

降雨条件下多层土坡入渗机理与稳定性分析

孙子涵, 王述红, 杨天娇, 刘欢

(东北大学资源与土木工程学院, 辽宁沈阳 110819)

摘 要: 基于 VG (Van Genuchten) 模型多层土含水率方程, 建立了考虑边坡倾角的含水率与基质吸力控制方程, 提出了土层间渗透系数比不同的情况下多层土坡入渗深度计算方法. 通过在 Geo-Studio 软件中的 Seep/w 板块建立多层土的一维和二维模型, 分析雨水入渗过程中土层交界面处饱和滞水区形成过程及不同降雨条件下多层土坡稳定性变化规律, 并验证本文计算方法的正确性. 结果表明: 多层土坡降雨过程中, 土层交界面处体积含水率、孔隙水压力变化范围较大, 对于各层渗透性不同的多层土坡, 在同一降雨强度下, 渗透系数比越大, 则交界面处滞水向下消散的速率折减得越多, 交界面处孔隙水压力变化范围越大; 多层土坡在交界面处出现饱和滞水区后孔隙水压力急增, 导致土抗剪强度骤降, 进而引发土坡稳定性系数大范围下滑. 上述结论为降雨边坡预警工作提供参考依据.

关 键 词: 降雨入渗; 孔隙水压力; 饱和滞水区; 多土层边坡; 稳定性

中图分类号: X 43

文献标志码: A

文章编号: 1005-3026(2020)08-1201-08

Infiltration Mechanism and Stability Analysis of Multilayer Soil Slope Under Rainfall Conditions

SUN Zi-han, WANG Shu-hong, YANG Tian-jiao, LIU Huan

(School of Resources & Civil Engineering, Northeastern University, Shenyang 110819, China. Corresponding author: WANG Shu-hong, E-mail: shwangneu@126.com)

Abstract: Based on the multilayer soil water content equation of VG (Van-Genuchten) model, the governing equation of water content and matrix suction is established, with the slope inclination angle taken into account, and the calculation method of infiltration depth of multilayer soil slope with different permeability coefficient ratios between layers is proposed. One-dimensional and two-dimensional models of multilayer soil are established by Seep/w plate in Geo-Studio software to analyze the formation of saturated stagnant water zone at soil interface during rainfall infiltration and the variation characteristics of multilayer soil slope stability under different rainfall conditions. The correctness of the calculation method is verified. The results show that the volume water content and pore water pressure at the interface of multilayer soil slope change greatly during rainfall. For multilayer soil slope with different permeability of each layer, the larger the ratio of permeability coefficients is, the more the rate of downward dissipation of stagnant water at the interface decreases, the larger the range of pore water pressure at the interface is. The pore water pressure increases sharply after the saturated stagnant water area forms, which leads to the sudden decrease of shear strength of soil and the large-scale reduction of stability coefficient of soil slope. The conclusions provide a reference for the early warning of soil slope under rainfall conditions.

Key words: rainfall infiltration; pore water pressure; saturated stagnant zone; multilayer slope; stability

由降雨与地下水渗流作用^[1-3]所导致的边坡失稳问题长期以来都是引发边坡滑坡灾害的重要因素之一^[4]. 目前岩土界普遍认为降雨入渗是导致土质边坡失稳的一个重要原因^[5]. 早在 1993 年, Fredlund 等^[6]提出的非饱和土抗剪强度理论认为, 降雨引发的土体内基质吸力降低与饱和度升高削弱了土体自身抗剪强度, 从而使边坡稳定性系数产生大范围波动^[7]; 此结论引发国内外学者对于由土体内体积含水率分布发生变化进而影响土体自身稳定性问题的深入研究. Oh 等^[8]分析不同工况下土体的土水特征曲线变化, 指出土体内基质吸力与体积含水率关系的变化对非饱和土质边坡稳定性影响较大. 刘杰等^[9]认为不同土质在不同表面基质吸力条件下, 降雨入渗深度差异明显, 不同土体同等条件下入渗深度不同, 并得出了土质边坡由于降雨作用形成暂态饱和区的现象多产生于黏土、粉质黏土、粉砂三种土体中的结论. Kim 等^[10]的研究考虑多种边坡地形变化条件下坡体渗流对浅层滑坡的影响, 得出在同一降雨条件下坡体稳定性随坡体倾角增大而降低的结论, 并结合人工降雨试验以边坡工程实例进行了验证.

上述研究大多是关于均质土坡渗流过程及其稳定性的分析^[11], 而少有针对多层土坡降雨条件下渗流机理与失稳破坏原因的分析.

王述红等^[12]在针对多层土质边坡入渗的水流方向演变机理的研究中发现, 降雨入渗过程中上坡向上水流与垂直水流率先在土层交界面处产生, 由于上下两层土体渗透系数不同, 即土层间存在渗透系数比(上部土层与下部土层渗透系数之比), 且层间渗透系数比越大, 水流流速越大, 故在上下两土层中部交界面处雨水入渗速率发生改变, 导致滞水现象的产生. 李龙起等^[13]在对含软弱夹层顺层岩质边坡降雨入渗模型的试验中揭示了降雨入渗对含软弱夹层边坡稳定性影响, 表示降雨导致的滑动面较易出现在夹层交界面处. 付宏渊、蒋中明等^[14-15]运用数值模拟方法分析了降雨过程中土坡内饱和区的形成对含不透水基岩的厚覆盖层边坡的软化影响及其对边坡稳定性的折减作用. 另外, 众多工程现场试验及数值模拟^[16]结果表明, 土质边坡失稳现象与降雨导致的土体内部含水率变化、雨水入渗深度相关联. 综上所述, 探究土层间渗透系数比不同的多层土坡在降雨入渗过程中, 孔隙水压和饱和度变化与土坡稳定性系数变化之间的关系很有必要.

鉴于此, 本文深度探究在多种降雨工况下多

层土质边坡坡体内部体积含水率与孔隙水压力分布变化规律, 量化雨水入渗深度, 旨在探究降雨导致的坡体内部土水特征曲线变化与滑坡失稳现象的关系及机理. 本文基于 VG (Van Genuchten) 模型多层土含水率方程, 对土层间渗透系数比不同的多层土体渗流过程建立一维、二维模型, 由对一维模型的分析延伸至二维模型, 探究土体渗流过程, 推导考虑边坡倾角的含水率与基质吸力控制方程, 并提出土层间渗透系数比不同的情况下多层土坡入渗深度计算方法, 综合探究降雨对多层土质边坡稳定性的影响.

1 多层土坡降雨入渗深度的理论方程

1.1 经典 Van Genuchten 饱和 - 非饱和渗流理论

分析浅层土质边坡在降雨且初始地下水位不同的情况下渗流场变化的问题时, 假设在渗流作用下土体入渗规律符合达西定律; 同时可将土坡中暂态饱和区下移最终导致地下水位变动的过程概括并简化为二维渗流问题, 采用二维有限元理论进行分析. 非饱和渗流控制方程为

$$\frac{\partial}{\partial x} \left[k_x(h_m) \frac{\partial h_m}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[k_z(h_m) \frac{\partial h_m}{\partial z} \right] = C(h_m) \frac{\partial h_m}{\partial t}. \quad (1)$$

式中: h_m 为基质吸力水头; k 为土体渗透系数; C 为土水特征函数曲线斜率; x, y, t 分别为水平、竖直方向, 以及时间.

本文采用被广泛认同的经典 VG 饱和 - 非饱和渗流模型描述土坡在渗流过程中体积含水率 θ_w 、渗透系数 k_w 、基质吸力 ψ 三者间的函数关系:

$$\theta_w - \theta_r = \frac{\theta_s - \theta_r}{[1 + (\frac{\psi}{a})^n]^m}, \quad (2)$$

$$k_w = k_s \frac{[1 - (a\psi^{(n-1)})(1 + (a\psi^n)^{-m})]^2}{1 + (a\psi^n)^{\frac{m}{2}}}. \quad (3)$$

式中: θ_r, θ_s 分别为土体残余含水率、饱和含水率; k_s 为土体饱和渗透系数; a, n 为曲线拟合形状参数; $m = 1 - 1/n$.

1.2 多层土坡土体基质吸力与含水率方程

设边坡基岩上部土体中任一点位置处基质吸力 ψ 与距地下水位线竖直距离 h 的关系式为 $\psi(h)$, 建立含基岩的多层土质边坡模型如图 1 所示.

图中 ψ_1, ψ_2 为不同土层交界面处基质吸力, ψ_3 为坡顶处基质吸力, 在初始条件下, 三者呈连续线性关系:

$$H\psi_1 = h_1\psi_3, \tag{4}$$

$$\psi_2 H = (h_1 + h_2)\psi_3. \tag{5}$$

土坡在渗流过程中体积含水率 θ_w 与基质吸力 ψ 间的函数关系式则化为

$$\theta_w - \theta_r = \frac{\theta_s - \theta_r}{[1 + (\frac{\psi(h)}{a})^n]^m}. \tag{6}$$

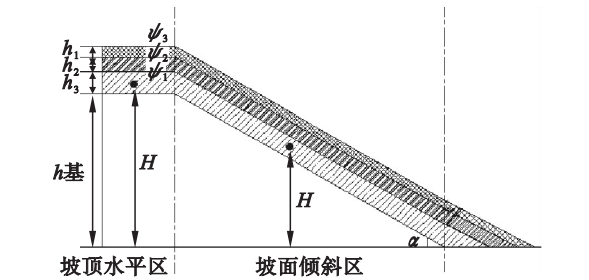


图 1 含基岩的多层土边坡模型

Fig. 1 Multilayer soil slope model with bedrock

在坡顶水平区域内,第一层内任一点处土坡内基质吸力关系式为

$$\psi(h) = \frac{\psi_1}{h_1}(h - h_{基}), \tag{7}$$

第二层土为

$$\psi(h) = \psi_1 + \frac{(\psi_2 - \psi_1)}{h_2}(h - h_1 - h_{基}), \tag{8}$$

第三层土为

$$\psi(h) = \psi_2 + \frac{(\psi_3 - \psi_2)}{h_3}(h - h_1 - h_2 - h_{基}). \tag{9}$$

坡面倾斜区域内,第一层内任一点处土坡内基质吸力关系式为

$$\psi(h) = \frac{\psi_1}{h_1}(h - h_{基})\cos\alpha, \tag{10}$$

第二层土为

$$\psi(h) = \psi_1\cos\alpha + \frac{(\psi_2 - \psi_1)}{h_2}(h - h_1 - h_{基})\cos\alpha, \tag{11}$$

第三层土为

$$\psi(h) = \psi_2\cos\alpha + \frac{(\psi_3 - \psi_2)}{h_3}(h - h_1 - h_2 - h_{基})\cos\alpha. \tag{12}$$

根据式(4)~式(6)可得土层中任意点含水率公式为

$$\theta_w(h) - \theta_{ri} = \frac{\theta_{si} - \theta_{ri}}{[1 + (\frac{h\psi_3}{H\alpha_i})^{ni}]^{mi}}, \tag{13}$$

$$(h_{i-1} \leq h \leq \sum_{i=1}^n h_i, h_0 = 0, i = 1, 2, 3)$$

式中, $i = 1, 2, 3$ 为土层数.

1.3 多层土坡模型渗流时间与深度关系方程

降雨入渗作用下,根据土体内部体积含水率的分布将土体内部部分成 4 部分,从坡体表面自上而下依次为:饱和区,过渡区,传导区,湿润区. 降雨入渗土体内部剖面图及体积含水率分布见图 2.

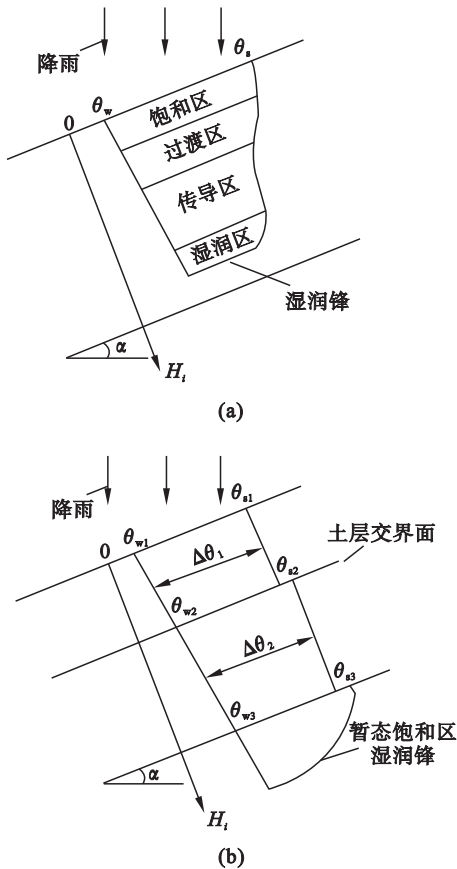


图 2 多层边坡降雨入渗深度与体积含水率分布示意图

Fig. 2 Diagram of infiltration depth and volume water content of multilayer slope

(a) — 土体剖面图; (b) — 体积含水率分布.

当降雨强度小于靠近坡面土体渗透系数时,土层 1 中渗透速率由降雨强度所控制,土层 1,2 夹层处出现暂态饱和区时间 t_1 可表示为

$$t_1 = \frac{\theta_{s1} - \theta_{w1}}{q\cos\alpha} \cdot h_1. \tag{14}$$

式中: θ_{s1} 为第一层土土体饱和含水率; θ_{w1} 为第一层土土体初始含水率; q 为降雨强度. 当土层 1 和土层 2 夹层处出现暂态饱和区滞水现象时,土层 2 中渗透速率为土层 2 土体自身渗透系数,下层土体渗透情况以此类推,故

$$t_2 = \frac{\theta_{s1} - \theta_{w1}}{q\cos\alpha} \cdot h_1 + \frac{\theta_{s2} - \theta_{w2}}{K_2\cos\alpha} \cdot h_2, \tag{15}$$

$$t_i = \frac{\theta_{s1} - \theta_{w1}}{q\cos\alpha} \cdot h_1 + \frac{\lambda_i \sum_{j=2}^i (\theta_{sj} - \theta_{wj}) h_j}{K_1\cos\alpha}. \tag{16}$$

(16)

其中 $\lambda_i = k_i/k_s$, 即第 1 层与第 i 层土体渗透系数比, 对应的各层土坡入渗深度可表示为

$$H_1 = \frac{q \cos \alpha}{\theta_{s1} - \theta_{w1}} \cdot t.$$

(17)

同样地,

$$H_2 = H_1 + \frac{K_2 \cos \alpha}{\theta_{s2} - \theta_{w2}} \cdot (t - t_1),$$

(18)

$$H_i = \frac{q \cos \alpha}{\theta_{s1} - \theta_{w1}} \cdot t_1 + \sum_2^i \frac{K_1 \cos \alpha}{\lambda_i (\theta_{si} - \theta_{wi})} \cdot (t - \sum_1^{i-1} t_i).$$

(19)

式中: θ_{si} 为第 i 层土土体饱和含水率; θ_{wi} 为第 i 层土土体初始含水率, 各土层 θ_{wi} 可根据式 (13) 确定. 当降雨强度大于靠近坡面的土坡渗透系数时, 则有

$$t_i = \frac{\lambda_i \sum_1^i (\theta_{si} - \theta_{wi}) h_i}{K_1 \cos \alpha},$$

(20)

表 1 土体渗透系数取值

Table 1 Values of soil permeability coefficients

序号	土层	θ_r	θ_s	a/m^{-1}	n	$k_s/(\text{m} \cdot \text{s}^{-1})$	$\gamma/(\text{kN} \cdot \text{m}^{-3})$	$c/(\text{kN} \cdot \text{m}^{-3})$	$\varphi/(^{\circ})$
1	粉砂	0.1	0.312	0.048	2.67	4.28×10^{-4}	17.8	11	23.3
2	黏土	0.2	0.48	0.008	1.12	1.2×10^{-6}	18.5	17	26
3	粉质黏土 1	0.165	0.403	0.012	1.23	5.75×10^{-6}	19	14	28.1
4	粉质黏土 2	0.13	0.57	0.0395	2.25	1.28×10^{-5}	20.3	11	25

注: γ 为土体天然重度, c 为黏聚力, φ 为内摩擦角.

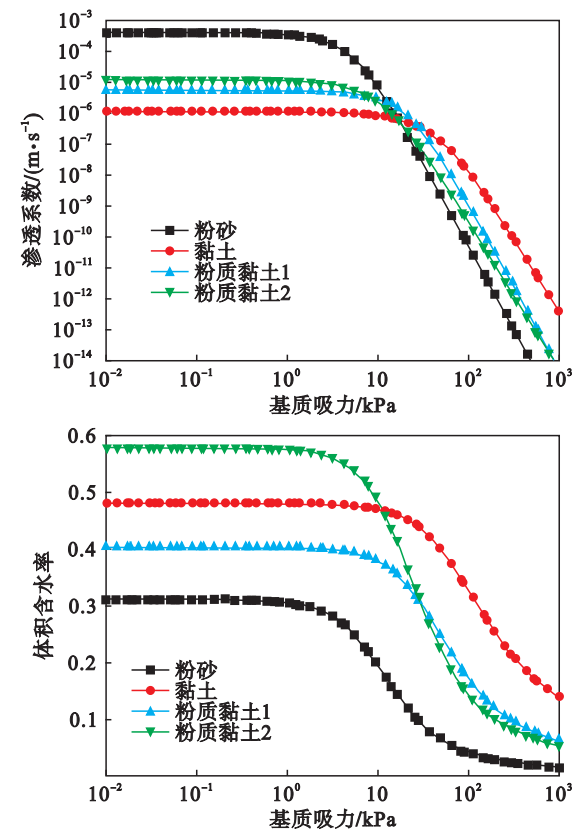


图 3 渗透系数、体积含水率与基质吸力关系曲线

Fig. 3 Relation curves of permeability coefficient, volume water content and matrix suction

2 多层土坡间暂态饱和区数值模拟

本章将由一维模型逐步延伸至二维模型, 从降雨后多层土坡的渗透作用、土层交界处暂态饱和区形成机理、降雨渗透作用下孔隙水压力场变化多方面探究多层边坡饱和-非饱和渗流过程. 经过大量原位测试及实验室重塑土试样数据分析处理, 本文中所应用的各土层土水特征参数及物理参数如表 1 所示; 渗透系数、体积含水率与基质吸力关系曲线如图 3 所示.

2.1 一维模型分析

建立如图 4 所示一维模型, 模型总体高度定义为 15 m; 其上部采用厚度为 6 m 的粉砂层, 下部为黏土层, 上下层厚比为 2:3.

本章模拟单向渗流过程, 模型初始条件设定为: 模型底部即高程为 0 m 处设定为零压力面, 两土层交界处初始孔隙水压力为 -90 kPa, 在截面 1 (图 4) 由下至上设置多个监测点, 以便观察模型在降雨时长为 2.5 h 内, 孔隙水压力及体积含水率的变化和中部土层交界面处暂态饱和区的形成情况.

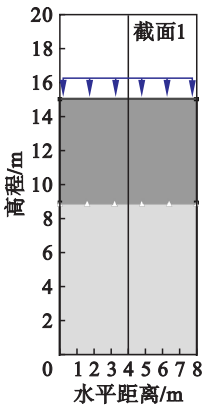


图 4 一维渗流模型

Fig. 4 One-dimensional seepage model

设置降雨强度 $5 \times 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 截面 1 处体积含水率随高程变化曲线如图 5a 所示: 降雨开始后, 上部土层土体含水率上升, 首先在粉砂层上表面形成暂态饱和区, 降雨至 1 h 后, 1 和 2 土层交界面处的土体体积含水率逐渐上升; 2.5 h 后土层交界面处达饱和含水率. 截面 1 处孔隙水压力随高程变化曲线如图 5b 所示: 随降雨时长的推移, 粉砂层上表面孔隙水压力首先迅速增大, 在整个降雨过程中, 1 土层和 2 土层交界面处孔隙水压力变化幅度较大; 降雨 1.5 h 后, 上部粉砂土体孔隙水压力达正值.

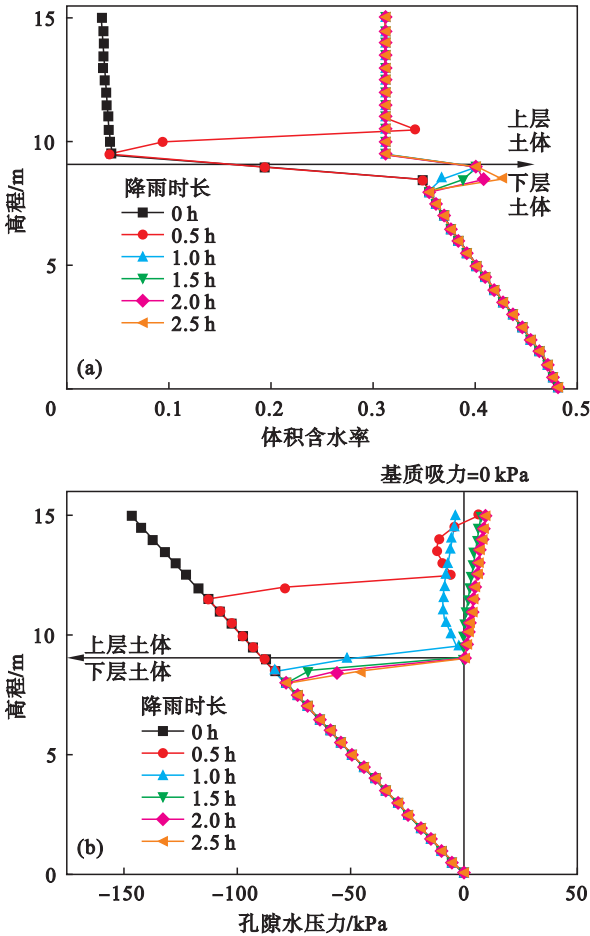


图 5 截面 1 处体积含水率和孔隙水压力随高程的变化
Fig. 5 Variation of volume water content and pore water pressure with elevation at section 1

出现这种现象的原因是: 由于上下土层之间存在渗透系数差, 随着降雨时长的增加, 中部夹层间(土层 1, 2 交界面处)雨水渗透速率降低导致上部土体的下渗雨水短时间内来不及消散, 出现暂态饱和区; 随着降雨时长的逐渐增加, 中部夹层以上土体含水率逐渐增大, 直至达到饱和含水率. 中部夹层以下土体由于渗透作用, 暂态饱和区逐步下移.

2.2 二维模型分析

建立含基岩的双层土二维边坡模型如图 6 所示, 其中初始地下水水位线(即零孔压边界)位于基岩与上部土层交界面处, 基岩上部自下而上的土层分别为粉质黏土 1, 粉质黏土 2, 黏土构成的下部土体以及上部粉砂. 在二维边坡模型中部位置处设置监测截面 1-1, 相应的计算工况见表 2.

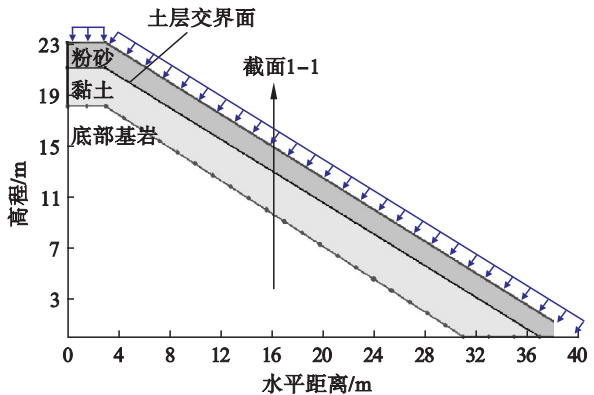


图 6 二维边坡模型示意图
Fig. 6 Sketch of two-dimensional slope model

图 7 为二维边坡模型在工况 1-4 的情况下截面 1-1 处在不同降雨时长条件下孔隙水压力与体积含水率随高程的变化曲线. 由图 7a 可知, 在降雨过程中, 土坡坡面处首先出现饱和区现象, 由于上部土层的渗透作用, 暂态饱和区随时间逐渐消散下移. 由图 7b 可知, 7 h 后上部土体(粉砂)与下部土体(黏土)间交界面处开始出现饱和和滞水现象, 并伴随着孔隙水压的大幅上升. 降雨 16 h 后, 上下土体均达到饱和状态, 交界面处逐渐

表 2 计算工况
Table 2 Calculation conditions

工况	土层土体	工况编号	λ_i	降雨强度 $\times 10^5 / (\text{m} \cdot \text{s}^{-1})$	降雨时长/d
I	粉砂 - 黏土	1-1	356.67	0.8	2
		1-2		1.0	2
		1-3		1.2	2
		1-4		1.4	2
II	粉砂 - 粉质黏土 1	2-1	54.87	1.4	2
III	粉砂 - 粉质黏土 2	3-1	33.44	1.4	2
IV	粉砂 - 粉土	4-1	5.78	1.4	2

接近最大孔隙水压,孔隙水压上升幅度逐渐减小.形成上述现象的原因是:由于降雨强度小于上部粉砂渗透系数,降雨初期边坡上部土体渗透速率为降雨强度,当雨水逐渐渗透至上下两土层界面处并出现饱和滞水现象后,下部黏土渗透速率取决于黏土体本身的渗透系数;由于上下土层土体间存在渗透系数差,入渗流速大于出渗流速,使得雨水入渗速率受到影响而折减,在土层界面处出现饱和滞水现象,表征为界面处体积含水率与孔隙水压的大幅度上升.

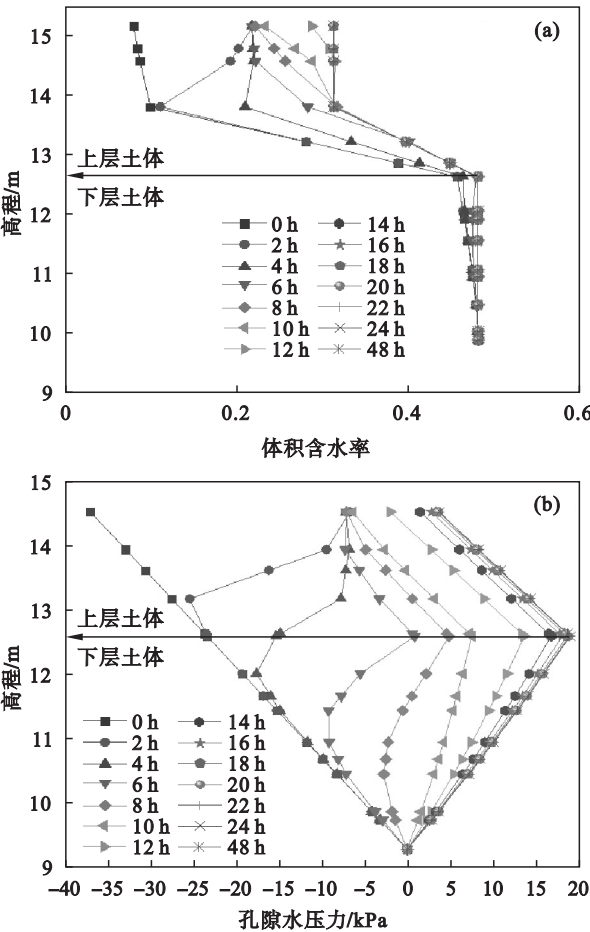


图 7 截面 1-1 处体积含水率和孔隙水压力随高程的变化
Fig. 7 Variation of volume water content and pore water pressure with elevation at section 1-1

图 8 设定降雨强度为 $1.4 \times 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,在降雨历时 2 d 的情况下,不同值(即上层土体渗透系数与下层土体渗透系数之比)对土层界面处土体孔隙水压力变化的影响.值越大,在相同降雨时长下,上下土层界面处孔隙水压力变化范围较大.形成这种现象的原因是:不同的渗透系数比使得雨水在渗透至中部界面处形成饱和滞水现象后,雨水继续向下渗透的速率发生变化,导致中部交界面处土体孔隙水压力变化范围的不一致.

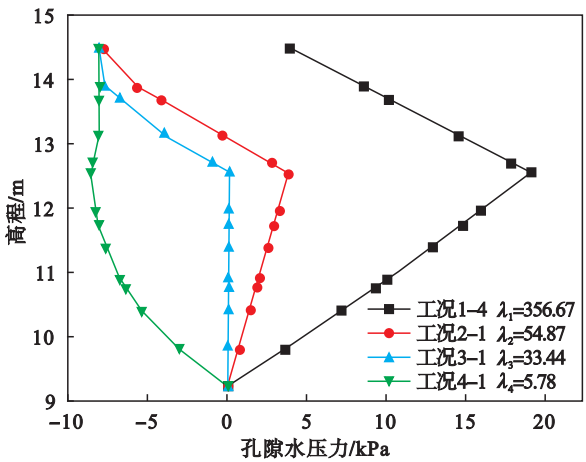


图 8 不同工况下孔隙水压力随高程的变化
Fig. 8 Variation of pore water pressure with elevation under different working conditions

2.3 多层土坡暂态滞水现象动态分析

由观察二维模型 1-1 截面处体积含水率与孔隙水压力变化逐渐延伸至观察二维边坡纵向降雨过程,在工况 1-4 下,随降雨时长的增加坡体上下土层交界面处饱和滞水现象特征变化如图 9 所示:①降雨初期,交界面处暂态饱和区在坡脚处率先形成,由于重力作用呈三角形且随降雨时长的增加逐渐上移;②暂态饱和区扩散上移至坡中部时,逐渐变化形成一条近似平行于交界面且位于上下土层之间的滞水带;③随降雨的持续,下部黏土的渗透作用使中部滞水带逐渐下渗,最终上下土层均达到饱和状态.

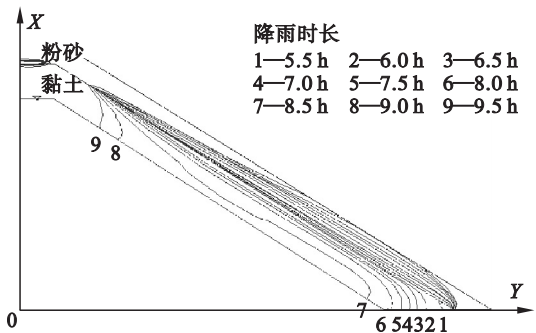


图 9 边坡饱和滞水区的演化过程示意图
Fig. 9 Schematic of the evolution of saturated stagnant water area of slope

分析土坡上下交界面处饱和滞水特征变化的三个阶段,形成上述现象的原因如下:由于往往降雨导致的土坡失稳现象常始于坡脚处并逐渐延伸至上部,进一步证明土体出现饱和滞水区处为边坡易失稳处;同时,孔隙水压变化与暂态饱和区的形成存在滞后现象,表明下渗雨水逐渐向坡内土体渗流.

3 算例分析与讨论

由于多层土坡各土体间存在渗透系数差,故降雨条件下边坡滑移面易出现在土层交界面处^[11]. 设定在工况 I 下对第 2 节提及的二维边坡模型进行模拟与运算,在不同降雨强度条件下边坡稳定性系数 F_s 的变化如图 10 所示:随着降雨强度的增大,边坡稳定系数先不变,后有骤降趋势;不同降雨强度下边坡稳定性骤降的时间不同,降雨强度越大,边坡稳定性越快地出现骤降.

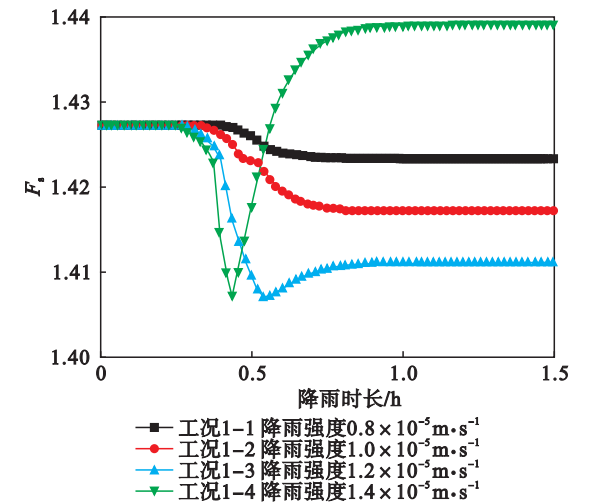


图 10 工况 I 不同降雨强度下稳定性系数随时间的变化
Fig. 10 Variation of stability coefficient with time at different rainfall intensity under working condition I

对工况 1-4 进行分析,图 11 为算例模型入渗深度与降雨时长关系的数值计算值与理论计算值,图 12 为在不同降雨强度作用下,算例模型入渗至层间交界面处时间变化的数值计算值与理论计算值. 数值计算值采用 Geo - Studio 模拟软件中渗流计算模块得到,监测不同降雨强度作用下,雨水到达交界面的时间,绘制曲线;理论计算值则通过式(13)确定土坡各层间初始含水率,代入式(16)计算得出.

对比数值计算值与理论计算值可以看出总体趋势比较吻合. 图 12 中虚线为稳定性系数 F_s 随降雨强度的变化初次产生骤降的时间曲线,与上述不同降雨强度条件下雨水到达交界面时间曲线趋势相符. 造成这种现象的原因为:不同土层交界面处由于渗透系数不同形成了暂态滞水的现象,导致边坡稳定性系数降低. Fredlund 抗剪强度理论认为^[6]:

$$\tau_f = c + (\sigma_n - U_a) \tan \varphi + (U_a - U_w) \tan \varphi. \tag{22}$$

式中: τ_f 为土体抗剪强度; σ_n 为土间应力; U_a 与 U_w 分别为土体间孔隙气压与孔隙水压; c, φ 为土体黏聚力与内摩擦角.

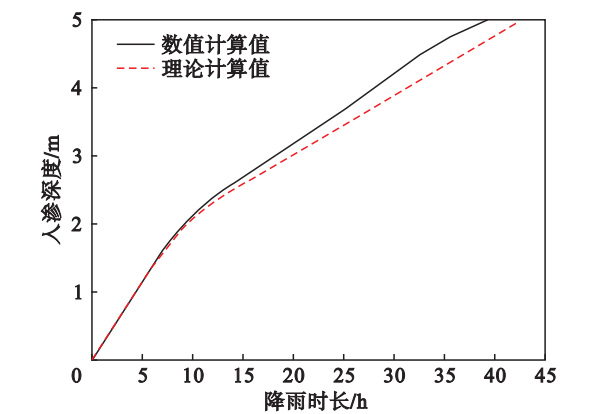


图 11 入渗深度与降雨时长的关系
Fig. 11 Relationship of infiltration depth and rainfall time

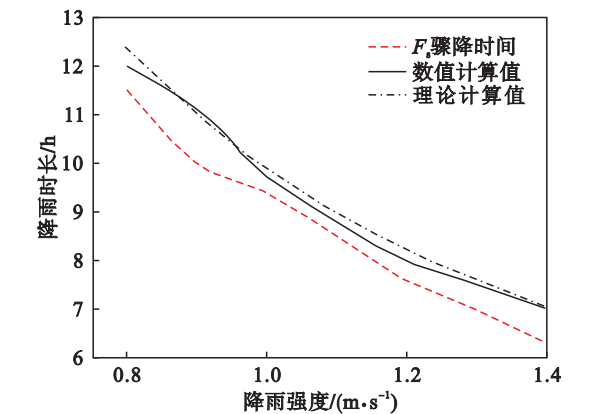


图 12 不同降雨强度下边坡达到饱和滞水区的时间
Fig. 12 Time of slope reaching saturated stagnant water area at different rainfall intensity

式(22)中 $U_a - U_w$ 为基质吸力,随着降雨时长的增加与降雨强度的增大,土体间孔隙水压逐渐增大,土体中黏聚力与内摩擦角降低,导致土体抗剪强度降低,最终失稳. 这也解释了降雨导致的土层交界面处滞水现象与边坡稳定性系数趋势吻合的原因为:土层交界面处出现饱和和滞水区之后,土体孔隙水压力急增导致土体抗剪强度骤降,进而导致边坡稳定性系数发生变化.

4 结 论

1) 针对土层间渗透系数比不同的多层土质边坡渗流过程建立考虑边坡倾角的含水率与基质吸力控制方程,提出含有渗透系数比的降雨强度、降雨时长与入渗深度关系方程. 通过比较实际算

例的数值计算值与理论计算值验证方程的合理性,为进一步分析土层间渗透系数比不同的多层土质边坡稳定性提供论据。

2) 对于多层土质边坡,在降雨入渗的过程中,上下土层间存在渗透系数差,在降雨初期,由于渗透作用靠近坡面土体会伴随着体积含水率及孔隙水压力的急剧变化;而降雨持续一段时间后,上下土层交界面处体积含水率及孔隙水压力将大范围变化,导致形成饱和滞水区。

3) 在降雨过程中,土层交界面处出现饱和滞水区之后,土体孔隙水压力陡增导致土体抗剪强度骤降,进而引发边坡安全系数的变化,即土体交界面处出现饱和滞水区对多层土质边坡稳定性影响最大,边坡最易失稳。

参考文献:

[1] Mein R G,Larson C L. Modeling infiltration during a steady rain[J]. *Water Resources Research*,1973,9(2):384 – 394.

[2] Bodman G B,Coleman E A. Moisture and energy condition during downward entry of water into soil[J]. *Soil Science Society of America Journal*,1994,8(2):166 – 182.

[3] Bandara S, Ferrari A, Laloui L. Modeling landslides in unsaturated slopes subjected to rainfall infiltration using material point method [J]. *International Journal for Numerical & Analytical Methods in Geomechanics*,2016,40(9):1358 – 1380.

[4] Dai F C,Lee C F,Ngai Y Y. Landslide risk assessment and management-an overview[J]. *Engineering Geology*,2002,64(1):65 – 87.

[5] Chen H, Lee C F, Law K T. Causative mechanisms of rainfall-induced fill slope failures [J]. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*,2004,130(6):593 – 602.

[6] Fredlund D G,Rahardjo H. Soil mechanics for unsaturated soils[M]. Ottawa:John Wiley & Sons,1993.

[7] 王述红,何坚,杨天娇. 考虑降雨入渗的边坡稳定性数值分析[J]. 东北大学学报(自然科学版),2018,39(8):1196 – 1200.

(Wang Shu-hong, He Jian, Yang Tian-jiao. Numerical analysis on stability of slope considering rainfall infiltration [J]. *Journal of Northeastern University(Natural Science)*, 2018,39(8):1196 – 1200.)

[8] Oh S, Lu N. Slope stability analysis under unsaturated conditions: case studies of rainfall-induced failure of cut slopes[J]. *Engineering Geology*,2015,184:96 – 103.

[9] 刘杰,曾铃,付宏渊,等. 土质边坡降雨入渗深度及饱和区变化规律[J]. 中南大学学报(自然科学版),2019,50(2):452 – 459.

(Liu Jie,Zeng Ling,Fu Hong-yuan,et al. Variation of rainfall infiltration depth and saturation zone in soil slope [J]. *Journal of Central South University(Natural Science)*, 2019,50(2):452 – 459.)

[10] Kim M S,Onda Y, Uchida T, et al. Effect of seepage on shallow landslides in consideration of changes in topography: case study including an experimental sandy slope with artificial rainfall[J]. *CATENA*,2018,161:50 – 62.

[11] Zhan T L T, Ng C W W. Analysis of rainfall infiltration mechanism in unsaturated soils[J]. *International Journal of Geomechanics*,2004,4(4):273 – 284.

[12] 王述红,何坚,刘欢. 多层土质边坡入渗的水流方向演变机理[J]. 东北大学学报(自然科学版),2019,40(8):1172 – 1177.

(Wang Shu-hong, He Jian, Liu Huan. Evolution mechanism of water flow direction in infiltration of multi-layer soil slope [J]. *Journal of Northeastern University(Natural Science)*, 2019,40(8):1172 – 1177.)

[13] 李龙起,罗书学,魏文凯,等. 降雨入渗对含软弱夹层顺层岩质边坡性状影响的模型试验研究[J]. 岩石力学与工程学报,2013,32(9):1772 – 1778.

(Li Long-qi,Luo Shu-xue,Wei Wen-kai,et al. Model tests of rainfall infiltration effect on bedding rock slope with weak interlayer [J]. *Chinese Journal of Rock Mechanics and Engineering*,2013,32(9):1772 – 1778.)

[14] 付宏渊,曾铃,蒋中明,等. 降雨条件下公路边坡暂态饱和区发展规律[J]. 中国公路学报,2012,25(3):59 – 64.

(Fu Hong-yuan, Zeng Ling, Jiang Zhong-ming, et al. Development law of transient saturated zone of highway slope under rainfall condition [J]. *Journal of China Highway*, 2012,25(3):59 – 64.)

[15] 蒋中明,熊小虎,曾铃. 基于 FLAC3D 平台的边坡非饱和和降雨入渗分析[J]. 岩土力学,2014,35(3):855 – 861.

(Jiang Zhong-ming, Xiong Xiao-hu, Zeng Ling. Slope unsaturated rainfall infiltration analysis based on FLAC3D platform[J]. *Geotechnical Mechanics*,2014,35(3):855 – 861.)

[16] Cho S E. Prediction of shallow landslide by surficial stability analysis considering rainfall infiltration [J]. *Engineering Geology*,2017,231:126 – 138.