

# 黄土斜(边)坡表层冻结效应及其稳定响应\*

王念秦 罗东海

(西安科技大学地质与环境学院 西安 710054)

**摘要** 中国黄土分布于季节性冻土区,年复一年的冻融作用对具有特殊结构黄土斜(边)坡的稳定性有很大影响,促发了大量黄土斜(边)坡灾害,制约着地区经济发展。深入研究冻融作用机理,对减轻黄土斜(边)坡灾害有重要的理论和现实意义。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及实例验证分析等方法、手段,揭示边坡表层土体冻结过程、坡体内地下水集聚过程,探讨黄土斜(边)坡表层冻结效应及其稳定响应。结果是:(1)表层冻结作用由表及里进行,大约在冻结3个月后达到当地最大冻深;(2)以简化的地下水聚集模型分析,推导得到坡体内地下水浸润线方程;(3)冻结滞水作用可使黄土斜(边)坡稳定性降低约25%。

**关键词** 黄土斜(边)坡 冻结效应 地下水聚集 浸润线 稳定响应

中图分类号:P642.22 文献标识码:A

## FREEZING EFFECT ON LOESS SLOPE AND ITS STABILITY RESPONSE

WANG Nianqin LUO Donghai

(College of Geology and Environment, Xi'an University of Science and Technology, Xi'an 710054)

**Abstract** Loess in China is distributed in the seasonal frozen soil area. Effect of freezing-thawing has greatly influenced on the stability of loess slopes, which has resulted a large number of loess hazards. Study on freezing-thawing mechanism has some important theoretical and practical significance to reduce loess slope hazards. This paper presents the characters of both loess slope and freezing-thawing. It uses a numerical simulation of the surface freezing temperature. It makes an analysis of groundwater accumulation model before and after freeze. It reveals the freezing process on surface soil of loess slope and water accumulation. It discusses the freezing effect on slope surface and response on stability. The results are a) the freezing effect begins from the surface to the inner, reaches maximum depth about 3 months after the freezing; b) analysis of the simple groundwater accumulation model and derivation of the equation of groundwater saturation line; c) the stability of loess slope can be reduced about 25% by the effect of freezing-thawing.

**Key words** Loess slope, Effect of freezing, Groundwater accumulation, Saturation line, Stability response

\* 收稿日期: 2010-05-05; 收到修改稿日期: 2010-06-28.

基金项目: 国家自然科学基金项目(40972174) 教育部科学技术研究重点项目(208145); 铁三院地路处科研(科研06-2).

第一作者简介: 王念秦, 主要从事岩土体稳定与地质灾害防治方面的研究、教学工作. Email: younglock@163.com

## 1 引言

黄土斜(边)坡冻融灾害,如冻融泥流、冻融滑坡等,已经成为黄土地区城镇化进程中不容忽视的工程地质问题,因对其研究具有重要的社会意义和经济价值而受到广泛重视。黄土斜(边)坡冻融破坏机理方面已有一些文献报道,国外,前苏联的 E. П. 叶米里扬诺娃<sup>[1]</sup>指出了冻融泥流现象;英国的 C. Harris<sup>[2]</sup>利用模型试验研究冻土层从缓慢的冰冻层土转化为快速融化泥流的机理;McRoberts 和 Morgenstern<sup>[3]</sup>将泥流分为泥流、表皮泥流、双态泥流、双重逆向泥流四类。国内,郭东信等<sup>[4]</sup>研究了青藏公路风火山娅口盆地融冻泥流阶地。而对冻融作用影响斜坡稳定的研究甚少<sup>[5-6]</sup>。

考虑黄土斜(边)坡特有坡体结构,非冻结期,因表层黄土垂直节理发育,易于形成地下水集中下渗,但斜(边)坡有稳定的地下水排泄通道,斜(边)坡稳定性尚好;而冻结期,表层土体发生冻结,阻碍了坡表径流下渗,同时也堵塞了原本稳定的地下水排泄通道,坡外山体地下水又源源不断补给坡体,造成地下水在冻结期大量富集;至融化期,冻结层从外界大气和深部坡体吸收热量,此时,“双向融化作用”加速冻结层解冻,富集于斜(边)坡体内的大量地下水在降低隔水层土体强度的同时,还会产生巨大动水压力而影响斜坡稳定。这里采用有限元软件模拟黄土斜坡温度场,探讨冻结效应对黄土斜坡的稳定影响,运用水文学原理,建立冻结前后地下水运移模型,推导地下水浸润线方程;并以典型黄土滑坡为例,剖析冻结效应在黄土滑坡融化前后的稳定响应。以期揭示冻融作用效应机理,探索黄土斜(边)坡稳定响应机制。

## 2 黄土斜坡表层冻结温度场模拟

### 2.1 边界条件讨论

求解冻融期边坡非稳态温度场的控制方程,必须确定边坡土体参数及边界条件。这些边界条件包括热辐射、热传导及热对流等,是时间、边坡坡向、几何形态的函数。

I类边界条件:指温度场边界表面上各点的温度随时间规律变化。若给定研究区域上的温度值或温度函数,则有:

$$T = \text{const} \text{ 或 } T = f(x, y, t) \quad (1)$$

式中, $T$ 为温度, $f$ 为已知函数, $x$ 、 $y$ 分别为横、纵坐标, $t$ 为时间。

II类边界条件:指温度场边界表面上各点的热流密度随时间的规律变化。若给定研究区域上的热流密度值或热流密度函数,则有:

$$q_h = \text{const} \text{ 或 } q_h = -\lambda \frac{\partial T_s}{\partial n} = q_h(x, y, t) \quad (2)$$

式中, $q_h$ 为热流密度,取零值为绝热边界, $\lambda$ 为常数, $T_s$ 为温度, $n$ 为边界的外法线方向, $x$ 、 $y$ 分别为横、纵坐标, $t$ 为时间。

III类边界条件:具有温度差的流体内部,或者流体与固体的交界处,存在着对流换热。这时:

$$q_h = -\lambda \frac{\partial T_s}{\partial n} = K_r(T_s - T_f) \quad (3)$$

式中, $q_h$ 为热流密度, $\lambda$ 为常数, $T_s$ 为温度, $n$ 为边界的外法线方向, $T_s$ 、 $T_f$ 分别为边界上固体和流体的温度, $K_r$ 为热交换系数。

### 2.2 模型及其边界条件确定

建立二维黄土斜(边)坡模型(图1)地表为I类边界,温度或温度函数已知;左右两侧为II类边界,热流密度为零;底边为III类边界,热流密度取当地的大地热流值 $0.042\text{W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{C}^{-1}$ <sup>[7]</sup>。

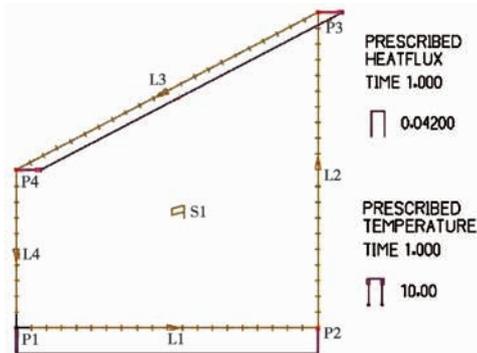


图1 黄土斜(边)坡模型

Fig.1 Model of loess slope

### 2.3 参数选取

实验模型为黄土斜(边)坡,组成材料的部分基本参数由试验和相关文献给出(表1)。

部分热力学参数可以由下列方式给出:

a. 热传导率( $k$ )

冻土  $k_f = 1.882$ ; 未冻土  $k_u = 1.316$

b. 相变潜热( $L$ )

土的相变潜热按下式进行计算:

表1 斜(边)坡材料冻结、融化温度及相关参数表

Table 1 Freezing and Melting Temperature of slope material and related parameters

土名	含水量 /(%)	干密度 /kg·m <sup>-3</sup>	冻融循环 /次	冻结温度 /℃	融化温度 /℃	Stefan-Boltzmann 常数 W/m <sup>2</sup> K <sup>4</sup>	变形模量 /MPa	泊松比	热膨胀系数
兰州黄土	11.09	14.00	1.00	-1.84	-0.96	5.669×10 <sup>-8</sup>	53	0.2	7.0×10 <sup>-6</sup>

$$L = 80 \times r_d \times (w - w_u) \quad (4)$$

式中,  $w$  为天然含水量; 为未冻土含水量;  $r_d$  为干密度(kg·m<sup>-3</sup>)。

每种土的未冻土含量与土的总含水量无关, 主要受土的负温值控制。Tice 等<sup>[8]</sup>测定了兰州九洲台剖面黄土未冻土含水量的数据( $w_u$ , 5%~30%,  $T$ , -1.5℃~5.5℃), 得到未冻黄土含量与冻结温度回归方程:

$$W_u = 30.21 | T |^{-0.91} \quad (5)$$

式中,  $T$  为黄土冻结温度。模拟黄土冻结温度取-1.84℃。

#### c. 对流系数( $h$ )

对流和换热由自然对流和强迫对流两部分组成。计算对流换热系数公式如下:

$$h = 5.0 + 3.6V \quad (6)$$

自然对流项取 5.0, 强迫对流项取为风速  $V$  的 3.6 倍, 风速单位 m/s, 对流换热系数的单位为 kcal·(m<sup>2</sup>h·℃)<sup>-1</sup>, 本试验风速  $V = 3\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ , 可求得  $h = 15.8\text{kcal} \cdot (\text{m}^2\text{h} \cdot \text{℃})^{-1}$ 。

#### d. 辐射系数( $\varepsilon$ )

根据王铁行等<sup>[9]</sup>对温度场中辐射系数的研究, 辐射系数按表 2 取值。

表2 辐射系数表

Table 2 Table of radiation coefficient

时间/月·日	坡率	阳坡	阴坡
6/22	1:1.5	0.83	0.83
7/22; 5/22	1:1.5	0.87	0.80
9/22; 3/22	1:1.5	1.21	0.45
1/22; 11/22	1:1.5	1.69	0.03
12/22	1:1.5	1.83	0

#### e. 导热系数( $\lambda$ )和比热容( $C$ )

傅立叶对各向同性物体的导热现象进行了大量试验研究, 确定热流密度与温度梯度之间的关系:

$$q = \frac{Q}{A} = -\lambda \frac{\partial t}{\partial x} \quad (7)$$

式中,  $q$  为热流密度(W·m<sup>-2</sup>);  $Q$  为单位时间导热量(W);  $A$  为垂直于样品热方向的横截面积(m<sup>2</sup>);  $\lambda$  为导热系数;  $\partial t/\partial x$  为温度梯度。

采用王铁行等<sup>[10]</sup>计算导热系数和比热容的方法:

$$\lambda = (4.17w^2 + 1504)10^{0.25\gamma_d-3.9};$$

$$C = \gamma_d(1.27 + 0.021w)10^3 \quad (8)$$

在含水量一定的情况下, 导热系数和比热容随密度增大而增大; 在密度相同的情况下, 导热系数和比热容亦随含水量的增大而增大。进一步对实测结果进行回归分析, 得到根据土体含水量、密度确定导热系数和比热容的关系式。比较黄土导热系数和比热容随含水量、密度的变化, 可以发现, 相对于随密度的变化, 黄土导热系数和比热容随含水量的变化尤为显著, 含水量变化可以引起热参数较大的变化。

根据表 2, 可求出兰州黄土导热系数为:

$$\lambda = 0.4239W \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{℃};$$

$$C = 1781.26\text{kJ} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{K} \quad (9)$$

#### f. 热流量( $q$ )

根据 ADINA-T 中关于温度场的计算程序对热流量的定义有:

$$q = \frac{\lambda}{\delta}(\theta_2 - \theta_1) \quad (10)$$

式中,  $q$  为单位时间通过单位面积的热流量(W·m<sup>-2</sup>);  $\lambda$  为导热系数(W·m<sup>-1</sup>·℃<sup>-1</sup>);  $\delta$  为土层厚度(m);  $\theta_2$  为底面温度(℃);  $\theta_1$  为顶面温度(℃)。

## 2.4 模拟结果分析

土的冻结过程实际上是土中水冻结成冰的过程。一般来说, 水的凝固点为 0℃, 但受结晶热等因素影响, 土冻结温度一般低于 0℃, 兰州黄土取冻结温度取-1.84℃, 为了在云图中更加直观表现冻结情况, 将白色定义为冻结温度。虽然土冻结温度低于 0℃, 但在 0℃时冻结过程已经开始。模拟结果见图 2~5。

由图可知, 当外界温度为 0℃时, 坡体温度场由坡表到坡内, 温度基本逐渐增加, 但到一定深度后, 温度变化不明显; 冻结时间 1 个月, 外界温度为-10℃时, 冻深约为 0.95m; 当冻结时间 2 个月, 外界温度为-15℃, 冻深约为 1.15m; 当冻结时间 3 个月, 外界温度为-20℃, 达到最低温度, 冻深约为

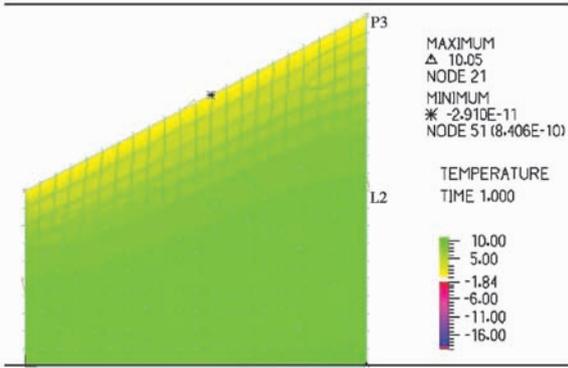


图2 刚开始冻结时的坡体温度场

Fig. 2 Temperature field of slope when start to freeze

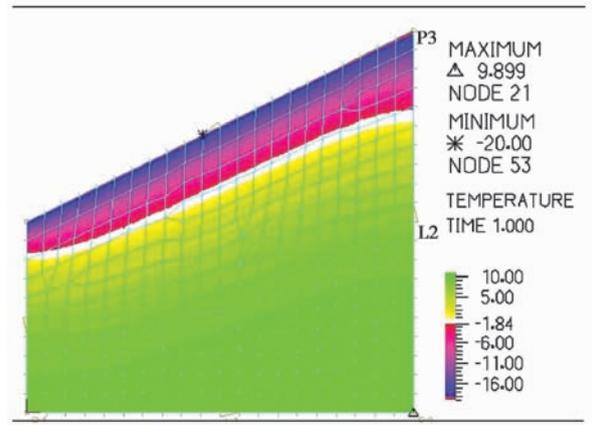


图5 冻结3个月时的坡体温度场

Fig. 5 Temperature field of slope when freeze 3 months

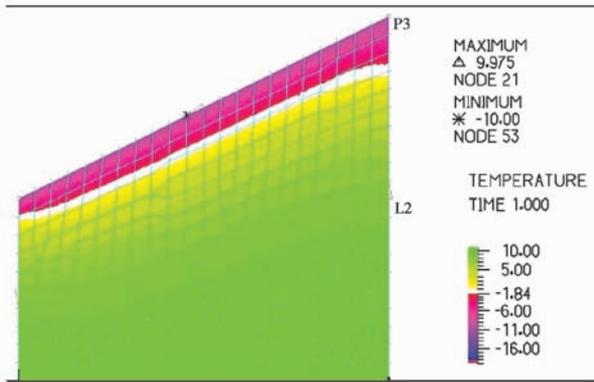


图3 冻结1个月时的坡体温度场

Fig. 3 Temperature field of slope when freeze 1 month

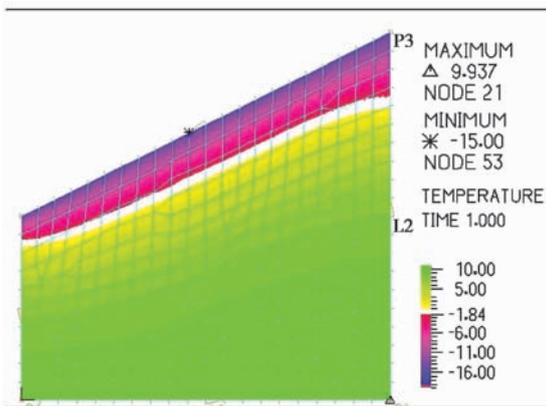


图4 冻结2个月时的坡体温度场

Fig. 4 Temperature field of slope when freeze 2 months

1. 35m,达到最大冻深,与理论推导和实测最大冻结深度比较吻合。

### 3 冻结作用及坡体地下水聚集

冻结作用改变了斜(边)坡区坡面地表水的作用和坡体内地下水的作用特点,尤其是对于干旱贫水

的黄土地区,地下水位的变化对斜(边)坡稳定性影响明显,这里,采用水文学原理,建立冻结前后斜(边)坡地下水运移模型,以期揭示冻结期地下水对斜(边)坡的影响。

#### 3.1 冻结前斜(边)坡地下水运移模型

该问题属恒定渐变渗流问题,关键在于求得浸润线,亦即求取重力水自由表面。

##### 3.1.1 计算条件假定

①忽略流速的垂直分量,即,在垂直剖面内任一点的流动都是水平的;②同一过水断面上各点的测压管水头相等、水力坡度相等,渗流速度相等,不同过水断面的水力坡度和渗流速度不相等;③水面坡度较小,可用铅垂断面代替过水断面。

##### 3.1.2 模型边界条件假定

建立图6斜坡地下水运移模型,坡体为黄土、基岩双层结构,假定:①基岩为不透水边界;②冻结期地表无降雨入渗补给;坡脚泉眼无排泄;③冻结期地下水增量主要通过坡体内远方地下水补给。

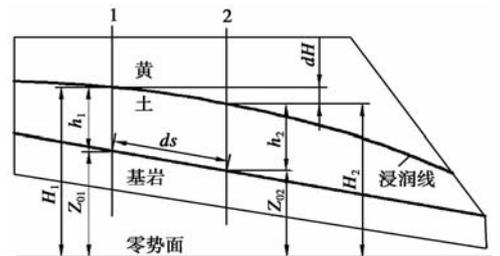


图6 斜坡模型

Fig. 6 Model of slope

##### 3.1.3 模型推导(浸润线方程推导)

如图6,为了便于公式推导,假定模型宽度为

1m, 两断面 1-1、2-2 断面沿底坡距离为  $ds$ 。

$$H = Z + \frac{p}{r} = h + Z_0 \Rightarrow \frac{dH}{ds} =$$

$$\frac{d}{ds}(h + Z_0) = \frac{dh}{ds} + \frac{dZ_0}{ds}$$

$$i = \frac{Z_{01} - Z_{02}}{ds} = -\frac{dZ_0}{ds} \Rightarrow \frac{dH}{ds} = \frac{dh}{ds} - i$$

据 Dupuit 公式得

$$v = \frac{Q}{A} = -k \frac{dH}{ds} = -k \left( \frac{dh}{ds} - i \right) \Rightarrow q = hk \left( i - \frac{dh}{ds} \right)$$

$$\text{let: } q = kh_0 i \Rightarrow kh_0 i = hk \left( i - \frac{dh}{ds} \right) \Rightarrow \frac{dh}{ds} = i \left( 1 - \frac{h_0}{h} \right)$$

$$\text{let: } \eta = \frac{h}{h_0}$$

$$\Rightarrow \frac{id\eta}{\eta} = d\eta + \frac{d\eta}{\eta - 1}$$

将上式对 1-2 断面积分, 即可得出 1-2 断面间的浸润线方程:

$$\frac{il}{h_0} = \eta_2 - \eta_1 + \ln \frac{\eta_2 - 1}{\eta_1 - 1} = \eta_2 - \eta_1 +$$

$$2.3 \lg \frac{\eta_2 - 1}{\eta_1 - 1} \quad (11)$$

式中:  $H$  为过水断面测压管水头;  $Z_0$  为过水断面与接触面交界点水头;  $P$  为过水断面压强;  $r$  为水容重,  $h$  为某断面处水深;  $ds$  为两断面沿接触面方向距离;  $i$  为接触面(滑动面)坡降;  $v$  为过水断面流速;  $k$  为渗透系数;  $Q$  为过水断面流量;  $q$  为单宽渗流流量;  $A$  为过水断面面积;  $h_0$  为平均水深, 按均匀渗流计算;  $l$  为模型沿接触面(滑动面)坡降方向的距离(基岩倾向方向)。

若已知某断面水深, 即可得出距离其为  $l$  处断面水深, 考虑边界条件, 即可得到全断面浸润线。

### 3.2 冻结后斜(边)坡地下水运移模型

冻结后, 斜(边)坡表层形成一冻结层, 泉口被冻结, 地下水在冻结期源源不断补给滑坡体, 最终在前缘富集(图 7)。按泉水一般流量  $0.1 \text{ L} \cdot \text{s}^{-1}$ , 冻结断流期为 3 个月计算, 可计算出富集泉水流量, 同时富集处地下水位应近似水平, 可得出富集后前缘地下水水位, 结合冻结前浸润线, 进而可得出冻结后地下水新浸润线。

## 4 黄土斜(边)坡稳定响应分析

以甘肃省会宁县太平乡 312 国道 K1968 典型黄

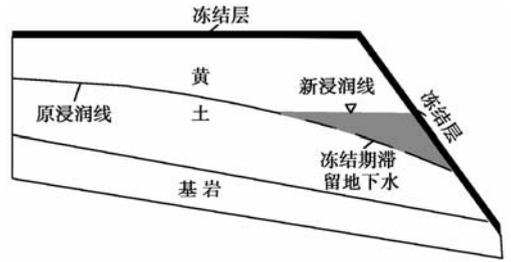


图 7 冻结后斜坡地下水运移模型

Fig. 7 Groundwater accumulation model of slope after freezing

土滑坡为例。该滑坡前部有 3 处泉水出露点, 总平均流量  $0.3 \text{ L} \cdot \text{s}^{-1}$ , 按平均冻结断流期为 3 个月计算, 可计算出冻结期内可富集的泉水流量为  $2400 \text{ m}^3$ 。采用内力传递法计算其坡表冻结层融化前、融化后的稳定系数, 计算参数取值及计算公式略。

### 4.1 融化前、后滑坡稳定性

冬季冻结, 到春季融化这一阶段, 滑坡前部地表冻结, 似增加了一挡墙, 可忽略坡体内地下水富集降低滑动带土体强度对滑坡的影响, 计算得滑坡稳定系数  $k_1 = 1.362$ 。

春融时, 滑坡前部地表冻结层消失, 挡墙消失, 而滑带土体强度在饱水情况下降低, 计算得滑坡稳定性  $k_2 = 1.022$ 。

计算断面如图 8、9 所示。

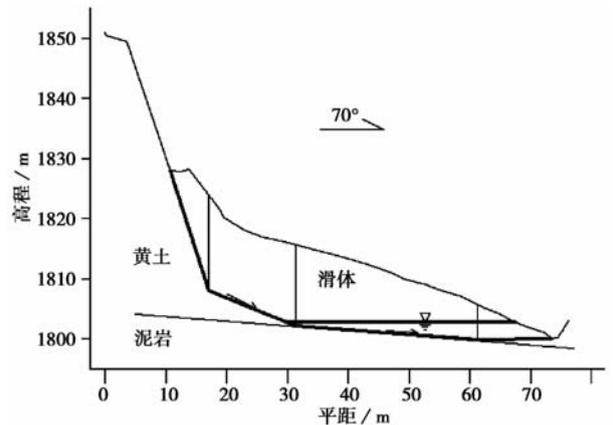


图 8 冻结层融化前滑坡稳定性计算断面

Fig. 8 Stability calculation section of landslide before melting

### 4.2 稳定性分析

上述计算结果表明, 一次冻融作用, 滑坡稳定系数降低 25%。分析认为, 在融化期, 地下水排泄出口解冻, 地下水会大量排出而产生较大动水压力, 而滑带强度并不能随地下水的大量排出而立刻提高,

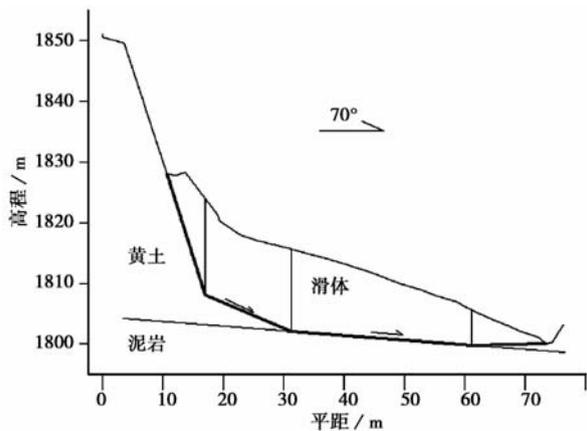


图9 冻结层融化后滑坡计算断面

Fig. 9 Stability calculation section of landslide after melting

而极有可能在融化期滑坡失稳;若该滑坡处于剧滑阶段,一次冻融作用极有可能诱发滑坡灾害;若处于蠕滑阶段,经一次冻融作用,对滑坡稳定影响较小,但经循环冻融作用,滑坡必然变形加剧,最终在某次冻融作用下诱发滑坡灾害。

## 5 结论

(1)因冬季的冻结作用在包气带冻土层内产生冻结势,使冻层产生很强的吸附、凝聚水分能力,使包气带水、潜水、上层滞水和大气水分以液态或气态向冻土层运移富集,形成季节性固态地下水这一现象称为冻结滞水作用,并形成冻结层。

(2)采用有限元方法模拟黄土斜(边)坡在冻结期的温度场,结果显示,当冻结时间3个月时,外界温度为 $-20^{\circ}\text{C}$ ,达到最低温度,冻深约为1.35m,达到最大冻深,与理论推导和实测的最大冻结深度比较吻合。

(3)冻结层的形成,使斜坡地下水出口被堵,而斜坡外山体地下水继续源源不断补给坡体,造成坡内地下水位上升;采用水文学原理建立斜(边)坡地下水运移模型,推导斜(边)坡区地下水在冻结期滞润线方程,并分析了冻结末期地下水位分布情况。

(4)实例定量分析了黄土滑坡受冻结作用的稳定性响应,结果表明:在为期3个月的冻结期,坡体可富集的泉水流量为 $2400\text{m}^3$ ,冻结滞水作用使黄土滑坡稳定性下降约25%。

## 参 考 文 献

- [1] E·П·叶米里扬诺娃. 滑坡作用的基本规律[M]. 铁道部科学研究院西北所译. 重庆: 重庆出版社, 1986.  
E·П·Ye Mirjan Nova. Basic Law of Landslide Role. Translated by the Northwest Institute of Ministry of Railways. Chongqing: Chongqing Publishing House, 1986.
- [2] 殷坤龙, 韩再生, 李志中. 国际滑坡研究新进展[J]. 水文地质工程地质, 2000, 27(5): 1~3.  
Yin Kunlong, Han Zaisheng, Li Zhizhong. Progress of research on international landslide. Hydrogeology and Engineering Geology, 2000, 27(5): 1~3.
- [3] Mc Roberts E C, Morgenstern N R. The stability of thawing slopes [J]. Can. Geotech, 1974, (11): 447~469.
- [4] 郭东信等. 青藏公路风火山垭口盆地融冻泥流阶地的初步研究[J]. 冰川冻土, 1993, 15(1): 58~62.  
Guo Dongxing et al. Preliminary study on thawing mud terraces in Fenghuoshan Ya Mouth basin, Qinghai-Tibet Highway. Journal of Glaciology and Geocryology, 1993, 15(1): 58~62.
- [5] 王念秦, 姚勇. 季节冻土区冻融黄土滑坡基本特征与机理[J]. 防灾减灾工程学报, 2008, 28(2): 163~166.  
Wang Nianqin, Yao Yong. Characteristics and mechanism of landslides in loess during freezing and thawing periods in seasonally frozen ground regions. Journal of Disaster Prevention and Mitigation Engineering, 2008, 28(2): 163~166.
- [6] 王念秦, 姚勇. 1m地温在滑坡地下水分布调查中的应用[J]. 中国水土保持, 2008, (8): 39~41.  
Wang Nianqin, Yao Yong. Application of 1 m temperature in the landslide ground water. Soil and Water Conservation, 2008, (8): 39~41.
- [7] 陈玉超. 冻融环境下岩土边坡稳定性研究初探[D]. 西安: 西安科技大学, 2004.  
Chen Yuchao. Preliminary Study on Rock and Soil Slope Stability under the Freezing-thawing Condition. Xi'an: Xi'an University of Science and Technology, 2004.
- [8] 邱国庆, 王雅卿, 曾凯文等. 兰州地区黄土的冻结温度[J]. 冰川冻土, 1990, 12(2): 106~115.  
Qiu Guoqing, Wang Yaqing, Zeng Kaiwen et al. Lanzhou loess freezing temperature. Journal of Glaciology and Geocryology, 1990, 12(2): 106~115.
- [9] 王铁行, 刘自成, 岳彩坤. 模拟气候因素黄土高原路基地表温度数值分析[J]. 路基工程, 2008, 1, 1~2.  
Wang Tiehang, Liu Zicheng, Yue Caikun. Simulated climate numerical analysis of the Loess Plateau subgrade surface temperature. Subgrade Engineering, 2008, 1, 1~2.
- [10] 王铁行, 刘自成, 卢靖. 黄土导热系数和比热容试验研究[J]. 岩土力学, 2008, 28(4): 654~658.  
Wang Tiehang, Liu Zicheng, Lu Jing. Loess thermal conductivity and specific heat experimental study. Rock and Soil Mechanics, 2008, 28(4): 654~658.