

文章编号: 1008-2786-(2016)5-520-10

DOI: 10.16089/j.cnki.1008-2786.000158

1786 年磨西地震烂田湾滑坡形成机制及过程

顾金,王运生*,曹文正,张磊,黄健龙,贺建先,刘勇

(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:大型高位地震滑坡因其瞬时破坏性及灾害链效应而备受关注。通过对 1786 年磨西 $7\frac{3}{4}$ 级地震触发的泸定烂田湾滑坡深入详细的调查及根据邻近摩岗岭地震动监测成果,分析了滑坡的形成机制,并利用三维离散元模拟软件—3DEC 模拟了滑坡的运动过程。研究揭示,地震波在经过地形及背坡效应放大后,斜坡滑源区地震峰值加速度超过 1 g,地震作用首先在强卸荷斜坡后缘沿陡倾坡外的结构面拉裂并向下贯通,随着地震力的持续作用,拉裂面外侧的岩体沿缓倾结构面剪断滑出,因此烂田湾地震滑坡形成机制为拉裂—滑移。滑坡的演化过程为:孕育—启动—高位高速运动—碎屑流—堆积堵江 4 个阶段。滑坡堵江后形成堰塞湖并在短期内决口。

关键词:地震滑坡;3DEC;形成机制;拉裂—水平滑移

中图分类号: P642.22

文献标志码: A

1786-06-01 发生于磨西的大地震,是四川省震害最大、影响范围最广的强烈地震之一,震级达到 $7\frac{3}{4}$ 级^[1-2]。根据《清代地震档案史料》以及记录这次地震受灾情形的保宁奏折等史料记载,震区内康定“城垣全行倒塌,不存一雉,……文武衙署仓库兵房等项,完善者十止一二”。磨西地震在摩岗岭—得妥一带触发了大量的地震滑坡,如摩岗岭滑坡、烂田湾滑坡、得妥滑坡。许多学者^[3-5]对摩岗岭滑坡进行了详细的调查研究,阐明了它的成因机制以及运移特征,但对位于其下游,同样堵塞大渡河的烂田湾滑坡却少有人研究。据保宁奏折记载“惟沈边所属之老虎崖地方,因初六月地震,大山裂坠、壅塞河流,……积水高二十余丈”。王新民^[2]经过对地震的调查指出,垮山的地方就是今天的烂田湾,该处地形陡峻,岩石破碎,南北向断裂带及次级断面发育,大渡河水又直冲坡脚,但要在河宽近百米的地方

堵住约 67 m(20 余丈)高的积水,其崩滑的土石方量至少在数百万立方之巨。对于这种造成河流堰塞的大型地震滑坡由于其对下游潜在威胁可能远大于滑坡本身造成的直接威胁,因此研究清楚其形成机制及运动过程意义重大。

1 滑坡区地质背景

1.1 地貌

烂田湾滑坡位于四川省甘孜州泸定县得妥乡,大渡河左岸,地理坐标: $102^{\circ}10'46.908''E$, $29^{\circ}35'27.27''N$,地处青藏高原与四川盆地的过渡地带,地形起伏大,山高谷深。滑源区山脊受到两条近平行的 1#、2#沟切割,呈一南东—北西向延伸的高陡单薄山脊(图 1),震前坡度 $50^{\circ} \sim 60^{\circ}$,滑坡冠高程约 2 100 m,堆积体前部位于大渡河河谷,高程仅 1 100 m,两者相差 1 000 m。1#沟为一大型冲沟,呈“V”

收稿日期(Received date): 2015-06-23; 改回日期(Accepted): 2015-08-22。

基金项目(Foundation item): 国家自然科学基金(41521002)。[National Natural Science Foundation of China(41521002).]

作者简介(Biography): 顾金(1989-),男,四川德阳人,硕士研究生,从事地质工程专业研究。[Gu Jin(1989-),male,Deyang Sichuan province,M.Sc candidate engaged in Geological Engineering.]E-mail: 735110017@qq.com

* 通信作者(Corresponding author): 王运生(1960-),男,教授,主要从事工程地质方面的教学工作。[Wang Yunsheng(1960-),male,professor,principally engaged in engineering geology teaching and research work.]E-mail: wangys60@163.com

型2#沟较宽缓且与滑动方向斜交,为后续滑体转化为碎屑流提供了地形条件。

1.2 地层岩性

研究区地层由老到新为澄江期花岗岩(γ^2)、三叠系白果湾组砂板岩(T_3bg)、冲积层(Q_4^{al})、滑坡堆积层(Q_4^{del})、崩塌堆积层(Q_4^{col})。

滑源区出露地层为澄江期花岗岩(γ^2),岩性为灰色、浅灰色中厚层至厚层花岗岩,弱风化,岩质坚硬,节理发育。根据吴俊峰^[3]等的研究,大渡河元古代花岗岩分布地区发育有多个大型或超大型的地震滑坡。



图1 滑坡区地貌图

Fig. 1 Landform and physiognomy of the Lantianwan landslide

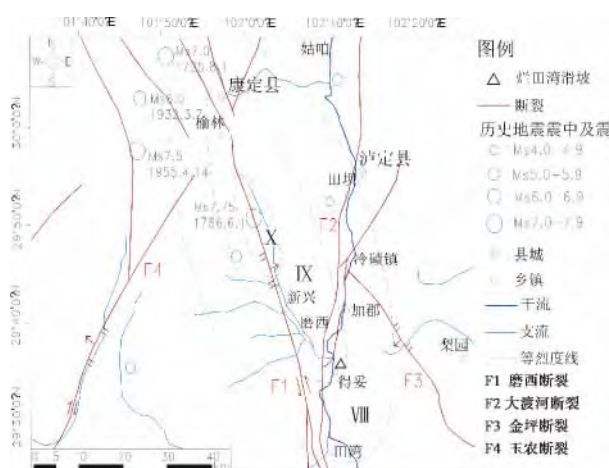


图2 区域构造及磨西地震烈度图

Fig. 2 Regional structure and the Moxi seismic intensity

1.3 地质构造

研究区处在由磨西断裂、大渡河断裂和金坪断裂所围限的黄草山断块的西侧边缘,大地构造部位属扬子准地台西部之二级构造单元上扬子台褶带范畴。1786年磨西地震发生在鲜水河断裂南东段的磨西断裂,震中在康定、磨西之间的雅家埂^[2,6],滑

坡处于断裂东侧,直线距离仅11 km(图2)。得妥断裂,走向近南北,为大渡河断裂南段,该断裂在加都右岸分为东西两支。东支断层从烂田湾滑体下方穿过,向东陡倾;西支断层沿大渡河右岸延伸,向西陡倾,东支断层下盘为三叠系白果湾组砂板岩,上盘为元古界花岗岩(图3)。在上游猫子坪一带见断层露头,可见露头宽度2~3 m,为脆性破裂带,带内由炭化断层角砾岩、碎斑岩等组成,完整性差。由于得妥断裂两个分支的影响,附近岩体质量差,碎裂化严重。

滑源区基岩主要发育三组节理。节理 J_1 :产状 $236^\circ \angle 60^\circ$,节理面波状粗糙,张开2~5 mm,无充填。节理 J_2 :产状 $28^\circ \angle 25^\circ$,节理面平直光滑,张开2~3 mm,泥质充填。节理 J_3 :产状 $330^\circ \angle 76^\circ$,节理面平直光滑,张开1~2 mm,无充填。其中,节理 J_1 为卸荷形成的长大张性节理,陡倾坡外,对滑坡起主控作用,节理 J_2 缓倾坡内,为滑体底滑面。

2 滑坡基本特征

如图3所示,根据地形、地貌及滑坡的运动堆积特征,结合现场调查,可将滑坡分为滑源区(I)、滑动区(II)、堆积区(III)。

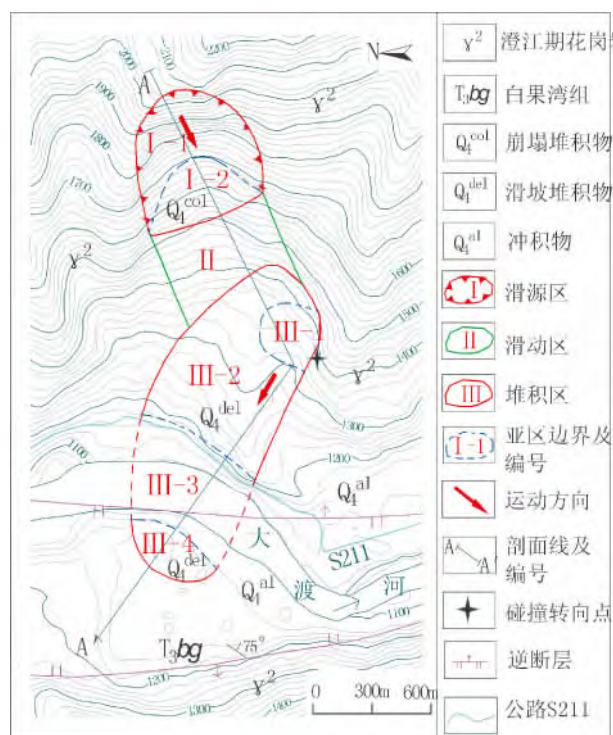


图3 烂田湾滑坡工程地质平面图

Fig. 3 Engineering geological map of the Lantianwan landslide

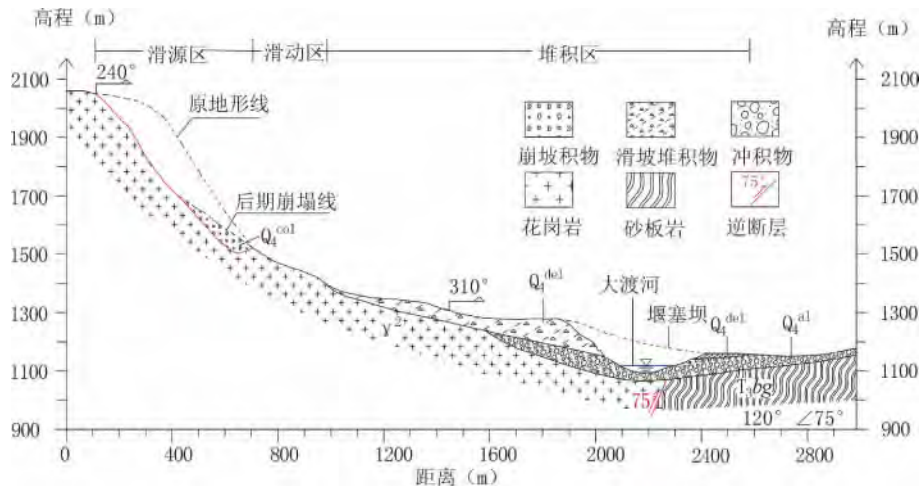


图 4 烂田湾滑坡剖面图(A-A')

Fig. 4 Longitudinal Profile of the Lantianwan landslide(A-A')

2.1 滑源区与滑动区

滑源区可以分为滑坡壁(I-1)、崩塌区(I-2)两个亚区。滑坡壁坡度较陡,约 55° ,至今保留着清晰的凹腔(图5)。凹腔宽600 m,斜长800 m,深度50~120 m,高程范围1500~2100 m,凹腔方量约 $3800 \times 10^4 \text{ m}^3$ 。崩塌区位于滑壁底部,主要为花岗岩块碎石,直径5~50 cm,沿坡面方向从上到下块体直径呈增大趋势,坡面平均坡度 30° 。崩积物多为后期地震造成,鲜水河断裂极其活跃,滑坡发生后附近区域多次发生大地震(图1)。滑动区(II)高程在1350~1500 m之间,坡度约 25° ,表面被崩积物覆盖。

2.2 堆积区

在磨西地震作用下,滑体先从单薄山脊中上部顺 240° 方向滑出,通过与2#沟沟壁的碰撞转而向 310° 方向运动堆积。滑坡沿2#沟及大渡河形成了

长约1400 m,宽约600 m,平均厚度50 m,体积约 $4000 \times 10^4 \text{ m}^3$ 的堆积体,滑体在运动过程中的铲刮烂田湾平台早先堆积体,导致堆积体体积较滑源区空腔体积有所增大。堆积体后缘高程1440 m,前缘(大渡河右岸)高程1140 m,高差300 m,表面整体平坦,平均坡度 15° 。滑坡下滑彻底,滑坡壁暴露,基本不留滑坡残留物,而且堆积物具有铺开、展平的特征,这与汶川地震滑坡的堆积特征相一致^[7]。以现场调查为基础,根据堆积体的颗粒级配、堆积体形貌,将堆积区分为4个亚区(图3):

III-1区:碰撞转向区,高速的滑体受到沟壁的阻挡,产生急促的“刹车”,导致上部未完全解体,大块石在惯性力的作用下,向滑动前方“扑出”,逆冲爬高一定高度后又折回堆积。因此该区堆积体物质散落分布,巨石林立,细粒物质作为基质充填于巨石之间(图6)。



图 5 滑源区

Fig. 5 Source area of the Lantianwan landslide



图 6 碰撞转向区

Fig. 6 Site of collision and steering



图7 右岸巨石

Fig. 7 Stone Piles on the right bank

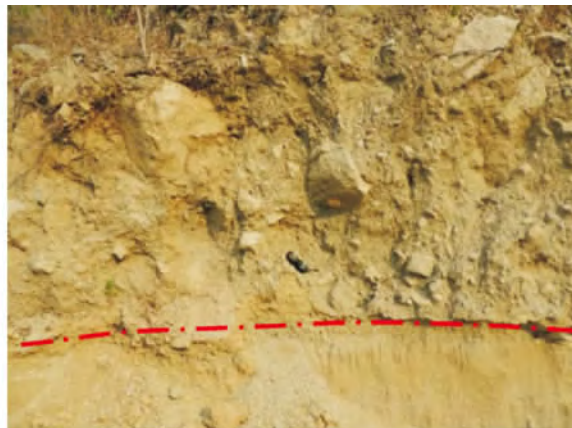


图8 滑坡堆积体与下伏阶地的分界线

Fig. 8 Boundary of landslide mass with the underlying terraces

Ⅲ-2 区: 主堆积区, 纵向长 800 m, 宽 600 m, 为花岗岩块碎石土, 块碎石粒径 10 ~ 100 cm, 含量 70%, 表面块碎石占优, 底部砂砾占多数, 堆积体内部呈现“上粗下细”结构。

Ⅲ-3 区: 堰塞坝区, 位于大渡河河道中, 为堰塞坝的主坝体, 横向向长约 400 m, 已被河流冲走, 不复存在。

Ⅲ-4 区: 对岸残体区, 位于大渡河右岸, 厚度 5 ~ 15 m, 主要以大的块孤石为主, 块径 0.3 ~ 2 m, 最大的达 4 m (图 7)。底部粒度较细, 多砂砾及小碎石, 与下部河流冲积物有明显的分界线 (图 8)。

3 形成条件与机制

3.1 形成条件

从滑坡区的地貌、地层岩性、地质构造、边坡结构特点、边坡与磨西断裂的位置关系等内外因素分析, 烂田湾滑坡的形成条件可以归纳为:

1) 特定的地貌类型。如前文所述, 滑坡位于两面临空的单薄山脊, 且存在一条走向与滑动方向斜交的宽缓沟谷。研究^[8-11]表明, 单薄山脊、斜坡转折、突出等部位的地震动响应更明显, 崩塌或滑坡多发生于这些部位。许强^[12]指出, 当滑坡体前部的河谷走向与滑体的滑动方向呈大角度斜交时, 高速运动的滑体在与谷壁碰撞后容易转化为碎屑流。

2) 特定的坡体结构。斜坡中的三组结构面将岩体切割成碎裂状, 其中 J_1 与斜坡走向相同且倾向坡外, 地震波的水平震动作用使 J_1 处于循环往复的拉压应力状态, 造成 J_1 的扩张与贯通, 形成滑坡的后缘拉裂面。

3) 1786 年磨西大地震的触发。从历史地震记录分析, 磨西地区为高烈度区, 1786 年地震烂田湾地区地震烈度达 IX (图 1), 强大的地震力最终触发滑坡。

4) 地形放大效应及背坡面效应

许多模拟与监测数据^[11, 14-16]都表明, 高边坡地震加速度的地形放大效应极为明显, 而摩岗岭监测剖面距滑源区仅 4 km, 其监测数据显示地震加速度放大倍数在 3 ~ 4 倍左右。滑坡位于山脊南侧, 坡向 SW, 磨西地震震中在滑坡的 NNW 方向, 即滑坡位于地震波传播方向的背坡面。许强^[17]等通过对汶川地震灾区的遥感解译后发现, 地震波传播的背坡面一侧的滑坡发育密度明显大于迎坡面一侧, 背坡面效应明显。

3.2 形成机制

烂田湾滑坡的形成演化过程可以分为如下三个步骤。

3.2.1 河谷快速下切, 谷坡强烈卸荷

第四纪中更新世以来, 大渡河快速下切, 区域应力场转变为河谷应力场, 造成应力的重分布, 由于区域应力场与河谷近于垂直, 导致高储能的花岗岩强烈卸荷, 卸荷作用使坡体内部形成与坡体走向一致并倾向坡外的拉张卸荷裂隙 J_1 。

3.2.2 断层剪胀错动

当大渡河切穿得妥断裂东支断层时, 在断层带塑性变形的牵动下, 导致上覆岩体产生压缩-剪胀错动变形^[13], 在重力长期作用下, 强卸荷带的裂隙连通率由此增大, 坡体浅表层稳定性进一步降低。

3.2.3 滑坡形成

1786 年发生在康定磨西间的磨西大地震, 震级

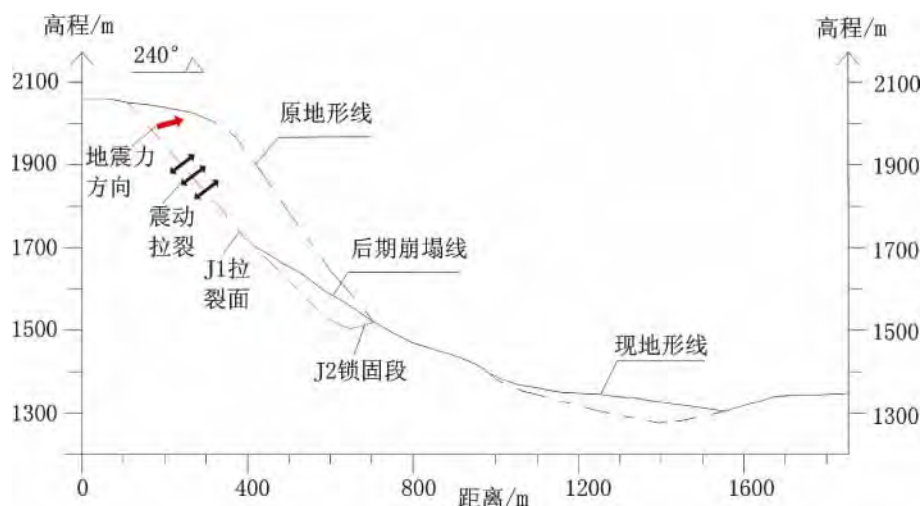


图9 烂田湾滑坡失稳机制概念模型

Fig. 9 Conceptual mode of occurrence mechanism of the Lantianwan landslide

达到 $7\frac{3}{4}$ 级,在强烈的震动下,烂田湾边坡岩体陡倾坡外的结构面 J_1 与缓倾坡内的结构面 J_2 贯通,连接形成滑动面,滑坡由此形成。

滑源区坡向与 1786 年磨西地震地震波传播方向基本一致,即地震波从滑源区背后传来,地震波面波在前进方向遇临空面,波的反射等作用使坡体表层岩体易于拉裂并产生抛出破坏^[18]。且滑源区位于单薄山脊的高位,地震波地形放大效应据附近摩岗岭剖面监测数据,放大倍数 3~4 倍,由于滑源区位于极震区,地震烈度为 IX 度,对应水平地震峰值加速度背景值达 0.4~0.7 g,被地形加背坡效应叠加放大后,地震动水平峰值加速度约为 1.6 g,垂直峰值加速度接近 1 g。如此大的加速度首先将坡体沿 J_1 拉裂,并不断向下加深、加宽,瞬间在后缘形成陡倾坡外的深大拉裂面,在地震力的持续作用下,拉裂面外侧的岩体沿缓倾结构面 J_2 剪断整体滑出,因此烂田湾地震滑坡的形成机制为背坡高位拉裂-水平滑移模式^[19]。随后高速运动的滑体迅速着地沿坡面下滑,并在与沟壁碰撞后解体转化为碎屑流,具有强大动能的流体铲刮左岸三级阶地后直冲大渡河,与右岸二级阶地对接,形成紧邻摩岗岭堰塞湖的下游地震堰塞湖。烂田湾滑坡的形成机制可以归纳为如图 9 所示的概念模型。

4 运动过程数值模拟

4.1 模型建立

首先,以滑坡平面图为基础,对边坡原始地形进

行恢复,并以与实际坡体 1:1 的比例构建三维离散元实体模型,如图 10。模型平面尺寸 x 方向 2 200 m, z 方向 2 085 m, y 为高程方向,最低 700 m,最高点 2 250 m。此外,为布置监测点的需要,在模型中设置了一条 BB'主剖面。

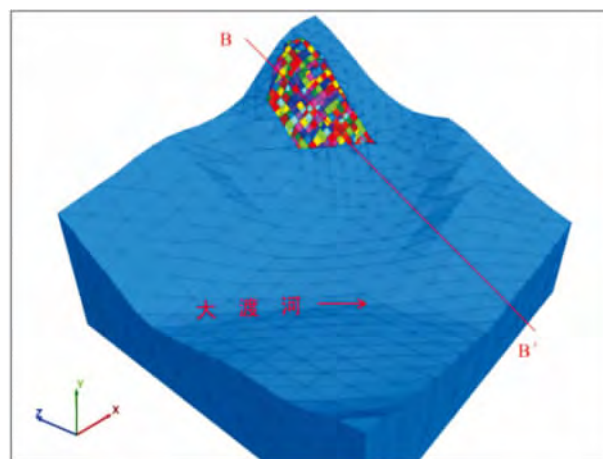


图10 烂田湾滑坡计算模型

Fig. 10 Numerical model of the Lantianwan landslide

对于本构模型的选取,由于滑体单元自身的变形很小,相较于其运动位移可以忽略不计,因此滑体部分采用理想的刚体本构模型;而对于滑床部分,虽然其并没有明显的破坏与运动,但在地震的作用下也发生了弹塑性变形,因此采用弹塑性本构模型,本文选用 Mohr-Coulomb 屈服准则;各结构面之间采用面与面接触的 Coulomb 滑动模型。

从现场调查可知,坡体为花岗岩,岩性均一。对

于堆积体下部的冲积卵砾石层与河对岸的砂板岩, 由于对滑坡影响很小, 概化为花岗岩处理。同时把滑体视为强风化花岗岩, 滑床视为弱风化花岗岩。主要考虑三组控制性节理 J_1 、 J_2 、 J_3 。由于本次研究没有做岩石力学试验, 因此本文借鉴了附近摩岗岭滑坡的试验数据, 因为它们同是花岗岩地区且相距很近。岩体及节理的物理力学参数见表 1、2。

表 1 岩体力学参数

Tab. 1 Mechanical parameters of slope rock mass

岩性 (lithology)	天然密度 /(kg/m ³)	内聚力 /MPa	内摩擦角 /°	体积模量 /GPa	剪切模量 /GPa
弱风化花岗岩	2 700	5.35	50	40.90	30.10
强风化花岗岩	2 300	3.25	35	25.90	15.90

表 2 结构面力学参数

Tab. 2 Physico-mechanical parameters of structural planes

结构面 (structural plane)	抗拉强度 /MPa	粘聚力 /MPa	内摩擦角 /°	法向刚度 /(GPa/m)	切向刚度 /(GPa/m)
J_1	0.01	1.1	10	20	15
J_2 、 J_3	0.03	0.8	15	30	18

为了有效减小边界对地震波的反射, 提高模拟的准确性, 在模型的底部施以粘滞边界, 在四周设置自由边界。黏滞边界的概念最早由 Lysmer J 在 1969 年提出^[20], 它是通过在边界的法向及切向上设置独立的黏壶(阻尼) 来吸收来自模型内部的入射波。模型的边界条件见图 11。

磨西地震没有监测数据, 但从文献记载以及研究成果来看, 磨西地震的破坏规模、破坏程度甚至可能的地震震级都与汶川地震接近, 因此本文采用经过相应处理的汶川地震时卧龙台站的地震数据作为

输入地震波。滑坡处于 IX 度烈度区, 对应的峰值加速度 PGA 为 4 m/s^2 , 本文将汶川地震波缩小为原来的 0.41 倍, 使其水平峰值加速度 PGA 正好为 4 m/s^2 , 而竖直峰值加速度则变为 2.84 m/s^2 (原水平、竖直峰值加速度为 9.85 m/s^2 、 7.00 m/s^2), 将处理后的地震波输入模型底部, 其加速度时程曲线如图 12。

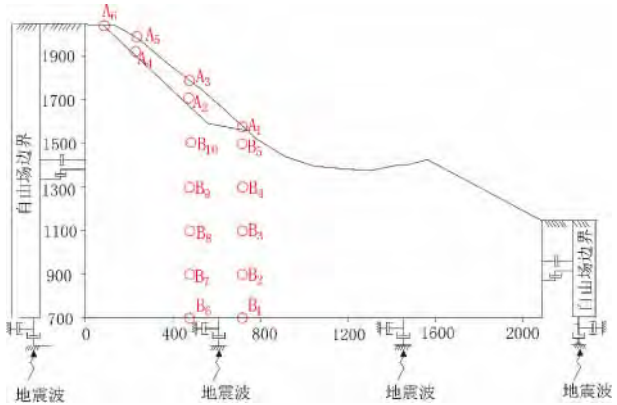


图 11 边界条件及监测点示意图

Fig. 11 Boundary condition and distribution of monitoring points of DEM model

4.2 最大不平衡力

整个动力计算过程经历 170 s, 最大不平衡力随时间变化曲线与地震波一样为“双波峰”, 如图 13 所示。

4.3 加速度放大效应

边坡对地震波地形放大效应是烂田湾滑坡形成的主要原因。为了研究地震作用力放大对滑坡形成的影响, 在模型 BB 剖面沿竖直方向设置了一系列监测点, 各点位置如图 11, 选取 $B_1 \sim B_5$ 为研究对象。定义斜坡中任意一点响应加速度峰值 PGA 与输

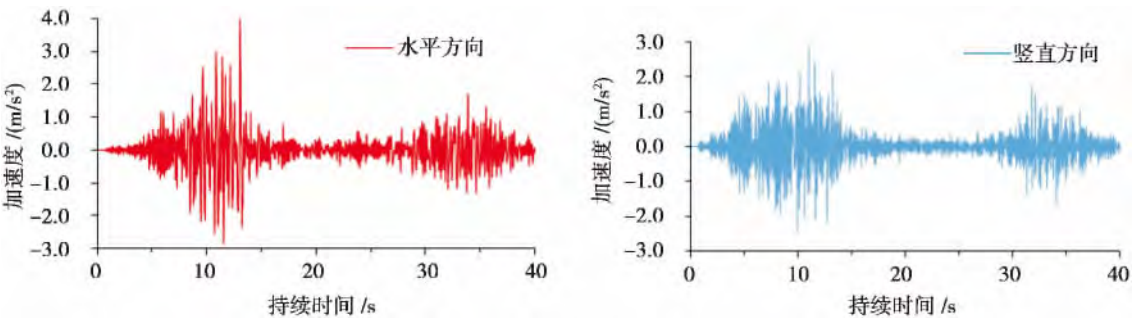


图 12 输入地震波加速度时程曲线

Fig. 12 Time-history curves of horizontal and vertical acceleration inputted in numerical model

入地震波加速度峰值 PGA (水平 4.00 m/s^2 , 竖直 2.84 m/s^2) 的比值为 PGA 放大系数。各监测点 PGA 及 PGA 放大系数见表 3 , B_1 、 B_5 加速度时程曲线见图 15。

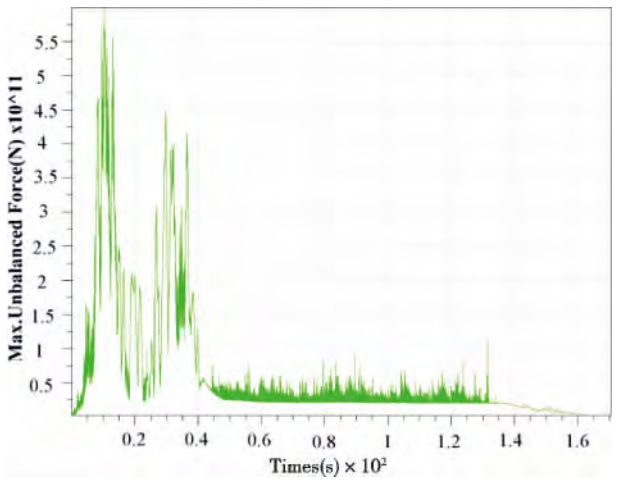


图 13 最大不平衡力时程曲线

Fig. 13 Time-history curves of the maximum unbalanced force

表 3 监测点 B_1 – B_5 加速度峰值 PGA 及放大系数

Tab. 3 Peak values (PGA) and coefficients of amplification for PGA of monitoring points B_1 – B_5

监测点号 (monitoring points)	PGA / ($\text{m} \cdot \text{s}^{-2}$)		PGA 放大系数	
	水平	竖向	水平	竖向
B_1	-4.45	4.00	1.11	1.41
B_2	5.79	5.47	1.45	1.93
B_3	-8.48	-6.42	2.12	2.26
B_4	-10.74	9.09	2.69	3.20
B_5	16.34	14.62	4.09	5.15

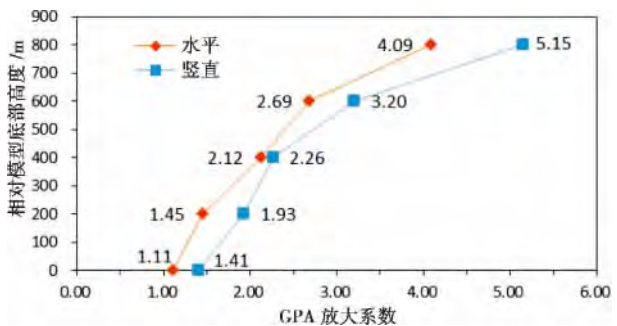
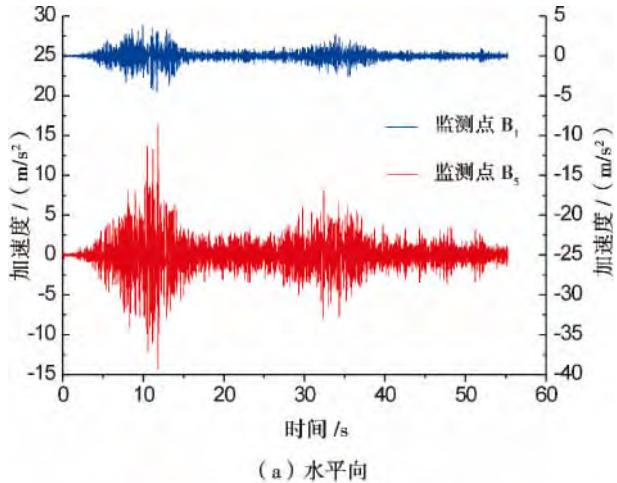


图 14 PGA 放大系数随高程的变化规律

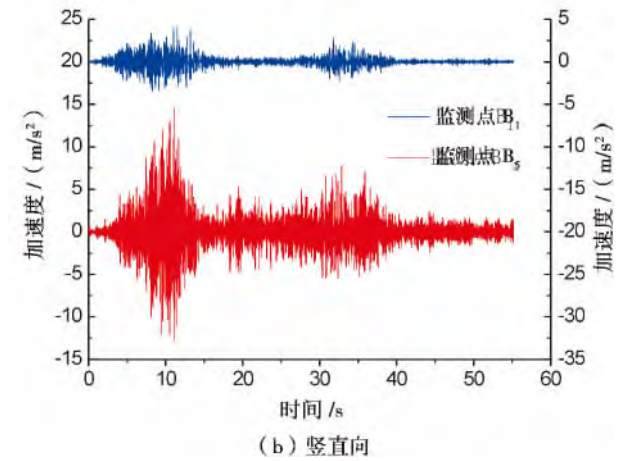
Fig. 14 Variation of coefficients of amplification for PGA with height

从计算结果可以看出 , 水平、竖直加速度沿高程都存在显著的放大效应 , 其中靠近滑面的监测点

B_5 水平与竖直 PGA 分别达到 16.34 m/s^2 、 14.62 m/s^2 , 远远超过了重力加速度。图 14 给出了 PGA 放大系数随高度的变化规律 , 从图中可知 , 竖向加速度放大系数大于水平向加速度放大系数 , 且接近滑面时 , 放大系数存在陡增现象 , 这与崔芳鹏^[21-22] 用 UDEC 得出的结论一致。



(a) 水平向



(b) 竖直向

图 15 监测点 (B_1 , B_5) 水平、竖直加速度时程曲线

Fig. 15 Time history of acceleration of monitoring points in numerical model

4.4 滑坡变形破坏 – 远程碎屑流全过程分析

滑坡运动过程可以分为 4 个阶段: 孕育 – 启动阶段、高位高速运动阶段、碎屑流阶段、堆积堵江阶段 , 滑坡的运动过程如图 16 所示。

4.4.1 孕育 – 启动阶段

磨西地震时 , 首先到达的纵波产生强大竖向力使结构面震裂松弛 , 强度降低。紧随而至的横波产生的水平剪切作用造成山体沿结构面 J_1 拉裂 , 滑坡后缘出现明显错动 [图 16 (a)]。由于地震的累积效应 , 拉裂面不断向下扩展 , 并与缓倾结构面 J_2 汇

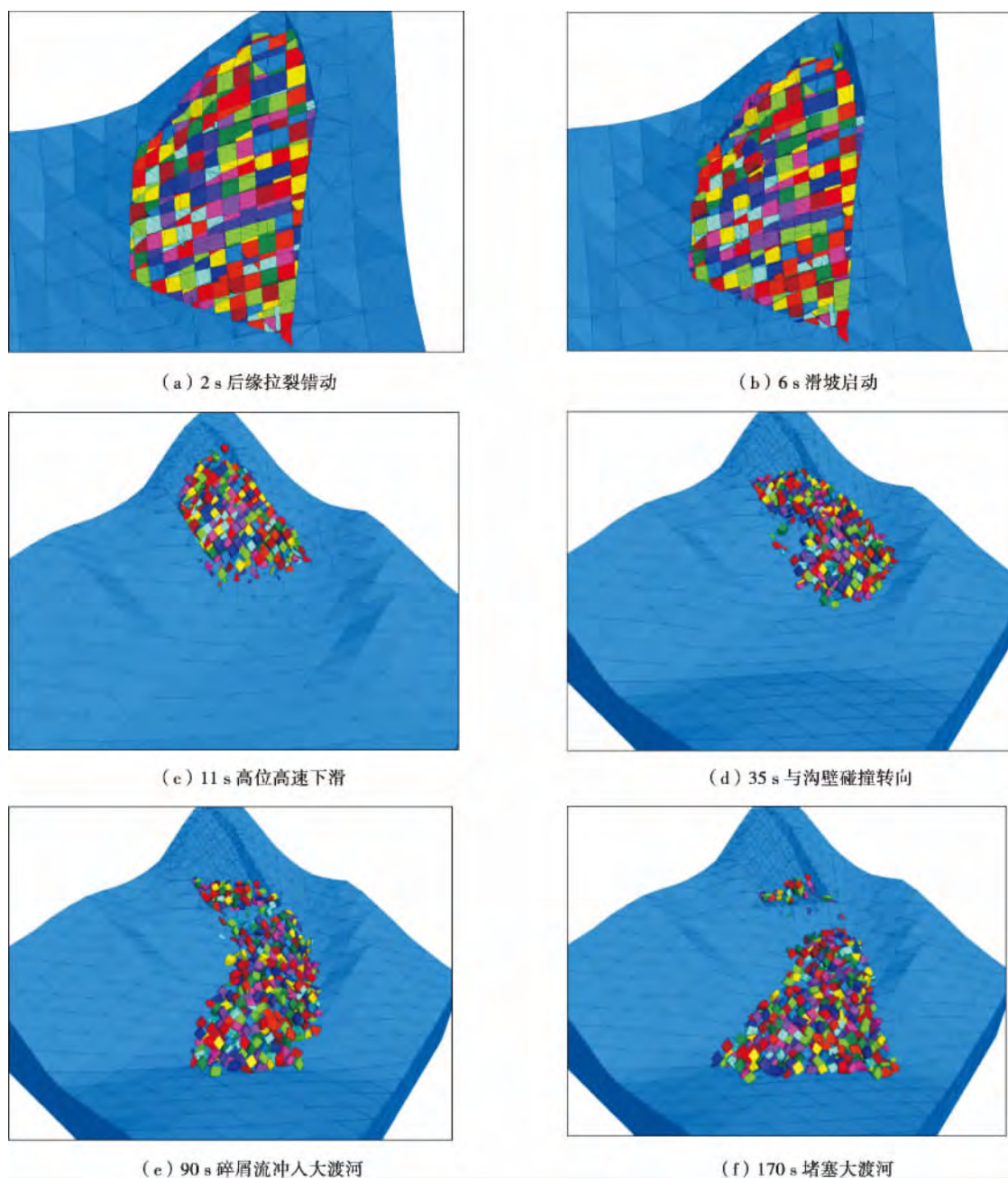


图 16 滑体不同时刻运动状态

Fig. 16 Movement states of landslide at different running time of numerical model

合 地震的触发效应使 J_2 突然被剪断 ,滑体启动 [图 16(b)]。

4.4.2 高位高速运动阶段

滑体剪出后 ,由于斜坡下部坡度较缓 ,很快与坡面相撞 ,并没有出现水平抛射现象。在此阶段中 ,随着高程的下降 ,滑体势能不断转化为动能致使速度不断增大 ,表现为滑体沿坡面的高速下滑 [图 16 (c)]。

4.4.3 碎屑流阶段

滑体高速下滑 ,与 2#沟沟壁发生剧烈碰撞解体 ,携带沟中的水与松散堆积物转化为碎屑流并发生转向 [图 16 (d)]。碎屑流最早由 Bagnold R A^[23] 提出 ,它呈散体状 ,其内部的摩阻力很小 ,可视为不能承受剪力的碎屑、溶液及气泡的“混杂流体” ,流动性极强^[24]。碎屑流的强流动性是滑体转向的关键因素。

4.4.4 堆积堵江阶段

高速运动的碎屑流大量倾入河谷 ,阻断河流造

成堰塞,少部分越过河岸停积于右岸阶地[图 16 (e)、(f)]。

5 结论

本文对滑源区、流通区及堆积堰塞区进行了大比例调绘,结合地震波传播方向、坡向及坡体结构的关系,分析了高位滑坡的形成机制,并利用三维离散元模拟软件对烂田湾滑坡运动过程进行了模拟。主要结论如下:

1) 烂田湾滑坡是在震前地形总体坡度较陡,两面临空的特定的地形部位,以及坡体中存在陡倾坡外的主控结构面的基础上,因受地形效应及背坡面效应放大的磨西地震触发而形成的。

2) 烂田湾地震滑坡形成机制为拉裂—水平滑移,在强大的水平地震惯性力作用下,斜坡后缘首先沿结构面 J_1 产生陡倾坡外的竖向深大拉裂面,裂面外侧岩体在后续地震力作用下沿缓倾结构面 J_2 发生剪断整体滑出,滑体在与前方沟壁碰撞后转化为碎屑流,形成高速远程滑坡,运动距离达 1 500 m。

3) 滑坡的运动过程可以概括为:孕育—启动—高位高速运动—碎屑流—堆积堵江 4 个阶段,其中碎屑流的强流动性是滑体转向的关键因素。

4) 模拟结果表明,地震加速度沿高程方向具有明显的放大效应,竖直加速度 PGA 最大放大 5.15 倍,水平加速度 PGA 最大放大 4.09 倍,且竖向加速度放大系数大于水平向加速度放大系数。

参考文献(References)

- [1] 《Compilation of seismic data in Sichuan》Edit Group. Compilation of seismic data in Sichuan, First volume[M]. Chengdu: Sichuan People's Press, 1980. [《四川地震资料汇编》编辑组. 四川地震资料汇编,第一卷[M]. 成都:四川人民出版社,1980.]
- [2] Wang Xinmin, Pei Xiyu. Some new points of view on the 1786 Earthquake($M = 7$) occurring in the area between Kangding and Moxi, Luding, Sichuan province[J]. Earthquake Research in China, 1988, 1: 108 – 115 [王新民, 裴锡瑜. 对 1786 年康定—泸定磨西间 7 级地震的新认识[J]. 中国地震, 1988, (1): 108 – 115]
- [3] Wu Junfeng, Wang Yunsheng, Dong Siming, et al. Genetic mechanism of Mogangling landslide[J]. Journal of Hunan University of Science & Technology(Natural Science Edition), 2012, 27(3): 52 – 56 [吴俊峰, 王运生, 董思萌, 等. 磨岗岭滑坡成因机理[J]. 湖南科技大学学报(自然科学版), 2012, 27(3): 52 – 56]
- [4] Wu Junfeng. Research on development characteristics and genetic mechanism of the seismic landslides in Daduhe River[D]. Chengdu: Chengdu University of Technology, 2013. [吴俊峰. 大渡河流域重大地震滑坡发育特征与成因机理研究[D]. 成都: 成都理工大学, 2013.]
- [5] Zhang Yuyang. The genetic mechanism and motion characteristics research on Mogangling landslide induced by the violent earthquake[D]. Chengdu: Chengdu University of Technology, 2013. [张御阳. 强震触发磨岗岭滑坡成因机制及运动特性研究[D]. 成都: 成都理工大学, 2013.]
- [6] Long Dexiong, Deng Tianguang. Preliminary study on the 1786 Kangding Earthquake deformation characteristics[J]. Journal of Seismological Research, 1990, 13(1): 51 – 60 [龙德雄, 邓天岗. 1786 年康定地震形变特征的初步研究[J]. 地震研究, 1990, 13(1): 51 – 60]
- [7] Xu Qiang, Pei Xiangjun, Huang Runqiu. Large scale landslides induced by the Wenchuan Earthquake[M]. Beijing: Science Press, 2009. [许强, 裴向军, 黄润秋. 汶川地震大型滑坡研究[M]. 北京: 科学出版社, 2009.]
- [8] Wang Yunsheng, Luo Yonghong, Ji Feng, et al. Analysis of the controlling factors on geo-hazards in mountainous epicenter zones of the Wenchuan Earthquake[J]. Journal of Engineering Geology, 2008, 16(6): 759 – 763 [王运生, 罗永红, 吉峰, 等. 汶川大地震山地灾害发育的控制因素分析[J]. 工程地质学报, 2008, 16(6): 759 – 763]
- [9] Huang Runqiu, Li Weile. Research on development and distribution rules of geohazards induced by Wenchuan Earthquake on 12th May, 2008[J]. Chinese Journal of Rock Mechanics and Engineering, 2008, 27(12): 2585 – 2592 [黄润秋, 李为乐. “5·12”汶川大地震触发地质灾害的发育分布规律研究[J]. 岩石力学与工程学报, 2008, 27(12): 2585 – 2592]
- [10] Luo Yonghong, Wang Yunsheng. Mountain slope ground motion topography amplification effect induced by Wenchuan Earthquake[J]. Mountain Research, 2013, 31(2): 200 – 210 [罗永红, 王运生. 汶川地震诱发山地斜坡震动的地形放大效应[J]. 山地学报, 2013, 31(2): 200 – 210]
- [11] Luo Yonghong, Wang Yunsheng, He Yuan, et al. Monitoring result analysis of Lenzhuguan slope ground shock response of Lushan Earthquake of Sichuan, China[J]. Journal of Chengdu University of Technology(Science & Technology Edition), 2013, 40(3): 232 – 241 [罗永红, 王运生, 何源, 等. “4·20”芦山地震震竹关地震动响应监测数据分析[J]. 成都理工大学学报(自然科学版), 2013, 40(3): 232 – 241]
- [12] Xu Qiang. Main types and characteristics of the geo-hazards triggered by the Wenchuan Earthquake[J]. Journal of Geological Hazards and Environment Preservation, 2009, 20: 87 – 94 [许强. 汶川大地震诱发地质灾害主要类型与特征研究[J]. 地质灾害与环境保护, 2009, 20: 87 – 94]
- [13] Huang Runqiu. Main characteristics of high rock slopes in south western China and their dynamic evolution[J]. Advances in Earth Science, 2005, 20(3): 292 – 297 [黄润秋. 中国西南岩石高边坡的主要特征及其演化[J]. 地球科学进展, 2005, 20(3): 292 – 297]
- [14] Xu Guangxing, Yao Lingkai, Li Zhaohong, et al. Dynamic response of slopes under earthquakes and influence of ground motion parameters[J]. Chinese Journal of Geotechnical Engineering, 2008, 30(6): 918 – 923 [徐光兴, 姚令侃, 李朝红, 等. 边坡地震动力响

- 应规律及地震动参数影响研究[J]. 岩土工程学报, 2008, 30(6): 918–923]
- [15] Wang Huanling, Xu Weiya. 3D dynamical response analysis of high rock slope related to hydropower project in high intensive seismic region[J]. Chinese Journal of Rock Mechanics and Engineering, 2005 24(Suppl. 2): 5890–5895 [王环玲, 徐卫亚. 高烈度区水电工程岩石高边坡三维地震动力响应分析[J]. 岩石力学与工程学报, 2005 24(增2): 5890–5895]
- [16] Wang Fuhai, Wang Yunsheng, Sun Gang, et al. Study on slope response under seismic loading: Taking the Dongshan – Shiziliang profile in Qingchuan, Sichuan as an example [J]. Geoscience, 2011 25(1): 142–150 [王福海, 王运生, 孙刚, 等. 地震荷载作用下斜坡响应研究: 以四川青川东山—狮子梁剖面为例[J]. 现代地质, 2011 25(1): 142–150]
- [17] Xu Qiang, Li Weile. Study on the direction effects of landslides triggered by Wenchuan Earthquake[J]. Journal of Sichuan University(Engineering Science Edition), 2010 42: 7–14 [许强, 李为乐. 汶川地震诱发滑坡方向效应研究[J]. 四川大学学报(工程科学版), 2010 42: 7–14]
- [18] Xu Qiang, Dong Xiujun, Deng Maolin, et al. The Ermanshan rock-slide debris flow of July 27, 2010 in Hanyuan, Sichuan: Characteristics and failure mechanism. Journal of Engineering Geology, 2010 8(15): 609–622 [许强, 董秀军, 邓茂林, 等. 2010 年 7·27 四川汉源二壩山滑坡—碎屑流特征与成因机理研究[J]. 工程地质学报, 2010 8(15): 609–622]
- [19] Xu Qiang, Dong Xiujun. Genetic types of large-scale landslides induced by Wenchuan Earthquake [J]. Earth Science: Journal of China University of Geosciences, 2011 36(6): 1134–1142 [许强, 董秀军. 汶川地震大型滑坡成因模式[J]. 地球科学: 中国地质大学学报, 2011 36(6): 1134–1142]
- [20] Lysmer J. Finite dynamic model for infinite media [J]. Journal of Engineering Mechanics Division, ASCE, 1969 95(4): 759–877
- [21] Cui Fangpeng, Xu Qiang, Tan Rujiao, et al. Numerical simulation of collapsing and sliding response of slope triggered by seismic dynamic action [J]. Journal of Tongji University (Natural Science), 2011 39(3): 445–450 [崔芳鹏, 许强, 谭儒蛟, 等. 地震动力作用触发的斜坡崩滑效应模拟[J]. 同济大学学报(自然科学版), 2011 39(3): 445–450]
- [22] Cui Fangpeng, Hu Ruilin, Yin Yueping, et al. Discrete element analysis of collapsing and sliding response of slope triggered by time difference coupling effects of p and s seismic waves——taking Tangjiashan landslide in Beichuan county for example [J]. Chinese Journal of Rock Mechanics and Engineering, 2010 29(2): 319–327 [崔芳鹏, 胡瑞林, 殷跃平, 等. 纵横波时差耦合作用的斜坡崩滑效应离散元分析——以北川唐家山滑坡为例[J]. 岩石力学与工程学报, 2010 29(2): 319–327]
- [23] Bagnold R A. The flow of cohesionless grains in fluids [J]. Philosophical Transactions of the Royal Society of London: Series A, 1956 249(964): 235–297
- [24] Hu Guangtao. Dynamic landslide [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1995. [胡广韬. 滑坡动力学 [M]. 北京: 地质出版社, 1995.]

Formation Mechanism and Motion Process of Lantianwan Landslide Triggered by the 1786 Moxi Earthquake

GU Jin, WANG Yunsheng, CAO Wenzheng, ZHANG Lei, HUANG Jianlong, HE Jianxian, LIU Yong
(State Key Laboratory of Geohazard Prevention and Geoenvironment Protection/ Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, China)

Abstract: Large-scale high landslides triggered by earthquake are concerned for its instantaneous destructive and disaster-chain effect. Through field investigation on the Lantianwan landslide occurred during 1786 Moxi Earthquake ($M = 7 \frac{3}{4}$) at Luding, Sichuan, China, this paper reveals its formation mechanism and simulates its movement by 3 Dimensional Distinct Element Code. After seismic wave was amplified through topography and back-slope effects, the seismic peak ground acceleration on the source area of the declivity can exceed 1g. Seismic action firstly led to tensile failure and down along steep oblique external structural planes on the back of the strong unloading slope. With continuous action of seismic force, the rock mass in the outside pull-apart plane was cut and thrown out along the gently dipping structural planes, so the genetic mechanism of the Lantianwan landslide is tension-cracking and horizontal sliding. The evolution of the landslide can be divided into the following four stages: (a) the embryonic and starting stage; (b) the high-position and high-speed motion stage; (c) the debris flow stage; and (d) the accumulation and river stoppage stage. There was a barrier lake after the river stoppage and it burst in a short time.

Key words: earthquake-induced landslide; 3DEC; formation mechanism; tension-cracking and horizontal sliding