doi:10.12097/j.issn.1671-2552.2022.08.015

季节性冻融过程黄土斜坡失稳机制及稳定性趋势

曾磊^{1,2},贾俊^{1,2} ZENG Lei^{1,2}, JIA Jun^{1,2}

中国地质调查局西安地质调查中心,陕西 西安 710054;
 自然资源部黄土地质灾害重点实验室,陕西 西安 710054
 Xi'an Center, CGS, Xi'an 710054, Shaanxi, China;
 Key Laboratory of Loess Geological Hazards, Ministry of Natural Resources, Xi'an 710054, Shaanxi, China

摘要:季节性冻融型滑坡是黄土地质灾害的主要类型之一。季节性冻融过程中地下水响应极其敏感,地下水分布和变化对黄 土斜坡体内岩土体的应力状态、力学性状及斜坡稳定性均有较大的影响,冻结期滞水与融解期疏水引发的斜坡范围内地下水 位变化是黄土斜坡稳定性变化及失稳破坏的主要诱发因素之一。在季节性冻融过程斜坡地下水变化全过程分析基础上,采 用基于极限平衡理论的条分法和基于弹塑性理论的有限元数值法,对黄土斜坡稳定性与斜坡应力应变场的响应进行分析计 算,探讨季节性冻融条件下黄土斜失稳破坏机制及稳定性变化趋势,认为黄土斜坡在冻融过程中的稳定性状态与冻结融解日 期呈现明显滞后效应,其失稳状态将持续至融解中期,为季节性冻融型滑坡预警防治提供科学依据。 关键词:季节性冻融;黄土斜坡;稳定性;数值模拟

中图分类号:P694;P642.2 文献标志码:A 文章编号:1671-2552(2022)08-1494-10

Zeng L, Jia J. Instability mechanism and stability trend of loess slope during seasonal Freeze-thaw process. *Geological Bulletin of China*, 2022, 41(8):1494–1503

Abstract: Seasonal freeze-thaw landslides are one of the main types of loess disasters. The groundwater response is extremely sensitive during seasonal freezing and thawing. The distribution and changes of groundwater level have a greater impact on the stress state, mechanical properties and slope stability of the rock and soil in the loess slope. Slope caused by stagnant water during freezing and draining during thawing. The change of groundwater level within the scope is one of the main inducing factors for the stability change and instability of the loess slope. Based on the whole process of slope groundwater change during seasonal freezing and thawing, this paper adopts the slice method based on limit equilibrium theory and the finite element numerical method based on elastoplastic theory to analyze and calculate the slope stability and slope stress and strain field response. Under seasonal freezing and thawing conditions, the failure mechanism and stability change trend of the slope of loess slopes. Provide scientific basis for early warning and prevention of seasonal freeze-thaw landslides.

Key words: seasonal freezing and thawing; loess slope; stability; numerical simulation

黄土高原大量斜(边)坡发育,在外界因素诱发下,常导致灾害的发生^[1-4]。相对降雨和人类活动诱发的地质灾害,季节性冻融型滑坡较其他诱发型 滑坡更具有隐蔽性、突发性和不可预测性,致灾后 常造成巨大的人员伤亡与经济损失。据不完全统 计,1~4月是黄土高原季节性冻融区灾害较集中的 时期,其中尤以3月份灾害发生频次最高,这一时期 正是冻融交替的解冻期,给当地民居安全和公路正

收稿日期:2020-11-18;修订日期:2021-06-09

资助项目:国家自然科学基金项目《冻融交替下黄土斜坡水文循环机理及对斜坡稳定性影响研究》(批准号:41202178)

作者简介:曾磊(1981-),男,高级工程师,从事水工环地质调查研究。E-mail:38654977@qq.com

常运营带来严重威胁[5-8]。

针对中国北方地区冻结滞水效应诱发黄土滑 坡高发的因素,吴玮江等^[8]、朱赛楠等^[9]、叶万军 等[10] 通讨分析西北季节性冻土地区滑坡发生时间 规律和危险斜坡变形动态规律,提出季节性冻融作 用产生的冻结滞水效应,使斜坡区地下水富集、土 体软化范围扩大和静、动水压力增大,是冻融季节 滑坡多发的重要外动力因素[8-12]。叶伟林等[13]、王 念秦等[14]、朱立峰[15]以甘肃省黄土滑坡为研究对 象,探讨了季节冻土区冻融期滑坡的基本特征和形 成机理,认为冻融期黄土滑坡主要集中在冻融期末 期,且具有规模大、滑速快、滑距远、危害严重等特 点[13-15]。程鹏等[16]、黄文强[17]、张茂省等[18]针对黄 土斜(边)坡灾害及冻融作用特点,利用表层冻结温 度场数值模拟、冻结前后地下水聚集模型分析、实 例验证分析等手段,揭示了边坡表层土体冻结过 程、坡体内地下水集聚过程,探讨了黄土斜(边)坡 表层冻结效应及其稳定响应,认为冻结滞水效应和 循环冻融的双重作用是滑坡在春季频发的根本 原因[16-20]。

季节性冻融改变了黄土斜坡区地下水赋存条件,地下水的补径排发生改变,引起斜坡区的静、动 水压力季节性地增大或减小,降低了土体强度,影 响斜坡体的应力状态和稳定性,是黄土斜坡破坏的 重要外动力之一。本文从季节性冻融改变地下水 状态的角度,分析冻融型黄土滑坡失稳过程中孔隙 水压力、最大(小)应力场分布、剪应力剪应变分布、 坡体 XY 向位移响应、塑性区演化等规律和特征,探 讨冻融过程中黄土斜坡破坏机制及稳定性变化趋 势,为季节性冻融型黄土滑坡的预警防治提供科学 依据。

1 研究区概况

研究区位于甘肃省永靖县盐锅峡镇的黑方台。 受黄河侵蚀作用,临黄面为高陡斜坡,形成黄土高 原区典型的台塬。低温期长达 5 个多月,一般每年 11 月下旬冻结,来年 2 月下旬解冻,多年平均气温 -3.4℃,最低气温为-23.1℃,最大冻结深度约 92 cm,是典型的黄土季节性冻土区^[5]。

本次选取野外原位监测滑坡——黑方台陈家 村滑坡为地质原型(图1),该滑坡曾多次发生滑动,滑坡主滑方向为103°,滑坡发育在黄土层与 粉质粘土层内(垂向厚度约58 m),高程约为 1651 m。滑坡所在斜坡段总高度约为110 m,整 体坡度为28°,坡型呈阶梯型,上陡下缓,斜坡结 构为晚更新统风成黄土层(Q₃^{ed})、中更新统冲积 粉质粘土层(Q₂^{dl})、中更新统冲积砂砾石层 (Q₂^{dl})及下白垩统河口群(K₁hk)砂泥岩层组成 的多层结构斜坡。黄土层总体上东厚西薄,粉质 粘土、土黄色薄层砂土则西厚东薄,白垩系基底 整体向北东倾斜^[6]。



Fig. 1 Engineering geological section of JH-9 landslide inChenjiacun, Heifangtai

2 研究方法

2.1 岩土取样测试

本文在黑方台陈家村滑坡从地面至坡地不同 地层取样,依次获取了非饱和黄土、饱和黄土、粉质 粘土、砂卵石、砂泥岩5个不同岩性各3组样品,开 展室内强度测试。采用相关工程、规范推荐的参数 进行工程地质类比,根据滑坡变形破坏特征开展参 数反演分析,最终进行岩土体参数的综合取值。

2.2 数值模拟

本文采用滑坡流-固耦合数值模型 Geo-stdio 软件中 Sigma 模块进行 Coupled Stress/PWP 计算, 对灌溉冻结滞水条件下滑坡变形和破坏进行评价。 流-固耦合数值分析客观地反映了地下水抬升条件 下滑坡土体的应力-应变关系和破坏区的位置及破 坏范围的扩展情况,为研究冻融型黄土滑坡触发机 理提供了支撑。为了更直观地体现季节性冻融过 程中黄土斜坡稳定性变化趋势,本文采用 Geo-Studio 软件中的 Geo-Slope 模块进行稳定性计算, 选取滑坡主滑方向剖面为计算剖面,基于极限平衡 理论条分法(瑞典条分法、毕肖普条分法、简布条分 法、Morgenstern-Price 条分法),计算地下水位变化 条件下斜坡稳定性,根据现场滑坡结构特征调查及 以往滑坡失稳状况,采用指定法进行滑坡滑动面 计算。

通过监测冻结前-冻结-解冻全过程获取气温、 地下水水位、冻结强度等数据,在前期研究季节性 冻融过程黄土斜坡地下水响应全过程的基础上,模 拟分析斜坡体内剪应力、剪应变、塑性区等变化特征,计算不同时间段斜坡稳定性,为季节性冻融黄 土滑坡的防治提供科学依据。

3 结果与分析

3.1 模型建立

陈家村滑坡坡顶发育裂缝 2 条,裂缝最宽处达 到 0.3 m,坡面为凹形。坡脚发育下降泉,在非冻融 期间最大流量为 0.25 1/s,进入冻融期后,流量减少。 监测期间黑方台冻结最大深度为 0.52 m^[21]。曾磊 等^[22]研究表明:滑坡后地下水水位变幅较小,变幅 为0~1.5 m;滑坡坡脚地下水变化在冻融期间较剧 烈,最大变幅达 8.18 m(图 2;表 1)。

本文根据黑方台陈家村滑坡地质条件建立计 算模型。滑坡计算模型中地下水水位变化以图 2 和 表 1 中数据为计算依据,将不同时期地下水水位值 输入模型进行稳定性评价。

模型总体以垂直向上方向为 Y 轴正向,以滑坡 主滑方向水平向右为 X 轴正向,模型边坡总高度为 143 m,宽度 320 m,其中黄土层厚度为 58 m,模型 左边最高高程为 1703 m,右边最高高程为 1598 m, 底部边界高程为 1560 m。滑坡所处位置以自重应 力场为主,因此模型边界约束条件为节点固定约 束,左右两侧边界约束 X 向位移,底部边界约束 Y 向位移,有限单元划分以三节点、三角形单元与四节 点、四边形单元为主共划分 7154 节点,7044 单元(图3)。



Fig. 2 Dynamic diagram of groundwater level of slope during seasonal freeze-thaw process

表1 稳定计算期数与时间、坡脚地下水水位

Table 1Corresponding table of stability calculationperiod and time and groundwater level at slope toe

状态	时间	坡脚地下水水位/m
冻结盐	2012.10.2	1650.87
你相助	2012.12.17	1650.99
	2012.12.29	1651.98
冻结	2013.1.9	1653.18
	2013.1.19	1655.68
	2013.1.29	1659.05
	2013.2.10	1654.22
融解	2013.3.10	1652.92
	2013.4.10	1651.42

由此建立斜坡稳定性计算模型(图4)。

3.2 岩土参数选取

本次模拟计算采用野外获取岩土体样品参数 的综合取值。流一固耦合有限元数值模型各岩土体 单元均采用莫尔一库仑屈服条件的弹塑性本构模 型,岩土体参数详见表2。

表 2 计算模型岩土体参数取值

Table 2 Parameter values of calculation

model for rock and soil mass

土体类型	弹性模量 ⁄kPa	有效粘 聚力 C' /kPa	有效内 摩擦角 <i>Φ'/</i> °	密度 /(kN・m ⁻³)	泊松比
天然黄土	4×10^{3}	16.3	25.1	13.9	0.39
饱和黄土	2.8×10^{3}	12.7	14.4	18.1	0.41
粉质粘土	9×10^{3}	45.2	26.5	16.5	0.31
砂卵石	3.5×10^{4}	1.6	31.8	22.4	0.26
砂泥岩	2.9×10^{6}	216	36.7	24.8	0.20









3.3 黄土斜坡流--固耦合结果分析

3.3.1 孔隙水压力影响区分析

本文模拟了自重渗流作用下斜坡范围内产生的孔隙水压力,不同地下水位状态下滑坡区范围内孔隙水压力模拟结果如图 5 所示。坡脚地下水位高程从初始 2012 年 10 月 2 日的 1750.87 m 增加至2013 年 1 月 29 日的最高值 1659.05 m,增幅达 8.18 m,孔隙水压力作用区域不断增大,向上及向斜坡外部逐步扩散,孔压影响区略微上凸,尤以滑坡前缘坡脚处孔隙水压力作用区域最明显,孔隙水压力值从 20~40 kPa 增加到 100~120 kPa。斜坡坡脚饱和区黄土体在正孔隙水压力作用下,根据有效应力: $\tau = (\sigma - u_w) tan \varphi + c$,孔压作用导致黄土有效应力和抗剪强度降低,在上覆斜坡土体重力作用下,坡脚饱和区黄土产生破坏,进一步对斜坡稳定性产生影响。

3.3.2 最大主应力场与最小主应力场分布

模拟结果显示(图 6、图 7),斜坡应力场分布特 征主要受自重应力控制,最大主应力近坡表位置大 致近平行坡面,随着高程降低,最大应力方向转化 为近水平,最大主应力值随埋深的增加而逐步增大,最大值为2.8 MPa,分布相对均匀;随着地下水位不断抬升,局部位置最大主应力方向出现较大偏转,坡脚地下水位高程为1659.05 m时,斜坡前、后缘最大主应力偏转最明显,局部表现为拉应力。

最小主应力总体呈现出随着高程降低而增加 的趋势,随地下水位抬升,斜坡后缘、坡表部位均出 现一定程度的拉应力,拉应力水平分布范围一般小 于 10~15 m,拉应力分布深度总体小于 25 m,最小 主应力值为-0.8 MPa;与最大主应力一样,在斜坡 临坡表部位出现应力方向的偏转,坡脚地下水位高 程为 1659.05 m 时,黄土层内最小主应力偏转最明 显,斜坡后缘表现出明显拉应力集中。

3.3.3 剪应力与剪应变分布与特征

从斜坡剪应力应变分布特征(图 8、图 9)可以 看出,在初始地下水位状态下,斜坡剪应力集中部 位主要位于斜坡体内部,最大剪应力值为 0.15 MPa,坡体内部未形成明显的剪应变贯通带,斜坡整 体稳定性良好;随着地下水位不断抬升,孔隙水压 力作用导致岩土体抗剪强度降低,斜坡剪应力集中



A--坡脚水平高程 1650.87 m(2012.10.2); B--坡脚水平高程 1650.99 m(2012.12.17); C--坡脚水平高程 1651.98 m(2012.12.29); D--坡脚水平高程 1653.18 m(2013.1.9); E--坡脚水平高程 1655.68 m(2013.1.19); F--坡脚水平高程 1650.05 m(2013.1.29)

分布位置逐步向坡表、斜坡及后缘发展,剪应变增量带也同步向斜坡坡表过程中剪应变增量带逐步发展,但并未贯通联结,斜坡在此过程中稳定性递减;坡脚地下水位高程为1659.05 m时,最大剪应力值增加至0.34 MPa,斜坡处在稳定最差状态,剪应变增量带完全贯通。



Fig. 6 Distribution characteristics of maximum principal stress A--坡脚水平高程 1650.87 m(2012.10.2);B--坡脚水平高程 1653.18 m(2013.1.9);C--坡脚水平高程 1659.05 m(2013.1.29)



Fig. 7 Distribution characteristics of minimum principal stress A--坡脚水平高程 1650.87 m(2012.10.2);B--坡脚水平高程 1653.18 m(2013.1.9);C--坡脚水平高程 1659.05 m(2013.1.29)

3.3.4 滑坡体 XY 向位移响应分析

从模拟结果 X、Y 向位移(图 10、图 11)分布特 征可以看出,地下水位初始状态下,斜坡位移最大 值为 2~3 cm,位移场分布均匀,无明显位移突变,位 移整体表现为向坡体外部扩展;随着坡脚地下水位抬 升,饱和区范围扩大,斜坡 X 向位移在潜在滑动区饱



Fig. 8 Distribution characteristics of maximum shear stres A--坡脚水平高程 1650.87 m(2012.10.2);B--坡脚水平高程 1653.18 m(2013.1.9);C--坡脚水平高程 1659.05 m(2013.1.29)



A—坡脚水平高程 1650.87 m(2012.10.2);B—坡脚水平高程 1653.18 m(2013.1.9);C—坡脚水平高程 1659.05 m(2013.1.29)

和黄土层内产生局部位移变化,但变化量级较小,Y 向位移无明显变化;坡脚地下水位高程为 1659.05 m时,黄土层内坡表 X向、Y向位移分布产生明显 突变,整体表现为向下滑动,这与剪应力与剪应变增量 分布特征吻合;滑坡在坡脚地下水位高程为 1659.05 m 时,达到最大变化值,位移量值达到 25 cm 左右。 3.3.5 塑性区演化过程分析

斜坡塑性屈服区分布特征(图 12)显示,在地下 水位初始状态下,斜坡塑性区主要分布于斜坡坡脚 与浅层土体位置,这与实际黄土斜坡坡脚变形破坏 情况一致;随着地下水位不断抬升,斜坡范围内塑









A—坡脚水位高程 1650.87 m(2012.10.2);B—坡脚水位高程 1659.05 m(2013.1.29) 性区分布逐渐增大,尤以斜坡坡脚与中后部最明显,斜坡稳定状态逐步降低;坡脚地下水位高程为 1659.05 m时,斜坡坡体内塑性屈服区完全贯通,斜 坡稳定性降到最小,极可能失稳致灾,塑性区演化 与位移场和剪应力场的变化情况吻合。

根据不同季节性冻融期斜坡有限元数值模拟 结果,斜坡初始主应力场符合一般斜坡重力控制下 主应力场的分布特征,量级合理,随着进入冻结期 地下水位抬升,靠近斜坡坡表与后缘,主应力场发 生偏转,后缘局部表现为拉应力;初始状态斜坡坡 体剪应力在深部较集中,最大剪应力方向也基本与 坡面近平行,水位抬升后,剪应力集中区向坡表过 渡,并逐步在斜坡近坡表处形成剪应力集中带,进 而形成剪应变增量带贯通带:塑性屈服区初始状态 主要产生在斜坡中下部浅层土体及坡脚位置,地下 水位抬升过程中,斜坡坡体内塑性屈服区范围逐渐 扩大并向后缘扩展,直至最后贯通破坏,塑性区演 化过程与剪应力、剪应变及斜坡坡体位移趋势一 致;最终在坡脚水位高程 1659.05 m 时,剪应变增量 带完全贯通,塑性屈服区从斜坡坡脚至后缘整体发 展,斜坡整体位移量值达到 25 cm,产生整体失稳 破坏。

通过流-固耦合数值方法,对季节性冻融过程 黄土斜坡地下水响应引起的坡体孔隙水压力、应力-应力场、剪应力-剪应变、XY 向位移和塑性区的变 化规律可以看出,坡脚地下水水位(饱和区范围)的 波动是引起坡体内部状态变化的关键。季节性冻



图 12 不同地下水位条件下塑性屈服区分布(红色区域) Fig. 12 Distribution of plastic yield area under different groundwater level conditions(red area)

A—坡脚水平高程 1650.87 m(2012.10.2); B—坡脚水平高程 1650.99 m
(2012.12.17); C—坡脚水平高程 1651.98 m(2012.12.29); D—坡脚水平高程 1653.18 m(2013.1.9); E—坡脚水平高程 1655.68 m
(2013.1.19); F—坡脚水平高程 1650.05 m(2013.1.29)

融过程中,冻结滞水效应明显,且其变化区域为坡体稳定性敏感区,这一区域黄土饱和后其力学强度迅速减少是斜坡失稳的关键因素。

3.4 黄土斜坡稳定性响应分析

基于冻融过程中黄土斜坡孔隙水压力、应力-应变、剪应力与剪应变及塑性屈服区演化的分析, 根据季节性冻融过程中 2012 年 10 月 2 日、12 月 17 日(冻结期)、12 月 29 日及 2013 年 1 月 9 日、1 月 19 日、1 月 29 日、2 月 10 日(融解期)、3 月 10 日、4 月 10 日不同极限平衡算法得到的稳定性系 数,对冻结前期、冻结期、冻融期黄土斜坡不同阶 段稳定性进行评价,计算结果见图 13 和表 3。

根据斜坡稳定性计算结果,随着季节性冻融过 程地下水位上升、下降,斜坡稳定性系数 Fs 产生明 显变化。计算结果可初步划分为稳定性降低阶段、 可能破坏阶段及稳定性回升阶段。

(1)斜坡稳定性4种极限平衡条分法的计算结 果均显示,斜坡稳定性状态与坡脚地下水位高程呈 现负相关性,从2012年12月17日进入冻结期至 2013年1月29日地下水位逐步抬升,斜坡稳定性系 数从初始的1.2左右降低至1.0以下,2013年2月 10日进入融解期至4月10日地下水位逐步下降, 斜坡稳定性系数逐步回升。从4种计算方法得到的 数据整体看,Bishop法计算结果偏保守,Janbu法计 算结果偏危险,这种计算结果与计算方法的基本假

表 3 斜坡稳定性计算结果

Table 3 Cal	culation	resultsof	slope	stability
---------------	----------	-----------	-------	-----------

它早	时间	稳定性系数 Fs				水位 山/෩
1, 4	日期	Ordinary	Bishop	Janbu	М-Р	<u>л р. 11</u> / Ш
1	2012.10.2	1.184	1.313	1.160	1.226	1650.87
2	2012.12.17	1.152	1.277	1.128	1.192	1650.99
3	2012.12.29	1.096	1.208	1.077	1.133	1651.98
4	2013.1.9	1.049	1.148	1.033	1.083	1653.18
5	2013.1.19	1.013	1.105	0.999	1.045	1655.68
6	2013.1.29	0.980	1.064	0.967	1.009	1659.05
7	2013.2.10	1.029	1.125	1.014	1.062	1654.22
8	2013.3.10	1.079	1.186	1.061	1.115	1652.92
9	2013.4.10	1.139	1.262	1.117	1.180	1651.42

定条件相关,但总体趋势近似一致。

(2)Fs降低阶段:从开始计算时间起至2012年 12月17日进入冻结期,斜坡坡脚逐步冻结,地下水 位持续缓慢上升,至2013年1月5日斜坡稳定性系 数4种方法计算结果分别由初始的1.184、1.313、 1.160、1.226降低至1.049、1.148、1.033、1.083,斜坡 稳定性由初始稳定状态逐步过渡为基本稳定,稳定 性状态显著下降。

(3)可能破坏阶段:由于冻结滞水的时间效应, 斜坡稳定性响应较冻结期有一定的滞后效应,2013 年1月9日至1月29日(地下水位峰值)斜坡稳定



Fig. 13 Distribution of slope stability calculation results

性状态由基本稳定渐变为不稳定,稳定性系数从 1.05左右降低至 1.00 以下;1 月 29 日进入融解期, 斜坡带范围内地下水位逐步降低,至 3 月 6 日斜坡 稳定性逐步提高到 1.05 以上;2013 年 1 月 9 日—3 月 6 日,斜坡稳定性状态处于欠稳定状态—不稳定 状态,极限平衡法基本理论为稳定性系数 Fs<1.00, 即失稳斜坡失稳,但大量工程实践经验表明,稳定 性系数低于 1.05 斜坡即视为进入破坏阶段,因此定 义本过程为可能破坏阶段。

(4) Fs 回升阶段:进入融解期后 36 d 即 2013 年 3月6日,斜坡范围内地下水排泄通道畅通,地下水 位逐步下降,斜坡稳定性逐步回升,稳定性系数从 1.05左右逐步增大到 1.15 左右,滑坡整体稳定性逐 渐回升。需要指出的是,地下水对滑坡岩土体的作 用与滑坡损伤演化是不可逆的过程。本次计算主 要是为充分反映地下水位抬升对斜坡稳定性的影 响,斜坡稳定性状态的提升是多种因素综合作用的 结果。

斜坡稳定性 Fs 降低阶段、可能破坏阶段及斜坡 稳定性 Fs 回升阶段与季节性冻融过程总体趋势与 序列上呈现出较大的相关性,斜坡稳定性进入破坏 阶段时间节点(2012.12.19)与冻结日期(2013.1.5)、 斜坡稳定性 Fs 开始进入回升阶段时间节点(2013.3. 6)与融解期(2013.1.29)出现明显的滞后效应。斜 坡在进入冻结期后,其Fs逐渐下降,但未至可能破 坏阶段;斜坡在进入融解期后,Fs逐渐回升,但是在 融解初期,斜坡还处在可能破坏阶段。可以明显看 出,斜坡可能破坏阶段是从斜坡进入冻结期后7d 开始至进入融解期后的 36 d,这个阶段包括冻结期 的中后期和融解期前中期,其主要原因是斜坡坡脚 冻结致排水条件受阻、水位上升与融解至地下水位 的加速排泄、水位下降,其过程是缓慢增长与下降 的过程,而地下水位是斜坡稳定性最主要的影响因 素,因此斜坡稳定性状态与冻结融解日期呈现明显 滞后效应。

4 结 论

本文在冻融过程斜坡水文响应全过程研究基础上,采用传统条分法和有限元数值法对冻斜坡稳 定性及应力-应变响应进行分析计算,得到以下 结论。

(1)滑坡流-固耦合有限元数值模拟结果显示:

孔隙水压力作用区域随地下水水位上升而扩大;随 着地下水位不断抬升,最大、最小主应力在滑坡后 缘、前缘及近坡表位置表现出一定程度的偏转,最 大、最小主应力差值导致剪应力集中及剪应变值的 增大与集中。

(2)模型斜(边)坡坡脚地下水位高程为 1659.05 m时,斜坡体内 X向、Y向位移产生明显突 变,整体表现为向坡脚滑动趋势,位移量值可达 25 cm;斜坡体内剪应力集中带状展布、剪应变增量带 贯通,塑性区也从斜坡坡脚、中后部发育逐步发展 为坡体内连接贯通,斜坡极易失稳致灾。

(3)冻融过程中,斜坡稳定性状态与坡脚地下 水位高程呈现负相关性,与冻结融解日期呈现明显 滞后效应。斜坡稳定性状态可分为3个阶段:①稳 定性系数降低阶段,2012年10月2日—2013年1 月9日;②可能破坏阶段,2013年1月9日—2013 年2月10日;③稳定性系数回升阶段,2013年2月 10日以后。

参考文献

- [1] 刘传正.中国地质灾害成因分析[J].地质评论, 2020, 66 (5): 1334-1348.
- [2] 孙建中.黄土学(上篇)[M].香港:香港考古学会,2005.
- [3] 孙建中.黄土学(下篇)[M].西安: 西安地图出版社,2015.
- [4] 雷祥义.黄土高原地质灾害与人类活动[M].北京:地质出版 社,2001.
- [5]张茂省,朱立峰,胡伟,等.灌溉引起的地质环境变化与黄土地质灾 害——以甘肃黑方台灌区为例[M].北京:科学出版社,2016.
- [6] 李广,张明礼,叶伟林,等.甘肃黑方台坡面冻融特征及冻结滞水效 应分析[J].干旱区资源与环境,2021,35(6):117-122.
- [7] Zhang M S, Liu J. Controlling factors of loess landslides in western China[J].Environmental Earth Science, 2010, 59: 1671–1680.
- [8] 吴玮江, 宿星, 冯乐涛, 等. 甘肃黑方台滑坡类型与活动特征研 究[J].冰川冻土, 2019, 41(6): 1483-1495.
- [9]朱赛楠,殷跃平,王文沛,等.新疆伊犁河谷黄土滑坡冻融失稳机理 研究[J].地球学报,2019,40(2): 339-349.
- [10] 叶万军,杨更社,彭建兵,等.冻融循环导致洛川黄土边坡剥落病 害产生机制的实验研究[J].岩石力学与工程学报,2012,31(1): 199-205.
- [11] 吴玮江.季节性冻融作用于斜坡整体变形破坏[J].中国地质灾害 与防治学报,1996(4):59-64.
- [12] 吴玮江.季节性冻结滞水促滑效应——滑坡发育的一种因素[J].冰川冻土,1997,19(4): 359-365.
- [13] 叶伟林,康丽娟,安亚鹏,等.甘肃永靖焦家村上庄 2 · 28 滑坡特 点及成因分析[J].兰州大学学报(自然科学版).2021,57(3):369-375,381.

- [14] 王念秦,罗东海.黄土斜(边)坡表层冻结效应及其稳定响应[J].工 程地质学报,2010,18(5):760-765.
- [15] 朱立峰.黑方台滑坡群控制因素与外动力条件分析[J].西北地 质,2019,52(3):217-22
- [16] 程鹏,杨海军,张亚卿,等.黄土地区季节性冻融触发滑坡的机理 分析[J].中外公路,2017,37(1):6-9.
- [17] 黄文强.冻融循环作用下黄土边坡的浅层滑动探讨[J].科学技术 与工程,2022,22(4):1558-1565
- [18] 张茂省,程秀娟,董英,等.冻结滞水效应及其促滑机理——以甘

肃黑方台地区为例[J].地质通报,2013,32(6):24-32.

- [19] 董晓宏, 张爱军, 等. 反复冻融下黄土抗剪强度劣化的实验研究[J].冰川冻土,2010,32(4):767-772.
- [20] 李守定, 乔华, 马世伟, 等. 基于温度-降雨双参数的新疆地质灾害 预警模型[J].水利水电技术, 2021, 52(11): 207-218.
- [21] 曾磊,赵贵章,胡炜,等.冻融条件下浅层黄土中温度与水分的空间变化相关性[J].地质通报,2015,34(11):2123-2131.
- [22] 曾磊,赵贵章.季节性冻融过程黄土斜坡地下水响应[J].地质通报,2022,41(7):1300-1307.

《地质通报》第41卷第9期要目预告

广西扶绥那派盆地早白垩世棘龙类牙齿化石新材料
应用 ICP-MS 研究句容地区五峰组-高家边组泥页岩稀土元素特征及沉积环境 李建青等
松嫩平原东部典型黑土剖面孢粉组合及其时代和古气候意义 宋运红等
丘陵山区多目标区域地球化学调查不同成因表层土壤代表性研究——以浙江绍兴地区为例
新疆井井子沟剖面上古生界地层与沉积相特征
阿尔泰造山带北段晚三叠世早期岩浆作用成因及构造意义
新疆北部阿尔泰山西段友谊峰一带喀纳斯群碎屑岩锆石 U-Ub 年龄分布特征及其地质意义
藏南古堆地区基性岩锆石 U-Pb 定年、地球化学特征及其构造意义
鄂尔多斯盆地东北部下侏罗统富县组底部石英砂岩成因与物源 计波等
内蒙古布林庙晚石炭世碱长花岗岩的发现及地质意义
云南梨园—拉柏乡一带基性火山岩特征及归属
胶莱盆地东北缘西涝口金矿煌斑岩脉岩石地球化学、锆石 U-Pb 年龄及地质意义
青海治多县当江铜多金属矿床成因、成矿时代及大地构造背景 时超等
大兴安岭中南段昌图锡力银铅锌锰矿床中矿石矿物的矿物学特征及地质意义 何鵰等
大兴安岭北段下嘎来奥伊铅锌矿地质、物化探特征及找矿方向
安徽大别山区温泉的水化学与同位素特征及成因
廊坊南部地区地热水化学特征及成因机制
陕西咸阳地热井新近纪岩心中的长短沟蜷 Semisulcospira elegans 化石简记李永项等