

第一作者:闫举生(1980—),男,高级工程师,主要从事地质灾害调查与研究工作,E-mail:452681500@qq.com

杂,降雨丰沛,随着清江成为湖北省水电开发的重点流域,系列水利枢纽相继蓄水、移民迁建、公路开发等人类活动加剧,各库区内大量古滑坡产生复活变形,如茅坪滑坡(李守定等,2006;常宏,2023)、天池口滑坡群(杨为民,2007)、偏山滑坡群(赵信文等,2009)、鱼洞河滑坡(汪华斌和徐瑞春,2002)、景阳滑坡群(胡海霞和薛永恒,2015)等,同时也出现了大滩(张丽芬等,2008)、大堰塘(殷坤龙等,2008)等新生滑坡,造成了严重的损失,如2007年6月15日巴东县大堰塘滑坡(谭建民等,2009),因涌浪造成5人死亡,3人失踪。因此,对库岸斜坡堆积体进行稳定性和形成机制研究具有重要意义。

覃家田滑坡位于清江流域隔河岩库区,为一岩质古滑坡,是灰岩顺向岸坡区沿软夹层(层间剪切带)滑移的代表。隔河岩水库蓄水以来,前缘塌岸变形明显,其稳定性直接关系到3户共12人的生命财产安全及水库的正常运行。因此,研究其成灾机理与变形史,对目前堆积体稳定性判别与大量未变形的原始岸坡是否存在滑移的可能有着重要意义。2012年中国地质调查局部署了《清江流域地质灾害详细调查成果集成》项目,项目组采用野外调查、地形测量、工程地质测绘、工程地质钻探、物探及室内试验等方法对该滑坡进行了初步勘查工作,做出合理的成因机制分析和可信的稳定性评价。

1 滑坡区域地质环境

覃家田滑坡位于资丘镇淋湘溪村三组,天池河与清江交汇处的山脊前缘,属构造侵蚀溶蚀中山地貌。滑坡所处斜坡区位于清江左岸,属凸岸区,为顺向结构岸坡,清江于区内形成“V”型拐弯,使斜坡近三面临空(图1)。斜坡后缘为鞍部(古河道),致使区内地表水汇水面积较小,滑坡区斜坡坡向 180° ,坡度 $10^{\circ} \sim 23^{\circ}$,纵向上呈二级台阶状,台阶高程分别为250 m~270 m,310~340 m,平台之间以围椅状的陡坡相接,属典型的滑坡堆积地貌。后缘天家岭为区内最高点,坡度较陡,坡角 $25^{\circ} \sim 30^{\circ}$ 。

滑坡区位于长阳复背斜南侧次一级褶皱—资丘向斜的北翼,距向斜核部1.5 km。区内属单斜构



图1 覃家田滑坡全貌

Fig. 1 Panorama of Qinjiatian landslide

造,岩层走向 $60^{\circ} \sim 80^{\circ}$,倾向SE,呈“靠椅”状,前缓后陡,斜坡下部倾角 $15^{\circ} \sim 20^{\circ}$,上部岩层较陡,倾角 $25^{\circ} \sim 32^{\circ}$ 。滑坡区出露地层由老至新分别为:二叠系中统吴家坪组(P_2w)深灰色中厚层细晶灰岩,含燧石条带、燧石团块灰岩,大隆组(P_2d)灰黑色炭质页岩夹薄硅质岩及黄褐色页岩;三叠系下统大冶组一段(T_1d^1)灰色薄-中厚层泥灰岩与灰黄色页岩,呈不等厚互层,二段(T_1d^2)灰色薄-中厚层泥质灰岩及细晶灰岩,三段(T_1d^3)灰色薄层灰岩夹泥灰岩;第四系主要为残坡积物(Q^{cl+dl})、滑坡堆积物(Q^{del})及少量坡积与冲洪积混合堆积物($Q^{dl+al+pl}$)。

滑坡区位于鄂西暴雨区,多年年平均降雨量1366.2 mm,日最大降雨量234.7 mm(桃山站,1975年8月8日),月最大降雨量429.1 mm(桃山站,1983年7月),降雨主要集中在6—9月,为滑坡提供了外动力条件;区内地下水类型为第四系松散岩类孔隙水、碳酸盐岩岩溶裂隙水。通过对钻孔内地下水位进行监测,地下水位埋深20~33 m,滑体供水。

隔河岩水库于1993年建成并投入运营,最大坝高151 m,大坝正常蓄水位200 m,设计死水位160 m。蓄水前河床高程135~138 m,河床宽80~140 m,蓄水到200 m高程时,河谷宽220~380 m,这样在滑坡前缘就有64~70 m高的临空面,加之水位的升、降变化,使斜坡地下水压力增高,不利于斜坡的稳定。

本区地震基本烈度为Ⅵ度区,属弱震区,地震动峰值加速度为0.05 g(相当于地震烈度6度),特征周期为0.35 s。

2 滑坡基本特征

据勘查资料,该滑坡为一古滑坡,前缘剪出口位于高程200 m左右,河床高程135 m左右,相当于晚更新世(Ⅳ级阶地时期)发生的滑动。其空间形态特征和物质组成分述如下:

2.1 平面形态

滑坡分布在高程135~350 m处,地势前陡后缓,坡脚处受河流切蚀,坡度较陡,为30°~40°,坡体上地势平缓,多为阶梯状缓坡平台,坡度10°~25°(图2)。滑坡体平面形状呈舌形,剖面形态呈凸形(图3、图4),右侧边界明显,为基岩陡崖(图5a),左侧与坡积物混杂堆积,前部大致沿凹沟,后部为陡缓坡界线,前缘抵清江,后缘为基岩山脊。滑坡体纵长500 m,平均宽360 m,面积18×10⁴ m²,根据勘探

资料,滑体厚度具有后缘薄、中部厚、前缘较薄的特点,平均厚度约25 m,体积约450×10⁴ m³。后期发生次级滑动,形成次级滑坡,形态呈扇形,面积6×10⁴ m²,体积约120×10⁴ m³。

2.2 物质组成及结构特征

滑坡体物质自上而下可分为三部分,分别为:滑体、滑带、滑床(图5b),其特征如下:

滑体:上部为灰、灰白色冲洪积与坡积物混杂堆积的碎(块)石夹土,碎块石成份主要为灰岩、少量石英砂岩,次圆、次棱角状为主,碎块石直径大小不一,一般3~20 cm,大者50~80 cm,充填少量粉质粘土,钙质胶结,风化明显,分布在滑坡中部上游及下游侧,滑坡区前缘后期因斜坡变形,堆积连续性遭到破坏,中部山脊马河口一带未堆积,固体颗粒在马河口上游自西向东逐步变细,至马河口下游又逐步变粗,分选差;下部为滑坡堆积碎块石夹土,黄

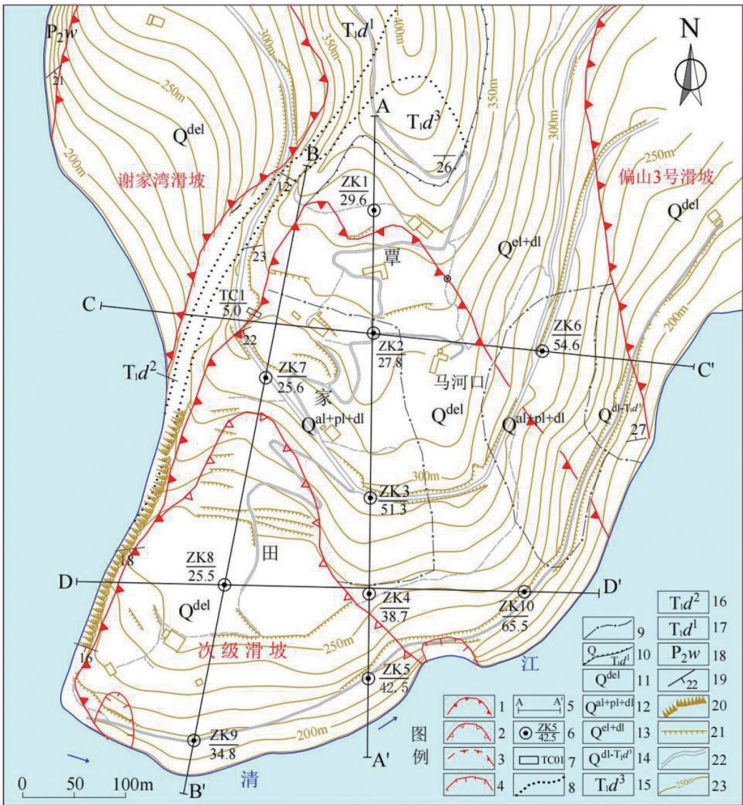


图2 覃家田滑坡区地质图

Fig. 2 Geological map of the Qinjiatian landslide area

1.滑坡界线;2.次级滑坡边界;3.推测滑坡边界;4.坍滑体;5.勘探线及编号;6.钻孔编号/孔深;7.探槽及编号;8.地质界线;9.第四系界线;10.第四系与基岩界线;11.滑坡堆积物;12.坡积物与冲洪积物;13.残坡积物;14.块裂岩体;15.大冶组三段;16.大冶组二段;17.大冶组一段;18.吴家坪组;19.地层产状;20.岩质陡崖;21.土坎;22.乡村公路;23.等高线及高程值

褐色、灰色,碎块石以大冶组三段灰岩为主,灰色,中30~80 cm,土为灰黄色粘性土,具可塑状,土石比3:7~2:8,结构稍密,透水性强,未见胶结。

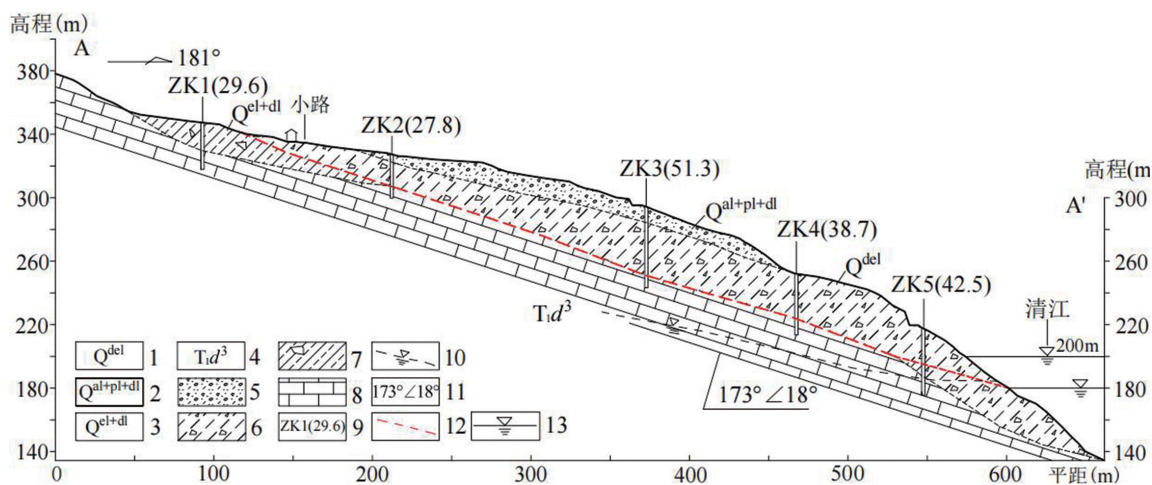


图3 覃家田滑坡A-A'纵剖面图

Fig. 3 A-A' longitudinal sectional drawing of Qinjiatian landslide

1.滑坡堆积物;2.坡积物与冲洪积物;3.残坡积物;4.三叠系大冶组三段;5.碎块石夹砂砾石土;6.粉质粘土夹碎石;7.碎块石土;8.薄层灰岩;
9.钻孔编号(孔深m);10.地下水水位线;11.地层产状;12.滑动面(带);13.库水位线

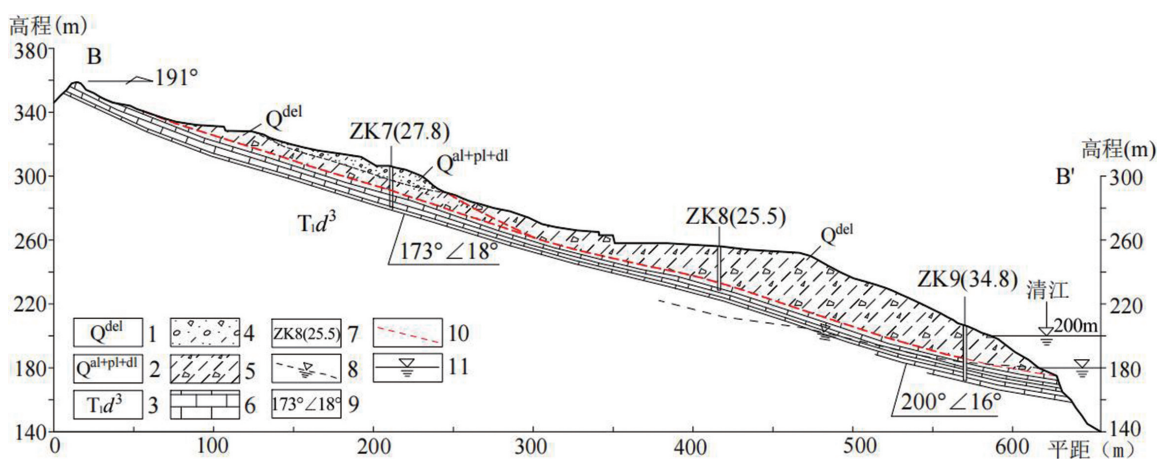


图4 覃家田滑坡B-B'工程地质剖面图

Fig. 4 B-B' longitudinal sectional drawing of Qinjiatian landslide

1.滑坡堆积物;2.坡积物与冲洪积物;3.三叠系大冶组三段;4.碎块石夹砂砾石土;5.碎块石土;6.薄层灰岩;7.钻孔编号(孔深m);8.地下水水位线;9.地层产状;10.滑动面(带);11.库水位线

滑带:为碎石角砾土(图5c),黄褐色、灰色,结构松散,厚约0.5~3.1m,角砾成分为灰岩,直径一般5~15mm,大者3~4cm,次棱角-次圆状,扁平状,表面见刻痕,擦痕,光滑,土为粉质粘土,明显见片理状构造,成层性较好,可塑,土石比约4:6~6:4,前缘堆积区特征不明显。

滑床:为三叠系下统大冶组三段(T_1d^3)薄层灰

岩夹泥灰岩(图5d),顶部为泥化夹层,该层受到多期构造运动影响,发生剪切错动现象,结构疏松,岩体片理化,碎裂化,局部可见剪切错动擦痕,在流水的长期浸润下使得剪切带出现泥化现象,滑面由其控制,仅在滑坡西侧及后缘陡崖分布,岩体较完整,岩层整体上为后缘陡前缘缓,产状为 $173^\circ \angle 26^\circ \sim 16^\circ$ 。

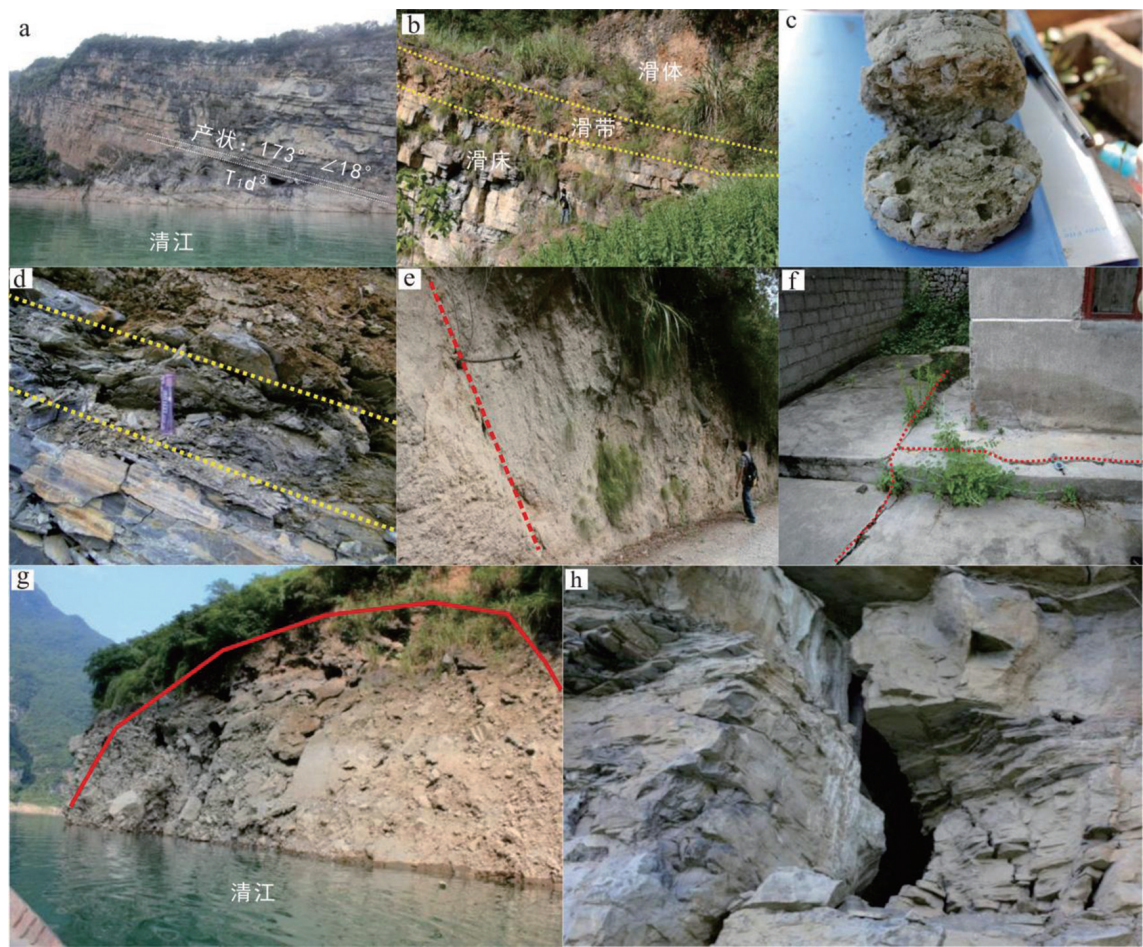


图5 覃家田滑坡物质组成及变形特征

Fig. 5 Material composition and deformation characteristics of Qinjia Tian landslide

a. 滑坡右侧基岩陡崖;b. 滑坡体(滑体、滑带及滑床)物质组成;c. 滑带土;d. 大冶组三段中的泥化夹层(层间错动带);e. 远期变形第四系错动裂缝;f. 近期变形地表开裂;g. 前缘局部坍塌;h. 滑床基岩开裂

2.3 滑坡变形特征

通过实地走访和地面调查,查明该滑坡变形主要有两个时期:①远期,时间不详,滑坡形成后曾再次出现整体滑移,造成上部第四系错动(图 5e);②近期,1982 年 5 月,次级滑坡前缘曾经表层滑动造成地表开裂(图 5f),形成长 5 ~ 10 m 不等的裂缝带,隔河岩水库蓄水后,前缘局部发生 2 个坍塌(图 5g),方量 0.36 万 m³、0.5 万 m³,造成 2 户共 7 人被迫搬迁,滑坡右侧前缘滑床基岩可见明显拉裂变形(图 5h),在库水位影响下可能继续变形倾倒,牵引上部滑体滑移,滑坡一旦发生下滑,将对清江航道构成威胁,并威胁居民 3 户共 12 人、公路等。

滑坡体前缘临空条件好,在库水位、暴雨或持续降雨等因素影响下,滑坡前缘将不断出现塌岸,

可能诱发大规模滑动。

3 滑坡形成机制分析

3.1 滑坡变形破坏发育史

覃家田滑坡地处长阳背斜南翼—清江北岸,高陡的顺向斜坡、含软层的岩体结构以及两组“X”型裂隙较为发育的破裂构造组合,是滑坡形成的有利条件。滑坡的发生是其在上述配置有利的环境条件下,经河流侵蚀、风化、降雨等动力因素长期综合作用的结果。

滑坡所在斜坡地处河流左侧凸岸,坡体前缘受河流的长期侵蚀冲刷形成高陡的临空面,在岩体自重的作用下,斜坡岩体开始向下蠕滑,灰岩中软弱

面发生层间剪切(李守定等,2007;朱赛楠,2016)。随着时间的推移,剪切带不断扩展、贯通,加之风化及地下水的作用,逐渐形成初具规模的潜在滑带;与此同时,高陡岸坡在卸荷作用、风化以及地下水的长期作用下,斜坡岩体沿两组“X”型构造裂隙产生拉裂,并逐渐追踪连贯,最终构成滑坡的潜在边界。随着长期缓慢蠕滑变形的累积与发展,滑坡雏形宣告形成。在某一次暴雨或河流特大洪水(对山区而言,二者往往同时出现)的强烈作用下,坡体自坡肩(高程350 m)以下瞬间整体失稳快速远滑,其水平滑距可达100 m,前缘冲入河漫滩(现今为Ⅱ级阶地)卵砾石层(ZK10孔56.8 m处)。大滑之后,后缘由T₁d¹灰岩层面形成的滑床光面连续裸露,后在地表水作用下,被残坡积物覆盖,在滑床后部,残留部分坡积物,表明大滑时滑体上部已存在长时间堆积的第四系。勘探揭示,滑坡前部剪出口位于200 m高程左右,外侧为堆积区,滑带也相应变厚,特征变得不明显(如ZK10、ZK5等孔)。据此判断,覃家田滑坡变形破坏的成因机制类型属于推移型,其动力成因类型属河流侵蚀型(晏鄂川和刘广润,2004)。

据地面调查,覃家田滑坡上部及上游侧堆积大量河流堆积物,说明大滑之后,造成堵江,形成堰塞坝,推测马河口附近坝高大于70 m(ZK10钻孔),河流固体物质坝前堆积,细颗粒物漫坝,由河流堆积物的形态可知,滑动后经过多次洪水洗礼,河流物质堆积最高处高出堰塞坝近50 m(石英砂岩漂石高程320 m处可见),有可能为上游滑坡引起的涌浪所致。整个滑体320 m高程以下除马河口一线外均被河流物质覆盖。随着河流下切,主河道南

移,滑坡前部多次变形破坏,加上地表水侵蚀、地下水化学作用,形成现今的堆积形态:上部堆积连续,钙质胶结现象明显,并有坡积物覆盖,下部滑坡堆积物混杂,多剥蚀入江,堆积形态被破坏。

3.2 滑坡成因机制分析

覃家田滑坡的形成主要受地形地貌、岩性组合、地质构造和降雨等4个因素的控制:

(1)地形地貌:第四纪以来,地壳上升运动加剧,其隆起速度每年达2.9~9.5毫米[据湖北省水文队《鄂西山区(宜昌地区)山体稳定和岩崩滑坡调查研究》报告(湖北省水文队,1983)],清江河谷持续下切和侧蚀,谷坡加高变陡,为滑坡发生提供了充分的运动空间和势能储备,特别是当软弱夹层(或潜在滑面)被河流下切切穿出露后,易于发生滑坡。

(2)地层岩性:滑坡区下伏基岩岩性主要为中厚层灰岩夹薄层泥质灰岩,软硬相间,泥质灰岩演化成滑带经历了软岩-层间剪切带-滑带3个演化阶段(图6)。在多期构造运动作用下,软岩发生层间剪切作用,原生结构遭到破坏,在地下水长期浸润作用下,逐步软化或泥化,形成软弱面(滑带)(李守定等,2007;朱赛楠,2016),起到隔水作用,地下水易在此面处汇集径流排泄,从而给滑坡的发生提供了条件。

(3)地质构造:该滑坡位于长阳复背斜南侧次一级褶皱—资丘向斜的北翼,区内属单斜构造,基岩层面倾向和斜坡坡向基本一致,形成顺层结构斜坡,对坡体的稳定性十分不利,极易引起顺层滑移变形(常宏,2022)。此外,受构造影响,两组“X”型裂隙发育,有利于水的渗入和其他风化营力的作用,使其下层间剪切带软化和泥化,成为控制性滑移面。

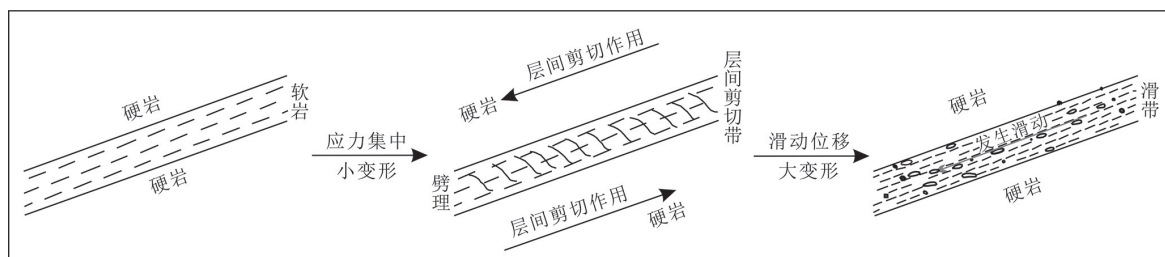


图6 基岩顺层滑坡的滑带形成演化阶段划分

Fig. 6 Division of evolution stages of sliding zone in consequent bedding rock landslide

据李守定等(2007)修改。

(4)大气降水:滑坡区位于鄂西暴雨区,降雨多集中在5—9月,尤其是7—8月的大暴雨,具有连续、集中、强度大的特征。降雨入渗地下对滑坡的发生起到了重要作用,一是增加了坡体自重,二是形成了裂隙、孔隙中渗透压力,三是使层间剪切带得以进一步软化、力学参数降低。

在以上4种因素共同作用下,斜坡最终失稳变形,演化过程中发生多次滑动,形成现今的堆积形态。

4 滑坡稳定性评价

4.1 定性分析

据地表变形迹象、钻孔揭露滑坡情况及调查走访的结果,对覃家田滑坡的变形动态分析如下:

现今滑坡变形主要出现在前缘,以局部坍滑、塌岸、地表土体拉裂变形、滑床卸荷开裂为表现形式。这一段时间滑坡处于局部失稳状态,主要集中在次级滑坡前缘,在库水位影响下,浸泡使前缘土体的结构遭到破坏,钙质胶结物通过水化学反应强度变低,失去支撑而引起坡体失稳变形;前缘右侧

滑床在重力与库水位作用下,结构面强度降低,卸荷开裂加剧,并伴有崩落,处于逐步失稳过程。

该滑坡是一古滑坡,滑带土多为超固结土,强度较滑动时大大提高,从地表堆积物的连续性可看出,滑坡整体较稳定,但在前缘土体或滑床失稳的情况下,牵引作用可能引起局部滑移。

4.2 稳定性计算

目前滑坡稳定性定量评价方法大致可分为3类,即极限平衡计算法、数值分析法和破坏概率计算法(唐辉明,2008;李世海等,2009;刘长春等,2010),其中,极限平衡计算法在大量工程实践中得到广泛应用。根据覃家田滑坡滑体物质组成、滑动面形式及库水位条件,在《滑坡防治工程勘查规范》(中华人民共和国国土资源部,2016)推荐的剩余推力法基础上改进,选用考虑渗透力的剩余推力法(王旭升等,2003;赵信文等,2009),进行滑坡稳定性计算,并综合评价其稳定性。

(1)计算模型与工况

选取A-A'、B-B'主勘探线作为计算剖面,并根据地形和滑面形态变化进行条分,结果见图7、图8。

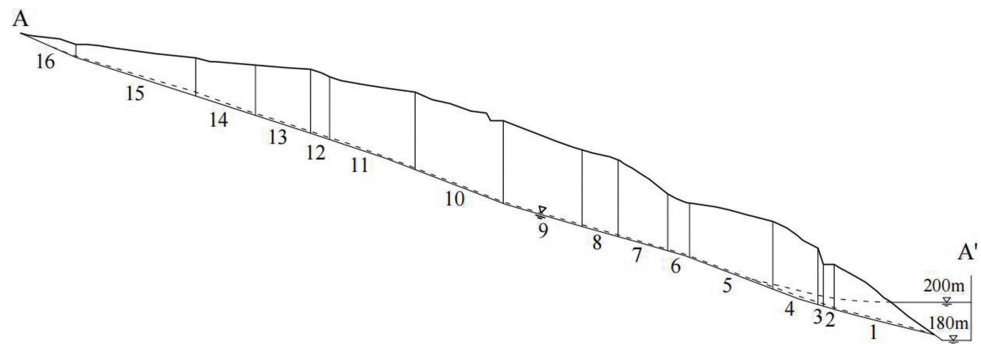


图7 覃家田滑坡A-A'纵剖面条分示意图

Fig. 7 A-A' longitudinal section of Qinjiatian landslide

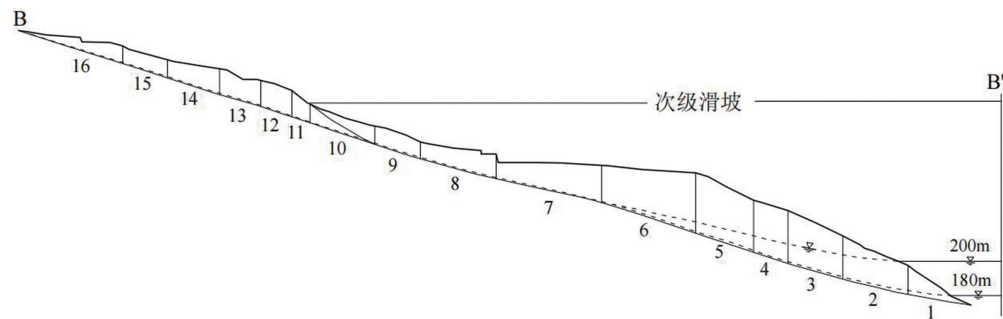


图8 覃家田滑坡B-B'纵剖面条分示意图

Fig. 8 B-B' longitudinal section of Qinjiatian landslide

覃家田滑坡属于涉水滑坡,稳定性计算涉及的荷载包括:滑坡体自重及地面荷载,水库水位和水库水位变动产生的动、静水压力,降雨入渗形成的地下水动、静水压力,地震荷载等。区内地震烈度为Ⅵ度,稳定性计算可以不考虑地震荷载。地面荷载相对于滑坡体自重可忽略不计,稳定性计算中未予考虑。本次计算采用的荷载组合包括静止水位、静止水位+降雨、水位降(坝前水位从 200 m 降至 160 m)+降雨三大类。降雨工况采用汛期和非汛期 20 年一遇 5 日暴雨,汛期 20 年一遇平均降雨量为 70 mm/d,非汛期 20 年一遇 5 日暴雨量为 100 mm,平均日降雨量为 20 mm/d。

(2)计算参数选取

根据室内试验成果统计分析,结合工程地质类比和反演分析方法,综合选取岩土体物理力学参数,见表 1。

表 1 覃家田滑坡稳定性计算选取的参数值
Table 1 Parameters selected for stability calculation of Qinjiaitian landslide

	滑体天然重度 (kN·m ⁻³)	滑体饱和重度 (kN·m ⁻³)	滑面饱和抗剪强度	
			c(kPa)	Φ(°)
建议值	20	22	27.0	18

(3)计算结果及评价
滑坡稳定性计算结果见表 2。

表 2 覃家田滑坡稳定性系数计算结果
Table 2 Stability calculations results of Qingjiaitian landslide

工况组合	荷载组合内容	稳定系数	
		A-A'剖面	B-B'剖面
1	自重 + 水库坝前 160 m 静水位	1.124	1.288
	自重 + 水库坝前 200 m 静水位	1.102	1.206
2	自重 + 水库坝前 160 m 静水位 + 汛期 20 年一遇 5 日暴雨	1.104	1.262
	自重 + 水库坝前 200 m 静水位 + 非汛期 20 年一遇 5 日暴雨	1.086	1.200
3	自重 + 坝前水位从 200 m 降至 160 m	1.100	1.172
	自重 + 坝前水位从 200 m 降至 160 m + 非汛期 20 年一遇 5 日暴雨	1.080	1.168

计算结果表明,A-A'剖面稳定性系数均在 1.05~1.15 之间变化,B-B'剖面稳定性系数大于 1.15,说明滑坡整体处于基本稳定状态,且西侧滑体比东部滑体稳定性更好。在连续降雨或库水位骤降条件下,稳定性系数略有下降,连续降雨雨量越大则稳定性系数的下降幅度越大。

结合上述定性分析及定量计算结果,覃家田滑坡整体处于基本稳定状态,仅前缘局部发生坍塌,滑坡安全储备较高,大规模复活滑移的可能性较小。

5 结论

(1)清江流域覃家田滑坡总面积约 0.18km²,总体积约 450×10⁴m³,为大型顺层岩质古滑坡,其形成

主要经历三个阶段,具体机制为清江河流向下切割→斜坡顺层滑移、失稳、滑坡、堵江→稳定堆积、覆盖、清江河流下切→斜坡沿老滑带发生局部滑移、失稳、塌岸。

(2)顺坡向地质结构与软硬相间岩体结构是覃家田滑坡形成的关键控制因素;而持续降雨和库水波动是导致滑坡形成(复活)的外在激发因素。

(3)覃家田滑坡现状基本稳定,局部变形,但随着前缘变形的加剧,发展趋势为潜在不稳定,建议加强对前缘坡体的变形监测。

参考文献:

常 宏,谭建民,李 明,韩会卿.2018.清江河道变迁与滑坡崩塌[M].武汉:中国地质大学出版社.1-144.
常 宏.2022.三峡库区潜在顺层岩质滑坡识别的宏观判据[J].华南地质,38(2):265-272.

- 常 宏.2023.三峡库区堆积体复活失稳的宏观判据初探[J].华南地质,39(3):428-444.
- 胡海霞,薛永恒.2015.清江中上游景阳滑坡群成因及稳定性分析[J].地质灾害与环境保护,26(3):39-42.
- 湖北省水文队.1983.鄂西山区(宜昌地区)山体稳定和岩崩滑坡调查研究报告[R].
- 李世海,刘天苹,刘晓宇.2009.论滑坡稳定性分析方法[J].岩石力学与工程学报,28(S2):3309-3324.
- 李守定,李 晓,刘艳辉.2006.清江茅坪滑坡形成演化研究[J].岩石力学与工程学报,25(2):377-384.
- 李守定,李 晓,吴 疆,刘艳辉.2007.大型基岩顺层滑坡滑带形成演化过程与模式[J].岩石力学与工程学报, 26(12): 2473-2480.
- 刘长春,殷坤龙,李远耀.2010.巴东县文家滑坡稳定性计算及其敏感性分析[J].水文地质工程地质,37(1):113-117+123.
- 沈继芳,李焰云,徐瑞春.1996.清江流域岩溶研究[M].北京:地质出版社,5-7.
- 谭建民,李 明,闫举生,李 逵,韩会卿,常 宏,霍志涛.2009.湖北省巴东县地质灾害详细调查报告[R].武汉:中国地质调查局武汉调查中心,80-83.
- 唐辉明.2008.工程地质学基础[M].北京:化学工业出版社,107.
- 汪华斌,徐瑞春.2002.湖北清江鱼洞河滑坡变形机制及稳定性研究[J].中国地质灾害与防治学报,13(3):34-37+41.
- 王旭升,常 宏,谭建民.2003.斜坡地下水渗透力计算与稳定性分析[J].水文地质工程地质,30(2):41-45.
- 晏鄂川,刘广润. 2004.试论滑坡基本地质模型[J].工程地质学报,12(1):21-24.
- 杨为民,徐瑞春,吴树仁,石菊松.2007.清江隔河岩库区天池口滑坡变形机制及稳定性分析[J].吉林大学学报(地球科学版),37(5):972-977.
- 殷坤龙,杜 鹃,汪 洋.2008.清江水布垭库区大堰塘滑坡涌浪分析[J].岩土力学,29(12):3266-3270.
- 张丽芬,曾夏生,魏贵春.2008.湖北省巴东县木竹坪滑坡失稳成因分析[J].地质灾害与环境保护,19(4):72-76+91.
- 赵信文,金维群,彭 轲,常 宏,黎清华,黎义勇,薛永恒.2009.清江中游隔河岩库区偏山滑坡形成机制及稳定性分析[J].吉林大学学报(地球科学版),39(5): 874-881.
- 中华人民共和国国土资源部.2016.中华人民共和国国家标准《滑坡防治工程勘查规范》(GB/T 32864-2016)[S].北京:全国国土资源标准化管理委员会,1-23.
- 朱赛楠.2016.厚层基岩滑坡软弱夹层演化过程及控滑机理研究[D].长安大学博士学位论文,30-34.