

doi: 10.12029/gc20170501

殷跃平, 王文沛, 张楠, 闫金凯, 魏云杰, 杨龙伟. 2017. 强震区高位滑坡远程灾害特征研究——以四川茂县新磨滑坡为例[J]. 中国地质, 44(5): 827–841.

Yin Yueping, Wang Wenpei, Zhang Nan, Yan Jingkai, Wei Yunjie, Yang Longwei. 2017. Long runout geological disaster initiated by the ridge-top rockslide in a strong earthquake area: A case study of the Xinmo landslide in Maoxian County, Sichuan Province[J]. Geology in China, 44(5): 827–841(in Chinese with English abstract).

## 强震区高位滑坡远程灾害特征研究 ——以四川茂县新磨滑坡为例

殷跃平 王文沛 张楠 闫金凯 魏云杰 杨龙伟

(中国地质环境监测院, 北京 100081)

**摘要:**近年来,在汶川地震等强震区常发生一种特大的高位滑坡地质灾害,它从高陡斜坡上部位置剪出并形成凌空加速坠落,具有撞击粉碎效应和动力侵蚀效应,导致滑体解体碎化,从而转化为高速远程碎屑流滑动或泥石流流动,并铲刮下部岩土体,使体积明显增加。新磨滑坡就是这种典型,它发生于2017年6月24日,滑坡后缘高程约3450 m,前缘高程约2250 m,高差1200 m,水平距离2800 m,堆积体体积达 $1637 \times 10^4 \text{ m}^3$ ,摧毁了新磨村村庄,导致83人死亡。新磨滑坡地处叠溪较场弧形构造带前弧西翼,母岩为中三叠统中厚层变砂岩夹板岩,是1933年叠溪Ms7.5级震中区(烈度X度)和汶川Ms8.0级强震区(烈度IX度),形成震裂山体。滑源区分布多组不连续结构面,将厚层块状岩体分割成碎裂块体,在3150~3450 m区间形成明显的压裂鼓胀区,特别是存在2组反倾节理带,具有典型的“锁固段”失稳机理。滑坡体高位剪出滑动,连续加载并堆积于斜坡体上部,体积达 $390 \times 10^4 \text{ m}^3$ ,导致残坡积岩土层失稳并转化为管道型碎屑流;碎屑流高速流滑至斜坡下部老滑坡堆积体后,因前方地形开阔、坡度变缓,转化为扩散型碎屑流散落堆积,具有“高速远程”成灾模式。据此,可建立强震山区高位滑坡的早期识别方法,当陡倾山脊存在大型岩质高位滑坡时,应当考虑冲击作用带来的动力侵蚀效应和堆积加载效应,特别是沿沟谷赋存丰富的地下水时,发生高速远程滑坡的可能性将明显增加。因此,在地质灾害调查排查中,在高位岩质滑坡剪出口下方的斜坡堆积体上的聚居区等应划定为地质灾害危险区。在强震山区地质灾害研究中,不仅应采用静力学理论分析滑坡的失稳机理,而且应采用动力学方法加强运动过程的成灾模式研究。

**关键词:**高位滑坡;碎屑流;强震区;茂县

中图分类号:P642.22 文献标志码:A 文章编号:1000-3657(2017)05-0827-15

### Long runout geological disaster initiated by the ridge-top rockslide in a strong earthquake area: A case study of the Xinmo landslide in Maoxian County, Sichuan Province

YIN Yueping, WANG Wenpei, ZHANG Nan, YAN Jingkai, WEI Yunjie, YANG Longwei

(China Institute of Geo-environment Monitoring, China Geological Survey, Beijing 100081, China)

收稿日期:2017-09-19;改回日期:2017-10-18

基金项目:中国地质调查局地质灾害详细调查项目(DD20179609)支持与资助。

作者简介:殷跃平,男,1960年生,博士,从事地质灾害与防治研究;E-mail: yinyp@mail.cigem.gov.cn。

**Abstract:** In recent years, a typical type of catastrophic ridge-top (or high-position) rockslide often occur in the strong earthquakes such as the Wenchuan earthquake. It exits out from the upper part of the steep slope and forms a volley fall with impact and crushing effect and dynamic erosion effect, causing the slide body to disintegrate and fragment, which transforms into rapid and long run-out avalanche debris or debris flow, and entraining the lower part of rock and soil mass, so that the volume increased significantly. The Xinmo landslide is this typical, it occurred at Maoxian County, Sichuan Province on June 24, 2017. The elevation of the crown of the Xinmo landslide was about 3450 m and the front edge was about 2250m. The height difference of landslide was 1200m, and the horizontal distance was about 2800 m. Its volume was up to 16.37 million  $m^3$ . The landslide buried the Xinmo Village, leading to the death of 83 people. The Xinmo landslide was located on the western wing of the Jiaochang arc-shaped tectonics. Its parent rocks were the medium to thick layered metamorphic sandstone intercalated with slate in the Middle Triassic. The region was not only the epicenter area of the Diexi earthquake with magnitude 7.5 in 1933 (the intensity of the earthquake was X) but also the strong earthquake-affected area of the Wenchuan Ms8.0 earthquake in 2008 (the intensity was IX). The mountains, especially the ridge-top rockmass, were fractured/cracked due to the strong earthquakes. There were multiple groups of discontinuous structural planes in the sliding source zone, and hence the thick blocky rock mass was cracked into fragmented blocks, and the bugling area was formed at the elevation varying from 3150 to 3450 meter. In particular, there were two sets of anti-dip large joints in the sliding source area, indicating a typical failure mechanism "locked-section". Rockslide with a volume of 3.9 million  $m^3$  exited and continuously accumulated at the back of previous residual landslide. The "overload effect" triggered the slope instability under the exit and transferred into long runout channeled avalanche debris. Because the terrain was wide and the slope angle gradually decreased, avalanche debris converted to diffused one and then to scattered accumulation. The Xinmo landslide presents a typical disaster mode of the rapid and long runout initialed due to rockslide at ridge-top in strong earthquake area. A new method should be established to recognize this type of landslides. Wherever there are large-scale rockslides in steep ridge-top region, the "dynamic erosion effect" and the "overloading effect" on the previous accumulation and the talus of slope due to impact processes should be considered. Especially in the place where there is abundant groundwater along the gully, the possibility of a rapid and long runout rockslide-avalanche debris will increase. Therefore, in conducting the investigation of geological disaster, the town, village or other populated areas should be zoned as risk area on the previous landslide accumulation of slope below the exit of the rockslide at the ridge-top. The authors emphasize that, in the strong earthquake mountainous regions, the static balance method for the landslide stability should be considered, and the dynamic research on the landslide runout processes and the disaster mode should be strengthened.

**Key words:** ridge-top landslide; avalanche debris; strong earthquake area; Maoxian County

**About the first author:** YIN Yueping, male, born in 1960, doctor, engages in the study of geological hazard prevention and treatment; E-mail: yinyp@mail.cigem.gov.cn.

**Fund support:** Supported by Geological Hazard Detailed Investigation Project of China Geological Survey (No. DD20179609).

## 1 引 言

2017年6月24日,四川省茂县叠溪镇发生特大滑坡灾害,摧毁了新磨村村庄,导致83人死亡。茂县新磨滑坡位于岷江一级支流松坪沟左岸,地理坐标为:103°39' 03.4"E、32°04' 09.4"N(图1)。滑坡发生于6月24日5时38分58秒,整个过程持续了约121s。滑坡后缘高程约3450 m,前缘高程约2250 m,高差1200 m,水平距离2800 m,堆积体体积达 $1637 \times 10^4 m^3$ (图2)。震裂顺层山体在山脊顶部失稳滑动,连续加载并堆积于斜坡体上部,导致1933年以来形成的残坡积岩土层失稳,碎裂解体后转化为

管道型碎屑流;高速流滑至斜坡下部老滑坡堆积体后,因前方地形开阔、坡度变缓,形成扩散型碎屑流散落堆积。其中,碎屑流在中间部分直接撞击推移上部老滑坡堆积体,将毁坏房屋向前推覆约200 m至松坪沟南岸,形成堰塞坝体;碎屑流在东、西部分形成抛洒堆积,并形成气浪冲击,前缘灌木林向外倒覆。2008年,汶川Ms8.0地震以来,多次发生这种因高位滑坡启动触发碎屑流或泥石流的链式灾害。2013年7月13日,四川都江堰三溪村滑坡-泥石流灾害,岩质滑坡高位剪出后转化为崩塌体,铲刮下部堆积层和强风化岩层,顺冲沟向下形成泥石流,滑坡运动距离长约1200 m,堆积物体积估计达

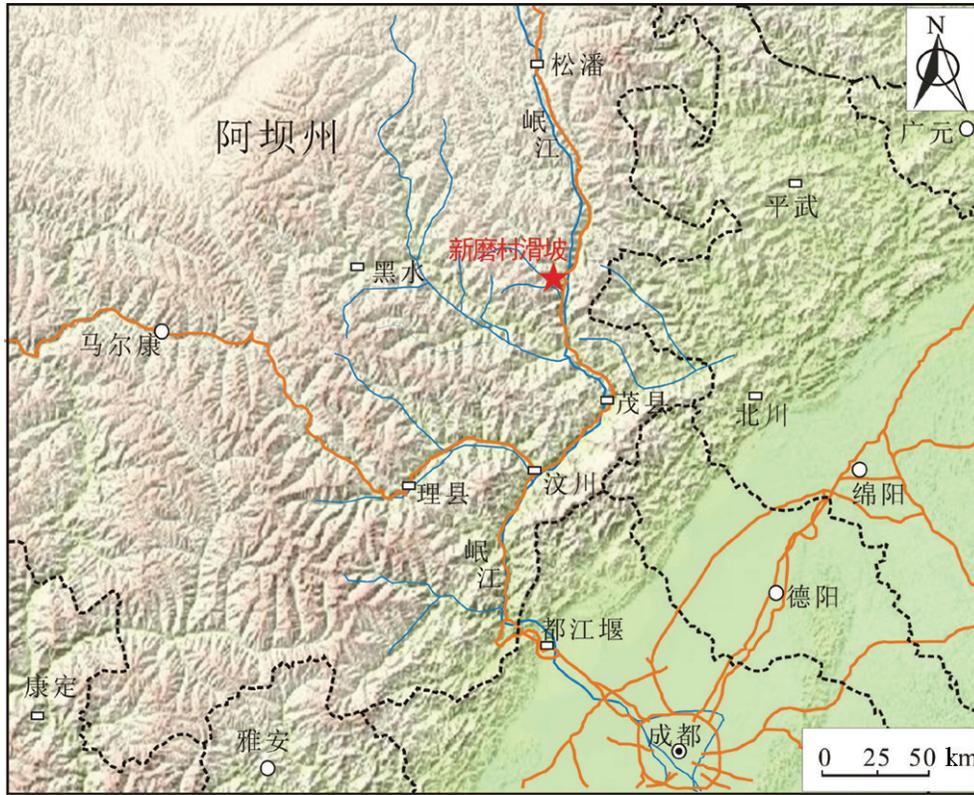
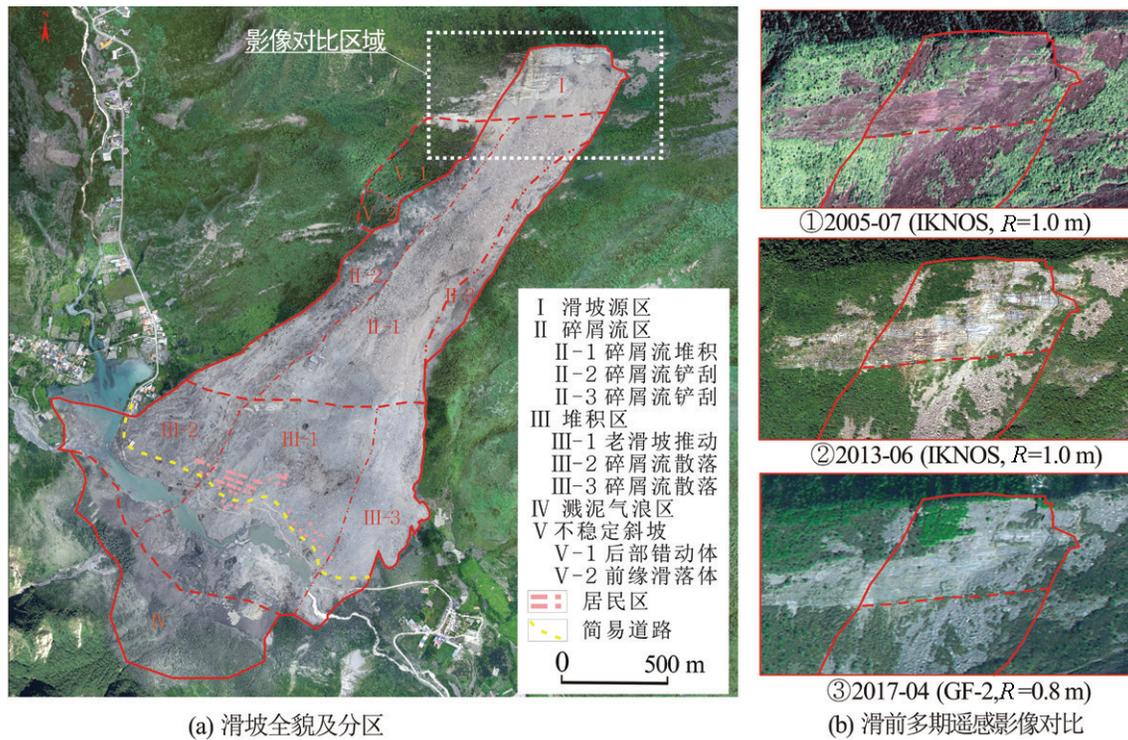


图1 茂县新磨滑坡地理位置图

Fig.1 Location of the Xinmo landslide in Maoxian County, Sichuan



(a) 滑坡全貌及分区

(b) 滑前多期遥感影像对比

图2 茂县新磨滑坡特征分区及多期遥感影像对比

Fig.2 Characteristic zoning and comparison of the multi-temporal remote sensing images of the Xinmo landslide

192×10<sup>4</sup>m<sup>3</sup>,冲毁了11间房屋,导致166人死亡(Yin et al., 2016)。在国外也有类似的灾难滑坡报道,2006年2月17日,菲律宾南莱特省发生特大滑坡,滑坡高位启动于沿菲律宾活动断裂带展布的山脊顶部,由基岩块体滑动转化为碎屑流,导致1119人死亡(Catane et al., 2007)。笔者认为,所谓的“高位滑坡”是指从高陡斜坡位置剪出并形成凌空加速坠落的滑坡,它具有撞击粉碎效应和动力侵蚀效应,从而转化为高速远程滑动的碎屑流或泥石流,并铲刮下部岩土体,使体积明显增加,往往造成重大的地质灾害。发生这两种效应的高位滑坡坠落差一般大于50 m,在汶川地震区,这种高差可超过350 m(Zhang et al., 2014)。根据笔者等的长期研究,从防灾的角度上看,可以将滑坡剪出后运动距离大于500 m且速度大于20 m/s的滑坡称为高速远程滑坡(Yin et al., 2011a)。因此,如何分析这种具有高位启动、高速远程和灾害链的滑坡的成灾模式,提出隐患点的早期识别方法,指导地震灾后重建区的地质灾害风险防范,提升灾后恢复能力,是地质灾害防灾减灾的一大难题(Xu et al., 2011; Chen et al., 2016; Yin et al., 2016)。因此,本文将四川茂县新磨滑坡为例,采用滑坡动力学理论,研究强震区滑坡的高位启动和远程滑动特征,并探讨成灾模式及风险识别等问题。

## 2 区域环境地质条件

### 2.1 地层构造与易滑结构

新磨滑坡地处较场弧形构造带前弧西翼。较场弧形带西翼部出露中一下三叠统中厚层变砂岩夹板岩,变质流体活动强,倒转向斜及活动断裂构造十分发育。沿松坪沟主要出露中三叠统砂岩夹板岩地层,褶皱变形及节理、擦痕等脆性变形构造相对较强(图3)。在松坪沟二河口上游出露有倾向南的陡倾逆冲断层,兼具走滑特征(图3a)。在区域地质上,该区遭受多期次S-N向压性构造应力作用,山体斜坡存在多组逆倾大型节理带,产状为354°∠43°(图3b)。新磨村后山斜坡体为顺向结构,出露地层为中三叠统杂谷脑组(T<sub>2z</sub>)块状—中厚层和薄—中厚层状变质石英砂岩,夹千枚岩、板岩,产状184°∠53°,发育不对称肠状、透镜状顺层剪切石英脉体,以脆性破裂变形为主,发育多期节理,节理

面擦痕、阶步发育。滑源区母岩岩层倾向与斜坡坡向近于一致,受构造挤压作用,地层呈波状挠曲。间夹的千枚岩、板岩等中陡倾结构面形成了软弱滑带,加之受多组不连续结构面的切割分离,构成了块状顺层易滑地质结构(图3c)。

### 2.2 地震作用及震裂山体

滑坡位于1933年3月25日所发生的茂县叠溪7.5级地震震中区,震源深度为6.1 km,烈度高达Ⅹ度(图4)。叠溪7.5级地震诱发了一系列不同规模的崩塌、滑坡、碎屑流,使千年古镇毁于一旦,500余人丧生(许向宁等,2005)。新磨村所坐落的老滑坡体为1933年叠溪地震所触发,并且在斜坡中部残留有滑坡堆积体和倒石锥(图5)。据汶川地震发生约三年前,即2005年7月的遥感影像分析(图2b-①),在山脊顶部滑源区山体主要分布有两组优势结构面:①100°∠70°,节理延伸长达数十米,断续分布,在滑源区东、西两侧较为发育,构成了滑坡的侧向分离边界;②350°∠40°,该节理带与岩层倾向相反,为与斜坡倾向相反的逆倾结构面,多处形成明显的构造或重力脆性剪切带,这组结构面控制了岩体的剪出滑动。这两组结构面在平面上将岩体切割成网格状,并与顺层的软弱结构面组合,将岩体分离为中厚层—厚层块状碎裂岩体,形成了易滑的地质块体。据汶川地震后,即2013年6月的遥感影像分析(图2b-②),与汶川地震前相同,滑源区山体优势结构面仍为两组:①100°∠70°和②350°∠40°,但是,在滑源区中部,形成一组与斜坡倾向近乎平行的密集纵张裂隙带,导致岩体损伤破碎程度加大。这也进一步证实汶川8.0级地震沿断裂带的振动放大效应非常显著,山顶的地震加速度可以是坡脚的2~4倍,强震触发的滑坡具有明显的抛掷效应,并且形成了震裂山体。据滑坡发生前2月,即2017年4月的遥感影像分析(图2b-③),与之前两期的遥感影像相比,滑源区山体表面更为松散,倒石锥体积进一步扩大,揭示出发生过表层的局部溜滑,同时,顶部东、西二侧的裂缝拉裂明显,特别是在西侧,边界裂缝贯通更加明显。

### 2.3 降雨与水文地质条件

根据茂县气象站提供的降雨资料,全县境内多年平均降雨量为490.7 mm。降雨量各月分配不均,降水集中在5—9月,累计达353.3 mm,占全年降水



图3 茂县新磨滑坡及周边地质特征

Fig.3 Geological formations in and around the Xinmo landslide at Maoxian County

量的72%,是降水高峰期,其中6、7月份降水量达到最大值;而每年10月份至次年4月份的降雨量仅117.4 mm,仅占全年降水量的28%。多年最大日降雨量75.2 mm,最大十分钟雨强为21 mm,具有短时降雨强度大等特点。

滑坡所在的松坪沟降雨量高于平均值,多年年平均降雨量约为600 mm。2017年5月1日进入汛期以来,降雨量较往年同期偏多。滑坡附近的松坪沟和叠溪镇两处气象站数据显示,6月1日至23日期间累计降雨量均超过200 mm,较常年同期偏多30%以上,其中,6月8日至14日经历了一次较强的持续降雨过程,累计降雨约80 mm(图6)。降水沿震裂山体裂缝渗入,导致静水压力增加,成为加剧

滑坡失稳的一个原因,同时,斜坡中部堆积层中地下水增加也为形成远程滑动提供了条件。

据水文地质调查资料,滑坡区的地下水主要以基岩裂隙水和堆积层孔隙水两种方式赋存。其中,基岩裂隙含水层为中三叠统杂谷脑组( $T_{2z1}$ )上部,岩性为钙质石英细砂岩,深灰色粉砂质板岩及灰黑色透镜状-薄层状结晶灰岩等。在新磨村后斜坡高程约2230 m附近,有泉水顺沟出露。在泉水出露的上部可见明显的溶蚀现象,属裂隙含水层,以下降泉的形式排出地表。据1977年7月13日进行的现场测流数据,泉水流量达25.71 L/s。该泉流量比附近泉水流量偏大的主要原因是:(1)斜坡补给区面积较大,自山顶至泉水出露区长达3 km,顶部(3900 m

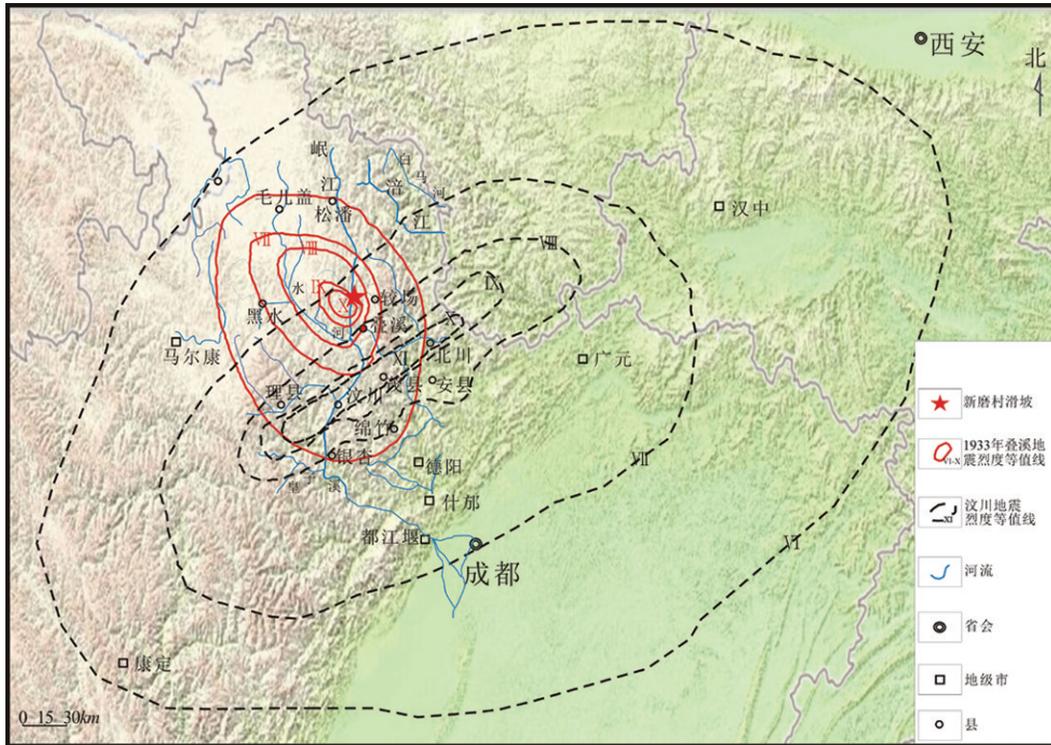


图4 茂县新磨滑坡区域地震烈度图(1933年叠溪 Ms7.5级地震和2008年汶川 Ms8.0级地震)

Fig.4 Regional seismic intensity map of the Xinmo landslide ( Intensity contour of the Diexi Ms7.5 earthquake in 1933 and the Wenchuan Ms8.0 earthquake in 2008)



图5 1933年叠溪 Ms7.5级地震震中区大型滑坡及堰塞湖分布图

Fig.5 Distribution of large-scale landslides and barrier lakes in epicentral area of Diexi Ms7.5 earthquake

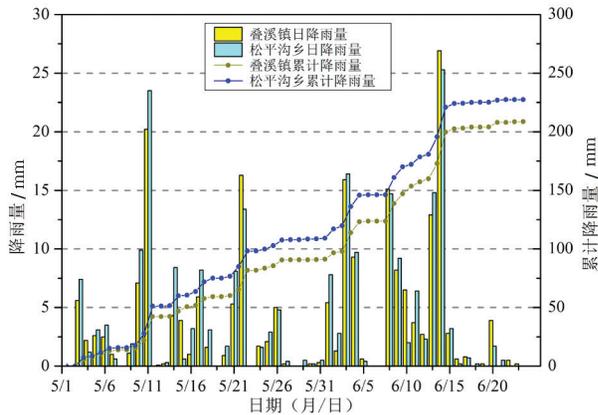


图6 茂县新磨滑坡附近降雨曲线

Fig.6 Curve of rainfall process around Xinmo Village from May 1 to June 23 of 2017

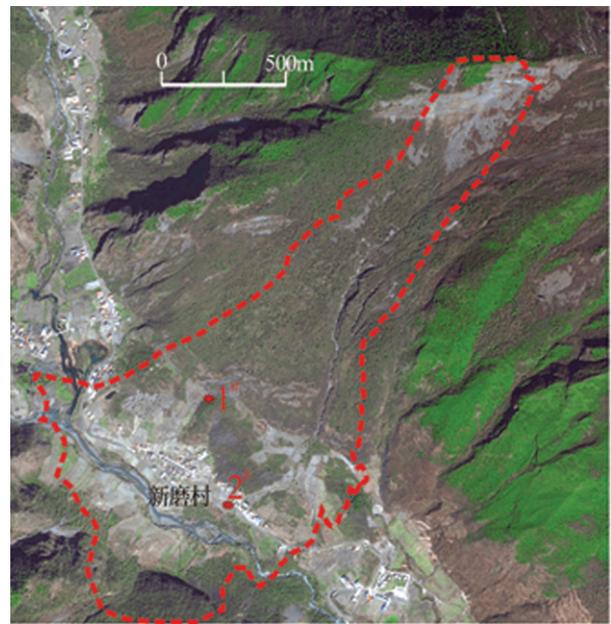
高程)长期受降雨和降雪入渗补给;(2)位于校场弧形构造带西翼为顺向坡,山体裂隙发育,利于地下水汇集;(3)由于正值丰雨季节,泉水流量应该为峰值。在新磨滑坡后部山体形成一条天然冲沟(图7)。据当地村民唐迁熊先生介绍,“该冲沟切割深度超过1 m,常年流水,但滑坡发生前两年水干枯了。”表明地表水和孔隙地下水的交互作用较为强烈,并且斜坡体拉张裂隙发育,加剧了地表水的入渗和排泄。由于在坡顶的降雨和降雪补给作用,斜坡基岩裂隙水较为丰富,而在斜坡下部,将以孔隙水的形式补给滑坡堆积体和表层残坡堆积体。这样,为滑源区岩质滑坡转化为高速远程滑动提供了良好的地下水液化层条件。

### 3 典型链式灾害分区特征

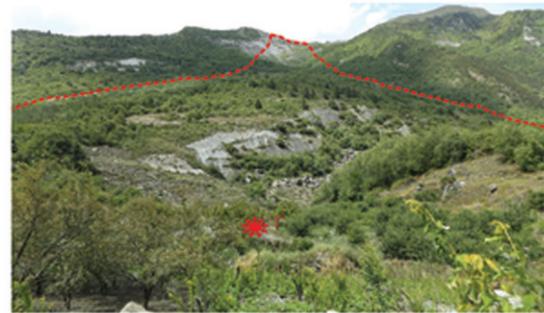
根据滑坡前后遥感影像分析并结合地面实际调查表明,滑坡灾害直接影响范围约 $143.1 \times 10^4 \text{ m}^2$ ,纵向长约3000 m,水平距离2800 m,高差1170 m,前缘最大横宽约1500 m,后缘最窄处宽约300 m。可将滑坡区分成滑源区、碎屑流区(滑动铲刮区)、滑坡—碎屑流堆积区、溅泥气浪区和变形区(图8,表1,图2)。

#### 3.1 滑坡源区(I区)

滑坡源区位于海拔高程3125~3450 m,高差325 m,呈脊顶单斜顺向结构,斜坡较陡,倾角为 $53^\circ$ (图9a)。母岩地层为三叠系中统杂谷脑组块状厚层石英砂岩、板岩和千枚岩。在多期构造运动强烈作用下,岩体呈现厚层板状波浪形挠曲,单层厚度



(a) 滑前影像 (2017年4月8日, 高分二号)



(b) 滑前照片 (2017年6月22日, 镜头朝东北)



(c) 滑前照片 (2017年6月22日, 镜头朝西北)

图7 茂县新磨滑坡滑动前遥感影像及典型照片

Fig.7 Remote sensing image and typical photos of the Xinmo landslide 37 hours before sliding

3~5 m,沿层面出现明显的光滑镜面特征(图9b, c)。在滑源区,分布有一组近NNE-SSW方向的大型节理或裂缝带,与滑动方向一致,构成了滑坡西部切割边界;在滑坡东部该组节理不明显,东侧边界主要呈拉剪破坏的特征。同时,母岩中分布有2

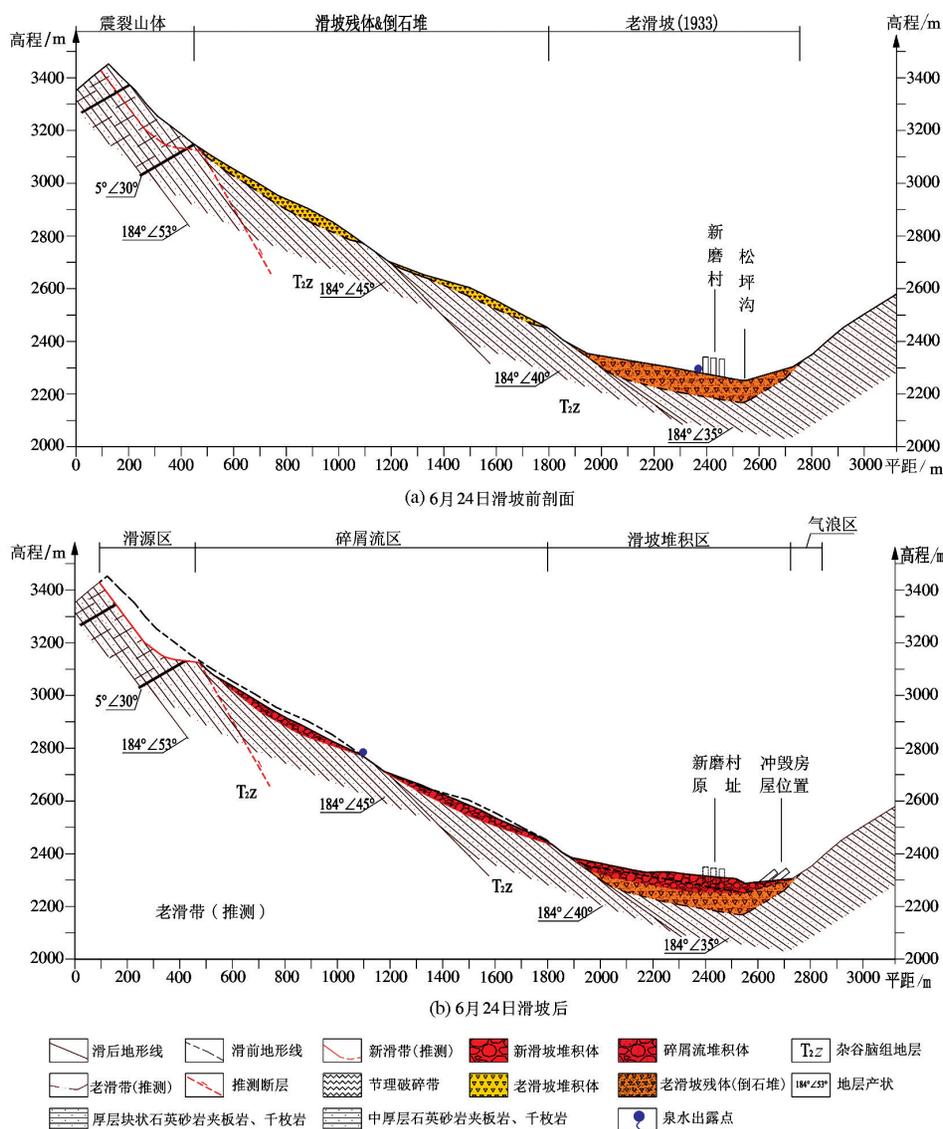


图8 茂县新磨滑坡滑动前和滑动后工程地质剖面图

Fig. 8 Engineering geological section of the Xinmo landslide before and after sliding

条连续分布且宽度达5~10 m的大型反倾节理破碎带,为岩体的鼓胀变形和滑动剪出提供了优势软弱面(图9d)。

滑源区平面呈长方形,斜长约400 m,横宽326 m,面积约 $13.04 \times 10^4 \text{ m}^2$ 。西侧最大厚度45.6 m,平均厚度35 m;东侧最大厚度31.5 m,平均厚度25 m,构成了西厚东薄的梯形状岩体,体积约 $390.6 \times 10^4 \text{ m}^3$ 。滑源区岩体碎裂解体后体积将扩容增加,一般按1.4倍考虑,则滑源区堆积体的体积为 $546.8 \times 10^4 \text{ m}^3$ 。其中,仍残留有 $150 \times 10^4 \text{ m}^3$ 堆积体就地堆积于

滑源区,形成倒石锥;其余 $396.8 \times 10^4 \text{ m}^3$ 堆积体向下滑动剪出,形成高位滑坡。

### 3.2 碎屑流区(Ⅱ区)

碎屑流区位于海拔高程2430~3125 m,高差695 m,斜长约1500 m,顺冲沟形成,呈管道状,斜坡倾角明显变缓,角度为 $27^\circ$ 。据滑坡前遥感影像分析和现场调查(图10,图7),斜坡原有堆积物为1933年叠溪Ms7.5地震触发的老滑坡残留堆积体和后期由上部重力作用形成的碎屑倒石锥。堆积体成分为中三叠统杂谷脑组(T<sub>2z</sub>)厚层、中厚块状石英砂岩、千枚岩

表1 茂县新磨滑坡物源和堆积分区

Table 1 Zoning of material sources and accumulation of the Xinmo landslide, Maoxian County

代号	分区名称	物源/铲刮体积/(10 <sup>4</sup> m <sup>3</sup> )	堆积体积/(10 <sup>4</sup> m <sup>3</sup> )	说明
I	滑坡源区	546.8	150.0	堆积物体积为岩质滑体体积 (390.6×10 <sup>4</sup> m <sup>3</sup> ) 1.4 倍
II	碎屑流区	873.8	326.0	包括铲刮区和堆积区
III	滑坡堆积区	217.0	1141.3	中部老滑坡推动区 (III1) 约 791.0×10 <sup>4</sup> m <sup>3</sup> ; 西部碎屑流散落区 (III2) 约 195.2×10 <sup>4</sup> m <sup>3</sup> ; 东部碎屑流散落区 (III3) 约 156.6×10 <sup>4</sup> m <sup>3</sup>
IV	溅泥气浪区	0.0	1.0	未形成明显的连续堆积
合计		1637.6	1637.6	不包括不稳定斜坡区 (V) (体积 450×10 <sup>4</sup> m <sup>3</sup> )

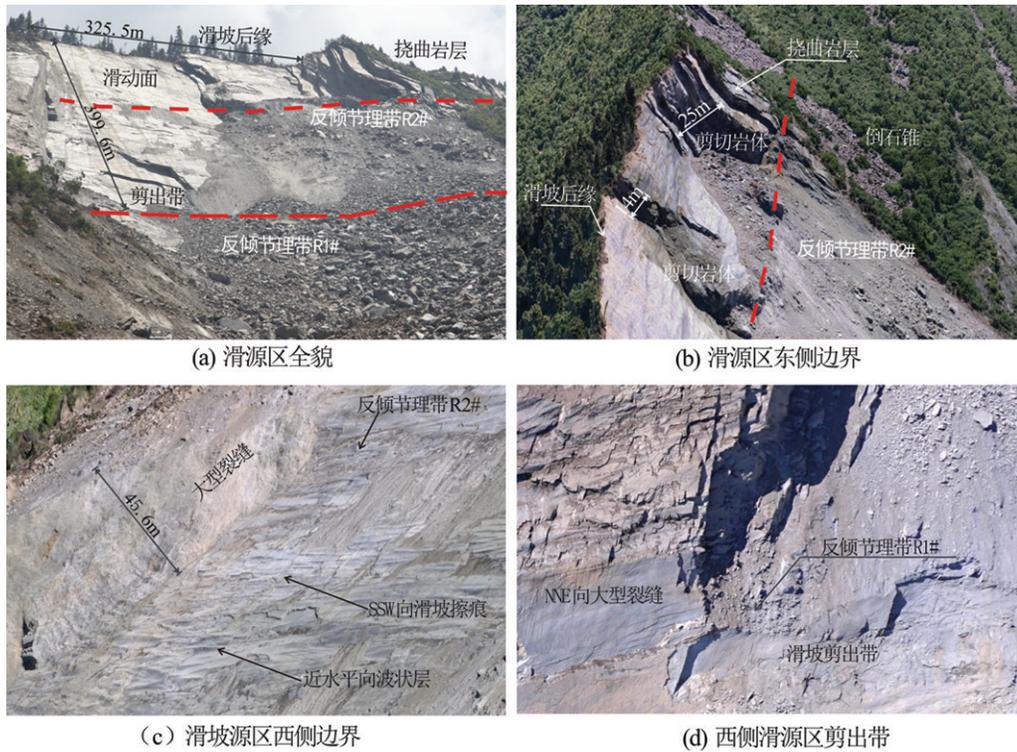


图9 茂县新磨滑坡滑源区岩体结构特征

Fig.9 Rockmass structure characteristics of the sliding source zone of the Xinmo landslide at the ridge-top

岩、板岩、千枚岩,夹残坡积土石(图 10a)。在高程 2700~2750 m 一帶有基岩出露,將堆积体分离为上、下两段。其中,上段:堆积体斜长约 700 m,最大厚度 40 m,平均厚度 20 m,寬 350 m,体積約 523.6×10<sup>4</sup> m<sup>3</sup>;下段:堆积体体斜长约 700 m,最大厚度 30 m,平均厚度 10 m,寬 500 m,体積約 350.0×10<sup>4</sup> m<sup>3</sup>。也就是,堆积体的总体積为 873.6×10<sup>4</sup> m<sup>3</sup>。

在滑源区体積达 396.8×10<sup>4</sup> m<sup>3</sup> 滑坡体冲击加载下,导致总体積达 873.6×10<sup>4</sup> m<sup>3</sup> 的堆积体复活启动,并沿原沟道转化为碎屑流体向下高速远程运动。据遥感影像分析和现场调查(图 10a,图 2a),在两侧

形成碎屑流铲刮区,而在中间形成碎屑流堆积区,并有基岩和泉水出露。以基岩露头为界,碎屑流堆积区被分割为上、下两段,其中,上段:碎屑流堆积体体斜长约 700 m,最大厚度 30 m,平均厚度 20 m,寬 170 m,体積約 238.0×10<sup>4</sup> m<sup>3</sup>;下段:碎屑流堆积体体斜长约 800 m,最大厚度 20 m,平均厚度 5 m,寬 220 m,体積約 88.0×10<sup>4</sup> m<sup>3</sup>。碎屑流堆积停留在沟道的总体積为上、下两段之和,即:326.0×10<sup>4</sup> m<sup>3</sup>。因此,继续向下滑动的体積为 944.4×10<sup>4</sup> m<sup>3</sup>,即:上部滑源区进入的滑体体積(396.8×10<sup>4</sup> m<sup>3</sup>)加上原有沟道老滑坡堆积体体積(873.6×10<sup>4</sup> m<sup>3</sup>)減去新堆积停留



图10 茂县新磨滑坡-碎屑流堆积特征

Fig.10 Accumulation characteristics of rockslide-avalanche debris at Xinmo village, Maoxian County, Sichuan

在沟道的碎屑流体积( $326.0 \times 10^4 \text{ m}^3$ )。

### 3.3 滑坡—碎屑流堆积区(Ⅲ区)

堆积区主要位于斜坡下部的老滑坡堆积体上。据遥感影像分析和现场调查,老滑坡厚度估计为70~90 m,体积达 $100 \times 10^6 \text{ m}^3$ 。新形成的滑坡—碎屑流堆积区高程在2430~2280 m,高差150 m,斜长约900 m,呈扇形展布,主要堆积于松坪沟左岸,并冲到右岸,形成堰塞体,斜坡平缓,角度总体小于 $10^\circ$ (图2,图7)。

在碎屑流下滑经过的高程2430~2390 m一带,基岩出露。该基岩为顺向坡地层层面,也是1933年地震滑坡的滑动面,地形坡度由 $27^\circ$ 变陡为 $38^\circ$ ,导致了碎屑流运动速度加快,冲击力明显增加,形成了中部老滑坡推动区,以及东、西碎屑流散落堆积区。

#### 3.3.1 老滑坡推动区(Ⅲ1亚区)

堆积体块度大小不均,分选性差,说明具有滑动的特征。特别是在后缘形成“凹”形堆积,揭示了由碎屑流体推动老滑坡所形成。由于碎屑流体的动力冲击和加载,导致滑坡体上部被推动,坐落在老滑坡体上的新磨村也被冲运到200 m以远的南岸。堆积体块石大小不均,一般为呈边长0.5~5.0 m

的长方体,并混杂有边长大于15 m的巨大块石。被推动的老滑坡坡面纵长620 m,平均厚度10 m,横宽350 m,估计体积达 $217.0 \times 10^4 \text{ m}^3$ 。新堆积的碎屑流体纵长820 m,最大厚度50 m,平均厚度20 m,体积为 $574.0 \times 10^4 \text{ m}^3$ 。因此,该区堆积体总体积应为碎屑流堆积体积和被推动的老滑坡体积之和,即: $791.0 \times 10^4 \text{ m}^3$ (图10b)。

#### 3.3.2 西部碎屑流散落区(Ⅲ2亚区)

碎屑流以扩散流的形式超覆在老滑坡体上。碎屑流堆积体纵长610 m,横宽320 m,平均厚度约11 m,体积达 $195.2 \times 10^4 \text{ m}^3$ 。碎屑流块度较为均匀,一般呈边长0.5~1.5 m的长方体,主要由中厚层状石英砂岩、板岩经过撞击解体和较长距离的流动滑动形成(图10c,d)。

#### 3.3.3 东部碎屑流散落区(Ⅲ3亚区)

与西区类似,碎屑流以扩散流的形式超覆在老滑坡体上。碎屑流堆积体纵长600 m,横宽290 m,平均厚度约9 m,体积达 $156.6 \times 10^4 \text{ m}^3$ 。块石大小不均,一般为呈边长0.5~1.5 m的长方体,但混杂有边长大于15 m的巨大块石。显示该区碎屑流流动特征要比西侧差。

### 3.4 溅泥气浪区(IV区)

主要分布于松坪沟南岸。滑坡-碎屑流高速向下流滑后,沿前缘形成了气浪边缘,并冲击河沟产生溅泥。溅泥气浪高度大于100 m,导致树木倒伏。该区堆积物体积约 $1.0 \times 10^4 \text{ m}^3$ 。

### 3.5 不稳定斜坡区(V区)

据遥感影像分析和现场调查,滑坡西侧存在受牵引导致的变形体,主要由顺层岩体及老的残坡堆积体构成,向下滑移达40 m。不稳定斜坡后缘分离边界高程约3150 m,为宽达35 m的拉裂槽。不稳定斜坡被新生裂缝分离为两部分,其中:后部变形体(V1),近似菱形,体积约 $400 \times 10^4 \text{ m}^3$ ;前部变形体(V2),呈楔形,体积约 $150 \times 10^4 \text{ m}^3$ 。

## 4 滑坡前兆分析

在茂县新磨滑坡应急期间,长安大学张勤教授、赵超英教授专门向笔者提供了InSAR解译成果(图11)。InSAR解译采用了欧空局的Sentinel数据,时间自2017年3月15日至6月19日,截止到滑坡发生5 d前,跨度为3个月,合计9景,分辨率为15 m。分析表明,在3150~3450 m处形成高位变形区,高差300 m,宽300 m,滑坡位移动方向 $195^\circ$ ,最大形变量达5.4 cm。而滑源区下部斜坡上的老堆积体并未形成干涉条纹。

据茂县新磨滑坡发生前36 h所拍摄的照片显示(图12),滑源区表面已形成明显的压裂鼓胀区,分布范围与InSAR的解译结果相一致。在滑源区下部高程3150 m和中部高程3350 m一带形成了2条与地层走向平行的剪出鼓胀裂缝带,长度达150~200 m。同时,在滑源区西部,出现了3条顺坡向的纵张鼓胀裂缝,长达200~300 m,这样,将完整岩体分割成了稳定性极差的碎裂块体。

## 5 滑坡运动学和动力学特征分析

滑坡失稳静力学理论的研究已相对成熟,而对滑坡剪出后的运动学和动力学特征研究进展缓慢,后者已成为当前滑坡学研究的热点(Hungr et al. 2009; Sassa et al. 2014; Zhang et al. 2017)。本文将对新磨滑坡的运动速度和动力过程进行分析。

### 5.1 滑坡运动速度估计

目前,对于体积为百万至千万立方米量级的滑

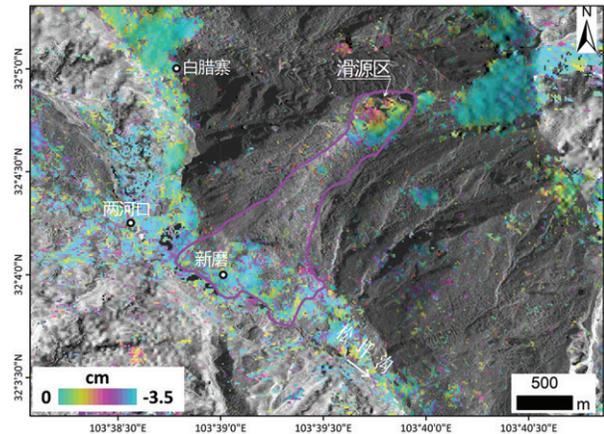


图11 茂县新磨滑坡滑前InSAR解译结果

Fig.11 The InSAR interpretation of the Xinmo landslide before sliding



图12 茂县新磨滑坡发生前37小时滑源区鼓胀裂缝照片

Fig.12 Photo showing the bulging cracks of the sliding source zone which were taken 37 hours before the Xinmo landslide

坡滑移距离和运动速度的估计大多采用雪橇模型。较为简便的计算公式为(Scheidegger 1973):

$$V = \sqrt{2g(H - f \times L)}$$

其中, $V$ —滑动速度, $g$ —重力加速度, $H$ —滑坡后缘顶点至滑程估算点的高差, $L$ —滑坡后缘顶点至滑程上估算点的水平距离, $f$ —滑坡后缘顶点至滑坡运动最远点的连线至斜率,即等效摩擦系数。

根据上述公式,建立了新磨滑坡的滑动距离、高差与等效摩擦角之间的几何关系(图13a)。由此,可计算出滑动阶段到达滑坡-碎屑流前缘松坪沟南岸时的滑动速度( $V$ ):

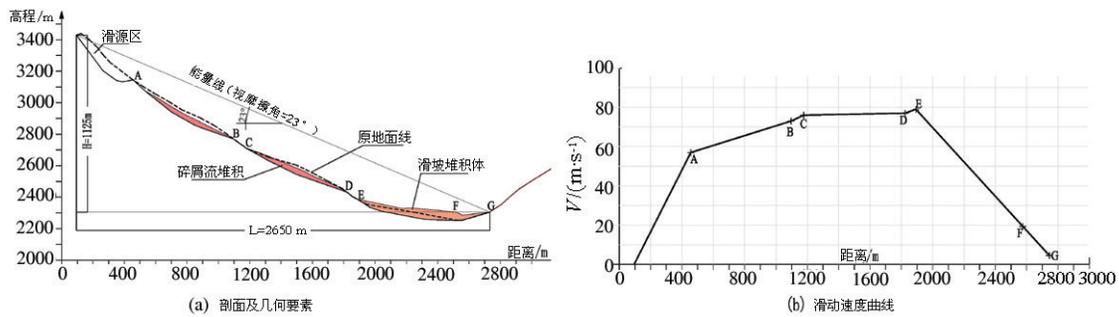


图 13 茂县新磨滑坡运动速度几何剖面及计算结果

Fig.13 Geometric section and calculation curve of the runout velocity of the Xinmo landslide

$$V = \sqrt{2g(H - f \times L)} =$$

$$\sqrt{2 \times 9.8 \times (1125 - tg(23^\circ) \times 2650)} = 5.24 \text{ (m/s)}$$

根据图 13 的几何关系, 滑坡-碎屑流的等效摩擦角约为  $23^\circ$ 。相应地, 可以推断出滑坡的运动速度, 其中, 在剪出口处(点 A), 速度达  $57.53 \text{ m/s}$ ; 在撞击上部堆积体(倒石锥)处(点 B), 速度达  $72.81 \text{ m/s}$ ; 在老滑坡堆积体上部(点 E), 由于地形变陡, 基岩裸露, 速度达到最大值, 达  $78.96 \text{ m/s}$ ; 到达老滑坡堆积体后(点 F), 滑坡碎屑流体势能转化为动能, 推动了老滑坡上部向前滑动, 并摧毁了新磨村庄, 将数十间房屋冲运到松坪沟南岸, 搬运动距离达  $200 \text{ m}$ 。由于前方沟壁的阻挡, 滑坡体速度降低为低速运

动, 速度达  $5.24 \text{ m/s}$ , 并引发泥气浪(图 13b)。

值得指出的是, Scheidegger(1973)公式未考虑滑坡的铲刮、撞击、液化、气垫等动力学因素, 仅初步刻画了滑坡的运动变化过程。

## 5.2 滑坡动力过程震相分析

据中国地震台网中心赵永研究员提供的地震动记录, 可以推断新磨滑坡过程经历了三个阶段(图 14)。

### 5.2.1 上部岩体持续滑动阶段

该过程持续约  $56 \text{ s}$ 。在临滑前, 滑源区岩体已被多组裂隙分离成鼓胀碎裂岩体(图 12), 而且, 通过滑坡-碎屑流灾害发生后的无人机影像和现场调查分析, 在堆积物上部, 仍分布有后期叠加的巨

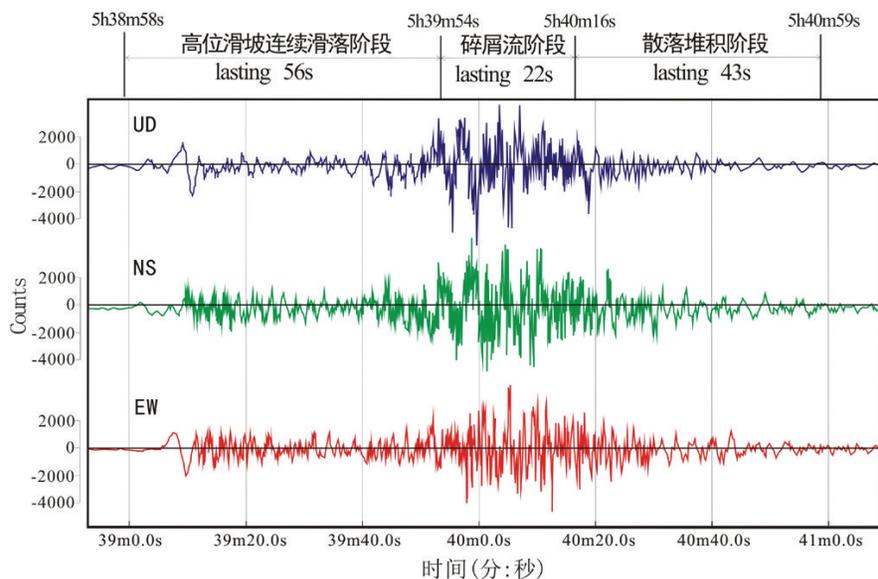
(2017年6月24日5h38m58s开始, MXI台站,  $\Delta=0.4$ ,  $Azi=153.0$ )

图 14 茂县新磨滑坡地震记录曲线

Fig.14 Seismic record caused by the Xinmo landslide

大块石(图10d),说明滑源区岩体的滑动具有持续滑落的特征,并以倒石锥的形式堆积于剪出口下方(高程3000~3150 m),这样,对下部斜坡上的1933年滑坡残体和倒石锥体形成后缘加载。

### 5.2.2 中部斜坡碎屑流阶段

该过程持续约22 s。由于上部滑源区堆积体的后缘冲击加载效应,促使了斜坡上的老滑坡残体堆积沿沟谷发生滑动,并转换为碎屑流。根据图13b中点A点至点E的距离可知,斜坡地形为27°,碎屑流的长度约1500 m,因此,碎屑流的速度约为66 m/s。采用雪橇模型计算的碎屑流平均速度约为68 m/s,二者的结果是相近的,具有可比性。

### 5.2.3 下部散落堆积阶段

该过程持续约41 s。滑坡-碎屑流运动距离约850 m,速度明显减慢,平均速度约为27 m/s。此阶段过程非常复杂。所处地段为1933年地震滑坡的堆积区,地形明显变平缓,坡度一般为5°,加上地形突然有沟道形变为开阔的扇形,导致碎屑流体形成散落超覆的形式堆积,但在中部一带,直接冲击并推移滑坡堆积体,导致了滑坡体上的新磨村房屋被毁,并向前推移100~200 m。

## 6 讨论

茂县新磨滑坡的失稳机理、成灾模式以及带来的灾难受到了国内外广泛关注。实际上,该区已进行过多次的地质灾害应急排查和详细调查,地质工作程度是比较高的,这说明单纯采用现有的理论方法和技术手段已不能完全适应强震山区的地质灾害调查工作要求(Yin et al. 2011)。本文将从三方面进行讨论:

### 6.1 滑坡失稳机理

从地层结构上看,新磨滑坡滑源区是典型的顺向坡结构,岩层具有厚块状特征。在一般重力作用下,很难形成溃屈失稳破坏,但是,在岩层中分布有两条平行走向的反倾大型节理带,为厚层状岩体的剪出提供了脆性软弱带。新磨滑坡滑源区的地质构造和失稳机理与1989年发生的四川华蓥山溪口滑坡、1990年发生的云南昭通盘河滑坡非常类似,黄润秋称之为“锁固段”突发脆性破坏形成的“挡墙溃决”效应(Huang et al. 2011)。许强提出了新磨滑坡源区山体在1933年叠溪地震中被震裂产生拉张裂缝,之后在多次地震、长期重力以及降雨作用下,

最终整体失稳破坏(Xu et al. 2017)。苏立君等也提出了长期降雨入渗致裂隙水压力增加触发新磨滑坡的概念模型(Su et al. 2017)。笔者强调了新磨滑坡所处的脊状地形在强震作用下形成震裂山体,易孕育高位滑坡,并指出这种模式在西部地震山区具有普遍性(Yin, 2017)。

### 6.2 滑坡运动过程

新磨滑坡可以分为5个阶段:(1)高位滑坡剪出,(2)动力冲击和堆积加载致斜坡残留岩土体高速远程滑动,(3)东西两侧散落堆积和中间推挤老滑坡堆积体上部滑动,(4)形成堰塞体堵塞松坪沟,(5)前缘形成冲击溅泥气浪的链式过程。这一过程的因果关系非常复杂。温铭生等(2017)对这一过程进行了论述,提出了地下水的作用对高速远程滑坡的影响,并认为由于斜坡中部1933年地震滑坡的残留堆积体长期蠕滑导致了斜坡上部滑源区失去支撑而形成整体滑动。赵永(2017)根据新磨滑坡时地震观测台站的震相记录,认为自24日清晨5点38 m55.6 s滑坡触地,起始为小型土方滑坡不足以造成伤害,持续时间约3.5 s;此后出现第一次小高峰,为整体岩土近垂直塌方滑坡,持续时间约5 s,中心区可能有伤害;再后有持续时间约30 s的小型岩土滑坡,但比第一次大,比第二次小;最后有一次强烈大型岩土滑坡,持续时间60余秒,是这次滑坡的主体和伤亡主体。许强认为滑坡从小规模垮塌到主滑体启动、失稳运动、到最终停积整个过程用时仅120 s,其中主滑坡仅60 s,运动距离约2.6 km,最大运动速度达74.6 m/s,属于典型高速远程滑坡-碎屑流(许强等,2017)。笔者强调:首先,滑源区岩体被多组不连续结构面切割,形成鼓胀破碎带,产生非整体性的高位剪出滑动;其次,由于滑源区的连续滑落,对中部斜坡残留岩土体形成动力冲击和后缘加载,产生高速远程碎屑流;第三,从地形上看,从滑源区到碎屑流区,斜坡坡度由53°变化为27°;区域上推测,西侧松坪沟的一条近NEE-SWW向断裂带穿过,剪出口在基岩地表出露(高程3150 m),前缘临空,滑源区与碎屑流区不存在“牵引”或“推移”的关系。

### 6.3 滑坡早期识别

总的看来,采用InSAR和现场测绘方法,可以及时提取这种大型滑坡临滑前的大变形等前兆信息。范宣梅等提出新磨滑坡具有高位、高度隐蔽性

等突出特点,仅靠传统的调查排查和群测群防手段,已很难对灾害隐患进行早期识别提前发现,必须尽快推广应用现代高精度地观测技术,对中国西南山区类似隐蔽性位崩滑灾害患进行排查和主动防范(Fan et al. 2017)。笔者认为,即使采用先进技术手段圈定了失稳山体,如何建立科学的理论方法对这种高位震裂山体的远程成灾模式进行识别,仍然是急需解决的难题。从常规分析方法判断,新磨滑坡滑源区的岩体发生失稳滑动,主要以倒石锥的形式堆积于剪出口下部斜坡带上,视摩擦角一般在 $35^{\circ} \sim 40^{\circ}$ ,对约2000 m之远的村庄不会带来毁灭性的灾难(视摩擦角约为 $25^{\circ}$ ),很难判断出会发生高速远程的滑动。因此,从早期识别来看,当陡倾斜坡上部存在大型岩质高位滑坡时,应考虑冲击作用带来的动力侵蚀效应和堆积加载效应,特别是沿沟谷堆积体中赋存足够的地下水时,发生高速远程滑坡的可能性将明显增加。这些地区的高位滑坡—碎屑流的视摩擦角一般都不大于 $25^{\circ}$ ,因此,在高位滑坡剪出口下部斜坡堆积体上村镇等居民聚居区应划定为地质灾害危险区。

## 7 结 语

本文以四川茂县新磨滑坡为例讨论了强震山区高位滑坡远程滑动及灾害风险防范问题。通过现场调查、遥感影像分析、无人机测绘等得到了以下认识:

(1)新磨滑坡发生于2017年6月24日,滑坡后缘高程约3450 m,前缘高程约2250 m,高差1200 m,水平距离2800 m,堆积体体积达 $1637 \times 10^4 \text{ m}^3$ ,摧毁了新磨村村庄,导致83人死亡。

(2)新磨滑坡地处较场弧形构造带前弧西翼,母岩为三叠系中厚层变砂岩夹板岩,经受了叠溪Ms7.5级和汶川Ms8.0级强震作用,形成震裂山体。滑源区分布多组不连续结构面,将厚层块状岩体分割成碎裂块体,在3150~3450 m区间形成明显的压裂鼓胀区,特别是存在两组反倾节理带,形成了典型的“锁固段”失稳机理。

(3)体积达 $390 \times 10^4 \text{ m}^3$ 的滑坡体高位剪出滑动,连续加载并堆积于斜坡体上部,导致残坡积岩土层失稳并转化为管道型碎屑流;碎屑流高速流滑至斜坡下部老滑坡堆积体后,因前方地形开阔、坡度变

缓,转化为扩散型碎屑流散落堆积,具有“高速远程”成灾模式。

(4)从地质灾害早期识别来看,不仅应分析滑坡的失稳机理,而且应采用动力学方法加强运动过程的成灾模式研究。当强震山区陡倾山脊存在高位大型岩质滑坡时,应当考虑冲击作用带来的动力侵蚀效应和堆积加载作用带来的下滑力增加的静力失衡问题,特别是沿沟谷赋存足够的地下水时,发生高速远程滑坡的可能性将明显增加,因此,在高位岩质滑坡剪出口下部斜坡堆积体上的村镇等居民聚居区应划定为地质灾害危险区。

**致谢:**张勤教授和赵超英教授提供了InSAR解译成果,赵永教授提供了滑坡地震记录成果,审稿专家和编辑老师对文章提出了宝贵的意见和建议,在此一并表示衷心感谢!

## References

- Catane S G, Cabria H B, Jr C P T, Jr R M S, Zarco M A H, Pioquinto W C. 2007. Catastrophic rockslide-debris avalanche at St. Bernard, Southern Leyte, Philippines[J]. *Landslides*, 4(1): 85-90.
- Chen Zuyu, Meng Xingmin, Yin Yueping, Dijkstra T, Winter M, Wasowski J. 2016. Landslide research in China[J]. *Quarterly Journal of Engineering Geology & Hydrogeology*, 49(1-4): qjgh2016-100.
- Fan Xuanmei, Xu Qiang, Scaringi G, Dai Lanxin, Li Weile, Dong Xiujun, Zhu Xing, Pei Xiangjun, Dai Keren, Havenith Hans-Balder. 2017. Failure mechanism and kinematics of the deadly June 24th 2017 Xinmo landslide, Maoxian, Sichuan, China[J]. *Landslides*, online DOI 10.1007/s10346-017-0907-7.
- Huang Runqiu, Li Weile. 2011. Formation, distribution and risk control of landslides in China[J]. *Journal of Rock Mechanics and Geotechnical Engineering*, 3(2): 97-116.
- Hungr O, McDougall S. 2009. Two numerical models for landslide dynamic analysis[J]. *Comput Geosci*, 35(5):978-92.
- Sassa K, He B, Dang K, Nagai O, Takara K. 2014. Plenary: progress in landslide dynamics[C]//Sassa K, Canuti P, Yin Y P(editors) *Landslide science for a safer geoenvironment*. Switzerland: Springer International Publishing; 37-67.
- Scheidegger A E. 1973. On the prediction of the reach and velocity of catastrophic landslides[J]. *Rock Mech Rock Eng*, 5:11-40.
- Su Lijun, Hu K H, Zhang W F, Wang J, Lei Y, Zhang CL, Cui P, Alessandro Pasuto, Zheng QH. 2017. Characteristics and triggering mechanism of Xinmo landslide on 24 June 2017 in Sichuan, China[J]. *Journal of Mountain Science*, 14(9):1689-1700.
- Wen Mingsheng, Chen Hongqi, Zhang Mingzhi, Chu Hongliang, Wang

- Wenpei, Zhang Nan, Huang Zhe. 2017. Characteristics and formation mechanism analysis of the "6·24" catastrophic landslide of the June 24 of 2017, at Maoxian, Sichuan[J]. Chinese Journal of Geological Hazards and Control, 28(3): 1-7 (in Chinese with English abstract).
- Xu Qiang, Li Weile, Dong Xiujun, Xiao Xianxuan, Fan Xuanmei, PeiXiangjun. The Xinmocun landslide on June 24, 2017 in Maoxian, Sichuan: characteristics and failure mechanism. , 2017, 36(11): 2612-2628.
- Xu Qiang, Li Weile, Dong Xiujun, Xiao Xianxuan, Fan Xuanmei, Pei Xiangjun. 2018. The Xinmocun Landslide on June 24, 2017 in Diexi, Maoxian, Sichuan: Characteristics and Failure Mechanism[J]. Chinese Journal of Rock Mechanics and Engineering, (in Press).
- Xu Qiang, Zhang S, Li WL. 2011. Spatial distribution of large-scale landslides induced by the 5.12 Wenchuan earthquake[J]. Journal of Mountain Science, 8(2): 246-260.
- Xu Xiangning, Wang Lansheng. 2012. Mountain hazard caused by earthquake in Songping branch, the Upper Min River and its controlling[J], The Chinese Journal of Geological Hazard and Control, 13(2): 31-35 (in Chinese with English abstract) .
- Yin Yueping, Zheng Wamo, Li Xiaochun. 2011a. Catastrophic landslides associated with the M8.0 Wenchuan earthquake[J]. Bulletin of engineering Geology & the Environment, 70(1):15-32.
- Yin Yueping, Sun Ping, Zhu Jiliang, Yang Shengyun. 2011b . Research on catastrophic rock avalanche at Guanling, Guizhou, China[J]. Landslides, 8(4):517-525.
- Yin Yueping, Cheng Yuliang, Liang Jingtao, Wang Wenpei. 2016. Heavy-rainfall-induced catastrophic rockslide-debris flow at Sanxicun, Dujiangyan, after the Wenchuan Ms 8.0 earthquake[J]. Landslides, 13(1): 9-23.
- Yin Yueping, Wang Wenpei, Zhang Nan, Yan Jingkai, Wei Yunjie. 2017. The June 2017 Maoxian Landslide: Geological Disaster in An Earthquake Area after the Wenchuan Ms8.0 Earthquake[J]. Sci China Tech. Sci., 2017, 60: doi: 10.1007/s11431-017-9148-2.
- Zhang Ming, McSaveney M J. 2017. Rock avalanche deposits store quantitative evidence on internal shear during runoff[J]. Geophysical Research Letters, 44: doi:10.1002/2017GL073774.
- Zhang Yongshuang, Cheng Yuliang, Yin Yueping, Lan Hengxing. 2014. High-position debris flow: a long-term active geohazard after the wenchuan earthquake. Engineering Geology, 180(180): 45-54.
- Zhao Yong. 2017. Analysis of movement process of Maoxian landslide, Sichuan[R]. Beijing: China Earthquake Networks Center (in Chinese) .

### 附中文参考文献

- 温铭生, 陈红旗, 张鸣之, 褚宏亮, 王文沛, 张楠, 黄喆. 2017. 四川茂县“6.24”特大滑坡特征与成因机制分析[J]. 中国地质灾害与防治学报, 28(3): 1-7。
- 许强, 李为乐, 董秀军, 肖先焯, 范宣梅, 裴向军. 四川茂县叠溪镇新磨村滑坡特征与成因机制初步研究[J]. 岩石力学与工程学报, 2017, 36(11): 2612-2628.
- 许强, 李为乐, 董秀军, 肖先焯, 范宣梅, 裴向军. 2018. 四川茂县叠溪镇新磨村滑坡特征与成因机理初步研究[J]. 岩石力学与工程学报, (待刊).
- 许向宁, 王兰生. 2002. 岷江上游松坪沟地震山地灾害与生态环境保护[J]. 中国地质灾害与防治学报, 13(2): 31-35.
- 赵永. 2017. 四川6.24茂县滑坡过程分析[R]. 北京: 中国地震台网中心.