间短,而且多为群发型滑坡,其规模较小,多为表层

或浅层滑坡。

关东震区和集集震区滑坡、泥石流活动的诱发条件和程度与汶川震区有所不同,前者均经历了多次台风降雨极端事件,一次台风的降雨量小者可达 100 mm,大者可达 1 000 mm 以上,平均也有 400 mm (图 3)。特别是集集震区每年要经过 1~3 次台风强降雨过程,所诱发的滑坡数量和规模也是成倍增加,泥石流活动性更加频繁;在每年如此强的暴雨作用下震区斜坡表层不稳定土体极易被冲刷而逐年减少,研究表明在某些区域的斜坡开始出现区域稳定的特征^[8~10]。龙门山是四川盆地区三个暴雨中心区之一,该区域的暴雨中心分主要布在北川、安县和绵竹一带,其大暴雨的频率在 70%~80%,年暴雨日数为 2~4 d,一日最大降水量在北川可达 322.4 mm。与关东震区和集集震区的降水特征有所不同,汶川震区诱发滑坡、泥石流发生的降雨量和强度明显较少,且降雨持续时间较短,但是仍然导致了区域性的大规模滑坡、泥石流的强烈活动。“9·24”暴雨诱发北川—平武一带区域性滑坡和泥石流的 2 d 累计降雨量为 280~350 mm^[11]。2008—07~09 震中映秀及都汶路一线 3 次经历大雨暴雨过程,并诱发了泥石流过程,造成都汶路中断和人员伤亡事件,其连续雨量均在 200~350 mm。

汶川震区的气候主要受东南暖湿气流控制,从东南方向输送过来的温暖气流,因受龙门山阻挡抬升而形成降雨,龙门山的山前区域成为暴雨中心,而处于西部背山坡的岷江河谷降雨则较少,平均年降雨量仅 413~554 mm,但是其日雨强可达 35~75 mm,因此在汶川北部,茂县、理县亦有滑坡、泥石流的发生。滑坡、泥石流发在的临界性出现明显降低,在北川地区,泥石流启动的前期雨量降低 14.8%~22.1%,小时雨强降低约 25.4%~31.6%^[11]。中国气象局成都气象所郁淑华认为在汶川强震区日降雨量 ≥20 mm,诱发滑坡泥石流可能性很大^[11]。

上述分析表明,汶川震区降雨诱发滑坡泥石流敏感性极高,只要经历较大的降雨条件都将导致滑

坡泥石流的活动,其强烈活动时段可能是 5~10 a^[1],也可能是 10~30 a^[2,3]。对比关东震区和集集震区滑坡、泥石流的活动特点,汶川强震区至少在近 10 a 内,滑坡和泥石流活动趋势是强烈的,之后将会经历恢复期,直至斜坡趋于稳定。

4.2 滑坡活动规模预测

为了进一步估算未来汶川震区降雨诱发滑坡的规模,可应用 1971 年日本学者 Uchiogi 提出的预测模型^[12],该方法在台湾集集震区滑坡活动规模预测分析得到广泛应用,其计算成果与实际较为符合^[10,13]。Uchiogi 的经验模型主要是用于估算不同频率降雨条件下诱发滑坡面积的变化特征,其计算公式如下

$$Y=\frac{Ca}{a}=K\times 10^{-6}(R-y)^2$$

式中 Y: 新增滑坡率(%),Ca: 新增滑坡面积(m²),a: 流域面积(m²),K: 滑坡系数,可通过暴雨前后滑坡对比分析确定,取值范围 0.5~5.0;R: 最大日降雨量(mm),y: 滑坡发生的临界雨量(mm)。

本研究选择了汶川地震区北川县城西侧的 8 条泥石流流域作为研究区,其位置见图 5 所示,图中表示的泥石流流域名称分别为 ① 无名沟、④ 沈家沟、④④ 无名沟、④ 苏家沟、④ 魏家沟、④ 无名沟、⑧ 任家坪沟和 ④ 赵家沟;图 5 还反映出基于高精度航空图像解译的汶川地震诱发滑坡空间分布,其泥石流流域面积和不同频率的日最大降雨量和小时雨强见表 2。考虑到研究区处于高烈度地段,滑坡敏感性极高,K 的最大取值 5。根据文献[11]、[14]和[15],汶川地震前该区域的泥石流发生的临界雨量值为 100~200 mm,但是要确定北川地区降雨诱发群发性的滑坡、泥石流的 最大日雨量有一定难度,汶川地震后北川地区在 2008—06—14 和 2008—09—23~24 发生过大雨暴雨过程,诱发了泥石流过程,其中,06—14 强降雨事件的最大日降雨量为 133 mm,仅导致唐家山一带较小范围的泥石流活动^[16]。

表 2 北川县不同频率最大日雨强和小时雨强
Table 2 Maximum daily and hourly precipitation with various return period rainfall in Beichuan county

雨强	5 a一遇	10 a一遇	20 a一遇	50 a一遇	100 a一遇	200 a一遇
最大日雨强 (mm)	180.4	238.5	287.2	361.6	427.9	478.1
最大小时雨强 (mm)	61.8	71.6	85.5	109.3	116.4	130.1

2008- 09- 23T8 00到 24T8 00最大日雨量为 192 mm, 诱发了大范围滑坡、泥石流的强烈活动^[11]。据四川省气象台观测数据, 2009年北川县气象台最大日雨量发生在 07- 17, 日雨强为 182 mm, 未导致群发性滑坡、泥石流发生。基于上述资料数据, 可初步将研究区诱发群发性滑坡、泥石流发生的临界日雨量定为 190 mm, 作为预测滑坡活动规模大小的重要参数之一。

为了验证预测结果的准确性, 我们将 5. 12汶川地震后的 2008- 05- 18获取的航空图像与“9• 24”暴雨后获取的 2008- 10- 14 SPOT 图像相比较(图 1- a 图 1- b), 重点对“9• 24”暴雨诱发泥石流过程最典型的魏家沟、苏家沟和沈家沟流域新增滑坡进行了解译和分析, 对比地震直接诱发的滑坡面积, 这 3个流域内在 20 a一遇“9• 24”暴雨作用下新增滑坡面积分别是 $6. 64 \times 10^4 \text{ m}^2$ 、 $6. 83 \times 10^4 \text{ m}^2$ 和 $2. 97 \times 10^4 \text{ m}^2$; 而应用 Uchiogi预测模型计算出的

20 a一遇降雨条件下新增滑坡面积分别是 $7. 09 \times 10^4 \text{ m}^2$ 、 $7. 09 \times 10^4 \text{ m}^2$ 和 $3. 31 \times 10^4 \text{ m}^2$ (表 3), 其误差均在 10% 以内, 具有较高的准确性。需要指出的是 Uchiogi预测模型主要针对地震高烈度区的浅层滑坡类型的活动性预测, 特别是泥石流活动强烈的流域。

根据表 3所示的预测结果, 在研究区 $5. 9 \text{ km}^2$ 范围内, 5 a一遇降雨条件下新增滑坡面积很小, 如果一旦遭遇 100 a一遇降雨, 新增滑坡面积可达 $166. 97 \times 10^4 \text{ m}^2$, 约占整个研究区流域面积的 28. 3%, 其地质灾害活动性剧烈, 所诱发的泥石流规模也非常之大。

由于滑坡动态监测数据有限, 尽管 Uchiogi模型已经被用来预测未来的新滑坡面积, 但很难确定模型中的参数, 特别是导致滑坡的临界降雨量 γ 和现场特定系数 K 值。因此, 要准确计算在暴雨诱发下长期变形的滑坡面积, 需要开展长期的定位监测。

表 3 不同频率降雨条件下新增滑坡面积估算结果
Table 3 Estimation results of new landslide area in various return period rainfall ($\times 10^4 \text{ m}^2$)

流域名称	流域面积 (km^2)	5 a一遇	10 a一遇	20 a一遇	50 a一遇	100 a一遇	200 a一遇
无名沟	0. 3	0. 014	0. 35	1. 42	4. 42	8. 49	12. 45
沈家沟	0. 7	0. 032	0. 82	3. 31	10. 31	19. 81	29. 05
无名沟	0. 1	0. 005	0. 12	0. 47	1. 47	2. 83	4. 15
苏家沟	1. 5	0. 069	1. 76	7. 09	22. 08	42. 45	62. 25
魏家沟	1. 5	0. 069	1. 76	7. 09	22. 08	42. 45	62. 25
无名沟	0. 3	0. 014	0. 35	1. 42	4. 42	8. 49	12. 45
任家坪沟	0. 5	0. 023	0. 59	2. 36	7. 36	14. 15	20. 75
赵家沟	1. 0	0. 046	1. 18	4. 72	14. 72	28. 30	41. 50
合 计	5. 9	0. 272	6. 93	27. 88	86. 86	166. 97	244. 85

4. 3 泥石流土砂产量估算

泥石流土砂产量是反映泥石流活动强度的重要指标, 可为泥石流危险范围和风险评价提供重要参数, 也为震区恢复重建中的减灾防灾提供科学依据。集集地震后, 台湾学者针对地震区特点开展了不同频率的泥石流土砂产量预测研究^[13], 该方法是根据现场调查资料分析, 泥石流土砂产量一般随流域面积大小变化, 台湾集集地震区不同重现期雨量下土石流土砂产量估算公式为

$$Vs = K \times (R_0 - r) \times A^{0.61}$$

式中 Vs 为泥石流土砂产量 (m^3), A 为流域面积

(m^2), r 为临界日雨量, R_0 为泥石流发生之日雨量, K 为系数。

我们将方法应用在北川“9• 24”暴雨泥石流过程的一次冲出土砂产量的估算, 其计算结果与实际值的误差偏大, 原因是该方法中的泥石流发生之日雨量 R_0 和系数 K 的确定有一定困难。为此, 本文仍采用《泥石流防治指南》推荐的一次泥石流总量计算方法^[18]。该计算方法是根据泥石流历时 T 和最大流量 Q_c , 按泥石流暴涨暴落的特点, 将其过程线概化成“三角形”状, 通过断面一次泥石流冲出的土砂产量 W_c 由下式计算

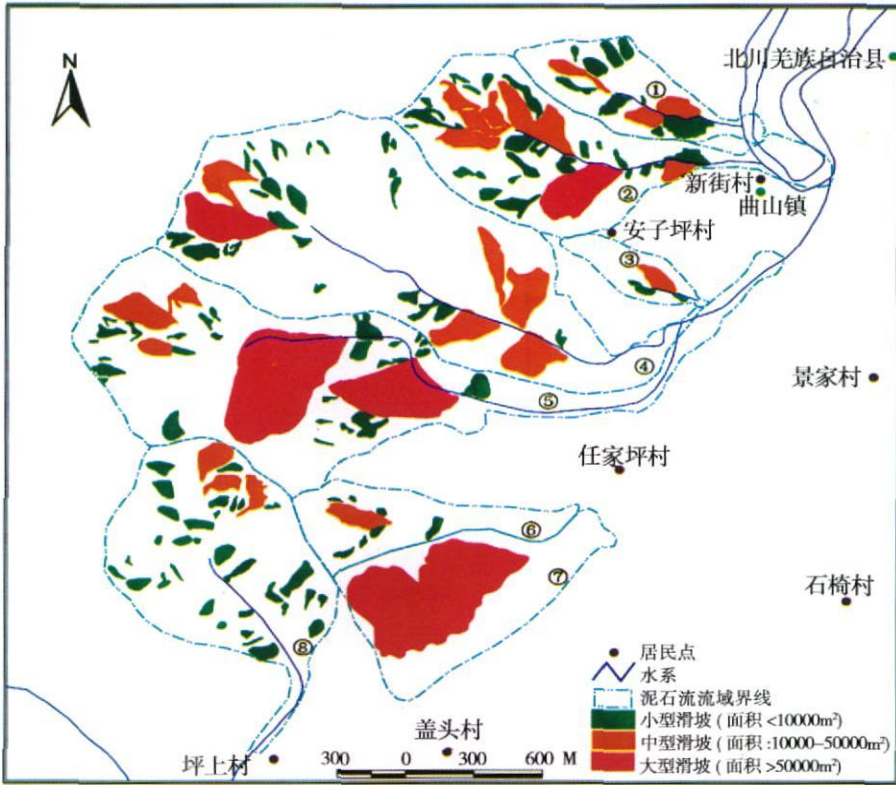


图 5 北川县城西侧的 8 条泥石流流域位置及汶川地震直接诱发的滑坡分布

Fig 5 The location of 8 debris flow watersheds in western slope of Beichuan city and Landslide distribution induced directly by the Wenchuan

$$W_C = 19 \cdot T \cdot Q_C / 72$$

一次冲出固体物质的总量 W_S 由下式计算

$$W_S = \frac{\gamma_C - \gamma_W}{\gamma_H - \gamma_W} W_C$$

式中 γ_H : 泥石流中固体颗粒容重 (tf/m³); γ_C : 泥石流容重 (tf/m³); γ_W : 水容重 (tf/m³)。根据上述公式, 我们对魏家沟、苏家沟流域的一次泥石流土砂产量总量及其固体物质的总量进行了估算, 计算结果见表 4

表 4 不同频率降雨下的泥石流土砂产量预测结果

Table 4 The prediction results of the sediment yields from debris flows with various return period rainfall

重现频率 (%)	20	10	5	2	1	0.5	0.2
魏家沟 W_C (10 ⁴ m ³)	22.9	31.5	48.6	57.4	71.0	84.3	91.7
魏家沟 W_S (10 ⁴ m ³)	12.1	16.7	25.8	30.4	37.6	44.7	48.6
苏家沟 W_C (10 ⁴ m ³)	16.3	19.9	27.1	43.8	49.2	58.4	69.2
苏家沟 W_S (10 ⁴ m ³)	8.6	10.6	14.3	23.2	26.1	31.0	36.7

流土砂产量, 选择了北川县城附近的魏家沟、苏家沟为研究点, 计算结果为在 20 a 一遇降雨条件下, 魏家沟、苏家沟的泥石流流土砂产量分别为 $48.6 \times 10^4 \text{ m}^3$ 和 $27.1 \times 10^4 \text{ m}^3$, 此值与文献^[1] 阐述的魏家沟、苏家沟于 2008- 09- 24 发生的 20 a 一遇降雨泥石流冲出量实际调查值较为吻合, 说明采用该方法预测一次泥石流土砂产量是基本可行的。为此, 可估算出魏家沟、苏家沟流域在 100 a 一遇降雨条件下, 泥石流流土砂产量分别达 $71.0 \times 10^4 \text{ m}^3$ 和 $49.2 \times 10^4 \text{ m}^3$, 这样将导致老北川县城的地震遗址完全被掩埋, 因此, 应将地震遗址保护和纪念馆建设与泥石流应急工程治理措施相结合, 最大限度减轻泥石流的威胁和危害。

5 结语

强烈地震导致山地区域的地质环境更加脆弱, 斜坡稳定性更加敏感, 一旦遭遇暴雨过程就会使地震滑坡进一步活动并产生大量新滑坡, 也使泥石流发生频率增高, 规模增大。汶川大地震后的 2 个雨

季,暴雨诱发了大范围群发性滑坡、泥石流灾害。本文以 1923年发生在日本的关东大地震及 1999年发生在台湾的集集大地震为典型实例,概括了震后暴雨诱发滑坡、泥石流发生的演化规律,通过对比分析,认为汶川震区降雨诱发滑坡、泥石流敏感性极高,只要经历较大的降雨条件都将导致滑坡、泥石流的活动,至少在近 10 a内,滑坡和泥石流活动趋势是强烈的,之后将会经历恢复期,直至斜坡趋于稳定。

采用日本学者 Uchiogi提出的预测模型,以强震区北川县城西侧 8 个小流域作为研究区,预测了不同频率降雨条件下的新增滑坡面积。验证预测结果表明,应用 Uchiogi预测模型计算出的新增滑坡面积误差在 10% 以内,该模型对预测地震高烈度区的浅层滑坡活动性有较高的准确性。对研究区 5.9 km^2 范围内预测结果表明在 5 a一遇降雨条件下新增滑坡面积很小,如果一旦遭遇 100 a一遇降雨,新增滑坡面积可达 $166.97 \times 10^4 \text{ m}^2$, 约占整个研究区流域面积的 28.3%, 其滑坡活动性剧烈,所诱发的泥石流规模也非常之大。本研究还预测了北川县城附近的魏家沟、苏家沟流域的不同频率降雨条件下的泥石流土砂产量,在 20 a一遇暴雨,魏家沟、苏家沟的泥石流土砂产量分别为 $48.6 \times 10^4 \text{ m}^3$ 和 $27.1 \times 10^4 \text{ m}^3$, 与 2008-09-24发生的 20 a一遇暴雨诱发的魏家沟泥石流的冲出量实际调查值较为吻合。据此,魏家沟、苏家沟流域在 100 a一遇降雨条件下,泥石流土砂产量分别达 $71.0 \times 10^4 \text{ m}^3$ 和 $49.2 \times 10^4 \text{ m}^3$, 这样将导致老北川县城的地震遗址完全被掩埋,因此,应采取泥石流应急工程治理措施,减轻泥石流危害。

本文提出的地震区不同频率降雨条件下的滑坡活动规模和泥石流土砂产量估算是初步的,要实现对未来暴雨诱发新增滑坡面积以及泥石流土砂产量的准确计算还需要长期的定位监测。震区地质灾害与降雨的关系较为复杂,需要建立长期观测系统,深入分析不同降雨雨型和临界降雨条件与滑坡、泥石流发生的关系。本研究的成果深化了对汶川震区未来滑坡、泥石流活动趋势和强度特征的初步认识,可为灾区地质灾害防治和灾后重建提供科学依据。

参考文献 (References)

- [1] Tang C, Zhu J, Li W L. Rainfall triggered debris flows after Wenchuan earthquake [J]. *Bull Eng Geol Environ*, 2009, 68: 187~194
- [2] Xie Hong, Zhong Dunlin, Jiao Zhen *et al*. Debris flow in Wen-

chuan quake-hit area in 2008 [J]. *Journal of Mountain Science*, 2009, 27(4): 501~509[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]

- [3] Cui Peng, Wei Fangqiang, He Sin ing *et al*. Mountain disasters induced by the earthquake of May 12 in Wenchuan and the disasters mitigation [J]. *Journal of Mountain Science*, 2008, 26(3): 280~282[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, 26(3): 280~282]
- [4] Inoue K. The Kanto Earthquake (1923) and sediment disasters [J]. *The Earth Monthly*, 2001, 23: 147~154
- [5] Koi T, Hotta N, Ishigaki I *et al*. Prolonged impact of earthquake-induced landslides on sediment yield in a mountain watershed the Tanzawa region, Japan [J]. *Geomorphology*, 2008, 101: 692~702
- [6] Nakamura H., Tsuchiya S., Inoue K., *et al*. Sabo against Earthquakes [C]. Kokon Shoin, Tokyo, Japan, 2000, 190~220 [中村浩之, 土屋智, 井上公夫, 等. 地震砂防 [C]. 社團法人砂防學會、地震砂防研究會, 古今書院, 2000, 190~220]
- [7] Lin Guanhui, Zhang Changyi. Vulnerability after a devastating hazard: an interpretation of land use and land cover change in central Taiwan since 1999 Chi-Chi earthquake [J]. *Advanced in Earth Science*, 2006, 21(2): 201~210 [林冠慧, 张长义. 巨大灾害后的脆弱性: 台湾集集地震后中部地区土地利用与覆盖变迁 [J]. *地球科学进展*, 2006, 21(2): 201~210]
- [8] Lin C W., Liu S H., Chang W S. *et al*. The impact of the Chi-Chi earthquake on the subsequent rainfall induced landslides in the epicentral area of central Taiwan [A]. In: *Proceeding of international conference in commemoration of 10th anniversary of the Chi-Chi earthquake* [C]. 2009, 336~338
- [9] Lin C. W., Liu S. H., Lee, S. Y., *et al*. Impacts on the Chi-Chi earthquake on subsequent rain-induced landslides in central Taiwan [J]. *Engineering Geology*, 2006, 86(2~3): 87~101
- [10] Cheng C T, Ku C Y, Chiao C H. *et al*. Risk potential analysis and evaluation of debris flow hazards in upper reaches of Ta-Chia watershed [J]. *Sinotech Engineering*, 2007, 95: 31~39 [郑锦桐; 顾承宇; 邱显晋, 等. 大甲溪上游土石灾害潜势评估方法之研究 [J]. *中兴工程*, 2007, 95: 31~39]
- [11] Yu Shuhua, Gao Wenliang. Characteristic analysis of the debris flow and Landslide in heavy disaster area on May 12th Wenchuan Earthquake in Sichuan Province [J]. *Plateau and Mountain Meteorology Research*, 2008, 28(12): 62~67 [郁淑华, 高文良. “5·12”汶川特大地震重灾区泥石流滑坡气候特征分析 [J]. *高原山地气象研究*, 2008, 28(12): 62~67]
- [12] Uchiogi Tamao. Landslide due to One Continual Rainfall [J]. *Journal of Japan Soc. of Erosion Control Eng.*, 1971, 79: 21~34 [打荻珠男. ひと雨による山腹崩壊について [J]. *新砂防*, 1971, 79: 21~34]
- [13] Cheng C T, Chiao C-H., Ku C.-Y., *et al*. Evaluation of landslides and debris flow hazards for reconstruction of Chi-Shan Hydropower Plant in Ta-Chia watershed after Chi-Chi Earthquake [A]. In: *Proceeding of international conference in commemoration of 10th anniversary of the Chi-Chi earthquake* [C]. 2009, 360~374
- [14] Tan Wanpei. Study on the debris flows forecast and its divisions

- formed by disasters rainstorm in China[J]. *Bulltin of Soil and Water Conservation*, 1989, 9(2): 48~ 53[谭万沛. 中国灾害暴雨泥石流预报分区研究[J]. 水土保持通报, 1989, 9(2): 48~ 53]
- [15] Tan Wanpei. Study on regional critical rainfall indeces of debris flow in Sichuan Province[J]. *Journal of Catastrophology*, 1992, 7(2): 37~ 42[谭万沛. 四川省泥石流预报的区域临界雨量指标研究[J]. 灾害学, 1992, 7(2): 37~ 42]
- [16] Hu X iewen, L X ioping, Huang Runqiu, *et al*. Developmental features and evaluation on blocking dangers of dashuiditch debris flow in Tangjiashan dammed lake[J]. *Chinese Journal of Rock Mechanics and Engineering*, 2009, 28(4): 850~ 858[胡卸文, 吕小平, 黄润秋, 等. 唐家山堰塞湖大水沟泥石流发育特征及堵江危害性评价[J]. 岩石力学与工程学报, 2009, 28(4): 850~ 858]
- [17] Cheng C. T., Shen C. W, Shao K. S., *et al*. The assessment and prediction of the landslides and debris flows in Ta- Chia Watershed between Maan Dan and Tech i Dan after Taiwan Ch i Chi earthquake [A]. In Proceeding of third Taiwan-Japan Joint Workshop on Geotechnical Natural Hazards[C]. Taipei, 2008
- [18] Zhou Bifu, Li Deji, Luo Defu, *et al*. Dailance for Debris flow Prevention[M]. Beijing: Science Press, 1991: 92~ 95[周必凡, 李德基, 罗德富, 等. 泥石流防治指南[M]. 北京: 科学出版社, 1991: 92~ 95]

Activity Tendency Prediction of Rainfall Induced Landslides and Debris Flows in the Wenchuan Earthquake Areas

TANG Chuan

(State Key Laboratory of GeoHazard Prevention, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, China)

Abstract After Wenchuan earthquake, the subsequent rainstorms caused new landslides and debris flow occurrence. To explore the future activity of rainfall induced landslides in the Wenchuan earthquake areas, comparative analysis of the earthquake-induced landslides and debris flow activity trends of the Wenchuan earthquake with the Great Kanto earthquake in Japan and the Ch i Chi earthquake in Taiwan was made. On this basis, the future development of landslides in the Wenchuan earthquake areas was analyzed and predicted. The preliminary study results indicate the Landslide and debris flow activity in the Wenchuan earthquake areas will keep still intense in future 10 years. After that, the geological condition will be gradually stable in the future. A study area of 5.9 km^2 was selected in western slope of the Beichuan city. The new landslide area induced by heavy rainfall with 100-year return period will be approximately $166.97 \times 10^4 \text{ m}^2$, taking up 28.3% of total study watershed area. This study also predicted the outflow volume of debris flows with different return period in the future. The result shows the outflow volume of debris flow in the watershed of Weijia gully and Sujia gully were estimated to be $71.0 \times 10^4 \text{ m}^3$ and $49.2 \times 10^4 \text{ m}^3$ respectively. This research work can provide a reference for further understanding the role of Wenchuan earthquake follow-up rain-induced landslide and debris flow activity trends.

Key words Wenchuan earthquake; rainstorm; landslide; debris flow; activity