

浅论拱溃型顺层岩质滑坡

陈自生

(中国科学院、水利部成都山地灾害与环境研究所)

提 要 近年来才开展研究的拱溃型顺层岩质滑坡, 是一类独特的滑坡。它的滑动方向总是沿层面顺坡下滑, 这属推动式滑坡。滑坡所在的斜坡岩层倾向与斜坡坡向大体一致, 坡脚处岩层逐层拱起, 并开裂脱层, 发展成抗滑段, 其与沿岩层层面发育的主滑段相贯通, 由此呈现崩溃与滑动。滑坡经历蠕滑→滑动→剧滑三个阶段。

关键词 拱溃型滑坡 顺层滑坡 岩质滑坡 推动式滑坡

拱溃型顺层岩质滑坡是指岩层层面倾向与斜坡坡向大体一致的岩质层状结构坡体; 坡脚处岩层自表及里逐层拱起、开裂脱层, 在拱起部位内部抗滑段, 其与沿岩层层面发育的主滑段相贯通, 致使拱起部位崩溃, 而呈现滑动现象。

在我国, 自 20 世纪 70 年代雅砻江二滩水电站大坝上游 6 公里左岸的霸王山古滑坡被发现以来, 相继提出了滑移—弯曲型岩质斜坡变形破坏组合形式^[1], 建立了以板裂结构理论为基础的边坡岩体溃屈破坏模型^[2], 开展了相应的地质力学模拟试验^[3], 并拟定了以受纵横荷载弯曲构件的强度检算来确定临滑判据的方法^[4]。

近年来, 发现了越来越多的拱溃型顺层岩质滑坡(附表)。这不仅有助于研究滑坡形成、运动机制, 而且也能建立拱溃型顺层岩质滑坡的整体观念。

下文论述拱溃型顺层岩质滑坡的若干主要问题。

一、拱溃型顺层岩质滑坡的发育条件

(一) 有效临空面

发生拱溃型顺层岩质滑坡的坡面均高陡而平整。其上少有巨厚的外来覆盖层。坡面平均坡度 35° — 45° , 这受岩层层面倾角控制。在斜坡纵剖面上坡型呈直线坡; 在平面上则平直, 或受岩层层面倾角影响而呈微凸状。

该类滑坡坡体的后缘至前缘高度至少 200 米。许多坡体遭垂直坡向的节理分割后, 往往在中下段产生顺层滑动。看来, 孕育拱溃型顺层岩质滑坡的坡体高度达数百米。

(二) 岩 性

发生拱溃型顺层岩质滑坡的坡体岩性主要有灰岩、白云质灰岩、砂岩及片状混合岩等硬质岩, 其单层比较完整, 因而作为坡体的骨架。

硬质岩层间总有泥质灰岩、炭质页岩或层间挤压破碎带等软弱夹层。

本文收稿日期: 1991-08-05.

(三) 结 构 面

岩层层面是坡体中一组最主要的结构面。其倾向与斜坡坡向大体一致,而岩层层面倾角往往大于斜坡坡面坡度 5° 。层面延展性较强,又大都是层间错动面。由此坡体内部的主滑段岩层层面逐层转化为主滑动带(面)。再则,在斜坡的发育过程中,由于坡脚处地应力重新分布时所出现的斜坡效应、主应力分异和应力集中等作用,与坡面(临空面)平行的层面(结构面)就成为地应力长期释放、调整的利用场所,致使坡脚一带的岩层层面更为拱起,以至开裂脱层。

附表 几个拱溃型顺层岩质滑坡

Table Some yield-break landslides of bedding rock

滑坡名称	霸王山古滑坡	铁西古滑坡	李家峡Ⅱ号古滑坡	鸡鸣寺新滑坡 ¹⁾
滑坡位置	雅砻江二滩水电站大坝上游6公里左岸	成昆线铁西车站	黄河上游李家峡大坝上游750米左岸	湖北秭归郭家坝
滑坡体体积(万米 ³)	2000	975	1845	50
滑坡体原始长度(米)	600	700	500	300
滑坡体原始真厚度(米)	80	30—60	70	7—10
后壁至剪出口高度(米)	400	335	215	230
坡面平均坡度	40° — 50°	30° — 45°	40°	35°
层面倾角	45°	40° — 50°	40° — 45°	35°
岩层倾向与坡向夹角	2° — 7°	0°	0°	0°
滑坡体岩性	白云质灰岩	石英砂岩夹页岩	片状混合岩	灰岩
滑动面(带)岩性	泥质灰岩	炭质页岩	层间挤压破碎带	泥质灰岩
滑床岩性	白云质灰岩	泥岩、砂岩	片状混合岩	灰岩
资料来源	实地调查	参考文献[5]	参考文献[6—8]	实地调查

1)1991-06-29发生的鸡鸣寺新滑坡系表层剧滑。剧滑之前,坡脚采石场采石已揭示岩层拱起、脱层开裂,坡面上已发育有多条直线形裂缝,后部出现了弧形裂缝。因及时采取措施,剧滑时未酿成伤亡事故。

与坡向平行或斜交的构造节理(多为X节理),是控制滑坡两侧界线的结构面。例如,霸王山古滑坡的两侧界线就受一组产状为 $175^{\circ} \angle 85^{\circ}$ 的节理控制。

与坡向垂直的构造节理则控制着滑坡体的后缘界线。例如,一组产状为 $75^{\circ} \angle 65^{\circ}$ 的节理在海拔1350米处将霸王山古滑坡体与稳定岩层分割开来。又如,鸡鸣寺新滑坡剧滑前,在后壁之下发育拉张凹槽,坡体表面发育了多条垂直坡向的直线形拉张裂缝。

各种结构面在坡脚拱起处,均为岩层由板裂结构向碎裂结构转化的基础。

以上是拱溃型顺层岩质滑坡发育的三个基本条件。

另外还有该类滑坡的诱发条件,如地下水(特别是其的动静水压力)、降水、洪水、地震,以及人为开挖坡脚等。

二、拱溃型顺层岩质滑坡的主要特征

(一)滑动面(带)特征

1. 多层性

拱溃型顺层岩质滑坡的滑动面(带)数量与坡体的岩层层数相对应。在滑坡发育过程中,这些岩层层面先后都构成过主滑动面(带),并向坡体内部逐层转移,以至抗滑段和主滑段两者的滑动面(带)相贯通;最终发育成了拱溃型顺层岩质滑坡的统一主滑动面(带),致使拱起部位崩溃,坡体剧滑。下文所述的滑动面(带)均指最终的主滑动面(带)。

2. 分段性

在纵剖面上,滑动面(带)可明显分出两个部分:后部为主滑段,较平直而又陡峻;前部为抗滑段,处于坡脚拱起部位内部。抗滑段又可划分为前后两个半段:前半段坡度相当平缓,甚至反翘;后半段呈弧线或折线,与主滑段平缓相接。显然滑动面(带)在纵向上呈三段式或多段式。例如,李家峡Ⅰ号古滑坡滑动带的三段坡度分别为:主滑段 50° — 60° ;抗滑段后半段 30° — 40° ;抗滑段前半段平缓,甚至反翘 5° ^[6,7]。

滑动面(带)纵剖面的另一特征是:主滑段长度与抗滑段长度之比值常为 2.5:1.0,因此滑动面(带)的形状明显呈高靠背的躺椅状。

纵剖面的第三个主要特征是:剪出口总是在坡脚拱起部位的下部,略高于坡底。究其原因有三:1)在重力场中,拱起部位的岩层弯曲不对称,上部岩层弯曲较小,下部岩层弯曲较大,结构破坏又显著;2)随着拱起部位的滑动面(带)由表及里逐层转移,拱起面积不断扩大,最大拱起矢高点也由低处向高处不断转移,因而拱起部位的下部变形历时较长,遭到的破坏程度更大;3)最大拱起矢高点处的结构破坏最大,因而最易剪破。由此可见,即使滑动面(带)从最大拱起矢高点处剪出,剪出口已位于拱起部位的偏下方,但并不排除剧滑后此处的滑动面(带)仍有可能向下转移。

在滑动面(带)横剖面上,主滑段较为平直,而抗滑段却呈凹状。这有别于其他滑坡滑动面(带)的横剖面形状。

3. 组成物质单一

拱溃型顺层岩质滑坡的滑动面(带)组成物质均为软弱夹层。灰岩滑坡和白云质灰岩滑坡的滑动面(带)组成物质为泥质灰岩或钙质泥岩。砂岩滑坡的,是泥岩、页岩。片状混合岩滑坡的,系层间挤压破碎带。例如,李家峡Ⅰ号古滑坡的滑动带物质为层间挤压破碎带(厚 0.8—3.0 米),由片状破碎岩、岩块、岩屑和泥质物组成,结构松散,其中泥质物厚 1—5 厘米,局部 10 余厘米,滑面光亮如镜,擦痕倾向河床^[6,7]。

(二) 滑坡体特征

1. 滑坡体规模巨大

一个成熟的原始拱溃型顺层岩质滑坡体,在剧滑前长度至少数百米,真厚度至少数十米。只有规模如此之大的滑坡体才能产生足够的下滑推力,而导致坡脚处拱起。因此滑坡体体积达数十万立方米,乃至一二千万立方米。

2. 滑坡前后部堆积体各异

滑坡堆积体的地形后部陡,前部缓,前缘复又陡。滑坡堆积体的原始岩层完整性自后而前逐渐消失;主滑段上的滑坡堆积体仍保持着原始地层层序;抗滑段上的滑坡堆积体则变形强烈,张裂、松动、架空现象十分普遍,但岩块仍大体按地层层序呈堆砌状或镶嵌状排列;在滑坡堆积体前缘岩体破碎,岩层直立或倒转,岩块转动现象较明显,甚至呈叠瓦状,

结构较紧密,风化作用较强烈,岩土体混杂。

(三) 滑坡动态特征

1. 滑动方向总是顺坡而下的。

2. 滑坡属典型的推动式。滑坡的推力来自后部完整的顺层下滑块体。

3. 滑坡的第一发育阶段(蠕滑阶段)历时很长。该阶段就力学机制而言属粘性流变阶段。例如,李家峡Ⅰ号古滑坡的蠕滑阶段历时估计有 3.2 万年^[8]。其间拱起部位岩体的应变速率小于临界应变速率。岩体在受力初期随应变增大而积累应力。但当应力增大到一定程度后便停止积累,变形却仍不断增长,于是进入粘性流动状态。在这种情况下,岩体即能发生强烈拱起而不致破坏。

4. 剧滑具有突发性。其原因是:滑坡的第二发育阶段(滑动阶段)历时极短。例如,鸡鸣寺新滑坡自地表出现宏观征兆(滑动阶段的初始标志)至剧滑只经历 14 个月。其间主滑段的块体运动速度增快,拱起部位的岩体应变速率大于临界应变速率,应力积累增大,直至坡脚拱起部位发生弹性介质状态的崩溃。接着便是滑坡的第三发育阶段(剧滑阶段)。

5. 滑坡的运动距离有限。例如,铁西古滑坡后缘降低 50 米,李家峡Ⅰ号古滑坡后缘降低 40 米,霸王山古滑坡后缘降低约 100 米。这可能与下列各点有关:1)主滑段与抗滑段之间的转折角度过大,致使主滑段传递给抗滑段的有效推力大为减小;2)滑坡体由主滑段转入抗滑段的过程,是主滑段坡体规模不断减小和抗滑段滑坡体规模不断增大的过程,由此使滑坡体的合推力迅速降低;3)滑坡体由主滑段进入抗滑段后,立即解体破碎,这是消耗滑动能量的重要方式;4)坡脚拱起部位的滑动面(带)逐层向下转移,使抗滑段始终保持着较大的抗滑力;5)滑坡剪出口接近坡底,不具备腾空条件。

6. 滑坡堆积物一般较为稳定。这是因为:堆积体前部主要由硬质岩块组成;岩块杂乱堆砌,稳定系数较高,抗冲刷能力较强,透水性能好。但若滞留在主滑段上的滑坡体规模仍很大,抗滑段岩块风化又强烈,泥质物丰富,加之洪水浸泡、冲刷,甚至人为加以开挖者,则滑坡堆积物仍可失稳。

总之拱溃型顺层岩质滑坡是一类独特的滑坡。目前对其的认识仅是初步的。拱溃型顺层岩质滑坡的发育环境条件,形成、运动机制均有待深入研究。

参 考 文 献

- [1] 张倬元等,1981,工程地质分析原理,地质出版社,第 98—100,250—254 页。
- [2] 孙广忠、张文彬,1985,一种常见的岩体结构——板裂结构及其力学模型,地质科学,(3),第 275—281 页。
- [3] 杜永廉,1987,岩体工程地质力学模拟实验研究,岩体工程地质力学问题(八),科学出版社,第 63—71 页。
- [4] 吴其伟,1989,论层状基岩斜坡的变形特征和临滑判据,一九八七年全国滑坡学术讨论会滑坡论文选集,四川科学技术出版社,第 147—152 页。
- [5] 胡余道,1990,铁西滑坡发生发展规律与整治工程,滑坡文集(七),中国铁道出版社,第 10—19 页。
- [6] 何启标、赵定成,1988,李家峡坝前岩质滑坡的特征与稳定性研究,中国典型滑坡,科学出版社,第 256—266 页。
- [7] 曹树祥、白国安,1988,黄河上游岩质滑坡,中国典型滑坡,科学出版社,第 315—322 页。
- [8] 李曰国、苏建成,1988,黄河上游某电站坝前Ⅰ、Ⅱ号滑坡的力学机制和形成过程分析,滑坡文集(兰州滑坡会议论文选集),中国铁道出版社,第 302—307 页。

A DISCUSSION ON YIELD-BREAK LANDSLIDE OF BEDDING ROCK

Chen Zisheng

(Institute of Mountain Hazards and Environment, Chinese Academy of Sciences

& Ministry of Water Conservancy)

Abstract

Yield-break landslide of bedding rock is the bedded sliding body with same dipping direction of rocks and slope direction; at the foot of the slope, the rock buckle towards the slope body bed by bed, and crack and slough to form the anti-slide section joining up the main slide section along rock bedding. Thus the rockfall and sliding occur. This is a special landslide. The study on it has been carried out in recent years.

The basic developing conditions of this kind of landslide; 1. The effective free surface is high and deep, as well as straight. The height of the slope is 200m at least. The annual gradient of the slope surface is 30° — 45° and it equals or approximates the dipping angle of bedded rocks. The slope longitudinal section is straight. 2. Lithologic characters of the slope body mainly are rocks intercalated the soft and weak interbeds. 3. The structure surface (bedded surface or structure joint surface) may turn into sliding plane or the border of landslide. Besides, the groundwater (main dynamic and static pressure), flood, earthquake and man-made excavating at the foot of the slope can induce the landslide.

The developing stages of this kind of landslide are; 1. creep-slide stage; the materials are from viscous rheologic to flowing state. Its duration is longer (some of them lasted to 32000a); 2. the slide stage; the materials are in elastic medium state. Its duration is shorter (some of them only lasted more than 1a); 3. the severe-slide stage; the rock-beds fall and slip. Its duration is very short.

This kind of landslide, sliding down along the slope, belongs to driving landslide. The volumes of landslides are up to 0.1 — 20Mm^3 . The end edge is lower 50 — 100m than the original slope surface. This expresses that the motion distance of landslide is shorter.

The accumulated body of this landslide is deep at the end part and gentle at the front part and the integrity is dispelled from the end to the front.

The shear position is nearby the slope bottom. The sliding zones are divided into; 1. anti-slide section is at the front part. It is more gentle ($<30^{\circ}$) and even reverse-tilting is up to 5° ; 2. main slide section is at the end part. It is deep (30° — 60°) and straight. The proportional values of lengths between the anti-slide section and the main slide section are $1.0:2.5$. The materials composited the sliding zones are soft and weak interbeds and the thickness is 0.8 — 3.0m .

Key words yield-break landslide, bedded landslide, rock landslide, driving landslide