

成都龙门山地震区波状剥蚀过程及其成因

李俊^{1,2}, 陈宁生³, 赵苑迪^{1,2}

(1. 四川理工学院土木工程学院, 四川 自贡 643000; 2. 桥梁无损检测与工程计算四川省高校重点实验室, 四川 自贡 643000; 3. 中国科学院、水利部成都山地灾害与环境研究所, 成都 610041)

摘要:针对2008年汶川震后湿润成都龙门山剥蚀与山地灾害发生的巨大变化问题,锁定龙溪-白沙河流域,通过对2009-2014年间具体的山洪泥石流事件引发的剥蚀数量展开调查,并参考震前的区域剥蚀研究成果和其他地震山区剥蚀特征来剖析该震区波状剥蚀过程及其成因。研究发现:(1)区域的剥蚀变化是一个先增后降的波状过程,其峰值变化呈现双曲线衰减趋势,这预示出成都龙门山为代表的区域经过81年后,剥蚀速率将回到地震以前的0.3 mm,震后26年以后(即2034年后)难以暴发泥石流灾害;(2)震后剥蚀的变化受松散固体物质数量和降水的联合控制。松散固体物质决定了区域内总体的剥蚀变化趋势,而其本身受剥蚀数量、植被覆盖率与土体固结的影响。降水的变化则导致了剥蚀波动。

关键词:成都龙门山;地震区;剥蚀过程;山洪;泥石流

中图分类号:X43;P694

文献标志码:A

引言

成都龙门山地震区是指青藏高原东缘龙门山区,是由成都管辖的都江堰、彭州、大邑和邛崃4县市所在的条带状山区,面积2784.9 km²,如图1所示。成都龙门山地震区与日本,菲律宾,台湾山区,中南美洲的安第斯山脉,北美洲落基山脉,欧洲的阿尔卑斯山区,喜马拉雅山区等类似山区均存在强烈的地震降雨,地震构造运动和极端气候强烈地影响着这些区域的剥蚀与灾害^[1-5]。震后强烈的剥蚀和山洪泥石流灾害问题成为人们研究的焦点^[6-9]。

前人对地震后、暴雨作用下的山洪泥石流灾害的

规模和防治技术展开过研究^[1,10],也研究了诸如日本关东地震和台湾 Chi-Chi 地震等震后极端的剥蚀速率^[11-13],然而有关剥蚀的动态过程模型和震后灾害的定量预测方面的研究依然薄弱。此外,有研究发现地震和降水的综合作用使得剥蚀先增加而后减少^[14],然而如何评估二者的综合影响无论在理论方法还是实践案例上均十分缺乏。鉴于此,本文选择2008年汶川震后经历过7个水文年的具有代表性的湿润龙门山地震带白沙-龙溪河流域中下游(面积为188.5 km²)为研究对象(图1),定量揭示区域剥蚀速率的波状动态变化过程及山洪与泥石流灾害的演化特征,预测汶川地震后剥蚀与灾害的发展趋势。

收稿日期:2018-05-24

基金项目:国家自然科学基金国际(地区)合作与交流项目(41661134012);国家自然科学基金面上项目(41671112);2016年桥梁无损检测与工程计算四川省高校重点实验室项目(2016QYY02)

作者简介:李俊(1989-),男,四川乐山人,讲师,博士,主要从事山地灾害形成机理及防治技术方面的研究,(E-mail)lijunxiaoyou_xiang@163.com

通信作者:赵苑迪(1990-),女,四川巴中人,助教,硕士,主要从事滑坡GIS遥感影响技术方面的研究,(E-mail)2855051321@qq.com

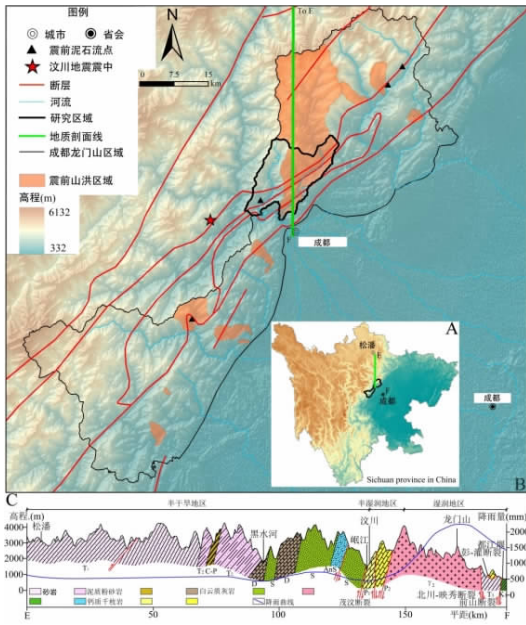


图 1 成都龙门山带及研究核心区龙溪-白沙河流域位置及其地质背景

1 研究方法

选取龙溪河和白沙河流域的中下游段为研究对象,基于分辨率为 2.5 m 的 sport 卫星影像资料,依据滑坡崩塌的影像特征,解译崩滑体范围。基于滑坡区厚度、面积和坡度的统计模型^[15]确定区域的滑坡崩塌分布和松散固体物质总量,揭示流域的剥蚀背景。

研究区的小流域划分为发生过泥石流灾害的泥石流小流域和仅有山洪灾害的山洪小流域 2 类。山洪泥石流沟与龙溪河断面分布位置如图 2 所示。各年山洪泥石流空间分布情况如图 3 所示。

成都龙门山区剥蚀过程研究技术路线如图 4 所示。

首先,根据不同流域的特征,分别采用 3 种方法获得剥蚀速率。方法(A):2010 年龙溪河区域多沟暴发泥石流,并使得河道淤积极为严重,山洪泥石流剥蚀的物质瞬间淤积于干流河道。这种情况下,以清淤后原来的河床面为基础,结合淤积物的洪痕,实际测量淤积断面的厚度,最终确定其平均厚度和淤积总量,进而计算流域平均剥蚀数量。方法(B):选择典型的山洪流域,基于已经建设的拦沙坝拦截的泥沙总量与汇水面积确定其平均剥蚀速率,并以此速率的平均数值近似地作为区域山洪小流域的剥蚀速率。对建有拦沙坝的泥石流小流域,依据建坝时间和淤积

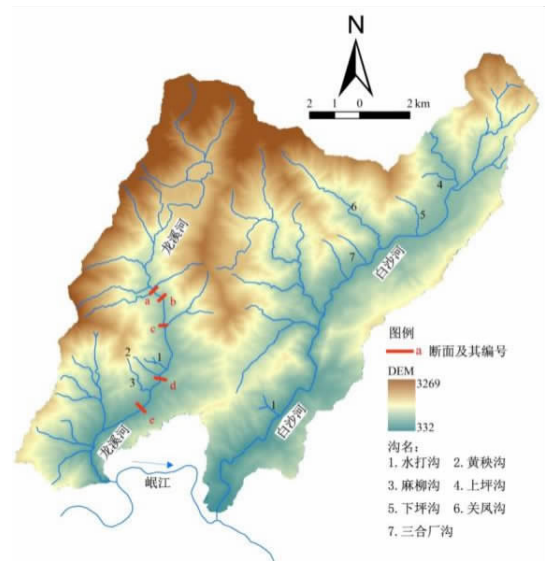


图 2 典型山洪泥石流沟与龙溪河断面的分布位置图

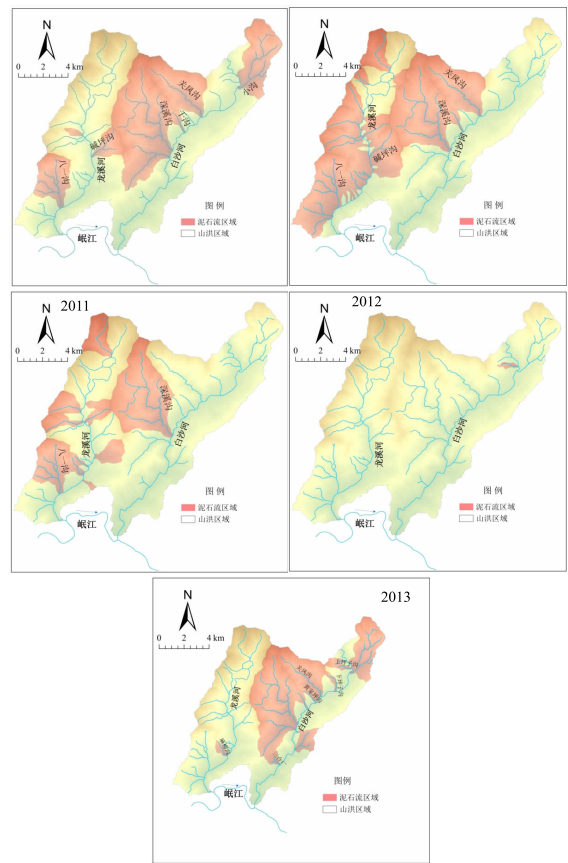


图 3 研究区各年山洪、泥石流的的空间分布情况

数量,确定小流域的剥蚀数量,基于各年剥蚀模数,计算获得 2008-2014 年共计 7 个水文年的剥蚀模数。方法(C):对于堆积物堆于堆积扇上的泥石流流域,采用测量的方法确定泥石流堆积总量和剥蚀速率。基于各年剥蚀模数,计算获得 2008-2014 年共计 7 个水文年的剥蚀模数。

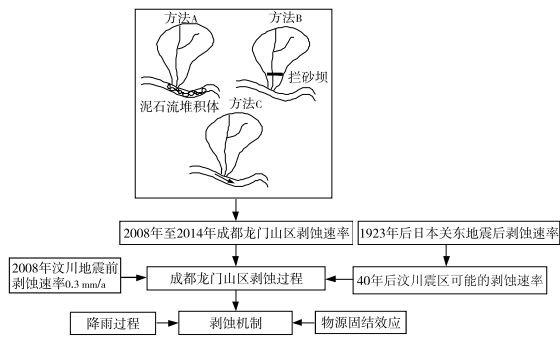


图4 成都龙门山区剥蚀过程研究技术路线图

在获得 2008 - 2014 年剥蚀速率的基础上,参照 1923 年日本关东地区震后 30 ~ 40 年的剥蚀速率递减特

征来推测汶川地震后的剥蚀速率,并结合龙门山区震前年均剥蚀速率 0.3 mm 等指标,采用数值模拟方法确定成都龙门山区震后区域的剥蚀过程。进一步参照区域历史地震特征,确定震后剥蚀速率的周期性演化过程。最后,鉴于历史泥沙淤积山洪灾害多和城镇不断迁移有关的特点,分析剥蚀、淤积和灾害及人类迁移之间的灾害效应。

2 研究结果

研究区内 2009 - 2014 年泥石流平均剥蚀速率见表 1。

表 1 2009 - 2014 年泥石流平均剥蚀速率

年份	沟名	发生时间	一次泥石流固体物质总量/ $\times 10^4$	泥石流沟面积/ km^2	剥蚀速率/ mm	年平均剥蚀速率/ (mm/a)
2009	碱坪沟	7.17	6.0	3.5	17.1	46.4
	小沟		11.4	0.8	142.5	
	八一沟		44.1	8.1	54.8	
	关凤沟		11.7	11.8	9.1	
	深溪沟		9.1	23.3	3.9	
	干沟		5.7	1.1	50.9	
2011	深溪沟	7.1	5.83	23.3	2.5	5.8
	黄秧沟		0.5	0.5	9.1	
2012	上坪西侧	7.8	1.0	0.3	29.7	29.7
	麻柳沟		3.3	0.9	36.2	
	下坪		0.2	0.8	2.9	
2013	关凤沟	7.19	14.0	11.8	11.8	14.2
	三合厂		1.1	1.6	6.7	
	干沟		1.5	1.1	13.4	
2014						0

从表 1 可知,2014 年无山洪泥石流灾害发生,根据 2009 - 2013 年泥石流输移的一次泥石流固体物质总量,计算得出 2009 年至 2014 年每年泥石流年均剥蚀速率。

泥石流发生,但每年均有山洪发生,各山洪沟坝体淤积量见表 2,可将二者的流域平均年剥蚀速率视为区域山洪平均剥蚀速率。

据实地调查,2008 年汶川震后水打沟与黄家坪沟无

表 2 各山洪沟坝体淤积量

区域	山洪泥石流时间	坝体完成时间	坝体经/纬度	淤积总量/ m^3	流域面积/ m^2	年均剥蚀速率/ (mm/a)
水打沟	2011 - 2014	2011.3	103°33'43.92" E 31°42'29.64" N	1792.45	0.33	1.9
黄家坪沟	2011 - 2014	2011.2.24	103°38'35.16" E 31°71.56" N	1490.2	0.35	1.4

从表 2 可知,水打沟与黄家坪沟的山洪剥蚀速率分别为 1.9 mm/a, 1.4 mm/a, 则 2011 年至 2013 年区域山洪平均剥蚀速率为 1.7 mm/a, 同时 2009 年与 2010 年区域山洪年均剥蚀速率也采用 1.7 mm/a。

根据加权平均法,结合表 1 和表 2 数据,得出研究区域内各年(除 2010 年以外)的山洪泥石流年均剥蚀速率,结果见表 3。

表 3 2009 -2014 年各年区域剥蚀速率

年份	平均泥石流剥蚀速率 / (mm/a)	山洪平均剥蚀速率 /mm	泥石流面积 /km ²	山洪面积 /km ²	年平均剥蚀速率 / (mm/a)
2009	46.4		70.66	117.86	18.4
2010	-		88.78	99.74	45.9
2011	5.8	1.7	50.12	138.40	2.8
2012	29.7		0.34	188.18	1.7
2013	14.2		65.83	122.69	6.0
2014	0		-	188.52	1.7

2010 年研究区即龙溪河流域与白沙河流域的山洪泥石流年均剥蚀速率获取过程如下所述。2010 年龙溪河流域暴发了群发性泥石流,流域内几乎所有的泥石流沟均发生了泥石流灾害(图 3),山洪泥石流携带大量的松散固体物质淤满河道。根据实测的淤积厚度和淤积范围,估算山洪泥石流剥蚀量。根据实测结果,2010 年龙溪河松散固体物质淤积面积为 995 786 m²,平均淤积厚度约 5.8 m,总淤积量为 5 775 559 m³,而龙溪河全流域的面积为 78.79 km²,则当年均剥蚀速率为 73.3 mm/a。而 2010 年,白沙河流域的深溪沟、干沟、关凤沟有泥石

流发生,时间为 8 月 13 日 14 时。2010 年白沙河泥石流年均剥蚀速率为 52.9 mm/a。2010 年白沙河泥石流分布面积为 36.20 km²,山洪分布面积为 73.52 km²。2010 年白沙河小流域泥石流年均剥蚀速率见表 4。从表 4 可知,白沙河区域山洪年均剥蚀速率为 1.66 mm/a,可得 2010 年白沙河山洪泥石流年均剥蚀速率为 18.5 mm/a。最后,2010 年龙溪河山洪泥石流年均剥蚀速率为 73.3 mm/a,而白沙河流域山洪泥石流年均剥蚀速率为 18.5 mm/a,两者取平均,2010 年研究区山洪泥石流年均剥蚀速率为 45.9 mm/a。

表 4 2010 年白沙河小流域泥石流年均剥蚀速率

沟名	时间	一次泥石流固体物质总量/ ×10 ⁴	泥石流沟面积 /km ²	剥蚀速率 /mm	泥石流年平均剥蚀速率/(mm/a)
干沟	8.13	11.8	1.1	107.4	
关凤沟	8.13	9.65	11.8	9.2	52.9
深溪沟	8.13	100.7	23.3	43.2	

2.1 成都龙门山区剥蚀过程

2.1.1 剥蚀过程数值模拟

成都龙门山区剥蚀速率随时间的演化过程模式如图 5 所示。

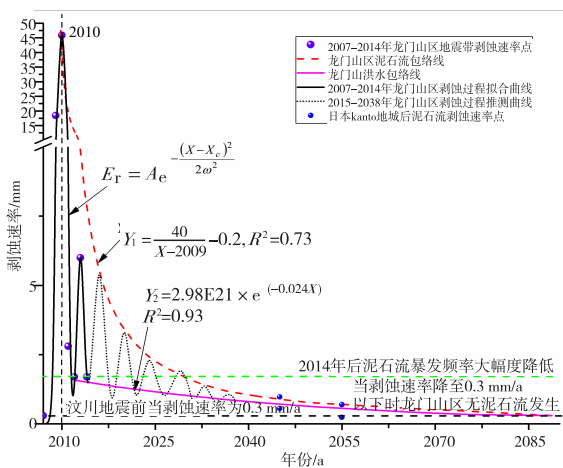


图 5 成都龙门山区剥蚀速率随时间的演化过程模式

从图 5 可知,2007 -2010 年究区域的剥蚀速率出现

强烈增加,从 0.3 mm/a 增加到 18.4 mm/a,再增加到 45.9 mm/a,之后,于 2011 年回落到 2.8 mm/a,2012 年回落到 1.70 mm/a,2013 年略有增加、达到 6.0 mm/a,2014 年又回落到 1.70 mm/a,由此表明研究区域的剥蚀速率呈现出波状震荡的衰减过程,该剥蚀衰减过程可用高斯方程模拟,见式(1)。该高斯方程由 2 个包络线控制,上包络线代表剥蚀的峰值,见式(2),是一个先大后小的双曲线下下降过程,拟合度达到 93%。下包络线代表剥蚀的低谷数值,见式(3),其随时间的变化呈指数下降,拟合度为 73%。

$$E_r = A e^{-\frac{(X-X_c)^2}{2\sigma^2}} \tag{1}$$

$$Y_1 = \frac{40}{X - 2009} - 0.2 \tag{2}$$

$$Y_2 = 2.98E21 \times e^{-0.024X} \tag{3}$$

式(1)为成都龙门山剥蚀衰减模型。式中, E_r 为剥蚀速率,mm/a;A 为单个波动过程的面积,为某一时段的

剥蚀深度,介于 $6 \text{ mm/a} \sim 45.9 \text{ mm/a}$; ω 为单一波动过程 $1/3$ 的波高的波宽,反映一波剥蚀过程持续的时间,介于 $0.56 \text{ a} \sim 0.58 \text{ a}$; X 为剥蚀速率对应的某年时间, a ; X_0 为每一个波的特点因波所在的时间位置, a 。

式(2)和式(3)分别为成都龙门山剥蚀衰减过程的上包络线和下包络线。式中, Y_1 为泥石流逼近线方程的剥蚀速率, mm/a , Y_2 为洪水逼近线方程的剥蚀速率, mm/a 。

由式(2)可预测汶川地震 16 年后,即 2030 年,峰值剥蚀速率降到了 1.70 mm/a ,与泥石流不发育的 2014 年在同一水平,由此可推算出此后无大规模泥石流发生。剥蚀的波动过程显示区域的最大剥蚀速率为 45.9 mm/a ,表明震后大规模泥石流发育后,形成的剥蚀速率可以达到震前平均剥蚀速率(0.3 mm/a)的 153 倍。依据上包络线与下包络线相交的横坐标估算,81 年后区域平均剥蚀速率恢复到 0.3 mm/a ,回到震前的状态。

2.1.2 2009 - 2014 年剥蚀速率与降雨强度关系分析

震后环境下剥蚀速率的变化与降雨息息相关,为进一步探讨龙门山地震区波状剥蚀的形成过程,对剥蚀速率与最大 1 小时降雨量的关系进行分析。

首先调查 2009 - 2014 年研究区的山洪泥石流灾害,确定灾害发生的时间。然后选取距灾害点较近(间距 $< 10 \text{ km}$)、海拔与灾害点一致的气象台,其降雨量数据作为灾害点的雨量特征值(即最大 1 h 降雨量)。研究区域各年最大 1 h 降雨量与年均剥蚀速率见表 5。进而对最大 1 h 降雨量和山洪泥石流年均剥蚀速率进行回归分析,回归模型如图 6 所示。

表 5 研究区域各年最大 1 h 降雨量与年均剥蚀速率

年份	降雨日期/时间	降雨量/mm	降雨频率/%	年均剥蚀速率/(mm/a)	降雨频率/%	降雨周期
2009	—	—	—	18.4		
2010	8.13/17:00	102.6	2	45.9	2	50 年一遇
2011	8.21/2:00	37.3	50	2.8	50	2 年一遇
2012	8.18/0:00	59	10	1.7	10	10 年一遇
2013	8.19/14:00	72.4	5	6	5	20 年一遇
2014	6.19/14:00	33.7	75	1.7	75	13 年一遇

从图 6 可知,年均剥蚀速率与最大 1 h 降雨量之间具有良好的耦合关系,其回归模型见式(4), R^2 为 0.6。根据回归模型可预测当 1 h 降雨量超过 80 mm 时,该年

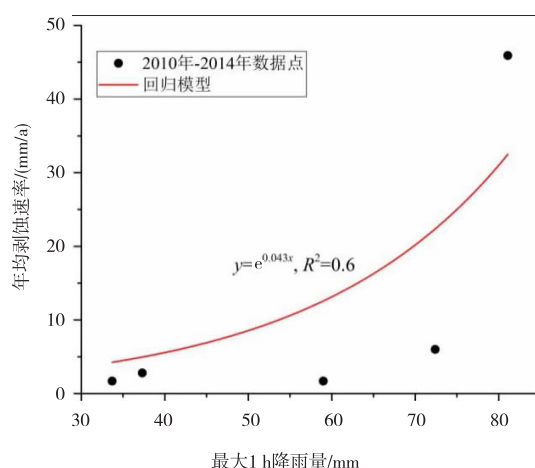


图 6 2010 年 - 2014 年平均剥蚀速率与最大 1 h 降雨量回归模型

的山洪泥石流年均剥蚀速率将急剧增加,从而导致地质灾害发生概率也会增加。

$$y = e^{0.043x}, R^2 = 0.6 \quad (4)$$

式中, y 为年均剥蚀速率, mm/a ; x 为最大 1 h 降雨量, mm 。

2.2 剥蚀速率变化的成因分析

前人研究表明剥蚀过程是由区域内松散固体物质的数量变化、土体固结的过程、生态环境和降水的波动性所决定的^[3, 16-17]。

采用遥感方法确定:2009 年初,龙溪 - 白沙河中下游 188.50 km^2 区域内的崩滑区占总面积的 3.3%,崩滑体的平均厚度为 8.8 m ,松散固体物质总量为 5590.19 万 m^3 。2009 - 2014 山洪泥石流总剥蚀量为 76.5 mm ,占区域松散层厚度的 25.8%,说明松散固体物质的减少是泥石流迅速减少的重要原因。其次,汶川地震后的 2014 年,滑坡区域的植被覆盖率增加到 91%,生态的好转也会减少区域的剥蚀。此外,在震后早期,松散土体的密度通常小于 1.70 g/cm^3 ,之后松散土体随时间逐渐固结,使得泥石流物源区土体密度增大,高密度土体的剪胀导致能量的消散,从而使得泥石流形成难度增加^[18]。山洪泥石流的快速剥蚀、植被的恢复及残余松散固体物质的固结是剥蚀减少的重要原因,这决定了剥蚀的总体减小趋势,本文的研究也很好印证了这一点。降水则决定了剥蚀的波动,2008 - 2014 年研究区域的泥石流发育受 5 年一遇到 20 年一遇不同频率暴雨(表 5)的影响。

湿润地震山区剥蚀速率先增加后波状衰减趋势系由滑坡为主体的大量松散物源的变化决定的,这具有普遍性,而剥蚀的增量决定灾害的可能规模。在 Tanzawa 东部地区 39.2 km² 的 Nakagawa 流域,其滑坡面积比例从 1923 年的 26.8% 降到 1978 年的 2.3%,其间降水有波动^[11]; 1999 年台湾 Chi-Chi 地震后,由于滑坡增加,在 43.93 km² 的 Jou-Jou 流域,其年剥蚀率从震前的 2.67 mm/a 增至震后的 6.04 mm/a,但震后 6 年滑坡面积从 18.7% 降到 3.26%,相应地,剥蚀速率呈减少趋势^[12]。喜马拉雅山中西部山区震前剥蚀速率为 2.0 mm/a,2015 年尼泊尔地震后滑坡的大量增加同样引发了剥蚀速率的立即增加,之后会逐渐减小^[19]。通常剥蚀增量增加的幅度越大,则震后形成的次生灾害的严重程度更高,本文也发现成都龙门山地区地震频率低、降水强烈的区域其剥蚀速率的增幅较大,达 50 倍,导致震后灾害十分突出。而地震频繁、降水更丰富地区其剥蚀速率增幅较小,如台湾仅有 3~5 倍,其灾害的增加数量也相对较少。

3 结 论

综合以上研究得出如下结论:

(1) 汶川地震以后,成都龙门山地区的剥蚀表现为先增加、后逐步减少的波状过程,整个过程可用高斯方程模拟。

(2) 基于剥蚀过程的模拟方程,可预测:成都龙门山区域在震后 81 年,其剥蚀速率将回到震前的 0.3 mm,震后 26 年(即 2034 年后)该地区难以暴发泥石流灾害。

(3) 震后剥蚀与灾害加重及其后逐渐减少的波状过程受松散固体物质数量和降水的控制。而松散固体物质数量受剥蚀量、植被恢复度和土体固结度的影响而呈现先增加后逐步减少的变化,并控制着剥蚀过程呈双曲线降低趋势;降水的波动导致了剥蚀波动。

参 考 文 献:

[1] TANG C,VAN ASCH T W,CHANG M,et al.Catastrophic debris flows on 13 August 2010 in the Qingping area,southwestern China:the combined effects of a strong earthquake and subsequent rainstorms [J]. Geomorphology,2012,139(2):559-576.

[2] PARKER R N,DENSMORE A L,ROSSER N J,et al. Mass wasting triggered by the 2008 Wenchuan earthquake is greater than orogenic growth[J].Nature Geoscience,2011,4(7):449-452.

[3] GABET E,BURBANK D,PRATTSITAUOLA B,et al.Modern erosion rates in the High Himalayas of Nepal[J].Earth and Planetary Science Letters,2008,267(3-4):482-494.

[4] 李俊,陈宁生,欧阳朝军,等.扎木弄沟滑坡型泥石流物源及堵河溃坝可能性分析[J].灾害学,2017,32(1):80-84.

[5] 李俊,陈宁生,邓明枫.西藏林芝扎木弄沟泥石流规模变化趋势研究[J].人民长江,2017,48(23):61-65.

[6] HUANG R,FAN X.The landslide story[J].Nature geoscience,2013,6(5):325-326.

[7] 陈宁生,刘美,刘丽红.关于山洪与泥石流灾害及其流域性质判别的讨论[J].灾害学,2018,33(1):39-43,64.

[8] 李俊,陈宁生,赵苑迪.官坝河泥石流含沙量变化过程数值模拟[J].四川理工学院学报:自然科学版,2017,30(6):71-75.

[9] 崔鹏,庄建琦,陈兴长,等.汶川地震区震后泥石流活动特征与防治对策[J].工程科学与技术,2010,42(5):10-19.

[10] CHEN X,CUI P,YOU Y,et al.Engineering measures for debris flow hazard mitigation in the Wenchuan earthquake area[J].Engineering Geology,2015,194:73-85.

[11] 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(4):692-702.

[12] LIN W T,LIN C Y,CHOU W C.Assessment of vegetation recovery and soil erosion at landslides caused by a catastrophic earthquake:a case study in Central Taiwan[J].Ecological Engineering,2006,28(1):79-89.

[13] LIN C W,SHIEH C L,YUAN B D,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,2004,71(1):49-61.

[14] CHEN N S,LU Y,ZHOU H B,et al.Combined impacts

- of antecedent earthquakes and droughts on disastrous debris flows[J]. *Journal of Mountain Science*, 2014, 11(6):1507-1520.
- [15] FAN J, LI X, GUO F, et al. Empirical-statistical models based on remote sensing for estimating the volume of landslides induced by the Wenchuan earthquake [J]. *Journal of Mountain Science*, 2011, 8(5):711-717.
- [16] CHEN N, CHEN M, LI J, et al. Effects of human activity on erosion, sedimentation and debris flow activity-A case study of the Qionghai Lake watershed, southeastern Tibetan Plateau, China [J]. *The Holocene*, 2015, 25(6): 973-988.
- [17] LIU S, DONG Y, LI D, et al. Effects of different terrace protection measures in a sloping land consolidation project targeting soil erosion at the slope scale [J]. *Ecological Engineering*, 2013, 53(4):46-53.
- [18] IVERSON R M, REID M E, LAHUSEN R G. Debris-flow mobilization from landslides 1 [J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 1997, 25(1):85-138.
- [19] MALAMUD B D, TURCOTTE D L, GUZZETTI F, et al. Landslides, earthquakes, and erosion [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2004, 229(1):45-59.

The Wave Denudation and Its Mechanisms in the Chengdu Longmenshan Earthquake Region

LI Jun^{1,2}, CHEN Ningsheng³, ZHAO Yuandi^{1,2}

(1. School of Civil Engineering, Sichuan University of Science & Engineering, Zigong 643000, China;

2. Sichuan Province University Key Laboratory of Bridge Non-destruction Detecting and Engineering

Computing, Zigong 643000, China; 3. Key Laboratory of Mountain Hazards and Land Surface Process, Institute of Mountain Hazards and Environment, CAS, Chengdu 610041, China)

Abstract: In view of the huge changes of erosion and mountain disasters in Chengdu Longmenshan after the Wenchuan earthquake in 2008, the Longxi-Baisha River Basin is locked, and the number of denudation caused by the specific mountain torrents and debris flow events in 2009-2014 was investigated and referenced. The corrugated erosion process and its origin in the seismic region are analyzed by referring to the regional erosion research results before the earthquake and the erosion characteristics of other seismic mountain areas. The study found that: (1) the denudation change of the region is a wave-like process with increasing and then decreasing, and its peak value change shows a hyperbolic decay trend, which indicates that the region represented by the Longmenshan in Chengdu is 81 years later. The denudation rate will return to 26 years after the 0.3 mm, earthquake after the earthquake (that is, after 2034), and it is difficult to break out debris flow disaster. (2) the variation of denudation after earthquake is controlled by the amount of loose solid matter and precipitation. Loose solid matter determines the overall trend of denudation in the region, which is affected by the amount of denudation, vegetation coverage and soil consolidation. The change of precipitation results in erosion fluctuation.

Key words: Chengdu Longmenshan; earthquake region; denudation processes; flash flood; debris flow