

四川茂县叠溪镇新磨村滑坡特征与成因机制初步研究

许强, 李为乐, 董秀军, 肖先焯, 范宣梅, 裴向军

(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: 2017年6月24日6时许, 四川省茂县叠溪镇新磨村新村组后山约 $450 \times 10^4 \text{ m}^3$ 的山体发生顺层高位滑动, 导致10人死亡和73人失踪, 引起国内外的广泛关注。在对灾害现场进行大量地质调查的基础上, 综合运用卫星遥感、无人机航拍、地面合成孔径雷达监测等技术手段, 初步揭示滑坡的运动过程和成因机制, 并对滑坡周边直接受主滑坡动力作用而产生的欠稳定岩土体特征和危险性进行分析评价。初步结果认为, 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。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。新磨村滑坡具有高位、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和提前发现, 必须尽快推广应用现代高精度对地观测技术(如InSAR, LiDAR, 高清无人机航拍等), 对我国西南山区类似隐蔽性高位崩滑灾害隐患进行排查和主动防范。

关键词: 边坡工程; 新磨村滑坡; 高位滑坡; 隐蔽性; 对地观测技术; 地质灾害隐患; 早期识别

中图分类号: P 642

文献标识码: A

文章编号: 1000-6915(2017)11-2612-17

The Xinmocun landslide on June 24, 2017 in Maoxian, Sichuan: characteristics and failure mechanism

XU Qiang, LI Weile, DONG Xiujun, XIAO Xianxuan, FAN Xuanmei, PEI Xiangjun

(State Key Laboratory of Geohazard Prevention and Geoenvironment Protection, Chengdu University of Technology, Chengdu, Sichuan 610059, China)

Abstract: A large scale bedding landslide occurred in Xinmo village, Diexi town, Maoxian county, Sichuan at about 6:00 pm on June 24, 2017. The rock mass with the volume of $450 \times 10^4 \text{ m}^3$ destroyed the whole Xinmo village, resulted in the death of 10 people and missing of 73 people. This paper presents a comprehensive analysis on the dynamic process and failure mechanism of the landslide based on the site investigation, satellite remote-sensing(RS), Unmanned Aerial Vehicle(UAV) photography, Ground Based Synthetic Aperture Radar (GBSAR) monitoring and other technologies. The preliminary study suggested that the rock masses of the source area were shattered and tension cracks were formed due to the shaking of the Diexi Earthquake in 1933. The shattered rock masses suffered from the subsequent strong earthquakes(such as 1976 Pingwu Earthquake and 2008

收稿日期: 2017-07-10; **修回日期:** 2017-08-24

基金项目: 国家杰出青年科学基金资助项目(41225011); 国家创新研究群体科学基金资助项目(41521002)

Supported by the National Science Foundation for Distinguished Young Scholars of China(Grant No. 41225011) and National Science Fund for Creative Research Groups(Grant No. 41521002)

作者简介: 许强(1968-), 男, 1997年于成都理工大学水文地质与工程地质系地质工程专业获博士学位, 现任教授, 主要从事地质灾害评价预测与防治处理方面的研究工作。E-mail: xq@cdut.edu.cn

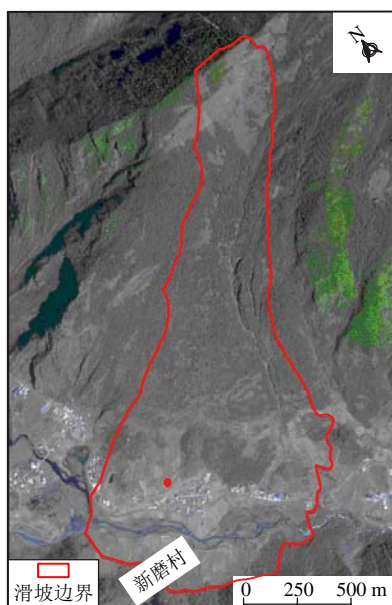
DOI: 10.13722/j.cnki.jrme.2017.0855

Wenchuan earthquake) and long-term effects of gravity and rainfall, which eventually resulted in the failure of the rock masses. The movement of the landslide lasted for 2 minutes in which the main landslide lasted for only 60 seconds with the runout of 2.6 km and the maximum speed of 74.6 m/s, a typical high speed and long runout landslide-debris flow. Because of the characteristics of high position and high concealment, this kind landslide is difficult to be detected with the traditional investigation methods. It is suggested that the high accuracy Earth Observation Technology(such as InSAR, LiDAR, UAV) should be promoted and applied to detect and prevent such high concealed landslides at high position in southwestern mountain areas.

Key words: slope engineering; Xinmocun landslide; high position landslide; concealment; earth observation technique; potential geohazard; early detection

1 引 言

2017 年 6 月 24 日 6 时许, 四川省茂县叠溪镇新磨村新村组后山山体发生高位滑坡(以下简称 6·24 新磨村滑坡), 瞬间摧毁坡脚的新磨村, 掩埋 64 户农房和 1 500 m 道路, 堵塞河道 1 000 m, 导致 10 人死亡、73 人失踪, 引起国内外的广泛关注。该滑坡源区所在位置东经 $103^{\circ} 39'46''$, 北纬 $32^{\circ} 4'47''$, 垮塌区长约 200 m, 宽约 300 m, 平均厚度约 70 m, 体积约 $450 \times 10^4 \text{ m}^3$ 。山体沿岩层层面滑出, 滑体迅速解体沿斜坡坡面高速运动, 沿途铲刮坡面原有松散崩滑堆积物, 体积不断增大, 运动到坡脚原有扇状老滑坡堆积体后, 开始向两侧扩散, 直至运动到河谷底部和受到对面山体阻挡才停止运动。最终形成顺滑坡运动方向 1 600 m, 顺河长 1 080 m, 平均厚度大于 10 m, 体积约为 $1 300 \times 10^4 \text{ m}^3$ 的滑坡堆积体, 几乎将新磨村全部掩埋(见图 1), 造成重大人员伤亡。



(a) 2017 年 4 月 8 日高分 2 号影像



(b) 2017 年 6 月 25 日无人机航拍影像

图 1 新磨村滑坡前后影像图

Fig.1 Pre-sliding and post-sliding images of Xinmocun landslide

6·24 新磨村滑坡灾害发生后, 党中央、国务院领导作出重要批示, 国务院立即启动了一级应急响应, 国家和地方各级相关部门也即刻作出应急响应, 开展了现场应急救援和抢险救灾工作。地质灾害防治与地质环境保护国家重点实验室在灾害发生 2 h 后, 便组织专家和研究团队, 携带无人机(unmanned aerial vehicle, UAV)、地基合成孔径雷达(ground based synthetic aperture radar, GBSAR)等先进仪器设备, 随四川省国土资源厅应急工作组赶赴灾害现场。笔者作为四川省政府现场指挥部成员和四川省国土资源厅现场专家工作组组长, 全面参与了灾害成因的调查分析、防范二次灾害发生等工作。同时, 室内研究人员迅速开展灾区基础地形、地质资料和历史卫星影像数据的收集分析以及现场测绘、观测数据的分析处理, 为现场调查和分析研判提供支撑。本文在上述应急调查研究的基础上, 综

合分析多时相卫星遥感影像、无人机三维航拍、地面合成孔径雷达监测等数据资料，初步揭示了该滑坡的运动过程和成因机制，并对滑坡周边直接受本次滑坡作用而产生的欠稳定岩土体特征和危险性进行了分析评价。

2 数据资料与技术方法

滑坡灾害发生后，国内外相关单位和学者无偿向笔者提供了各方面的资料和研究成果。通过多渠道和多技术手段对滑坡区灾前、灾害发生过程以及灾后数据进行分析整理，基本查明了 6·24 新磨村滑坡的地质环境条件、滑源区变形历史、滑坡发生过程、滑坡分区特征，初步揭示了滑坡的成因机制，同时对受滑坡直接影响的周边欠稳定岩土体的危险性进行了分析评价。本文所使用的主要数据资料和采用的技术方法如图 2 所示。

2.1 滑前数据

(1) 1 : 10 000 地形图

收集的 1 : 10 000 地形图是基于 2006 年 12 月 2.5 m 分辨率 P5 卫星影像立体相对和 2013 年 1 月 0.7 m 分辨率 Pleiades 卫星影像，于 2014 年制作出版。坐标系为 2000 国家大地坐标系，1985 国家高程基准，等高距 10 m。本文利用 ArcGIS 软件基于 1 : 10 000 地形图生成了滑前数字高程模型(DEM，单元格大小 5.0 m)。

(2) 1 : 200 000 地质图

滑坡区地层岩性、产状、地质构造等地质数据主要通过对 1 : 200 000 松潘幅地质图(1975 年出版)扫描矢量化得到。但该地质图缺失关键的松坪沟断裂，本研究基于唐荣昌等^[1]和李 勇教授提供的地质资料增补了该断裂。

(3) 研究报告

本文关于研究区历史地震和滑坡等资料主要参考王兰生等^[2]对岷江叠溪地震滑坡的研究报告和四川省蜀通岩土工程公司^[3]提交的松坪沟地质灾害应急排查报告。

(4) 历史卫星光学影像

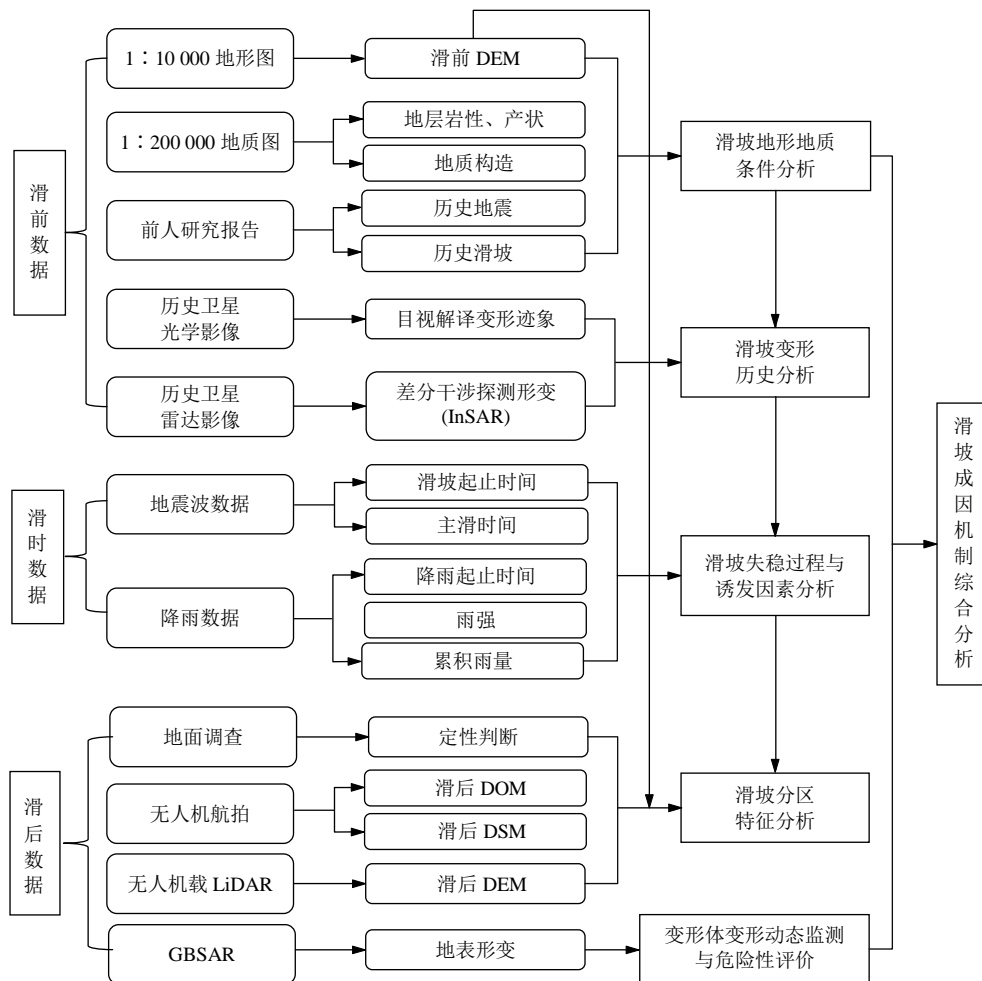


图 2 本文分析研究数据与技术方法示意图

Fig.2 Flowchart indicating the data and methods used in this study

本文一共收集到 Google Earth(2003 年 8 月 18 日拍摄)、天地图、Bing, ARCGIS 等网络平台高分辨率影像以及 2016 年 2 月 9 日和 2017 年 4 月 8 日拍摄的国产高分 2 号卫星影像共 6 期次滑坡区历史卫星光学影像。其中天地图, Bing, ARCGIS 网络平台影像时间不详, 但通过仔细对比, 基本可确定其拍摄时间均晚于 2003 年 8 月 18 日的 Google Earth 影像。对上述历史影像进行空间位置匹配后, 利用目视解译的方式对滑源区的历史变形迹象进行分析研究。

(5) 滑坡发生前历史变形与降雨数据

新磨村滑坡发生后, 英国纽卡斯尔大学李振洪教授团队、武汉大学、长安大学、意大利 TRE ALTAMIRA 等从事 InSAR 研究的相关团队, 利用 InSAR 技术对滑坡前滑源区变形情况进行快速分析研究^[4-5]。本文仅引用参考了相关成果对滑坡前相关区域的变形历史进行分析。

本文同时收集了滑坡附近叠溪镇和松坪乡雨量站 2017 年 5 月 1 日~6 月 23 日的降雨数据, 主要用于滑坡的诱发因素分析。

2.2 滑坡过程的地震台网观测数据

大型滑坡启动和运动过程将释放巨大的能量, 产生地震波, 而被周边的地震台站记录到^[6]。本文收集了茂县地震台站地震波数据, 据此反演分析滑坡发生的整个过程。

2.3 滑坡发生后数据

(1) 无人机航拍影像

2017 年 6 月 25 日, 笔者所在团队利用飞马无人机公司 F1000 电动固定翼无人机对滑坡区进行航拍。为了保证航拍数据具有较高的地面分辨率, 航线规划根据地形高程变化设置了 3 个航拍高程。航拍平均地面分辨率 10~15 cm, 航带间重叠率 75%, 航向重叠率 80%, 航拍离地高度 500~700 m, 共 28 条航线, 飞行距离 121 km, 航拍面积 21 km², 共获取航拍照片 924 张。数据获取后立即采用高性能计算机集群联机处理并行计算, 在数据下载后 3 h 获得高分辨率数字地表模型(DSM)和数字正射影像图(DOM)。

(2) 无人机电载 LiDAR

无人机电载 LiDAR, 集成了 GPS、IMU、激光扫描仪、数码相机等设备, 其平面精度可以达到 0.15 m, 高程精度可达 0.1~0.3 m^[7-8]。北京数字绿土科技有限公司利用无人机电载 LiDAR 获取了滑坡

区 2.38 km² 高精度激光雷达点云数据, 制作了大比例尺 DEM。但由于特殊原因, 此次扫描范围并没有完全覆盖滑坡区, 本文主要利用 LiDAR 数据对无人机航拍获取的三维数据进行精度比对。通过三维模型数据对比, 得出无人机航拍数据与无人机电载 LiDAR 数据吻合程度较好, 精度基本相当, 因此文中分析主要采用了无人机数据。

(3) 地面合成孔径雷达数据(GBSAR)

2017 年 6 月 26 日, 现场排查人员通过无人机航拍影像发现滑坡西侧(右侧)2 800~3 100 m 高程区域存在明显的变形裂缝, 现场专家组利用高清航拍三维模型对滑坡区尤其是后缘高位垮塌区的裂缝、变形情况进行了仔细地分析研判, 发现和确认在滑坡西侧确实存在一大型拉裂变形体, 对滑坡现场救援及相关人员的安全构成严重威胁。为掌握滑坡区尤其是西侧变形体的变形及发展演化状况, 评价其稳定性和危险性, 现场指挥部及时委托专业地勘单位对西侧变形体进行了变形监测, 但最终因安全因素仅在其前缘安装了 4 个棱镜, 监测部位和范围受到限制。为了确保监测成果能全面准确反映现场实际情况, 笔者所在团队及时利用非接触式地面合成孔径雷达(GBSAR)装置^[9], 对滑坡周边几处欠稳定岩土体开展了高精度(亚毫米级)、全天候的大范围扫描监测, 获取了滑后相关部位变形的连续监测数据, 为现场指挥部和专家工作组分析研判滑坡区各部位的稳定性和危险性, 提供了非常重要的支撑。

3 研究区地质环境条件

6·24 新磨村滑坡发生在岷江一级支流松坪沟左岸一顺层单薄山脊上, 海拔高程 2 240~3 460 m, 垂直高差达 1 200 m, 属构造侵蚀高山地貌和高原型季风气候区, 多年平均气温 11.0 °C, 多年平均降水量 716.5 mm, 最大日降水量 104.2 mm^[2]。

滑坡周边区域出露的地层岩性主要有泥盆系的危关群(Dwg₂)、石炭系(C)、二叠系下统(P₁)、三叠系茨沟组(T_{1b})和杂谷脑组(T_{2z})变质沙岩、大理化灰岩、千枚岩等(见图 3)。6·24 新磨村滑坡区地层岩性为三叠系中统杂谷脑组(T_{2z})变质砂岩夹板岩, 岩层产状 N80°W/SW∠47°。山体坡向与岩层倾向基本一致, 属于典型的顺向坡。滑源区下方斜坡坡脚为 1933 年叠溪地震触发的老滑坡堆积物。

6·24 新磨村滑坡附近区域处在较场弧形构造

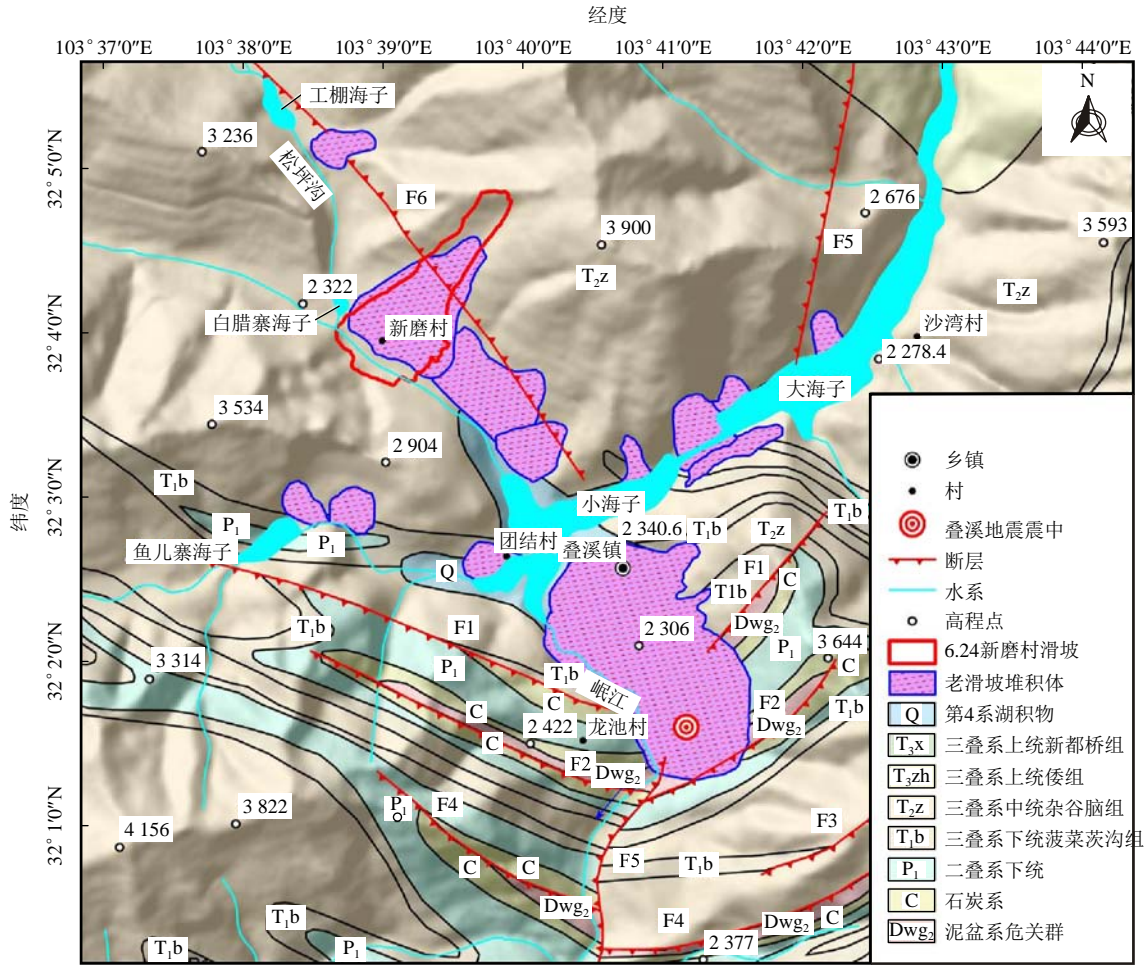


图3 研究区地质图与滑坡分布图

Fig.3 Geological map of the studied area showing the distribution of landslides

的弧顶部位，场区主要分布有较场沟断裂(F1)、棺材沟断裂(F2)、茶花沟断裂(F3)、石大关断裂(F4)四条由较场向南依次排列的弧形断裂(见图 3)，以及通过弧顶近南北向展布的岷江断裂(F5)和斜切弧顶 NW 走向的松坪沟断裂(F6)^[2]。其中松坪沟断裂正好从此次滑坡区通过，对滑坡的影响较大。该断裂始于墨石寨、向东南经松坪乡、白腊寨至较场的观音崖一带，大致沿松坪沟断续分布。该断裂对松坪沟地质灾害发育具有明显诱发和控制作用^[3]。

松坪沟地处著名的“南北向地震构造带”中段，历史上强震频发。20 世纪以来，先后经历 1933 年 7.5 级叠溪地震、1976 年 7.6 级平武地震、2008 年 8.0 级 5·12 汶川地震。其中 1933 年叠溪地震的宏观震中就在较场、叠溪镇一带，该区域地震烈度达到 X 度，触发了众多大型崩塌、滑坡灾害，灾害体堵塞岷江和松坪沟形成了十余个规模不等、呈串状分布的海子(见图 3, 4)。1976 年平武地震和 2008 年汶川地震在该区域地震烈度分别为 VI 和 VII 度，

未触发大规模地质灾害。

4 滑坡变形历史与失稳过程

4.1 滑坡源区岩体变形历史

由于滑坡源区地形陡峭，后缘高程达到 3 400 m 以上且山顶植被茂密，其前期变形未能被当地百姓和专业调查人员发现和记录。在 2003 年 8 月 18 日 Google Earth 卫星影像上可看到此次滑坡源区陡壁大部分为基岩裸露，滑坡源区可见 3 条沿滑动方向展布的裂缝，其中 1[#]和 3[#]裂缝分别对应本次滑坡的右侧和左侧边界，同时在滑坡两侧分别可见两条沿山脊线延伸的裂缝，其中 5[#]裂缝较为明显，下方可见小规模崩滑体(见图 5(a)~(c))。在 2017 年 4 月 8 日国产高分 2 号等影像上(见图 5(d))，上述裂缝未见明显扩展延伸，崩滑范围未见显著变化。

图 6 为武汉大学提供的基于日本 ALOS - 2 卫星雷达数据生成的 2015 年 6 月 20 日~2017 年 6 月

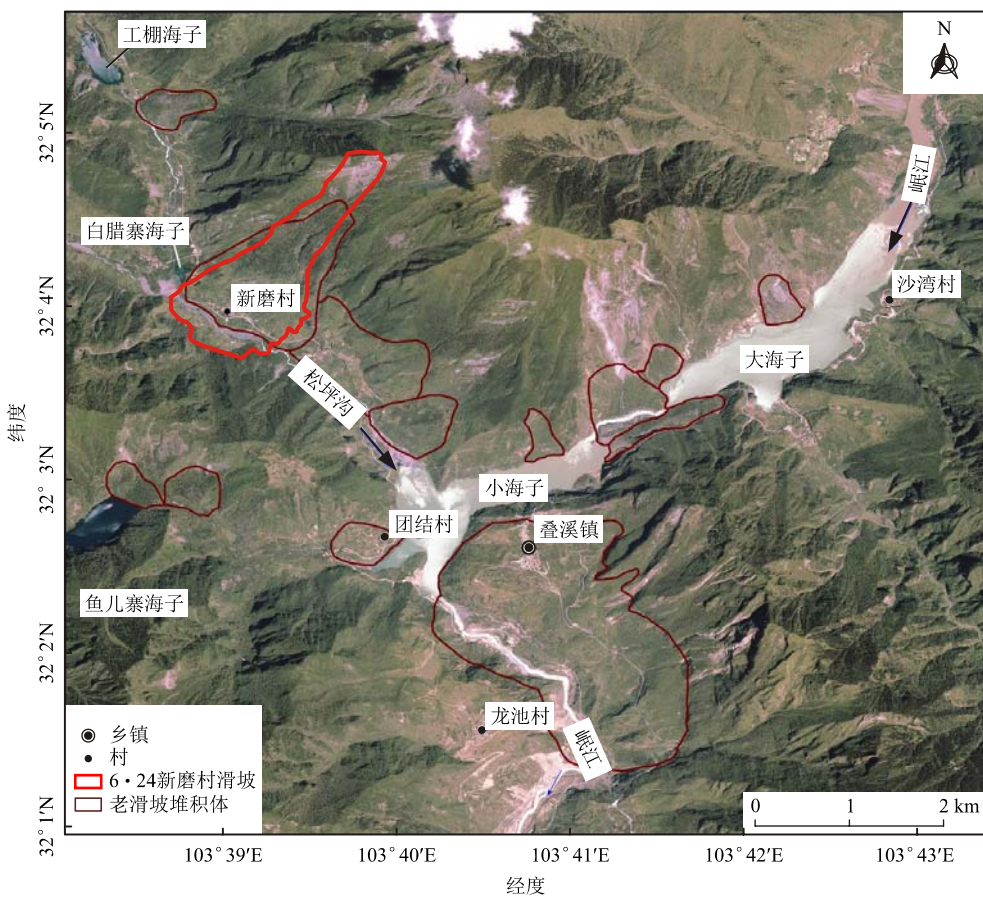
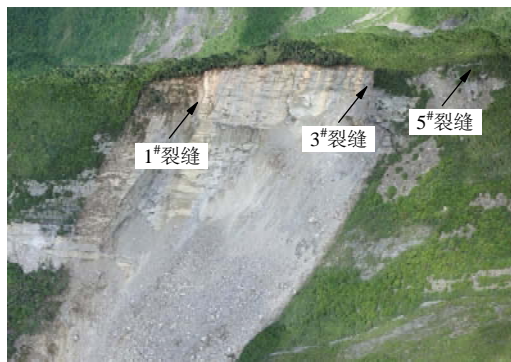


图 4 研究区卫星影像图

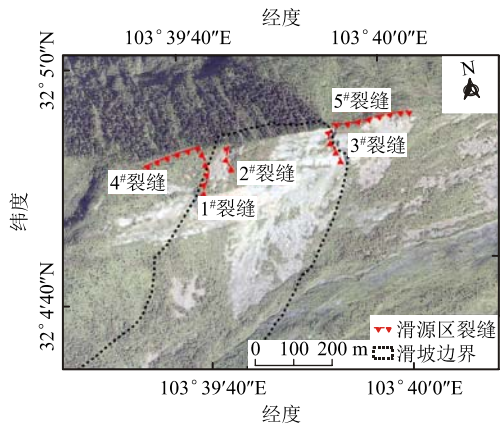
Fig.4 Satellite image of the study area showing the distribution of landslides



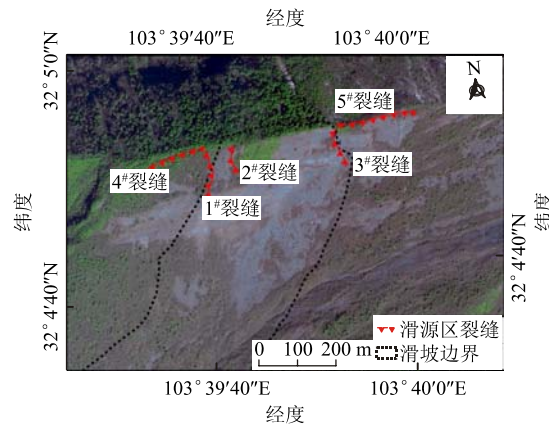
(a) 2003 年 Google Earth 影像三维视图



(b) 滑后航拍影像三维视图



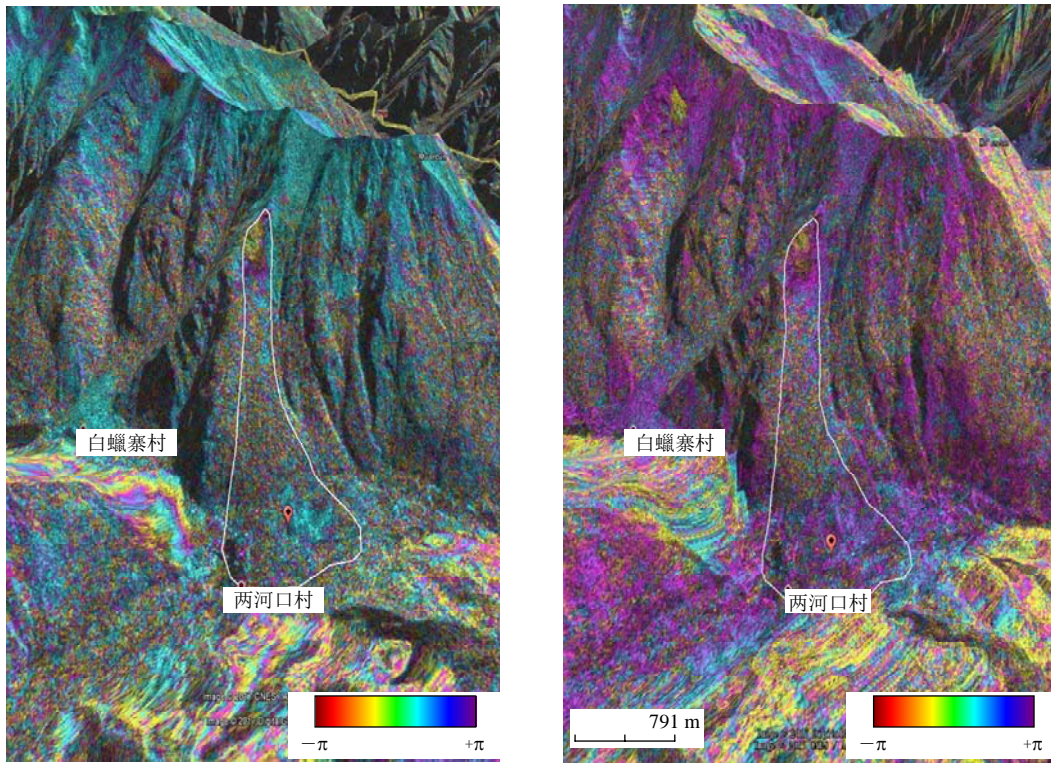
(c) 2003 年 Google Earth 影像二维视图



(d) 2017 年高分 2 号卫星影像二维视图

图 5 滑源区裂缝

Fig.5 Images of the landslide source area showing the cracks



(a) 2015 年 6 月 20 日~2017 年 6 月 17 日差分干涉结果 (b) 2016 年 4 月 2 日~2017 年 3 月 2 日差分干涉结果

图 6 滑坡区 ALOS - 2 卫星影像差分干涉结果

Fig.6 Differential interference results of ALOS - 2 satellite images

17 日和 2016 年 4 月 2 日~2017 年 3 月 2 日两期差分干涉成果图。可见 2015 年 6 月 20 日~2017 年 6 月 17 日约 2 a 时间内整个滑坡源区干涉条纹呈现黄 - 紫色调, 与周边区域的浅蓝色调区别明显(见图 6(a)), 表明滑源区在该时间段存在较为显著的地表形变; 而 2016 年 4 月 2 日~2017 年 3 月 2 日近 1 a 时间内滑坡源区干涉条纹色调与周边的紫色调差异不大(见图 6(b)), 意味着该时间段滑源区的地表形变不显著。由此推测滑源区显著变形主要发生在 2017 年 3 月之后。意大利 TRE ALTAMIRA 团队利用 2014 年以来 45 景 Sentinel-1 雷达卫星影像的时序差分结果同样证实显著的形变主要发生在滑前数月之内(见图 7)^[5]。

综合多时相历史高分辨率光学和雷达卫星影像分析结果, 推测滑坡源区可能在 1933 年叠溪地震中产生了明显的震裂裂缝, 由此在 2003 年的高分辨率遥感影像上能看到明显的裂缝。1976 年平武地震和 2008 年汶川地震因其在滑坡区范围地震烈度较低, 对滑坡源区山体影响较小, 因为在 2017 年 4 月的高分遥感影像未能看到裂缝具有明显扩展延伸的迹象。

4.2 滑坡发生过程

图 8 为离滑坡最近的茂县地震台站记录到的此次滑坡事件的震动波形图。数据显示从 2017 年 6 月 24 日 5 时 38 分 56 秒开始即有小规模的崩塌发生, 持续了约 4 s; 随后发生了一次稍大规模的崩塌, 持续了约 5 s; 其后有 30 余秒持续的小规模崩塌。5 时 39 分 35 秒滑坡主体开始发生整体滑塌, 主滑坡从启动、运动到最终停整整个过程仅持续了约 60 s, 最后 20 s 可能是滑坡区岩土体的最终调整期, 还产生了一些小的滑移和垮塌, 最终恢复平静。从滑前小崩小落到最终恢复平静整个事件持续时间约 2 min^[10]。

5 6·24 新磨村滑坡特征

通过对滑坡区多源、多期影像数据的处理、配对校准和分析, 结合现场调查对 6·24 新磨村滑坡特征有了清晰的认识。新磨村滑坡山顶滑源区最高点高程 3 460 m, 河床高程 2 240 m, 滑坡高差 1 120 m, 水平滑动距离超过 2 500 m, 是一典型的山区高位远程顺向岩质滑坡 - 碎屑流(见图 9)。滑坡总体上可分

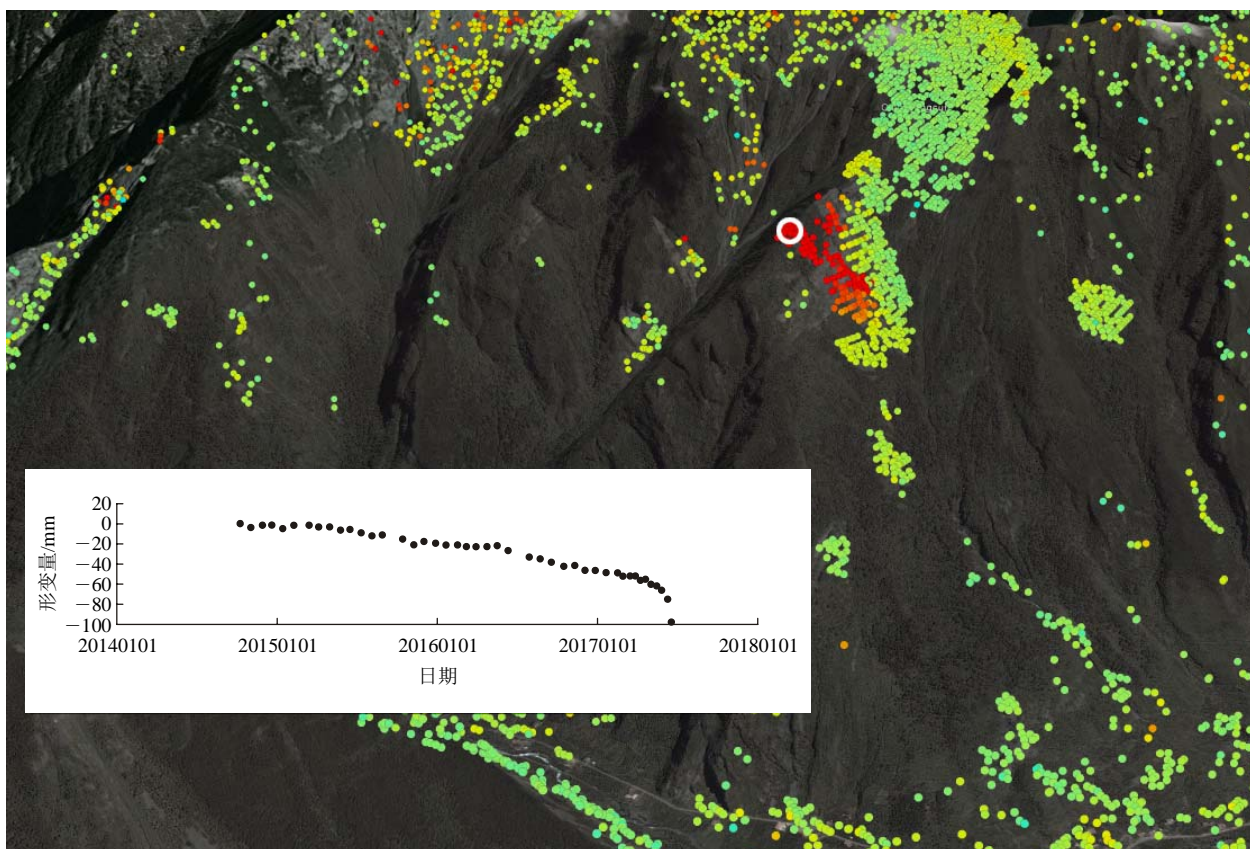


图 7 意大利 TRE ALTAMIRA 团队 Sentinel-1 雷达卫星影像时序差分结果

Fig.7 Differential interference results of Sentinel-1 satellite images by TRE ALTAMIRA

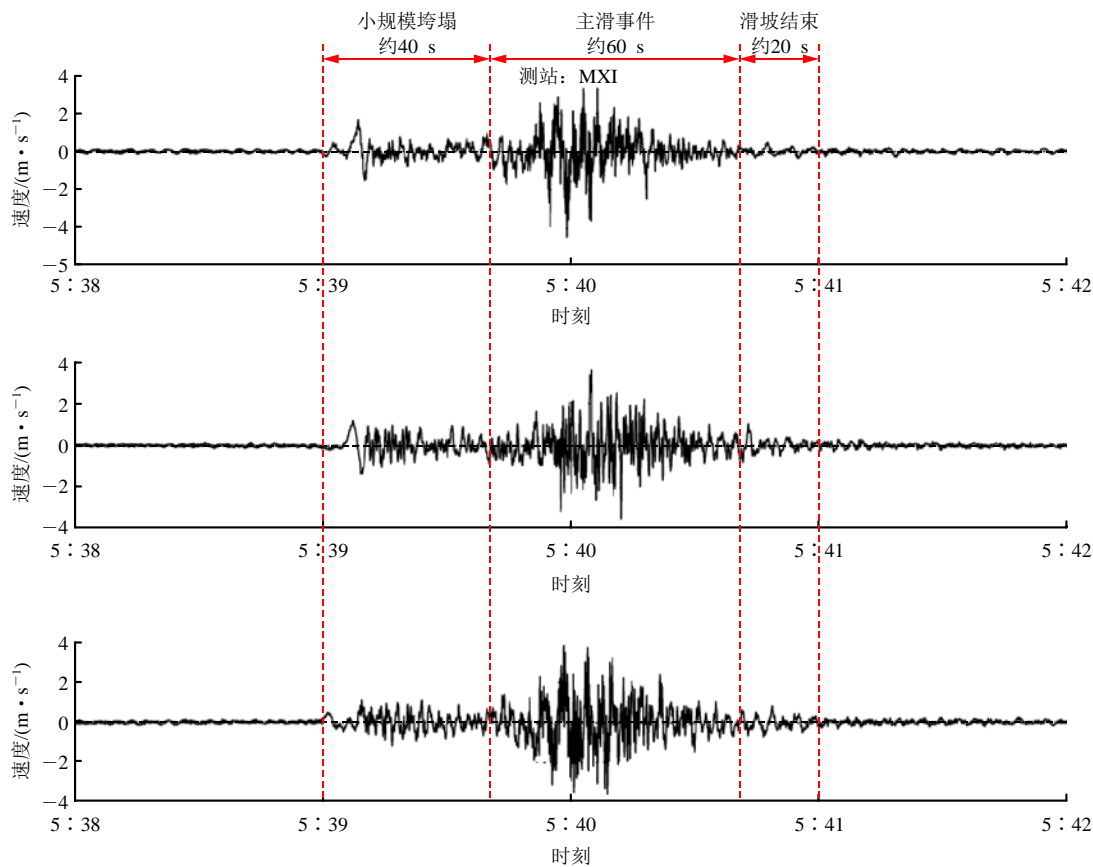


图 8 6·24 新磨村滑坡茂县地震台站波形图

Fig.8 Waveform of Xinmocun Landslide recorded by Maoxian seismic station on June 24, 2017

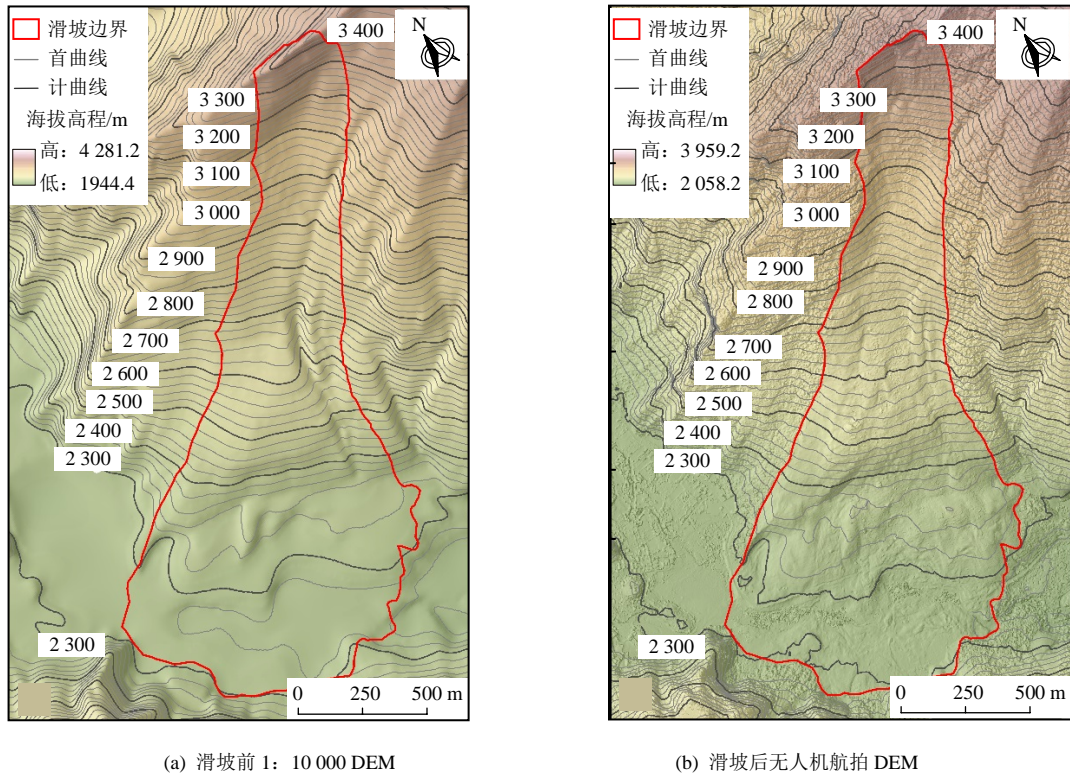


图9 滑坡区 DEM 影像

Fig.9 Pre-sliding and post-sliding DEMs of Ximocun landslide

为主滑坡区和滑坡影响区两大部分：(1) 主滑坡区又包括滑源区(I)、流通铲刮区(II)、堆积区(III)。其中，流通铲刮区还可细分为主流通区(II - 1)、铲刮区(II - 2)；(2) 滑坡影响区主要为受滑坡动力作用影响，产生新的裂缝和变形并存在一定安全隐患的部分，具体包括滑源区西侧欠稳定岩体(IV)、滑源区东侧欠稳定岩体(V)以及滑坡体西侧变形体(VI)(见图 10)。

5.1 主滑坡区特征

(1) 滑源区(I)

滑源区位于斜坡山体顶部，顶部高程位于 3 364~3 462 m，下部剪出口高程大致在 3 100 m。滑源区滑落块体平均高 260 m、宽 370 m、厚度 46 m，总方量为 $446 \times 10^4 \text{ m}^3$ 。滑源区所在斜坡为岩质顺向坡，岩层产状 $N80^\circ W/SW \angle 47^\circ$ 。滑体物质为三叠系中统杂谷脑组砂岩夹板岩，岩体内发育 2 组结构面，其产状分别为 $N44^\circ E/SE \angle 84^\circ$ (近于垂直层面的陡倾节理)和 $N46^\circ E/NW \angle 47^\circ$ (斜向坡内)。从岩体结构分析，滑块是以岩层层面作为底滑面、陡倾裂隙作为两侧边界，形成类似于“抽屉”的扁平立方体(见图 11)。前文已述及，该区域先后经历过多次强烈地震，受地震的震裂松动效应的影响，滑体

两侧和后缘在 2003 年的高清遥感影像上已能见到明显的拉裂缝(见图 5)，通过高清航拍影像还可清晰看到底滑面上附有钙膜，表明岩层层面曾有地下水活动的痕迹，由此也印证了后缘山顶滑前已沿层面开裂并具有一定的贯通性，滑坡区山体在地震过程中已经受过“内伤”，为雨水入渗和在重力作用下的进一步变形提供了基础。

(2) 流通铲刮区(II)

流通铲刮区主要分布在高程 3 100~2 650 m。当滑源区滑块突然失稳下滑后，以巨大的动能推挤、铲刮着下部斜坡表面原有松散堆积物。被推挤、铲刮的物质主要包括坡表覆盖层、老崩塌堆积物及少部分基岩。铲刮形成了宽度约 410m、深度 30 m、长 700 m 的“U”型沟槽，被铲刮物质估算方量约 $450 \times 10^4 \text{ m}^3$ 。根据流通和铲刮特点又可将其细分为 2 个亚区，即主流通区(II - 1)和铲刮区(II - 2)，其平面分布如图 10 所示，现场照片如图 12 所示。

主流通区(II - 1)位于铲刮形成的“U”型沟槽中部，为主滑体在启动后高速运动的主要通道，斜坡表面原有松散物质被铲刮并推挤至斜坡下部堆积，并由此形成一明显的“U”型沟槽。滑坡后阶段的部分物质以及滑坡结束后滑源区的局部垮塌物质堆

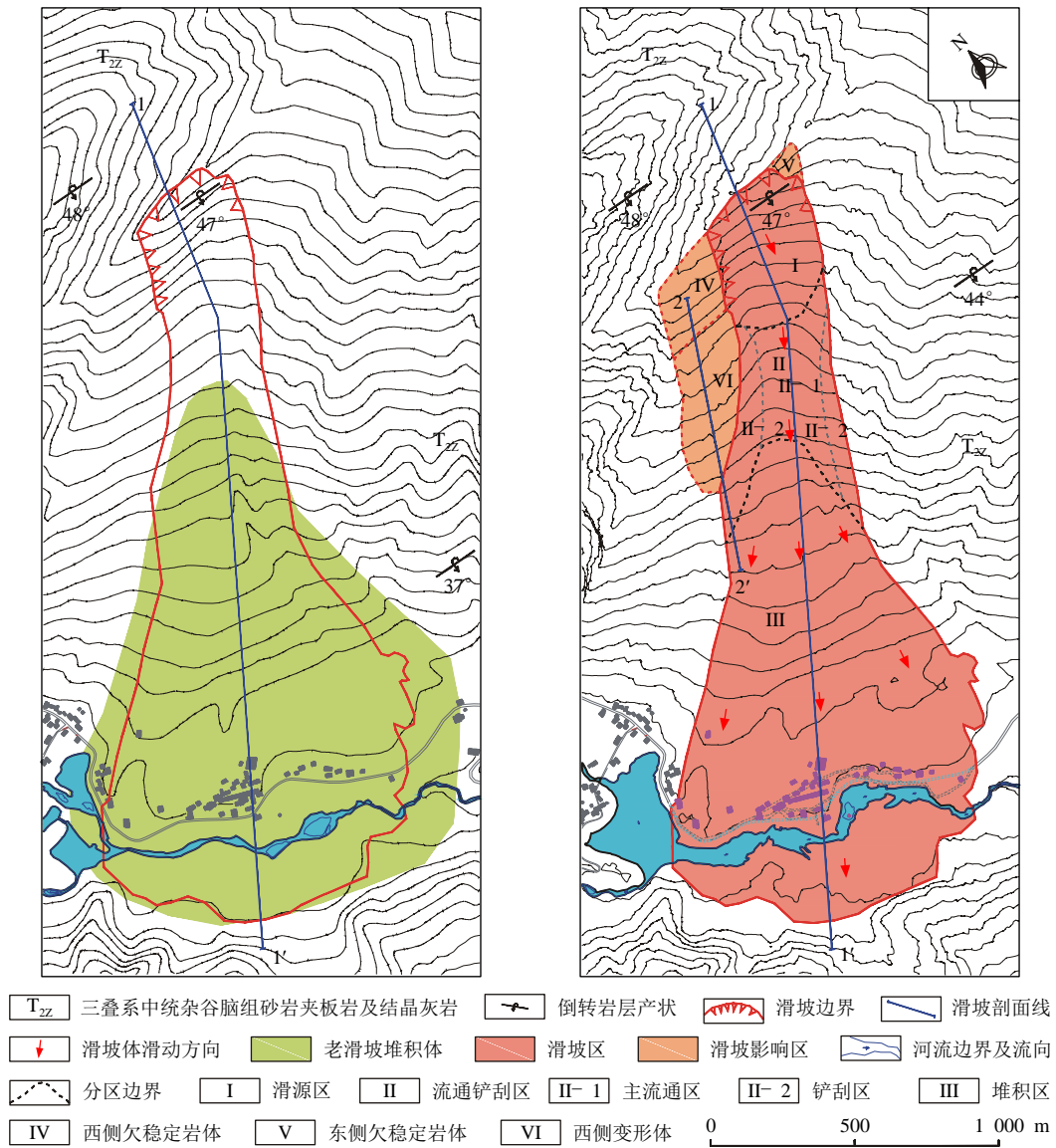
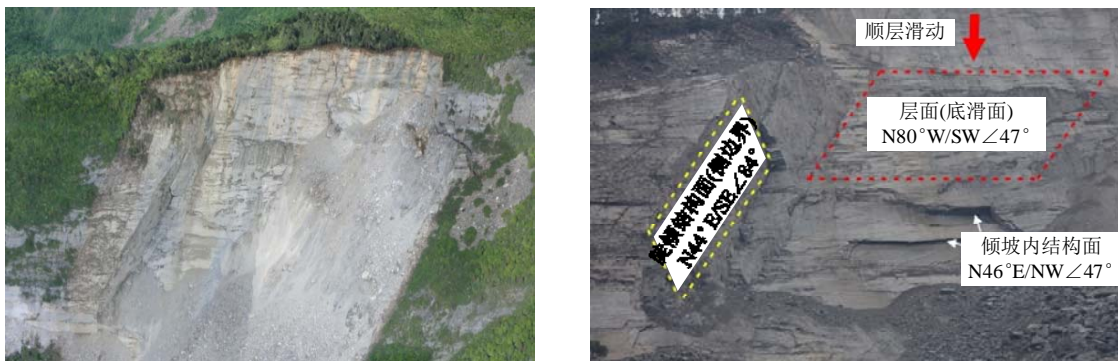


图 10 滑坡发生后地质平面图

Fig.10 Pre-sliding and post-sliding engineering geological maps of Ximocun landslide



(a) 滑源区三维模型影像

(b) 滑源区三岩体结构面

图 11 滑源区三维模型影像及照片

Fig.11 3D model and photo of the source area of Ximocun landslide

积在主流通区沟道底部，形成二次堆积，估算堆积方量为 $70 \times 10^4 \text{ m}^3$ 。从图 12 可以看出，主流通区沟

内堆积物并不对称，明显具有西侧低、东侧高的堆积特征，主要受地形变化导致运动方向向东侧偏转

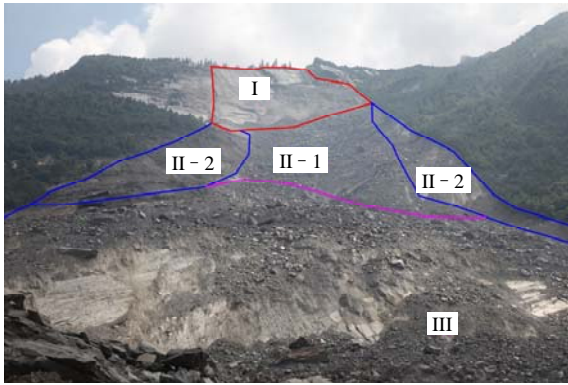


图 12 滑坡滑源区及流通铲刮区分区特征

Fig.12 Photo of Ximocun landslide showing the zonation of source area, transportation area and depositional area



图 13 滑坡堆积区三维航拍影像

Fig.13 3D aerial image of the depositional area of Ximocun Landslide

所致，这一现象类似于泥石流运移过程中的弯道超高。

铲刮区(II-2)位于“U”型沟槽主流通区东、西两侧，也可理解为流通区只被铲刮掉而未被二次堆积的区域。该区岩土体被铲刮、侵蚀的特征非常明显，也具有西侧低、东侧高的特点。

(3) 堆积区(III)

从图 1, 3 和 4 均可以看出，在滑坡区斜坡坡脚原本就存在一喇叭状老滑坡堆积体。滑坡突然启动和高速下滑通过流通产刮区后，继续高速运动到达原老滑坡堆积体所在区域，巨大的动能迅即将老滑坡堆积体向前推挤滑动和下错，致使原老滑坡堆积体顶部原仅少量出露的基岩光壁大面积出露(见图 12)。同时滑坡碎屑物质沿老堆积体扇型坡面呈流体状高速运动，最终堆积覆盖在老堆积体上，由此再次形成喇叭状的新滑坡堆积区(见图 13)。滑坡堆积区后缘高程 2 800 m，前缘高程 2 290 m，相对高差 510 m，其顺滑动方向水平长度 1 600 m，最大宽度 1 080 m，堆积面积达 $119 \times 10^4 \text{ m}^2$ ，平均堆积厚度 10 m 以上，堆积方量约 $1 230 \times 10^4 \text{ m}^3$ ，加上流通区沟道内堆积的 $70 \times 10^4 \text{ m}^3$ ，6·24 新磨村滑坡总堆积物质方量约 $1 300 \times 10^4 \text{ m}^3$ 。

根据现场调查和航拍影像可知，滑体高速运动过程中不断解体破碎，最终以碎屑流呈流态化的方式高速运动并因前缘阻挡和能量的不断耗散最终逐渐停积下来，堵塞松坪沟形成堰塞湖(见图 13)。堆积体中发现的最大岩块长度约 40 m，体积达 $5 \times 10^4 \text{ m}^3$ ，质量超过 100 t。在高速运动过程中，大块石在运动途中不断停积，大粒径块体堆积范围主要从流通区至新磨村范围，而粒径相对较小的块石和碎屑物

质呈流体状继续向前运动，直至松坪沟河流对岸。与其他高速远程滑坡-碎屑流一样，本滑坡堆积区岩土体颗粒分布也具有明显的分选特征。

根据滑坡前后的地形、地质资料，结合上述分析，得到了如图 14 所示的滑坡地质剖面图。

5.2 滑坡运动学分析

为了还原 6·24 新磨村滑坡体启动、运动过程，可对其沿途的运动速度进行估算。

在高速滑坡-碎屑流运动速度估算的众多方法中，谢德格尔(A. E. Scheidegger)法最为简单常见，其计算公式如下：

$$V = \sqrt{2g(H - fL)} \tag{1}$$

式中： V 为估算点滑体速度(m/s)； g 为重力加速度(m/s^2)； H 为滑坡后缘顶点至滑坡沿途估算点高差(m)； L 为滑坡后缘顶点至滑坡沿途估算点水平距离(m)； f 为等效摩擦因数，即滑坡后缘顶点至滑坡运动最远点连线斜率。对于新磨村滑坡 $f = 1 094 / 2 572 = 0.425 35$ 。根据滑坡主剖面(见图 14)，可确定滑坡体沿途的滑动水平距离、高差，利用谢德格尔公式，可计算出滑坡从启动、运动到最终停积全过程的运动速度，计算结果如图 15 所示。

运动速度计算结果表明，当滑源区滑块失稳启动后，在巨大的势能作用下滑体速度急速增大，在滑出剪出口不久速度就达到 60 m/s，此后随着高程降低势能不断向动能转化，运动速度不断增加，速度最大值达到 74.6 m/s。随后，随着地势逐渐变缓，碎屑流运动速度也开始急剧降低，直至滑坡前缘抵达对岸陡坡最终停积下来。计算结果为滑坡从启动到最终完全停止整个运动过程用时 50 s，与前述地震台网观测的主滑坡全程用时 60 s 的结果基本吻合，全程平均速度高达 51.4 m/s，为一典型的高速远程滑坡-碎屑流。

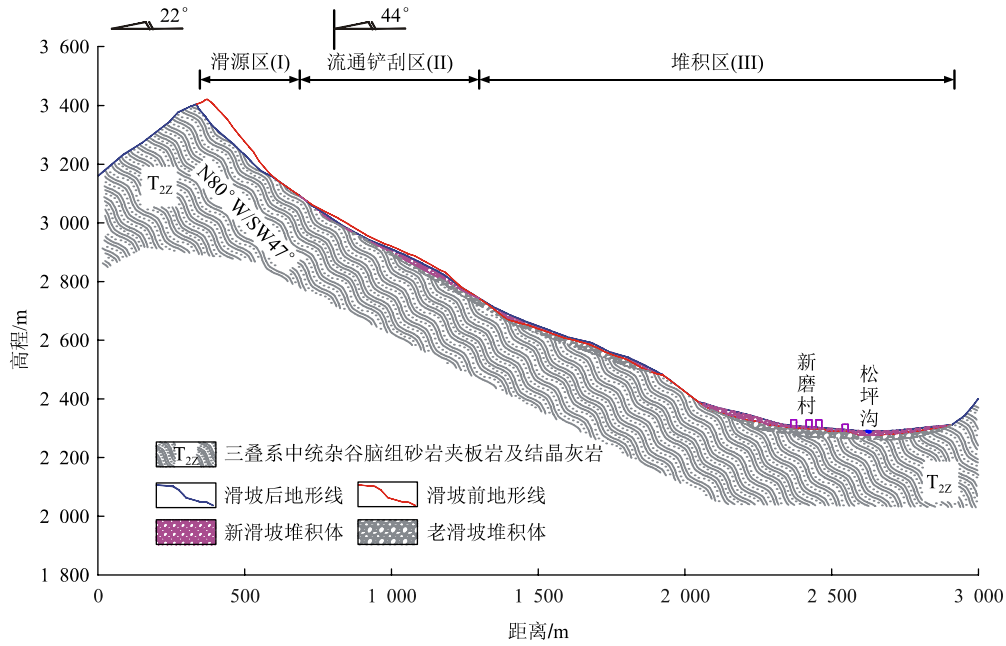


图 14 滑坡地质剖面图(1 - 1'剖面)

Fig.14 Cross section of Xinmocun landslide(section 1 - 1')

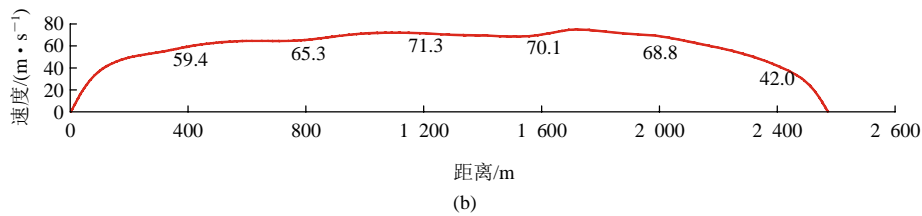
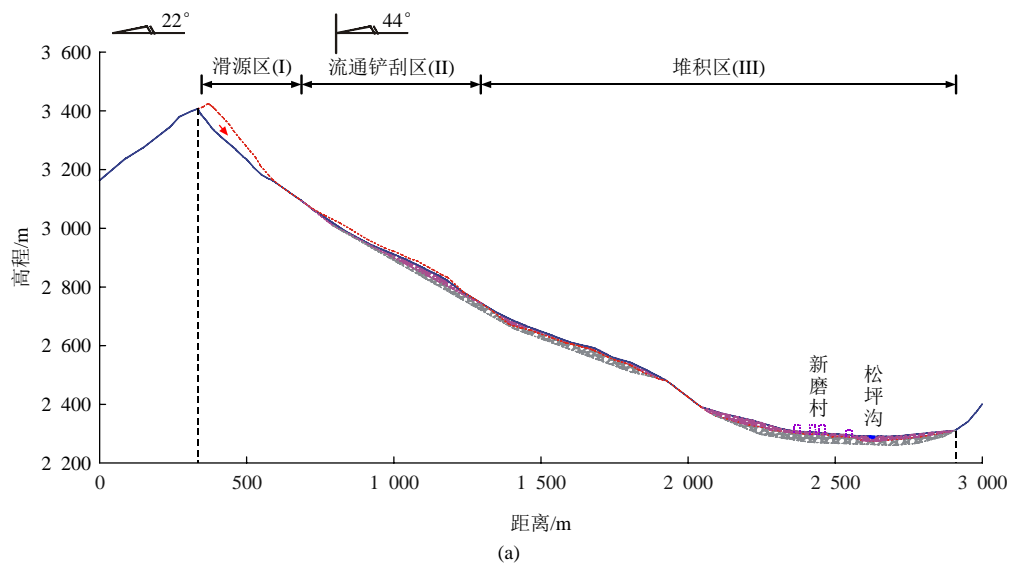


图 15 6·24 新磨村滑坡 - 碎屑流沿途运动速度分布图

Fig.15 Velocity profile of Xinmocun landslide on June 24, 2017

5.3 滑坡影响区特征

滑坡发生后，通过航拍高清三维模型影像以及地质调查人员到山顶垮塌区现场复核，发现受主滑体高速滑动和运动过程中牵引、拖拽作用的影响，在滑源区东、西两侧还分别残存新变形裂缝的欠稳

定岩体(见图 16)，在滑坡区西侧还存在一主要由松散堆积物构成的变形体，其平面分布如图 10 所示。

(1) 西侧欠稳定岩体(IV)

在滑源区西侧存在一欠稳定岩体，地形上三面临空，其后缘高程分布在 3 351~3 266 m，前缘高



图 16 滑源区东西两侧欠稳定岩体

Fig.16 The unstable rock masses on the east and west sides of the landslide source area

程 3 073 m, 高约 230 m、宽 220 m、厚度 35 m, 整体呈巨厚层块状, 岩体较完整, 估算方量 $177 \times 10^4 \text{ m}^3$ 。通过历史遥感卫星影像、滑坡后航拍数据, 均反映出该部位在滑坡发生前后均存在变形裂缝。但通过航拍影像分析发现, 其底滑面仍与滑床保持了很好的联结(见图 17), 连通率较低, 应具备较强的自稳能力, 短时间内失稳可能性较小。从图 17 还可以看出, 西侧欠稳定岩体靠主滑体侧(东侧)表部覆盖层已受主滑坡动力的影响沿基覆界面发生滑动, 目前基岩面裸露。



图 17 滑源区西侧欠稳定岩体(IV)

Fig.17 The unstable rock mass on the west side of the landslide source area

(2) 东侧欠稳定岩体(V)

在滑源区东侧上部也残留一欠稳定岩体(V), 其后缘高程 3 465 m、前缘高程在 3 403~3 371 m 范围, 高约 106 m、宽 90 m、厚度 20 m 左右, 估算方量 $19 \times 10^4 \text{ m}^3$ 。通过高清航拍影像表明, 东侧欠稳定岩体呈厚层板状(见图 18(a)), 表部有几条裂缝分布, 较西侧块体破碎(见图 18(b)), 其前缘和西侧已临空, 但东侧仍与围岩保持很好地联结。综合判断易发生局部掉块, 短期内整体失稳可能性不大。



(a) 现场照片



(b) 航拍三维模型影像

图 18 东侧欠稳定岩体(V)

Fig.18 The unstable rock masses on the east side of the landslide source area

(3) 西侧变形体(VI)

6 月 26 日相关单位通过解译无人机航拍影像, 发现滑坡西侧欠稳定岩体(IV)下部存在一大规模拉裂变形体。西侧变形体(VI)平面形态呈倒梯形, 上宽 250 m、下宽 100 m、高 450 m、平均厚度 58 m, 估算方量 $455 \times 10^4 \text{ m}^3$ (见图 19)。西侧变形体后缘存在一拉陷槽, 展布方向与岩层走向一致, 延伸长度 250 m, 水平拉开宽度 43 m, 垂向下错 20 m。在其



图 19 西侧变形体全景(无人机航拍高清三维模型影像)
Fig.19 The high resolution 3D image showing the whole west unstable rock mass

前部还存在另一条裂缝，延伸长达 540 m，拉开宽度近 10 m。现场地质调查表明，西侧变形体主要由崩坡积物构成，变形体内部破碎，其前缘和东侧已临空且时有小规模垮塌。在现场应急抢险过程中，西侧变形体被认为是整个滑坡区稳定性最差，对下游现场救援人员安全威胁最大的部分，因此得到相关部门和现场专家组的高度重视。分析认为西侧变形体是受主滑体的高速通过流通产刮区时对西侧松散堆积物施加了一种拖拽剪切作用力，由此导致西侧松散堆积物的向下滑动，并使后缘拉开超过 40 m。但为何最终会自行停止滑动，分析其原因主要是受其前缘阻挡所致。从图 20 可以看出，在滑源区前缘剪出口部位，存在一倾向坡内的巨大光面，产状 N46° E/NW∠47°。该内倾光面从滑坡体东侧顶部斜向下通过滑源区前缘、到达西侧变形体前缘，并由此在滑源区前缘形成一明显的槽状负地形(见图 21)，使滑源区和西侧变形前缘呈一定的临空状态，这也是滑源区剪出口在此出露的主要原因。当



图 20 滑坡源区及西侧变形体全景(无人机航拍高清三维模型影像)

Fig.20 The high resolution 3D image showing the landslide source area and the west unstable rock mass

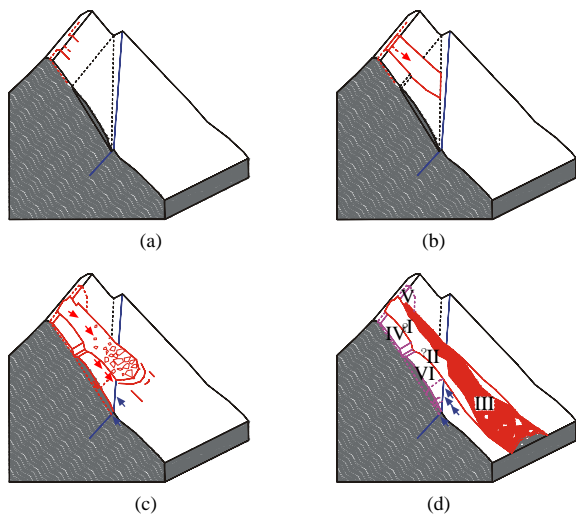


图 21 西侧变形体成因与发展演化过程示意图

Fig.21 Conceptual models of formation and development process of the west unstable rock mass

西侧变形体被主滑体“强行”拖拽被动向下滑动一定距离后，遭遇到该倾向山内岩坎的阻挡，最终停止滑动。西侧变形体的成因机制与发展演化过程可用图 21 来示意。

5.4 滑坡区及影响区危险性分析评价

为了科学评价滑坡区及周边欠稳定岩土体的稳定性和危险性，防止二次灾害的发生，确保滑坡堆积区现场救援及其它相关人员的安全，在现场全站仪监测受到条件限制的情况下，自 6 月 29 日开始采用 IBIS-L 型地基合成孔径雷达(GBSAR)对滑坡区西侧欠稳定岩体(IV)和西侧变形体(VI)开展了全天候连续应急变形监测。为便于分析，筛选了相关区域 16 个代表性的变形监测点作重点研究，监测点分布如图 22 所示。代表性监测点的变形监测曲线如图 23 所示。根据监测结果可知：

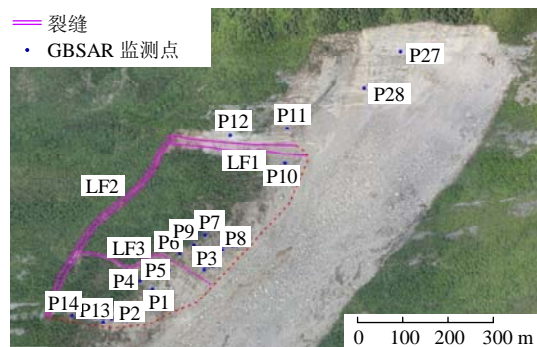


图 22 西侧变形体裂缝发育位置及监测点分布图

Fig.22 Cracks and monitoring points on the west unstable rock mass

(1) P27, P28 处于滑床稳定基岩表面，主要用于变形的基准校正和监测误差分析。监测数据显示，稳定基岩面变形基本在 0 值附近的仪器观测误差范围内浮动，表明滑床处于稳定状态，无明显变形生。但在晴天(前面 3 d)的每天 8：00~15：00 段出现周期性波动，分析结果认为这是由电磁波受环境因素(如温度、湿度、气压等)影响造成的，但这种现象在后 2 d 阴天中表现不明显。

(2) 西侧欠稳定岩体(IV)：前缘 P11, P12 监测数据显示截止 2017 年 7 月 4 日 16：30，P11 累计向坡内变形达 83 mm，P12 向坡外累计变形 18 mm，表明该岩块仍处于变形调整阶段，但其稳定性相对较好，在前缘西侧变形体不发生整体失稳破坏的前提下，近期内稳定性较好。

(3) 西侧变形体(VI)：监测结果表明，截止 2017 年 7 月 4 日 16：30，东侧中后部的 6 个监测点(P3, P10, P6, P7, P8, P9)平均累计变形量 92.9 mm，其中监测点 P8 变形最大，最大累计变形量达 144.70 mm，

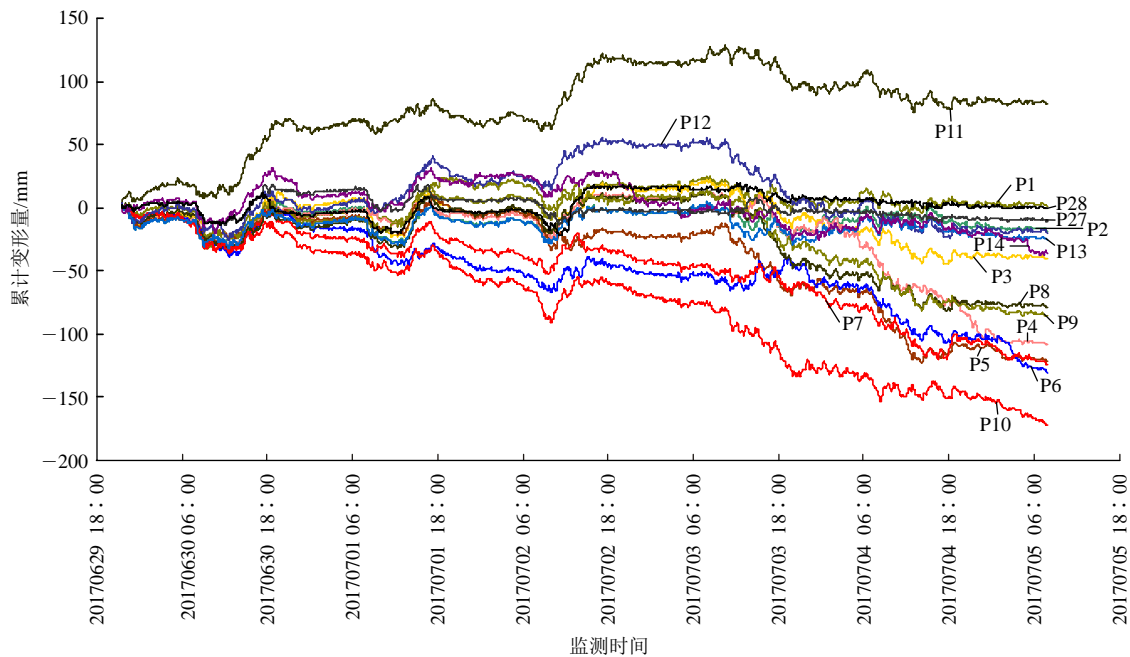


图 23 滑坡西侧 GBSAR 代表性监测点的变形 - 时间曲线图

Fig.23 The monitored displacement curve of the west unstable rock mass by GBSAR

P8 点平均变形速率 30.2 mm/d; 前部区域 6 个监测点(P1, P2, P4, P5, P13, P14)平均累计变形量 36.1 mm, 其中监测点 P5 变形最大, 最大累计变形量达 119.40 mm, P5 点平均变形速率 24.9 mm/d。表明西侧变形体的中后部变形明显大于前部, 呈推移式缓慢蠕滑的特点。监测时段内 7 月 4 日有较长时间的降雨, 中后部变形也因此而有所增加, 但变形速率和量级并不大。

究其原因, 如前所述, 主要是在西侧变形体前缘存在一倾向山内的岩坎, 阻挡其继续向前滑移。因此, 西侧变形体若不遭遇特殊荷载(如强降雨、强震等), 在短期内整体下滑的可能性很小。

6 滑坡灾害成因分析

分析新磨村滑坡发生的原因, 主要包括先天的内在控制性因素和外在诱发因素。

6.1 有利于滑坡产生的地形条件

首先, 滑坡发育在一高耸、单薄的山脊之上, 这种高耸、单薄的山脊对地震波放大效应显著, 很容易在强震作用下被震裂。其次, 滑源区下方即为陡壁, 为滑坡的高位剪出提供了良好的临空条件。再者, 滑坡运动区为一较顺直斜坡, 为滑坡的高速远程运动提供了有利的地形条件。

6.2 有利于滑坡产生的地质条件

如前所述, 滑坡区地处较场弧形构造的弧顶部位, 岷江断裂和松坪沟断裂 2 条活动断裂的交汇部

位, 构造运动异常活跃, 历史上多次发生地震。滑坡区岩性主要为三叠系杂谷脑组变质砂岩夹板岩, 岩性软弱, 力学强度低, 且多存在软弱结构面, 属典型的易滑地层。滑坡区地处松坪沟左岸, 左岸为典型的中陡倾角顺向斜坡, 属典型的易发生滑坡的坡体结构。活跃的构造部位、易滑的地层岩性和坡体结构, 这些地质条件均有利于滑坡发生。

6.3 多次地震的震裂损伤

滑坡地处地震高发区, 该区历史上经历过多次地震, 最近的包括 1933 年叠溪地震、1976 年平武地震以及 2008 年汶川地震, 多次地震使山体震裂松动, 岩体破碎, 裂缝发育, 存在“内伤”。如前所述, 1933 年叠溪地震是滑源区山体震裂松动, 在此次滑坡源区东西侧边界部位易形成明显的拉张裂缝, 为滑坡的发生提供了结构基础。在后续两次地震中裂缝可能会进一步发展。后缘裂缝的存在为雨水的入渗, 物理化学风化提供了重要的通道, 致使其力学强度不断降低。

6.4 降雨诱发滑坡的发生

滑坡区不利的地质条件、包括叠溪地震在内的多次地震作用, 使滑源区具备了基本的变形破坏条件和基础。长期的重力作用使滑源区岩体进一步产生时效变形, 裂缝不断扩展贯通, 滑坡变形逐渐形成, 最终使滑源区岩体逐渐进入临界失稳状态。2017 年 5 月 1 日至滑坡发生前的滑坡附近叠溪镇和松坪沟两处降水观测站资料(见图 24)表明, 滑坡发生前仅 2 个月的时段内累计降雨量达 200 多毫米, 显著

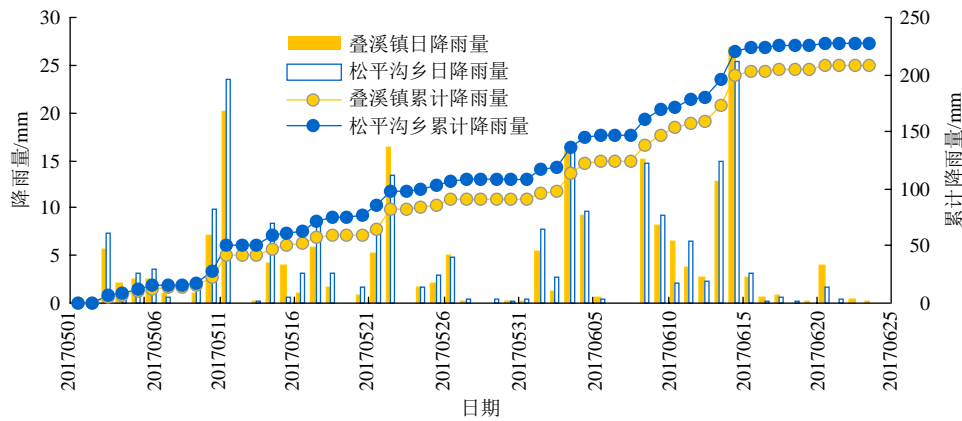


图 24 滑前降雨过程曲线图(殷跃平提供)

Fig.24 Cumulative curve of rainfall prior to landslide occurrence in Diexi town and Songpinggou town near the Xinmocu landslide (provided by Yin Yueping)

大于该地区同期降雨量。尽管滑坡发生前一周的降雨量较小,但 6 月 8 日~15 日经历了一次持续降雨过程,累积降雨量约 80 mm,最大日降雨量达到 25 mm。持续的降雨最终导致本已处于临界状态的滑块整体失稳破坏。

7 结论与讨论

本文通过综合分析认为:6·24 新磨村滑坡主要是在 1933 年叠溪地震中被震裂产生拉张裂缝,之后在多次地震和长期重力作用下,产生时效变形,在滑坡整体失稳前数月变形加剧,最终由累积降雨作用触发整体失稳破坏,形成灾难性滑坡。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持续时间为 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,属于典型顺层高速远程滑坡-碎屑流。滑坡启动体体积约 $450 \times 10^4 \text{ m}^3$,运动过程中沿途铲刮老的崩塌、滑坡堆积物,最终堆积体体积约 $1300 \times 10^4 \text{ m}^3$ 。

近年来我国发生的多起灾难性滑坡^[11-14],如 2013 年 7 月 10 日都江堰市中兴镇三溪村五里坡滑坡^[14],以及本文的 6·24 新磨村滑坡都具有如下共同特点:一是灾害源区都地处高位且植被覆盖严重,具有高度的隐蔽性;二是灾害发生地都遭受过强震的影响,山体震裂松动明显,受过“内伤”。茂县新磨村滑坡和都江堰五里坡滑坡分别在 1933 年叠溪地震和 2008 年汶川地震中地震烈度均超过 X 度,高精度的遥感和航拍影像都显示相关区域山体震裂松动迹象明显,裂缝发育;三是滑坡发生前变形特征不显著,具有突发性。

灾难性滑坡的上述特点致使仅靠以专业人员地面调查为传统的地质灾害排查方式已很难提前发现灾害隐患并加以主动防范,这也是目前国际防灾减灾领域所面临的一个难题。我国应该充分总结这些灾难性滑坡灾害的经验教训,并注意开展以下方面的防灾减灾和研究工作:

(1) 加强新技术、新手段用于高位滑坡隐患早期识别和提前发现的研究与示范:研究表明,InSAR 对大范围变形区域具有很好的探测识别能力,而 LiDAR(在航测飞机或无人机上放置三维激光扫描仪)以及 UAV(无人机航拍)对震裂松动山体、历史上曾经滑移变形区域等“损伤”具有很好的探测识别能力。应尽快利用 InSAR, LiDAR 和 UAV 等新技术,开展高位和具有隐蔽性的滑坡隐患的早期识别和提前发现技术方法研究和应用示范。

(2) 集成整合相关资源,开展重点区域地质灾害综合防范、示范工作:地质灾害防治直接涉及到国土、测绘、气象、地震等多个部门,要真正做好地质灾害隐患的早期识别、监测预警与应急处置等工作,必须要多部门资料共享、信息互通,协同攻关。我国应尽快建立防灾减灾专门机构,统筹协调和集成整合信息、人力、装备等资源,建立大数据中心或平台,开展地质灾害防范综合研究与示范应用,推动相关技术和成果的产业化、实用化,全面提升我国地质灾害防治能力和水平。

(3) 进一步加强强震区地质灾害长期效应与风险防控研究:国际上多个强震案例表明,处于山区的强烈地震其影响可持续数十上百,近年来我国发生的多起大型地质灾害事件主要集中于汶川地震灾区,如茂县新磨村滑坡便是 1933 年叠溪地震的后

续产物。因此，应加强强震区尤其是近百年来发生过强震的高地震烈度区地质灾害发育演化规律和防范措施的持续跟踪研究。

致谢 6·24 新磨村滑坡发生后，国务院、国土资源部以及四川省各级政府部门迅即投入了应急抢险、灾后救援以及地质调查和监测等工作，因此，本文的研究工作尤其是资料获取方面包含了众多人员的心血，在此向他们表示衷心感谢。感谢四川省测绘地理信息局、高分辨率对地观测系统四川数据与应用中心、四川省蜀通岩土工程公司、北京数字绿土科技有限公司等单位在基础数据收集方面提供的帮助。特别感谢中国地质环境监测院殷跃平研究员、中国地质调查局李 晓研究员、英国纽卡斯尔大学李振洪教授、武汉大学张 路教授、长安大学张 勤教授、成都市防震减灾局洪时中研究员、成都理工大学李 勇教授、中国地震局地质研究所许 冲研究员、中国地震台网中心黄兴辉博士等第一时间提供了宝贵资料。衷心感谢成都理工大学任 静、巨袁臻、郭 晨、李天涛、张 硕、詹威威等硕士研究生在无人机航拍和 GBSAR 监测等现场工作中的辛勤付出。

参考文献(References):

- [1] 唐荣昌, 文德华, 黄祖智, 等. 松潘—龙门山地区主要活动断裂带[J]. 中国地震, 1991, 7(3): 64 - 71.(TANG Rongchang, WEN Dehua, HUANG Zuzhi, et al. The quaternary activity characteristics of several major active faults in the Songpan-Longmenshan Region[J]. Earthquake Research in China, 1991, 7(3): 64 - 71.(in Chinese))
- [2] 王兰生, 杨立铮, 李天斌, 等. 四川岷江叠溪地震滑坡(1933)[C]// 黄润秋, 许 强, 张倬元, 等编. 中国典型灾难性滑坡. 北京: 中国科学出版社, 2009: 57 - 93.(WANG Lansheng, YANG Lizhen, LI Tianbin, et al. Landslides triggered by the 1933 Diexi Earthquake, Sichuan[C]// HUANG Runqiu, XU Qiang, ZHANG Zhuoyuan, et al, ed. Catastrophic landslide in China. Beijing: Science Press, 2009: 57 - 93.(in Chinese))
- [3] 四川省蜀通岩土工程公司. 四川省茂县“6·24”地质灾害应急调查松坪沟区域地质灾害危险性评估报告[R]. 成都: 四川省蜀通岩土工程公司, 2017.(Sichuan Shutong Geotechnical Engineering Company. Emergency investigation assessment report of the “6·24” landslide in Songpinggou, Maoxian, Sichuan[R]. Chengdu: Sichuan Shutong Geotechnical Engineering Company, 2017.(in Chinese))
- [4] COMT(Center for Observation and Modelling earthquakes, volcanoes and Tectonic). Sentinel - 1 satellites reveal pre-event movements and source areas of the Maoxian landslides, China[EB/OL]. <http://comet.nerc.ac.uk/sentinel-1-satellites-reveal-pre-event-movements-source-areas-maoxian-landslides-china/?platform=hootsuite>. 2017 - 06 - 29.
- [5] TRE ALTAMIRA . Data in focus: precursor of Maoxian landslide measured from space[EB/OL]. <http://tre-altamira.com/news/data-focus-precursor-maoxian-landslide-measured-space/>. 2017 - 06 - 29.
- [6] 王同军, 蒋 瑾, 陈 凯, 等. 2009 年 6 月 5 日重庆武隆鸡尾山滑坡地震波形分析[J]. 地震地磁观测与研究, 2015, 36(5): 8 - 14. (WANG Tongjun, JIANG Cui, CHEN Kai, et al. Understanding to the seismometer recording waveform of Jiwei mountain landslide on June 5, 2009, Wulong, Chongqing[J]. Seismological Geomagnetic Observation and Research, 2015, 36(5): 8 - 14.(in Chinese))
- [7] BRIDEAU M A, STURZENEGGER M, STEAD D, et al. Stability analysis of the 2007 Chehalis lake landslide based on long-range terrestrial photogrammetry and airborne LiDAR data[J]. Landslides, 2012, 9(1): 75 - 91.
- [8] JABOYEDOFF M, OPPIKOFER T, ABELLA'N A, et al. Use of LIDAR in landslide investigations: a review[J]. Nature Hazards, 2012, 61: 5 - 28.
- [9] MONSERRAT O, MOYA J, LUZI G, et al. Non-interferometric GB-SAR measurement: application to the Vallcebre landslide(eastern Pyrenees, Spain)[J]. Nature Hazards Earth System Science, 2013, 13(7): 1 873 - 1 887.
- [10] 赵 永. 6·24 茂县滑坡过程分析[R]. 北京: 中国地震台网中心, 2017.(ZHAO Yong. Analysis of movement process of Maoxian landslide, Sichuan[R]. Beijing: China Earthquake Networks Center, 2017.(in Chinese))
- [11] 许 强, 董秀军, 邓茂林, 等. 2010 年 7·27 四川汉源二蛮山滑坡 - 碎屑流特征与成因机理研究[J]. 工程地质学报, 2010, 18(5): 609 - 618.(XU Qiang, DONG Xiujun, DENG Maolin, et al. The Ermanshan rock slide-debris flow of Junly 27, 2010 in Hanyuan, Sichuan: Characteristics and failure mechanism[J]. Journal of Engineering Geology, 2010, 18(5): 609 - 618.(in Chinese))
- [12] 许 强, 黄润秋, 殷跃平, 等. 2009 年 6·5 重庆武隆鸡尾山崩滑灾害基本特征与成因机理初步研究[J]. 工程地质学报, 2009, 17(4): 433 - 444.(XU Qiang, HUANG Runqiu, YIN Yueping, et al. The Jiweishan landslide of June 5, 2009 in Wulong, Chongqing: Characteristics and failure mechanism[J]. Journal of Engineering Geology, 2009, 17(4): 433 - 444.(in Chinese))
- [13] XU Q, FAN X M, HUANG R Q, et al. A catastrophic rockslide-debris flow in Wulong, Chongqing, China in 2009: Background, characterization, and causes[J]. Landslides, 2010, 7(1): 75 - 87.
- [14] YIN Y P, CHENG Y L, LIANG J T, et al. Heavy- rainfall-induced catastrophic rockslide-debris flow at Sanxicun, Dujiangyan, after the Wenchuan Ms 8.0 earthquake[J]. Landslides, 2016, 13(1): 9 - 23.