

文章编号: 1006-6616 (2012) 02-0097-13

缓倾滑坡地质力学模型研究

——以冯店滑坡为例

王治华, 杜明亮, 郭兆成, 贾伟洁

(中国国土资源航空物探遥感中心, 北京 100081)

摘要: 在国内外缓倾滑坡研究的基础上, 从滑坡形成机制出发, 建立缓倾滑坡地质力学模型, 采用数字滑坡技术结合地面调查获取滑坡规模、滑动面倾角、后缘拉裂槽积水深度等参数, 代入模型表达式可获得滑坡的临界摩擦系数, 进而获取滑坡的总下滑力和总阻滑力。提出临界摩擦系数的概念及求取方法, 临界摩擦系数与缓倾滑坡的易滑性(或稳定性)直接相关, 分析表明滑坡的临界摩擦系数与滑体规模(滑动面长与宽)、滑动面倾角正相关, 与滑体重量反相关, 滑坡后壁倾角在 60° — 90° 范围的变化对缓倾滑坡易滑性的影响很微弱。

关键词: 缓倾滑坡; 形成机制; 地质力学模型; 数字滑坡技术; 临界摩擦系数

中图分类号: P694

文献标识码: A

0 引言

发生在倾角为 0° — 10° 缓倾地层斜坡中的滑坡, 也称平推式或平移式滑坡(以下简称缓倾滑坡)是一种特殊的滑坡类型, 中国的四川盆地及周边地区、三峡库区中段万州、重庆一带以及黄土高原等地均有缓倾滑坡分布。已有的勘查实验资料表明, 该类滑坡的滑带土内摩擦角往往远大于滑动面倾角, 理论上应该不易发生滑坡, 但实际上还会发生大规模的缓倾滑坡, 其成因机制及活动特征一直受到国内外学者的关注, 并用多种方法进行研究及模拟。黄润秋等^[1]、伍四明等^[2]以三峡库区典型的近水平岩层岸坡为例, 基于粘弹塑性力学的有限单元法和离散单元法对小变形、破坏后的大变形及运动过程进行模拟, 从理论上阐述和证明了这类岸坡大型滑坡的形成机制; 李保雄等^[3]、殷坤龙等^[4]、简文星等^[5]、王志俭等^[6]通过勘查及实验证明了砂泥岩近水平层面斜坡中滑坡沿含蒙脱石、伊利石、绿泥石等矿物软弱夹层产生平推式滑动, 软弱夹层蠕变的累积可能控制滑坡体的稳定性; 刘军等^[7]综合考虑地下水因素建立了尖点突变模型, 认为地下水主要是通过物理化学作用软化了滑面带岩体, 使滑面带岩体刚度比降低, 从而使岩体突发失稳, 地下水的力学作用表现为一种触发因素; 黄润秋等^[8]指出在超强降雨情况下, 地下水在天台乡滑坡的形成过程中起到了顶托、楔裂、促动的作用; 吉随旺等^[9]、范宣梅等^[10-11]、缪海波等^[12]、胡新丽等^[13]、成国文等^[14]以冯店滑坡、天台乡滑坡、万州安乐寺滑坡等为例, 通过现场调查、勘察、物理模拟

收稿日期: 2011-12-14

作者简介: 王治华(1965-), 女, 中国国土资源航空物探遥感中心教授, 博士生导师, 长期从事地质灾害环境遥感应用及“数字滑坡技术”研究。E-mail: 577027159@qq.com

和实验等对近水平软硬互层斜坡形成机制进行了研究和数值模拟。

国外加拿大、意大利、美国、西班牙等国也有缓倾滑坡分布,但专门的研究报导较少。Hart^[15]对地质填图和井下大直径钻孔记录中获得的数据进行研究后认为,导致水平层状沉积物产生滑坡的主要因素是预先存在的剪切带;Petley等^[16]研究表明具有水平层面软弱层的山体滑坡发生在剪切面带扩展占主导地位的过程中;Jordan等^[17]采用二维边界元法研究一个活动滑坡的滑动面扩大和断裂现象,该现象在很大程度上受应力场与斜坡内软弱层所制约。

综合分析国内外学者对缓倾滑坡的研究成果,可得出以下基本共识:①斜坡内存在缓倾软弱地层是该类滑坡滑动面发育的物质基础,其在上覆硬岩层自重应力长期作用下,软硬岩层产生差异蠕变,致使硬岩层中拉应力集中,发生破坏;②在河床侵蚀的侧向和垂直方向的卸荷力长期作用下形成滑坡;③降雨是诱发滑坡活动的主要因子;④大多数缓倾地层滑坡后缘存在拉裂槽;⑤缓倾岩层中存在的层面剪切带和滑体内的静水压力和扬压力(上托力)是缓倾岩层滑坡发生的动力。

上述研究成果的不足之处在于各种数值模型过于复杂,不易确切说明滑坡的物理意义;参数过多,如有些模型引入膨胀力以及水压力、地震力等因子^[13],不但不易获取,且人为影响较大;技术方法复杂,不易重复。这些不足之处影响了研究成果的实际应用。

本文在以上研究成果基础上,从缓倾滑坡基本形成条件出发,找出缓倾滑坡发育和活动的主要因子及受力特征,建立缓倾滑坡地质力学模型,以冯店滑坡为例,采用数字滑坡技术获取模型因子参数,并分析各因子参数与易滑性及稳定性的关系。

1 缓倾滑坡形成机制

缓倾滑坡发育在由近水平软硬相间地层组成的斜坡,硬、软地层在滑坡发育过程中所起作用及作用方式是不同的。

1.1 硬岩层中发育多组陡倾节理并成为透水层和富水层

长期地壳抬升和河流下切侵蚀是斜坡形成的主要地质作用。斜坡逐渐形成后,其所受的主要地质应力为:①向临空(河谷)方向的对斜坡的拉应力(卸荷力);②斜坡的自重应力;③地下水的侵蚀及动静水压力作用。

在①②二种地质应力的作用下,斜坡中的硬层(砂岩层或其他硬岩层)相对强度大、硬度高,以脆性变化为主,即在拉应力作用下,原有的节理面松开,新的拉张裂隙产生,于是硬岩层中发育多组陡倾节理;从斜坡表部到深部,节理裂隙条数由多到少,裂隙宽度由大变,即斜坡近地表硬岩层中的裂隙宽度和密度较深部大。地面降水沿着这些裂隙及硬岩中粗颗粒之间的空隙进入坡体,在隔水层之上储存,所以砂岩层成为透水层和富水层。

1.2 软岩层遇水强度降低,塑性变形导致其上覆砂岩产生垂直泥岩层的张裂隙

同样受上述①②③三种地质应力作用,软岩层形成强度较低的隔水层面,并发生向临空面方向的塑性挤压变形,促使其上覆砂岩产生垂直泥岩层的张裂隙。具体作用过程为:地表水通过硬岩层中的陡倾裂隙及砂粒空隙渗入斜坡内,到达软岩层表面;主要由黏土矿物组成的软岩层(如泥岩层)中的黏土矿物由于亲水作用被软化、泥化而强度降低;由于泥岩层基本不透水,成为斜坡内的隔水层;斜坡中的软岩层在卸荷力、上覆岩层重力及软岩层面上的地下水长期作用下,产生向临空方向的塑性挤压变形。该塑性挤压变形也会导致其上覆砂

岩产生垂直泥岩层的张裂隙,该作用的结果是:离泥岩层愈近的硬岩层部分,裂隙宽度愈大,裂隙密度也愈大。

1.3 软岩层面与两种裂隙贯通

在拉应力、自重和地下水的持续作用下两种裂隙在斜坡内三种应力最集中的部位贯通,该部位应在斜坡的坡顶及坡底附近地面以下的某些软弱层。因为该部位自重力最大,受卸荷力作用时间最长。

在地下水的作用下,砂岩中的卸荷裂隙向深(下)部发展,靠近塑性挤压变形泥岩层的上覆砂岩的裂隙向地表(上)发展,某一时刻,这两种裂隙将首先在斜坡坡顶附近地下拉断某些泥岩层相连。这样,斜坡后缘将形成若干贯通软岩面的垂直裂隙,它们大多出露地表,也可能埋在地表以下。随着地下水的持续作用,这些陡倾裂隙与某一定深度的软岩层面贯通。在地表不断抬升过程中,河流下切至某软岩层面暴露在河谷临空地表时,该连通面的前后端均与地表相连。由于此时还不一定发生滑坡,故称其为前期滑动面。

1.4 后缘拉裂槽形成

前期滑动面形成后,上覆块体沿连通面向临空方向的蠕动更加发展,后缘形成质量空穴,强大的拉引力作用于斜坡后缘,被裂隙切割的岩层块将发生倾倒、崩落、塌陷等变形位移活动,从而形成拉裂槽。

1.5 滑坡发生

降水是诱发该类滑坡发生的主要因素。由于该类斜坡由小于 10° 的缓倾地层组成,软硬岩层间有较大的摩擦力。据吉随旺等^[9]的实验,侏罗系砂泥岩内摩擦角达 $27.0^\circ\sim 42.9^\circ$,摩擦系数 $0.51\sim 0.93$,是难以形成滑坡的;在强降雨条件下,地表水经过拉裂槽及坡体上的裂缝进入滑动面,摩擦系数大大降低至 $0.05\sim 0.30$,滑坡发生。

2 缓倾滑坡地质力学模型

2.1 缓倾滑坡受力分析

如前述,缓倾滑坡由软硬相间岩层组成,硬岩层为含水层和透水层,并可能在斜坡后缘产生拉裂槽;软岩层在卸荷力作用下呈塑性改变,与水接触后易被软化、泥化,基本上不透水,形成隔水层。斜坡中的软弱结构面,即陡倾裂隙和缓倾软岩层面贯通后,当前方河谷下切至软岩层出露时,在雨水作用下,形成沿泥岩层面滑动的滑坡。当强降雨导致滑坡后缘拉裂槽中积水时,滑坡体主要受到以下3种力的作用:①滑体自身的重力 W ;②后壁受到后缘拉裂槽积水的静水压力 P ;③当滑面上有积水时,还受到静水的上托力 P_3 (见图1)。

2.1.1 滑坡体自身重力及分解

设滑动面与水平面夹角为 α ,后壁与水平面夹角为 θ ,滑动面长度为 L ,宽度为 L_w ,后缘拉裂槽积水高度为 H_1 ,滑动面前后高程差为 H_2 。

设滑坡体的质量为 M ,它的重力 W 垂直于水平面, W 在滑坡方向上产生下滑力 W_1 和垂直滑动面的正压力 W_2 ,其表达式为:

$$W_1 = M \times g \times \sin\alpha \quad (1)$$

$$W_2 = M \times g \times \cos\alpha \quad (2)$$

2.1.2 滑坡后壁受到的静水压力及分解

后槽积水对后壁的静水压力为 P ,其在下滑方向的投影为 P_1 ,垂直滑动面方向上的投

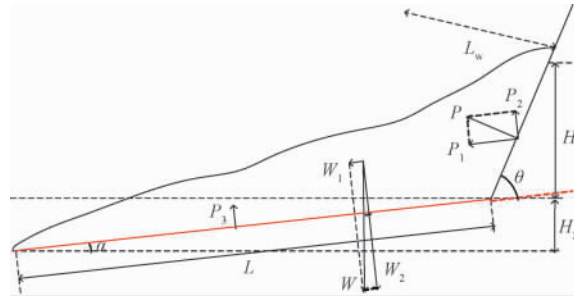


图1 滑坡体受力示意图

Fig. 1 The diagram of landslide force analysis

影为 P_2 ，则有：

$$P_1 = P \times \sin(\theta - \alpha) \quad (3)$$

$$P_2 = P \times \cos(\theta - \alpha) \quad (4)$$

由三角关系可知后缘拉裂槽积水与后壁的接触面积 S_1 为：

$$S_1 = (H_1/\sin\theta) \times L_w \quad (5)$$

再由水压强与压力的关系式，得到积水对后壁的静水压力 P 的表达式：

$$P = \frac{1}{2} \times \rho \times g \times H_1 \times S_1 = \frac{1}{2} \times \rho \times g \times H_1^2 \times L_w/\sin\theta \quad (6)$$

其中 ρ ——水在常温下的密度， $1 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ ；

g ——重力加速度， 9.8 m/s^2 。

将 (5)、(6) 式代入 (3)、(4) 式可以得到 P 在下滑方向的分力 (P_1) 和 P 在垂直滑动面方向上的分力 (P_2) 分别为：

$$P_1 = P \times \sin(\theta - \alpha) = \frac{1}{2} \times \rho \times g \times H_1^2 \times L_w \times \sin(\theta - \alpha)/\sin\theta \quad (7)$$

$$P_2 = P \times \cos(\theta - \alpha) = \frac{1}{2} \times \rho \times g \times H_1^2 \times L_w \times \cos(\theta - \alpha)/\sin\theta \quad (8)$$

2.1.3 滑动面积水的浮托力分析

当滑坡后缘拉裂槽积水时，积水会渗（流）到滑动面，地表水也会通过滑体的裂缝渗入滑体到达滑动面。由于滑动面是隔水层，该积水会滞留在滑动面附近，对上覆滑体有向上的浮托力，以 P_3 表示。滑动面受到水浮托力的平均压强 (p) 为：

$$p = \rho \times g \times \left(H_1 + \frac{H_2}{2} \right) \quad (9)$$

滑动面的面积 S_2 以滑动面长度 L 乘以宽度 L_w 表示，则 P_3 表达式为：

$$P_3 = \rho \times g \times \left(H_1 + \frac{H_2}{2} \right) \times L \times L_w \quad (10)$$

P_3 的方向是垂直斜坡向上的，它抵消一部分重力的正压力，利于滑坡活动。

2.2 缓倾滑坡地质力学模型

由上述滑体受力分析可知，当强降雨导致后缘拉裂槽积水时滑坡的下滑力 ($F_{\text{下滑}}$) 可由下式得出：

$$F_{\text{下滑}} = W_1 + P_1 = M \times g \times \sin\alpha + \frac{\sin(\theta - \alpha)}{2\sin\theta} \times \rho \times g \times H_1^2 \times L_w \quad (11)$$

$F_{\text{下滑}}$ 与滑坡体重量、滑动面倾角、滑坡后壁积水面积、滑动面面积及后缘拉裂槽积水深度成正比。

作用在滑动面上的总正压力 $F_{\text{正压}}$ 的计算公式为:

$$F_{\text{正压}} = W_2 + P_2 + P_3 \\ = M \times g \times \cos\alpha - \frac{\cos(\theta - \alpha)}{2\sin\theta} \times \rho \times g \times H_1^2 \times L_w - \rho \times g \times (H_1 + \frac{H_2}{2}) \times L \times L_w \quad (12)$$

$F_{\text{正压}}$ 是使滑坡处于稳定的力,它与滑坡体重量成正比,与滑坡后壁及滑动面面积、积水深度及滑动面倾角成反比。

作用于滑动面上的正压力与摩擦系数 (f) 的乘积便是阻滑力,即:

$$F_{\text{阻滑}} = f \times F_{\text{正压}} = f \times (W_2 + P_2 + P_3) \quad (13)$$

与 $F_{\text{正压}}$ 一样, $F_{\text{阻滑}}$ 与滑坡体重量成正比,与滑坡后壁及滑动面面积、积水深度及滑动面倾角成反比。

公式 (11)、(12)、(13) 便是缓倾滑坡地质力学模型的表达式。

3 冯店滑坡模型参数获取

3.1 遥感及地理控制资料

本文采用数字滑坡技术获取模型参数,最终完成模型计算。

数字滑坡技术即在滑坡地学理论指导下,以遥感 (RS) 和空间定位 (GPS 或地面控制) 方法为主,获取数字形式的与地理坐标配准的模型参数,利用 GIS (地理信息系统) 技术存储和管理这些数字信息并进行空间分析。

本文以冯店滑坡为例,获取模型参数。采用 ETM、TM 和 ALOS-AVNIR-2 中等分辨卫星数据参考地质图解译滑坡所在区域地质环境,ALOS 全色和航摄数据用于滑坡高分辨率解译。

冯店滑坡区域位于 1:50000 地形图土桥镇幅的北部和广福区幅的南部。以 1:50000 数字地形校正中等分辨卫星数据,获得滑坡区域地质解译基础。

以滑坡区立体像对制作 1:10000 DEM 和正射影像,与数字地形、地理底图一起作为高分辨率解译基础,进行滑坡解译并对解译结果进行现场验证。

3.2 自然地理概况

冯店滑坡 (当地俗称垮梁子) 属四川省德阳市中江县冯店镇,成 (都) 南 (充) 高速公路从滑坡南面约 1 km 处通过,距成都 77 km,见图 2。

本区属中亚热带气候,由于四周有高山屏障,盆底地形闭塞,气温高于同纬度其他地区。年均温度 16 ~ 18 °C; 年降水量 1000 ~ 1300 mm,年内分配不均,70% ~ 75% 的雨量集中在 6 月至 10 月,最大日降水量可达 300 ~ 500 mm。盆地区雾大湿重,云低阴天多,卫星数据接收十分困难。涪江水系的支流老鸦林沟河从滑坡前流过,常年侵蚀及地面缓慢抬升形成宽阔的河谷。

滑坡所属区域地质构造部位为扬子准地台-四川台坳-川中台拱-南充断凹,凹陷内地表褶皱宽缓,在滑坡周围 30 km 范围内没有断层分布。

3.3 滑坡地质环境解译

图像显示,滑坡位于四川盆地中部的低缓丘陵,根据图像上不同的纹理特征可识别本区

从东南到西北分布4种地层,结合文献[18],它们分别为上侏罗统蓬莱镇组下段(J_3p^1)、上侏罗统蓬莱镇组上段(J_3p^2)、下白垩统苍溪组(K_1c)和下白垩统白龙组(K_1b),如图2所示。冯店滑坡周围出露地层为 J_3p^2 。



图2 冯店滑坡交通位置及区域地质环境解译

Fig. 2 Location and regional geological environment of Fengdian landslide

3.4 冯店滑坡所在斜坡的地质结构

冯店滑坡所在芳林村斜坡位于老鸦林沟左岸。该沟为涪江上游近河源的一条支流,长约2.5 km,由 J_3p^2 软硬相间的黏土岩、粉砂岩与长石砂岩、长石石英砂岩组成,岩层产状:倾向北西 310° — 340° ,倾角 2° — 3° 近于水平。斜坡上层为泥岩与薄或中层粉砂岩互层,下部泥岩与中厚层砂岩互层。粉砂岩和砂岩中近直立的陡倾节理裂隙十分发育(见图3),砂岩层中至少有3组特别发育的陡倾节理: 200° — 220° \angle 78° — 86° , 30° — 40° \angle 82° — 86° , 270° — 310° \angle 78° — 86° 。



图3 冯店垮梁子陡崖出露的砂泥岩互层

Fig. 3 Sand shale interbed exposed at scarp of Fengdian landslide

本区第四纪以来以多阶段的水平抬升运动为主，老鸦林沟在软硬相间的泥岩和砂岩中下切侵蚀，并在斜坡重力侵蚀下形成了大致南北走向的宽缓河谷。谷岭为基岩陡崖，高程 535 ~ 510 m；谷底老鸦林沟近南北走向，向右岸凸成弧形，高程 408 ~ 388 m。右岸为逆层坡组成的陡岸，未见滑坡发育；左岸陡崖下为 5°—20°的宽缓斜坡，有面向老鸦林沟的宽阔临空面。

3.5 滑坡解译

以正射航片、高分辨率卫星图像及 DEM 和数字地理底图为基础解译滑坡，发现左岸斜坡由滑坡群组成。其中以南部紧邻麻石湾的 FD1 滑坡最典型，称其为冯店 FD1 滑坡，简称冯店滑坡，以其为例获取模型参数。

3.5.1 冯店滑坡结构

滑坡由主滑坡、滑坡后壁与侧壁、拉裂槽、影响区滑坡 4 部分组成（见图 4）。

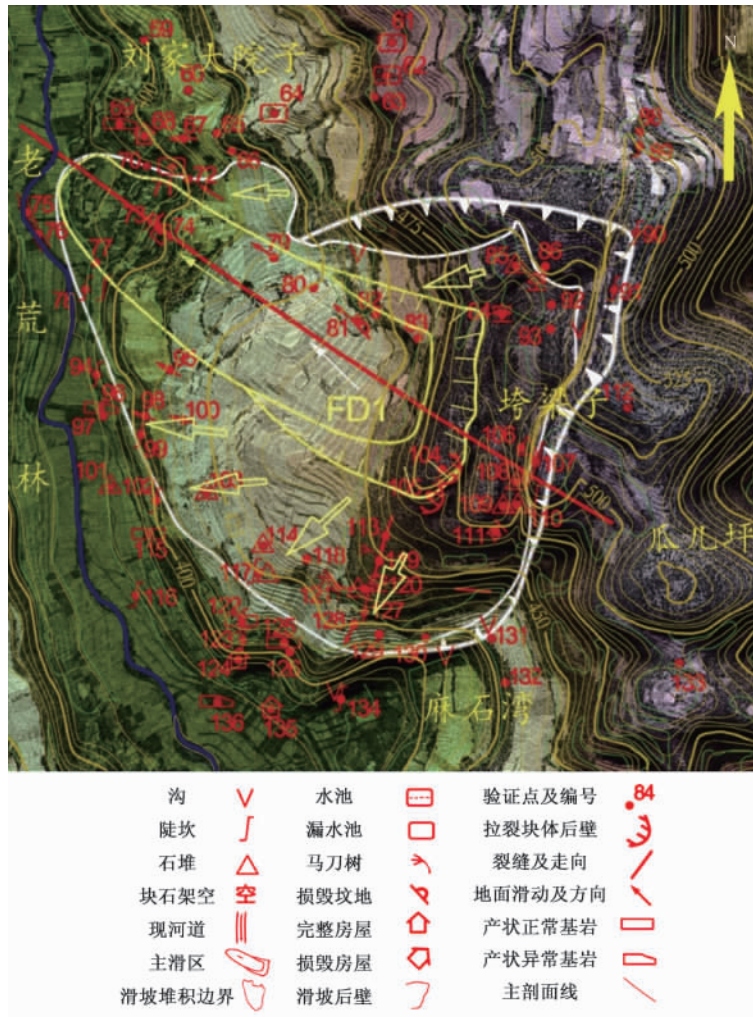


图 4 冯店 FD1 滑坡遥感解译

Fig. 4 Interpretation of Fengdian FD1 landslide

主滑坡 整体呈上方下圆的长条形，高程 487 ~ 388 m，圈椅形态明显。自 487 m 到 455 m 为后壁，两侧壁完整，后壁、侧壁平均坡度 25°；自 455 m 到 388 m 为椭圆形主滑体，

面积 57371 m², 平均坡度 8.3°; 滑体上部的滑动方向为 316°, 下部略向斜坡方向偏, 为 305°, 总体 310°, 与 J₃P² 地层一致。

滑坡后壁、侧壁 后壁为北东 21°走向, 近于直立的陡崖, 长 465 m, 高程 450 ~ 525 m; 北侧壁自 520 ~ 420 m, 近东西走向, 长约 370 m, 平均坡度约 20°; 无明显的南侧壁。

拉裂槽 滑坡后壁至主滑坡后壁之间为拉裂槽, 北偏东走向, 总长约 294 m, 由 2 条弧形凹槽及其间近南北向的楔形岩块组成。凹槽深 10 ~ 40 m, 宽 95 ~ 115 m, 平均宽 100 m; 楔形岩块近南北走向, 长约 100 m。

影响区滑坡 在主滑坡周围, 有 6 处明显变形滑移的坡体 (图 4 中空心箭头所示), 图像上表现为台阶状小平台, 实地验证为有不同大小的农田走滑、房屋损毁、沟被填、石条拉裂等斜坡浅层位移滑动现象。影响区滑坡的方向各异, 与所在局部斜坡的方向一致。分析认为这是受主滑坡影响后期滑动的滑坡。研究缓倾滑坡的地质模型不应包括影响区滑坡, 只应考虑属于缓倾滑坡的主滑坡。

3.5.2 冯店滑坡边界

垮梁子陡崖为滑坡后缘拉裂槽边界, 拉裂槽西侧陡崖为主滑坡边界, 近东西走向的北侧山嘴陡坡为北侧边界, 南侧边界不明显。两侧地形线方向突变处为主滑坡侧向边界。根据遥感解译及滑坡现场验证时前缘出现的大雨天冒水部位, 确定滑坡前缘剪出口约在 395 m 高程处, 滑坡最前端在 388 m 高程。

3.5.3 冯店滑坡规模

根据边界及滑体解译获滑坡主滑面如图 4、图 5 所示, 滑坡最大高差 99 m, 滑距 100 m, 分别求主滑坡、拉裂槽及影响区滑坡规模。

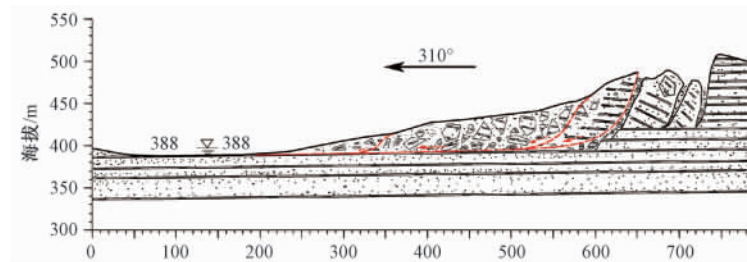


图 5 冯店 FD1 滑坡主剖面

Fig. 5 The principal section of Fengdian landslide

①主滑坡: 滑体平均长 447 m, 平均宽 140 m, 投影面积 57371.1 m², 滑体中部厚度约 50 m, 主剖面两侧逐渐减薄, 故以平均厚度 40 m 计, 求得主滑坡体积为 2294844.0 m³。

②拉裂槽: 拉裂槽内充填了碎石、土壤及楔形岩块和水, 两槽之间的岩块明显动过, 计算其体积: 求得其面积为 29831.3 m², 根据剖面图及现场调查, 堆积物厚度约为 10 ~ 30 m, 以平均 20 m 计, 则拉裂槽堆积体积为 596626.0 m³。

③影响区滑坡: 根据滑坡形态及实地验证, 估计平均滑坡厚度为 10 m, 面积为 147869.8 m², 估算影响区滑坡的总体积为 1478698.0 m³。

冯店滑坡总体积为 4370168 m³。

以上解译获得了冯店滑坡的地质环境及各项滑坡参数。根据上述滑坡形成机理分析, 只有沿软弱层面滑动的主滑坡才符合缓倾滑坡的条件, 故模型计算时, 应将受主滑坡影响发生的小规模斜坡变形排除在外, 而不应如文献 [9, 19] 将凡是形变的部位都计算在内。

4 模型应用实例

4.1 冯店滑坡下滑力 $F_{\text{下滑}}$ 和阻滑力 $F_{\text{阻滑}}$ 求取

将冯店滑坡的规模、滑面倾角等各项参数输入公式 (11)、(13) 便可求得得到冯店滑坡的总下滑力、总阻滑力及后壁及滑面受力情况。

4.1.1 冯店滑坡参数

根据遥感解译及实地验证获得冯店滑坡各项参数如下：主滑坡体积 (V) 为 2294844.0 m^3 ，滑坡体 (滑动面) 长度 (L) 为 447 m ，滑坡体 (滑动面) 平均宽度 (L_w) 为 140 m (认为滑坡体在滑动面上的投影与滑动面重合)。滑动面倾角 (α) 为 3° ，后壁倾角 (θ) 为 80° 。本地砂泥岩互层比重为 2.3 g/cm^3 ，故滑坡体重量为 5278141 t 。根据实地测量及访问，强降雨时 (后) 冯店滑坡后缘拉裂槽积水深度约在 $0 \sim 30 \text{ m}$ 之间变化，大部分强降雨时，槽中平均积水深度约为 20 m ，本文以 $H_1 = 20 \text{ m}$ 参与计算。此外还需获取砂泥岩互层滑坡体与泥岩滑动面的摩擦系数后才可能求得 $F_{\text{下滑}}$ 和 $F_{\text{阻滑}}$ 。

4.1.2 冯店滑坡的临界摩擦系数

对于每一个滑坡而言，其未滑动时的摩擦系数是相对稳定的值，天然状态下各地野外砂泥岩的摩擦系数在 $0.26 \sim 1.38$ 之间^[20]，此时的缓倾砂泥岩地层是难以滑动的。遇水后摩擦系数值明显下降，黏土的摩擦系数可达 0.05 ^[9,21]。所以只有滑带土与水作用后，摩擦系数大大降低，才可能发生缓倾滑坡。而临界摩擦系数 $f_{\text{临}}$ ，即滑坡处于稳定与滑动临界状态时的摩擦系数，说明滑带与水作用后摩擦系数要降低到什么程度才可能发生滑坡， $f_{\text{临}}$ 值代入模型可以求得滑坡的 $F_{\text{下滑}}$ 和 $F_{\text{阻滑}}$ 。

根据极限平衡原理，当滑坡的下滑力与阻滑力相等 ($F_{\text{下滑}} = F_{\text{阻滑}}$) 时滑坡处于临界状态；当滑坡的下滑力大于阻滑力 ($F_{\text{下滑}} > F_{\text{阻滑}}$) 时，滑坡运动；当下滑力小于阻滑力 ($F_{\text{下滑}} < F_{\text{阻滑}}$) 时，斜坡稳定。

使式 (11) 与式 (13) 相等，代入以上冯店滑坡各项参数，便可求得临界摩擦系数。

$$f_{\text{临}} = \frac{M \times g \times \sin\alpha + \frac{\sin(\theta - \alpha)}{2\sin\theta} \times \rho \times g \times H_1^2 \times L_w}{M \times g \times \cos\alpha - \frac{\cos(\theta - \alpha)}{2\sin\theta} \times \rho \times g \times H_1^2 \times L_w - \rho \times g \times (H_1 + \frac{H_2}{2}) \times L \times L_w} \quad (14)$$

由此得出冯店滑坡的临界摩擦系数 ($f_{\text{临}}$) 为 0.0926 。由临界摩擦系数可以反推冯店滑坡滑带的内摩擦角为 5.3° 。

4.1.3 模型编程及冯店滑坡下滑力和阻滑力求取

对于已获得的模型表达式，利用 C# 编程语言进行编程实现。输入滑坡参数，便可通过程序运算得到滑坡体的受力情况；修改参数可得到不同结果。程序界面如图 6 所示。

滑坡下滑力和阻滑力是评价滑坡稳定性的决定因素，也是滑坡防治工程设计的重要基础资料。

4.2 滑坡参数变化时缓倾滑坡易滑性分析

以临界摩擦系数 $f_{\text{临}}$ 表示冯店滑坡的易滑性。 $f_{\text{临}}$ 大说明滑带较易从天然状态 (摩擦系数 f 大于 $f_{\text{临}}$) 降至临界滑动状态，所以滑坡易滑，反之 $f_{\text{临}}$ 小滑坡较稳定。



(注：滑坡的总阻滑力和总下滑力应该是相等的，但是由于临界摩擦系数只取小数点之后四位，所以它们略有差别)

图6 模型程序界面

Fig. 6 The model program interface

4.2.1 滑体重量对缓倾滑坡易滑性的影响

其他参数不变，以不同的滑体重量值代入 $f_{\text{临}}$ 表达式(14)，计算 $f_{\text{临}}$ 结果如表1。

表1 不同滑坡重量的临界摩擦系数

Table 1 The critical friction coefficients with different landslide weights

滑体重量 W/kg	3000000000	4000000000	5000000000	6000000000	7000000000
$f_{\text{临}}$	0.1836	0.1182	0.0964	0.0854	0.0788

计算结果表明：滑体越重，其 $f_{\text{临}}$ 越小，即越不容易发生滑坡。

4.2.2 滑体规模对缓倾滑坡易滑性的影响

本文中“滑体规模”指在同样重量下和同样参数下不同的滑体长度 L 和宽度 L_w 。分别以不同的 L 和 L_w 值代入式(14)，计算 $f_{\text{临}}$ 结果见表2、表3。计算结果表明：滑坡规模对易滑性的影响很大。同样重量的滑坡，规模越大，越容易滑动，这也是缓倾滑坡大多发生在岩性比重不太大而规模较大斜坡的原因。

表2 不同滑坡长度的临界摩擦系数

Table 2 The critical friction coefficients with different landslide lengths

滑坡体长度 L/m	200	300	400	500	600
$f_{\text{临}}$	0.0667	0.0742	0.0854	0.1031	0.1341

表3 不同滑坡宽度的临界摩擦系数

Table 3 The critical friction coefficients with different landslide widths

滑坡体宽度 L_w/m	100	200	300	400
$f_{\text{临}}$	0.0769	0.1301		

4.2.3 滑动面倾角对缓倾滑坡易滑性的影响

其他参数不变, 以不同的滑动面倾角值代入 $f_{\text{临}}$ 表达式 (14), 计算 $f_{\text{临}}$ 结果如表 4。由表 4 可以看出, 滑动面倾角越大, 滑体越容易滑动。

表 4 不同滑动面倾角下的临界摩擦系数

Table 4 The critical friction coefficients with different landslide slip angles

$\alpha/(\circ)$	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
$f_{\text{临}}$	0.007	0.032	0.060	0.093	0.106	0.175	0.229	0.294	0.377	0.483	0.626

4.2.4 后缘拉裂槽积水深度对缓倾滑坡易滑性的影响

其他参数不变, 以不同的滑坡后缘拉裂槽积水深度值代入 $f_{\text{临}}$ 表达式 (14), 计算 $f_{\text{临}}$ 结果如表 5。计算结果表明, 后缘拉裂槽积水深度越大, 滑体越容易滑动。

表 5 不同滑坡后缘拉裂槽积水深度下的临界摩擦系数

Table 5 The critical friction coefficients with different landslide crack groove hydrostatic load heights

H_1	0	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22	24	26
$f_{\text{临}}$	0.052	0.063	0.064	0.067	0.07	0.072	0.076	0.079	0.083	0.088	0.093	0.098	0.104	0.111

4.2.5 滑坡后壁倾角对缓倾滑坡易滑性的影响

其他参数不变, 以不同的滑坡后壁倾角值代入 $f_{\text{临}}$ 表达式 (14), 计算 $f_{\text{临}}$ 结果如表 6。计算结果表明: 滑坡后壁倾角在 60° — 90° 范围内变化时, 对缓倾滑坡易滑性的影响很微弱。

表 6 不同滑坡后壁倾角下的临界摩擦系数

Table 6 The critical friction coefficients with different landslide scarp angles

$\theta/(\circ)$	60	65	70	75	80	85	90
$f_{\text{临}}$	0.0928	0.0927	0.0927	0.0927	0.0926	0.0926	0.0926

5 结论

(1) 缓倾、软硬相间岩层组成的斜坡是缓倾滑坡发育的物质条件, 当硬岩层中的陡倾裂隙与软岩层层面贯通, 软岩中的黏土与水充分作用, 软岩层与上覆岩层间的摩擦系数大大降低且斜坡临空河谷已下切至软岩层出露时, 才可能发生滑坡。

(2) 缓倾滑坡发育力学模型反映了缓倾滑坡发育与动力分布, 只有以软岩层层面为滑动面的滑坡, 才适用该公式。以数字滑坡技术结合现场调查求取滑坡规模、滑面倾角、后缘拉裂槽积水深度等模型参数后, 便可求取滑坡的临界摩擦系数 $f_{\text{临}}$ 。

(3) 临界摩擦系数 $f_{\text{临}}$ 可用于反映滑坡的易滑性或稳定性。缓倾滑坡滑动面与上覆滑体间遇水作用时, 天然状态下的摩擦系数下降到临界值系统即处于稳定与滑动的临界状态。 $f_{\text{临}}$ 大, 则滑坡易滑, 反之则不容易发生滑坡。

(4) 根据本文给出的冯店滑坡力学模型表达式, 当后槽积水为零, 仅仅滑坡面上积水时, 如果滑面泥岩层被水泥化, 也可能使得砂泥岩间的摩擦系数 f 降到 $f_{\text{临}}$ 以下, 产生滑坡。这与无后槽积水时也会滑坡的事实相符。

(5) 模型计算最终结果表明: $f_{\text{临}}$ 值与滑体规模、滑动面倾角正相关, 与滑体重量反相关, 滑坡后壁倾角在 60° — 90° 范围的变化对缓倾滑坡易滑性的影响是很微弱的。

参 考 文 献

- [1] 黄润秋, 李曰国. 三峡库区水平岩层岸坡变形破坏机制的数值模拟研究 [J]. 地质灾害与环境保护, 1991, 2 (2): 23~31.
HUANG Run-qiu, LI Yue-guo. Numerical simulation on mechanisms of reservoir slope deformation and failure in the Three Gorges Reservoir [J]. Geological Hazards and Environment Preservation, 1991, 2 (2): 23~31.
- [2] 伍四明, 李曰国. 万县滑坡群形成机制的数值模拟研究 [J]. 水文地质工程地质, 1994, (6): 14~17.
WU Si-ming, LI Yue-guo. Numerical simulation on formation mechanisms of landslides in Wanxian County [J]. Hydrogeology and Engineering Geology, 1994, (6): 14~17.
- [3] 李保雄, 苗天德. 红层软岩滑坡运移机制 [J]. 兰州大学学报: 自然科学版, 2004, 40 (3): 94~98.
LI Bao-xiong, MIAO Tian-de. The sliding mechanism of red-mudstone layer landslides [J]. Journal of Lanzhou University: Natural Sciences, 2004, 40 (3): 94~98.
- [4] 殷坤龙, 吴益平. 三峡库区一个特殊古滑坡的综合研究 [J]. 中国地质灾害与防治学报, 1998, 9 (S): 200~206.
YIN Kun-long, WU Yi-ping. The comprehensive study of a special ancient landslide in Three Gorges Reservoir Area [J]. The Chinese Journal of Geological Hazard and Control, 1998, 9 (S): 200~206.
- [5] 简文星, 殷坤龙, 马昌前, 等. 万州侏罗纪红层软弱夹层特征 [J]. 岩土力学, 2005, 26 (6): 901~906.
JIAN Wen-xing, YIN Kun-long, MA Chang-qian, et al. Characteristics of incompetent beds in Jurassic red clastic rocks in Wanzhou [J]. Rock and Soil Mechanics, 2005, 26 (6): 901~906.
- [6] 王志俭, 殷坤龙, 简文星. 万州区红层软弱夹层蠕变试验研究 [J]. 岩土力学, 2007, 28 (增刊): 40~44.
WANG Zhi-jian, YIN Kun-long, JIAN Wen-xing. Experimental research on creep of incompetent beds in Jurassic red clastic rocks in Wanzhou [J]. Rock and Soil Mechanics, 2007, 28 (Supp.): 40~44.
- [7] 刘军, 秦四清, 张倬元. 缓倾角层状岩体失稳的尖点突变模型研究 [J]. 岩土工程学报, 2001, 23 (1): 42~44.
LIU Jun, QIN Si-qing, ZHANG Zhuo-yuan. Study on catastrophic model with cusp point for failure of stratified rock mass with a gentle inclination [J]. Chinese Journal Geotechnical Engineering, 2001, 23 (1): 42~44.
- [8] 黄润秋, 赵松江, 宋肖冰, 等. 四川省宣汉县天台乡滑坡形成过程和机理分析 [J]. 水文地质工程地质, 2005, (1): 13~15.
HUANG Run-qiu, ZHAO Song-jiang, SONG Xiao-bing, et al. The formation and mechanism analysis of Tiantai landslide, Xuanhan County, Sichuan Province [J]. Hydrogeology and Engineering Geology, 2005, (1): 13~15.
- [9] 吉随旺, 张倬元, 王凌云, 等. 近水平软硬互层斜坡变形破坏机制 [J]. 中国地质灾害与防治学报, 2000, 11 (3): 49~52.
JI Sui-wang, ZHANG Zhuo-yuan, WANG Ling-yun, et al. The mechanism of deformation and failure for the slope composed of nearly horizontal competent and incompetent intercalated rock mass strata [J]. The Chinese Journal of Geological Hazard and Control, 2000, 11 (3): 49~52.
- [10] 范宣梅, 许强, 黄润秋, 等. 四川宣汉天台特大滑坡的成因机理及排水工程措施研究 [J]. 成都理工大学学报: 自然科学版, 2006, 33 (5): 448~454.
FAN Xuan-mei, XU Qiang, HUANG Run-qiu, et al. The formation mechanism of the Tiantai landslide induced by precipitation in Xuanhan, Sichuan and the design of drainage [J]. Journal of Chengdu University of technology: Science & Technology Edition, 2006, 33 (5): 448~454.
- [11] 范宣梅, 许强, 张倬元, 等. 平推式滑坡成因机制研究 [J]. 岩石力学与工程学报, 2008, 27 (z2): 3753~3759.

- FAN Xuan-mei, Xu Qiang, ZHANG Zhuo-yuan, et al. Study on genetic mechanism of translational landslide [J]. Chinese Journal of Rock Mechanics and Engineering, 2008, 27 (2): 3753 ~ 3759.
- [12] 缪海波, 殷坤龙, 李远耀. 近水平地层滑坡平面失稳模型与破坏判据研究 [J]. 水文地质工程地质, 2009, 36 (1): 69 ~ 74.
- MIAO Hai-bo, YIN Kun-long, LI Yuan-yao. Study on plane instability model and failure criterion of horizontal-strata landslide [J]. Hydrogeology and Engineering Geology, 2009, 36 (1): 69 ~ 74.
- [13] 胡新丽, 殷坤龙. 大型水平顺层滑坡形成机制数值模拟方法——以重庆钢铁公司古滑坡为例 [J]. 山地学报, 2001, 19 (2): 175 ~ 179.
- HU Xin-lin, YIN Kun-long. Study on the numerical simulation method of large translational landslide in horizontal sedimentary rocks: Taking Chongqing Iron & Steel Co. landslide as an example [J]. Journal of Mountain Science, 2001, 19 (2): 175 ~ 179.
- [14] 成国文, 李善涛, 李晓, 等. 万州近水平地层区堆积层滑坡成因与变形破坏特征 [J]. 工程地质学报, 2008, 16 (3): 304 ~ 310.
- CHENG Guo-wen, LI Shan-tao, LI Xiao, et al. Forming causes and deformation-destruction characters of accumulative stratum landslide in horizontal stratum in Wanzhou [J]. Journal of Engineering Geology, 2008, 16 (3): 304 ~ 310.
- [15] Hart M W. Bedding-parallel shear zones as landslide mechanisms in horizontal sedimentary rocks [J]. Environmental and Engineering Geoscience, 2000, 6 (2): 95 ~ 113.
- [16] Petley D N, Bulmer M H, Murphy W. Patterns of movement in rotational and translational landslides [J]. Geology, 2002, 30 (8): 719 ~ 722.
- [17] Muller J R, Martel S J. Numerical models of translational landslide rupture surface growth [J]. Pure and Applied Geophysics, 2000, 157 (6 ~ 8): 1009 ~ 1038.
- [18] 四川地质局航空区域地质调查队. 简阳幅 1:20 万区域地质图 (H-48-15). 1981.
- Geological Bureau of Sichuan Airlines Regional Geological Survey Team. 1:200000 regional geological map of Jianyang site (H-48-15). 1981.
- [19] 中国科学院成都山地灾害与环境研究所滑坡室. 中江县冯店公社三大队滑坡调查简报 [R]. 成都: 中国科学院成都山地灾害与环境研究所, 1974.
- Landslide Department of Institute of Mountain Hazards and Environment, CAS. Investigation report of landslide in the three group of Fengdian town, Zhongjiang County [R]. Chengdu: Institute of Mountain Hazards and Environment, CAS, 1974.
- [20] 钟仕科, 吴大江. 简明物理手册 [M]. 南昌: 江西人民出版社, 1982.
- ZHONG Shi-ke, WU Da-jiang. Simple physical manual [M]. Nanchang: Jiangxi People's Publishing House, 1982.
- [21] 叶金汉. 岩石力学参数手册 [M]. 北京: 水利电力出版社, 1991.
- YE Jin-han. Handbook of rock mechanics parameters [M]. Beijing: Water Conservancy and Electric Power Press, 1991.

(下转 186 页)

MOLYBDENITE Re-Os ISOTOPIC DATING OF SANGBUJIALA COPPER DEPOSIT IN THE SOUTH MARGIN OF THE EASTERN GANGDESE SECTION, TIBET, AND ITS GEOLOGICAL IMPLICATIONS

ZHAO Zhen¹, HU Dao-gong¹, WU Zhen-han², LU Lu²

(1. *Institute of Geomechanics, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100081, China;*

2. *Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China*)

Abstract: Located in north side of Yaluzangbujiang Suture, Sangbujiala skarn-type copper deposit is one of the typical polymetallic deposits in the south subzone of the Gangdese metallogenic belt. For the purpose of finding out the mineralization time, the authors selected eight molybdenite samples from Sangbujiala ore district to perform the Re-Os dating. The age of Re-Os isotopic line from molybdenite is 93.3 ± 4.1 Ma, with an average model age of 94.5 ± 1.6 Ma. Therefore, the Sangbujiala ore formed during Late Cretaceous, which belongs to the Neo-Tethys subduction stage. The Sangbujiala ore and other Cenozoic deposits showed that the Gangdese metallogenic belt occurring large-scale mineralization in the subduction stage, main collision stage, late collision stage and post-collisional stage, and to form a complete series of metallogenic evolution.

Key words: Re-Os isotope age; molybdenite; skarn-type copper deposit; Gangdese; metallogenic evolution

(上接 109 页)

STUDY ON THE GEOMECHANICAL MODEL OF LANDSLIDE WITH LOW DIP ANGLE STRATA STRUCTURE: TAKING FENGDIAN LANDSLIDE AS AN EXAMPLE

WANG Zhi-hua, DU Ming-liang, GUO Zhao-cheng, JIA Wei-jie

(*China Aero Geophysical Survey & Remote Sensing Center for Land and Resources, Beijing 100083, China*)

Abstract: On the basis of research at home and abroad, starting from the landslide mechanism establish geomechanical model of landslides with low dip angle strata, all the parameters in the model, such as landslide size, slip angle, back edge ripping slot seep depth and so on, were obtained by digital landslide technology and fields investigation and put them into the model formula then landslide critical friction coefficient can be obtained, and landslide total down-slide and total resistance slippery force shall be get. This is the first putting forward the concept of critical friction coefficient and calculating methods, and the coefficient directly related to the slippery ability or stability of the landslide. Analysis shows that the critical friction coefficient and landslide sliding body size (the length and width of the sliding surface), sliding plane obliquity are positive correlation, with landslide weight inversing relationship. The influence of the dip angle of the back wall changing in $60^\circ - 90^\circ$ on slippery ability of the landslide with low angle strata is very weak.

Key words: landslide with low-angled stratofabric structure; formation mechanism; geomechanical model; digital landslide technology; critical friction coefficient