

基于 MPM 的短时强降雨作用下边坡响应研究

徐 鹏¹, 孟宇涵², 李 婷², 杨广庆^{*2}

(1. 石家庄铁道大学 省部共建交通工程结构力学行为与系统安全国家重点实验室, 河北 石家庄 050043;

2. 石家庄铁道大学 土木工程学院, 河北 石家庄 050043)

摘要: 物质点法 (MPM) 是一种结合了拉格朗日法与欧拉法优点的无网格模拟方法, 给降雨作用下边坡大变形模拟提供了新途径。基于二维两相单点物质点法分析了短时强降雨作用下不同土体饱和渗透系数、降雨强度时的边坡响应。研究结果显示: (1) 边坡失稳启动时刻随着短时强降雨强度的减小而滞后, 并且随雨强减小坡脚位移在失稳阶段由快速陡增模式演化为缓慢增加模式。(2) 短时强降雨作用下边坡破坏模式主要为深层或浅层整体滑动、牵引式滑动, 其中后者对应的边坡破坏程度更大。相同雨强时, 土体饱和渗透系数较小、较大的边坡分别易产生浅层、深层滑动破坏。(3) 土体饱和渗透系数减小时, 降雨强度对边坡内孔隙水压大小及其分布规律的影响逐渐减弱。

关键词: 物质点法; 短时强降雨; 两相单点; 边坡; 破坏模式

中图分类号: TU43 文献标识码: A 文章编号:

作者简介: 徐鹏(1988—), 男, 博士, 讲师, 主要从事路基工程等方面的研究工作。E-mail: sdxplt@163.com。

Numerical study on the response of slope subjected to short-duration heavy rainfall using the MPM

XU Peng¹, MENG Yuhuan², LI Ting², YANG Guangqing^{*2}

(1. State Key Laboratory of Mechanical Behavior and System Safety of Traffic Engineering Structures, Shijiazhuang Tiedao University, Shijiazhuang

050043, China; 2. School of Civil Engineering, Shijiazhuang Tiedao University, Shijiazhuang 050043, China)

Abstract: The Material Point Method (MPM) is a mesh-free simulation technique that combines the advantages of Lagrangian and Eulerian methods, providing a novel approach for simulating large deformations of slopes subjected to rainfall. A two-dimensional two-phase single-point MPM was employed to analyze slope responses under short-duration heavy rainfall with varying soil saturated permeability coefficients and rainfall intensities. The research findings indicate that: (1) The onset of slope instability was delayed as the intensity of short-duration heavy rainfall decreased. Concurrently, the shape of the displacement curve at the slope toe transitioned from rapid steep increases to gradual increments during instability progression. (2) Primary failure modes under short-duration heavy rainfall manifested as deep and shallow overall sliding or retrogressive sliding, with the latter exhibiting greater destructive potential. Under identical rainfall intensities, slopes with lower and higher saturated permeability coefficients tended to result in shallow and deep sliding failures, respectively. (3) Decreasing soil saturated permeability coefficients progressively weakened the influence of rainfall intensity on both the magnitude and distribution patterns of pore water pressure within slopes.

Key words: MPM; short-duration heavy rainfall; two-phase single-point; slope; failure model

0 引言

降雨引发的滑坡灾害给人们的生命财产安全造成巨大威胁。研究降雨作用下边坡失稳机制与影响因素对提升边坡防灾减灾能力具有重要意义。曾昌禄等^[1]开展了室内边坡降雨入渗缩尺模型试验, 探究了不同雨强条件下边坡内部雨水入渗深度、速率的分布规律。Zhang 等^[2]通过基于模型试验结果探讨了边坡滑动面的形成过程与边坡失稳模式。蒋水华等^[3]提出了一种

适用于多层、非均质边坡的改进 Green-Ampt 降雨入渗模型。此外, 部分学者还采用有限元仿真技术分析了降雨作用下坡体内部渗流场与结构稳定性^[5]。

短时强降雨指 1 小时内降雨量超过 20 毫米的强对

基金项目: 国家自然科学基金项目 (52108331; 52208358); 国家重点研发计划 (2022YFE0104600); 河北省自然科学基金项目 (E2024210145)

收稿日期: 2021-08-28

*通讯作者 (E-mail: gtsyang@163.com)

流降雨天气，其具有突发性、大破坏性等特点，例如：2021年7月，郑州特大暴雨强度达到了201mm/h；2023年6月，重庆万州一边坡因强降雨导致大面积土方垮塌。针对短时强降雨工况，苏永华^[7]与郑开欢^[8]等通过数值计算分析了边坡的安全系数。Shao^[9]与 Yu^[10]等分别通过开展数值模分析了优势流、降雨时长等对边坡的渗流特性与破坏特征。

由上可知，数值解析与有限元模拟技术被广泛应用于降雨入渗边坡的研究中。然而，传统的极限平衡法无法考虑降雨导致的边坡变形，同时网格畸变使有限元法不能准确模拟大变形问题。物质点法结合了欧拉法和拉格朗日法的优点，采用无网格的方法避免了对网格的依赖，能有效模拟大变形问题^[11]。为此，本文基于二维两相单点物质点法对短时强降雨作用下边坡的力学变形特性开展了研究，重点分析了不同降雨强度与土体饱和渗透系数时边坡的有效应力、位移、渐进失稳特征以及孔隙水压力。

1 物质点法

1.1 物质点法基本原理

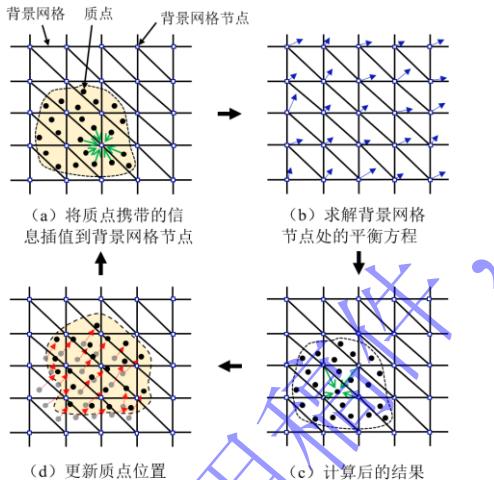


图1 物质点法计算原理
Fig. 1 Principles of MPM

图1为物质点法的计算原理示意图。物质点法是结合了欧拉法与拉格朗日法的无网格粒子法。它将连续介质通过质点进行离散，并由质点携带所有的外荷载属性和介质物理信息。考虑到计算中离散的物质点数量过多将导致计算效率过低，本文借鉴既有研究结果，在计算中每个网格离散为3个物质点^[11-12]。物质点法中的背景网格用于求解控制方程及空间导数，其不会存储任何与介质相关的状态变量，因此避免了网格畸变和对流项的干扰，从而适合用于求解连续介质大变形问题。求解控制方程时，由于背景网格和质点完全固连，即质点随背景网格一起移动，因此可通过

背景网格处的有限元形函数实现背景网格节点和质点间的信息映射。

1.2 非饱和条件下两相单点计算方法

土体是由固相、液相和气相组成的混合体，这三者间的相互作用决定了土体的物理力学性质。根据两相单点计算方法^[11-12]，每个物质点代表非饱和多孔介质的一部分并携带孔隙中固体和液体的信息。

在两相单点计算方法中，液体动量平衡方程如下：

$$\rho_L \mathbf{a}_L = \nabla p_L - \mathbf{f}^d + \rho_L \mathbf{g} \quad (1)$$

式中： \mathbf{a}_L 为液体节点加速度； ρ_L 表示液体密度； p_L 表示孔隙水压力； \mathbf{g} 表示重力矢量； \mathbf{f}^d 表示固体与液体之间的阻力，可通过达西渗透定律计算：

$$\mathbf{f}^d = n_L \mu_L (\mathbf{v}_L - \mathbf{v}_s) / \kappa_L \quad (2)$$

式中： μ_L 表示液体的动态粘度； κ_L 表示液体的渗透率； n_L 表示液体体积分数； \mathbf{v}_s 和 \mathbf{v}_L 分别表示固体和液体的速度。

式(2)中的 κ_L 可以用渗透系数 k 来表示：

$$\kappa_L = k \mu_L / \rho_L \mathbf{g} \quad (3)$$

固体与液体的动量守恒可表示成：

$$n_s \rho_s \mathbf{a}_s + n_L \rho_L \mathbf{a}_L = \operatorname{div}(\boldsymbol{\sigma}) + \rho_m \mathbf{g} \quad (4)$$

式中： \mathbf{a}_s 为固体节点加速度； ρ_s 表示固体密度； $\rho_m = n_s \rho_s + n_L \rho_L$ 表示介质密度，其中 $n_s = 1 - n$ 、 $n_L = S_L n$ ； n 表示孔隙率； S_L 表示饱和度； $\boldsymbol{\sigma}$ 表示总应力张量，可以采用下式(5) Bishop 非饱和土有效应力方程计算：

$$\boldsymbol{\sigma} = \boldsymbol{\sigma}' + \chi p_L \mathbf{m} \quad (5)$$

式中： $\boldsymbol{\sigma}'$ 表示有效应力张量； χ 为有效应力参数，此处假设等于 S_L ； \mathbf{m} 表示单位向量。

固体和液体的质量守恒方程可分别表示为：

$$\frac{\partial(n_s \rho_s)}{\partial t} + \operatorname{div}(n_s \rho_s \mathbf{v}_s) = 0 \quad (6)$$

$$\frac{\partial(n_L \rho_L)}{\partial t} + \operatorname{div}(n_L \rho_L \mathbf{v}_L) = 0 \quad (7)$$

假定固体不可压缩并且不考虑密度和孔隙率的空间变化，式(6)、(7)可简化为：

$$\frac{D^s n_s}{Dt} + n_s \operatorname{div}(\mathbf{v}_s) = 0 \quad (8)$$

$$\frac{D^s(n_L \rho_L)}{Dt} = (\mathbf{v}_s - \mathbf{v}_L) \nabla(n_L \rho_L) - n_L \rho_L \operatorname{div}(\mathbf{v}_L) \quad (9)$$

将式(8)、(9)联立可以得到式(10)：

$$n \frac{D^s(\rho L S_L)}{Dt} = \operatorname{div}[\rho L n S_L (\mathbf{v}_s - \mathbf{v}_L)] - \rho L S_L \operatorname{div}(\mathbf{v}_s) \quad (10)$$

假设液体压力为状态变量并对式(10)求导，最终可以得到式(11)：

$$n(S_L \frac{\partial \rho_L}{\partial p_L} + \rho_L \frac{\partial S_L}{\partial p_L}) \frac{D^s p_L}{Dt} = \quad (11)$$

$$\operatorname{div}[\rho_L n S_L (\mathbf{v}_s - \mathbf{v}_L)] - \rho_L S_L \operatorname{div}(\mathbf{v}_s)$$

当忽略孔隙率和饱和度的空间变化时, 即 $\nabla(\rho_L n S_L) \approx 0$ 时, 式(11)可简化为式(12):

$$n(S_L \frac{\partial \rho_L}{\partial p_L} + \rho_L \frac{\partial S_L}{\partial p_L}) \frac{D^s p_L}{Dt} = \quad (12)$$

$$\rho_L n S_L \operatorname{div}(\mathbf{v}_s - \mathbf{v}_L) - \rho_L S_L \operatorname{div}(\mathbf{v}_s)$$

土体的应力应变增量关系可以用下式来表示:

$$\frac{D^s(\sigma - p_g)}{Dt} = \mathbf{D}^{ep} \frac{D^s \boldsymbol{\epsilon}}{Dt} + \mathbf{h}' \frac{D^s(p_L - p_g)}{Dt} \quad (13)$$

式中: p_g 表示孔隙气体压力; \mathbf{D}^{ep} 表示切线刚度矩阵; \mathbf{h}' 为本构向量; $\boldsymbol{\epsilon}$ 表示应变。本文计算中采用 Mohr-Coulomb 强度准则。

吸力与饱和度或含水量之间的关系对于模拟非饱和土至关重要。在本文中, 土-水特征曲线表示为:

$$\theta_L = \theta_r + [1 + (s/\alpha)^{\frac{1}{1-\lambda}}]^{-\lambda} (\theta_s - \theta_r) \quad (14)$$

式中: θ_r 与 θ_s 为残余、饱和体积含水率; α 和 λ 为曲线拟合参数。由于气体压力、密度和速度均被忽略, 因此可认为吸力 $s = -p_L$ 。

数值计算中非饱和区的渗透系数可采用 Hillel^[13] 提出的模型来计算:

$$k = k_{sat} \cdot S_L^r \quad (15)$$

式中: r 为试验系数。

1.3 入渗边界

入渗边界是模拟降雨或蒸发的必要条件^[12]。在非饱和条件下的两相单点计算方法中, 沿边界施加的比流量可表示为 $q = \mathbf{w} \cdot \mathbf{n}$, 其中 \mathbf{n} 为向外的单位法向量, 而渗流速度 \mathbf{w} 定义为:

$$\mathbf{w} = n_L (\mathbf{v}_L - \mathbf{v}_s) \quad (16)$$

通过求解式(1)、(4)得到 \mathbf{a}_L^t 和 \mathbf{a}_s^t , 并假设入渗边界 $p_L = 0$ 可得固体和液体的节点速度分别为:

$$\tilde{\mathbf{v}}_s^{t+\Delta t} = \mathbf{v}_s^t + \mathbf{a}_s \Delta t \quad (17)$$

$$\tilde{\mathbf{v}}_L^{t+\Delta t} = \mathbf{v}_L^t + \mathbf{a}_L \Delta t \quad (18)$$

净入渗流量定义为:

$$q_{net} = (n_L (\tilde{\mathbf{v}}_L^{t+\Delta t} - \tilde{\mathbf{v}}_s^{t+\Delta t}) - \mathbf{w}) \cdot \mathbf{n} \quad (19)$$

当净入渗流量为正时出现积水时, 按下式得到固体与液体的节点速度与加速度:

$$\mathbf{v}_s^{t+\Delta t} = \tilde{\mathbf{v}}_s^{t+\Delta t} + \Delta \mathbf{v}_s \quad (20)$$

$$\mathbf{v}_L^{t+\Delta t} = \tilde{\mathbf{v}}_L^{t+\Delta t} + \Delta \mathbf{v}_L \quad (21)$$

$$\Delta \mathbf{v}_L = - \frac{((n_L (\tilde{\mathbf{v}}_L^{t+\Delta t} - \tilde{\mathbf{v}}_s^{t+\Delta t}) - \mathbf{w}) \cdot \mathbf{n}) \mathbf{n}}{n_L (1 + m_s/m_L)} \quad (22)$$

$$\Delta \mathbf{v}_s = - m_L \Delta \mathbf{v}_L / m_s \quad (23)$$

式中: m_s 和 m_L 分别为固体与液体的节点质量。

计算修正后的固体和液体的节点加速度为:

$$\mathbf{a}_s^t = (\mathbf{v}_s^{t+\Delta t} - \mathbf{v}_s^t) / \Delta t \quad (24)$$

$$\mathbf{a}_L^t = (\mathbf{v}_L^{t+\Delta t} - \mathbf{v}_L^t) / \Delta t \quad (25)$$

关于两相单点物质点法计算理论详见文献[12]。

2 计算方法验证

2.1 验证工况 1—与室内干砂大变形试验结果对比

Mancarella 等^[14]开展了图 2 所示的斜坡上的干砂自由滑落试验。模型具体几何尺寸和材料参数分别见图 2 和表 1。数值模拟中的建模顺序与模型试验一致: 首先建立背景网格、斜坡, 并在规定位置处生成干砂模型, 然后约束干砂右侧边界得到初始状态, 最后去掉干砂右侧边界模拟干砂在斜坡上自由滑落。

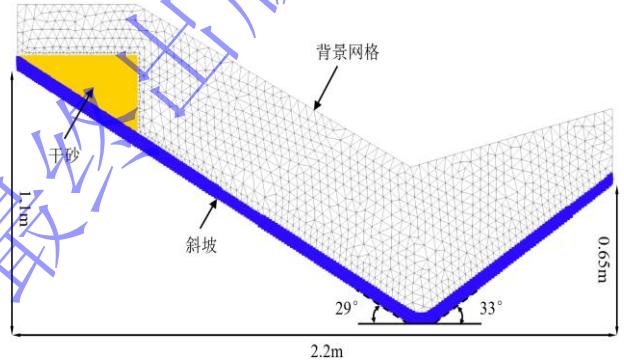


图 2 砂土自由滑落试验模型示意图

Fig. 2 Schematic diagram of sand free-slip test model

表 1 材料参数

Table 1 Material parameters

模型参数	验证工况 1	验证工况 2
固体密度 ρ_s (kg/m^3)	2673	2718
孔隙率 n	0.39	0.58
杨氏模量 E (MPa)	50	2.5
内摩擦角 ϕ (°)	30.9	33
粘聚力 c (kPa)	0	0
土体与斜坡间摩擦系数 μ	0.4	1
泊松比 ν	0.2	0.3
饱和渗透系数 k_{sat} (cm/s)	/	2.05×10^{-2}
降雨时长 t (s)	/	600
降雨强度 q (mm/h)	/	150

图 3 为通过试验与数值模拟确定的滑动土体轮廓、前缘测点位移图示, 其中图 3a 中黑色虚线表示试验得到的砂土轮廓线, 黄色部分表示通过数值计算得到的砂土轮廓。由图 3a 可知: 0~0.8s 时, 砂土主要沿着“V”字形斜坡的左侧向底部下滑; 当超过 0.8s 后, 砂土逐渐堆积在“V”字形斜坡底部, 同时在下滑力

作用下右侧斜坡上也出现了部分砂土；2.0s时砂土在“V”字形斜坡底部堆积高度达到0.2m，同时在斜坡右侧爬升的水平距离与垂直高度分别为0.48m、0.35m。图3中的结果整体显示，物质点法可以较好的模拟土体在自重作用下下滑产生的大变形现象，并且计算得到的下滑过程中不同时刻的土体轮廓与试验测试值接近。

图3b中结果表明，通过试验与数值模拟得到的砂土前缘测点位移曲线均呈“S”型，并且两者数值接近，具有较好的一致性。当干砂开始沿斜坡滑落时($t > 0$)，前缘位移持续增大，并且增大速率呈先增大后减小的趋势。与图3a中的形态结果相一致，由于当 $t > 0.8$ s后砂土在右侧斜坡上堆积，因此位移趋于恒定。

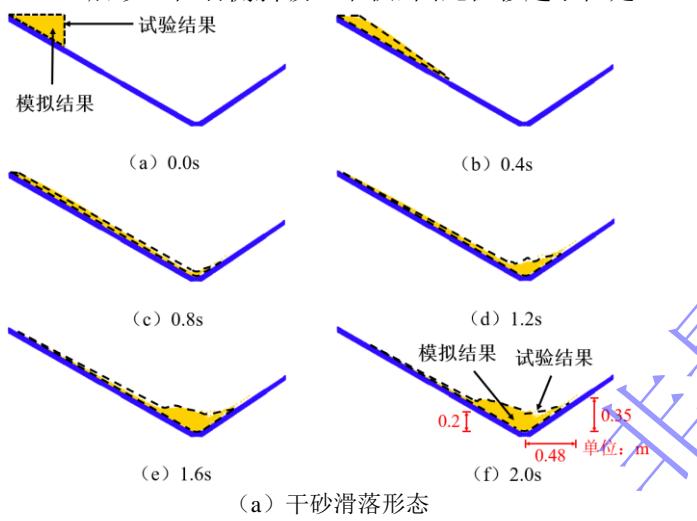


图3 试验结果与数值计算结果对比

Fig. 3 Comparisons of results from MPM and model tests

2.2 验证工况2—与降雨作用下模型试验结果对比

Lora^[15]通过室内模型试验研究了坡度32°、厚度60cm、高度3.5m的斜坡在 $q=150\text{mm}/\text{h}$ 降雨强度作用下的响应特性。试验中斜坡土体的饱和、残余体积含水率为0.58、0.05； $\alpha=0.051\text{cm}^{-1}$ 、 $\lambda=0.63$ ；其余参数见表1。图4给出了模型中部测点的体积含水率测试值与模拟值。数值模拟结果与测试结果均表明，由于

监测点位于模型中部，因此降雨入渗初期体积含水率几乎保持恒定约为19%。随着降雨的逐步入渗，含水率呈迅速增大的趋势，并且在1.5h时达到饱和值。

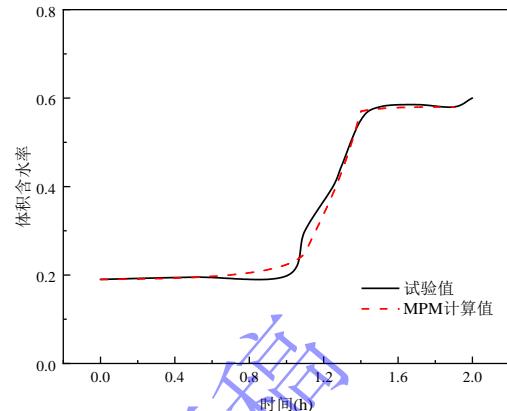


图4 物质点法与试验结果对比

Fig. 4 Comparisons of results from MPM and model tests

3 短时强降雨边坡物质点法数值分析

3.1 降雨入渗边坡模型

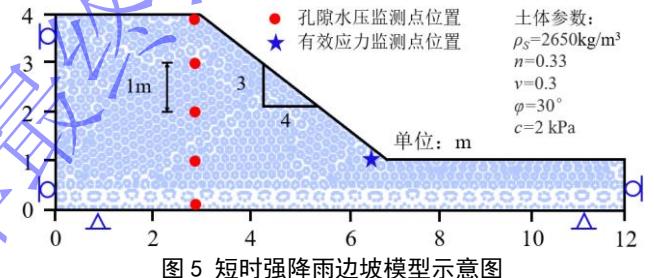


图5 短时强降雨边坡模型示意图

Fig. 5 Schematic diagram of short-term heavy rainfall slope model

本节采用物质点法对短时强降雨作用下不同降雨强度、土体饱和渗透系数时，边坡有效应力、位移、渐进失稳特征以及孔隙水压力进行研究。根据降雨强度与土体渗透系数，共设置表2所示的6组工况。

边坡模型如图5所示，其中边坡坡高3m、宽4m。边坡底部和两侧均为不透水边界；计算模型的左侧和右侧施加滚轮边界限制水平位移，底部则使用固定铰链边界将模型完全固定；地下水位线位于模型底部。边坡土体的土-水特征曲线与渗透系数曲线见图6；土体采用Mohr-Coulomb模型；其他具体参数见表2。

表2 计算工况与参数

Table 2 Calculating conditions and parameters

工况	边坡	雨强	饱和渗透系数	降雨时长
	填土	q (mm/h)	k_{sat} (cm/s)	t (h)
1	土样 1	200	1×10^{-2}	
2	土样 2	200	1×10^{-3}	
3	土样 3	200	1×10^{-4}	1
4	土样 1	50	1×10^{-2}	
5	土样 2	50	1×10^{-3}	

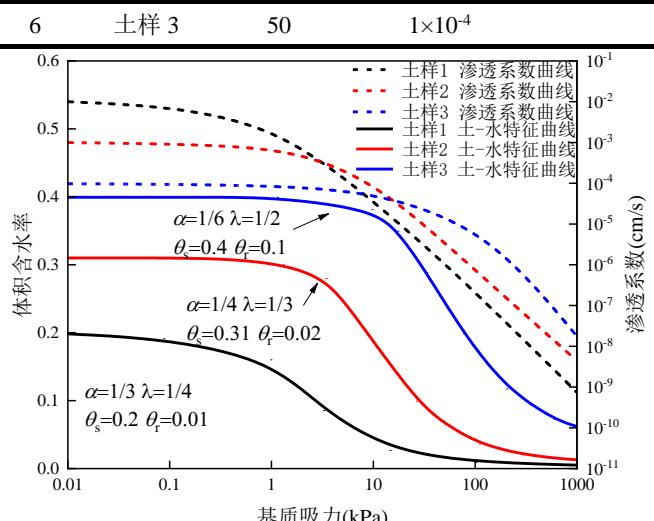


图 6 土-水特征曲线与渗透系数曲线

Fig. 6 Soil-water characteristic and permeability coefficient curves

3.2 有效应力与位移

图 7a、b 分别是 $q=200\text{mm}/\text{h}$ 、 $50\text{mm}/\text{h}$ 时不同饱和渗透系数条件下坡脚有效应力与位移的时程曲线。图 7a 中的结果表明, 当 $k_{sat}=1\times 10^{-2}\text{cm/s}$ 时: (1) 在 0~400s 时, 坡体处于稳定阶段。降雨作用下边坡坡脚处的有效应力从 9kPa 快速减小至 2.2kPa, 导致 400s 时坡脚开始产生位移; (2) 在 400s~780s 范围内坡脚土体位移陡增, 坡体快速垮塌处于失稳阶段。当开始产生较大变形时, 物质点相互间产生明显的空间位置不规则改变, 导致总应力与孔隙水压随位置变化发生波动, 进而出现土体有效应力数值波动的现象。(3) 由于降雨作用下失稳坡体的动能随着时间逐渐减小, 因此当降雨时长超过 780s 后, 坡脚处土体的位移达到了最大值 1.58m, 同时有效应力趋于恒定。图 7b 中的结果表明, 当 $q=50\text{mm}/\text{h}$ 时, 边坡始终处于稳定状态。

对比图 7a 中不同饱和渗透系数时的计算结果还可发现: (1) 当饱和渗透系数减小为 $1\times 10^{-3}\text{cm/s}$ 时, 坡脚处土体的位移曲线形状与 $k_{sat}=1\times 10^{-2}\text{cm/s}$ 工况时类似, 均随着降雨入渗时程的增加依次出现稳定阶段 (0~600s)、失稳阶段 (600s~1600s)、后破坏阶段 (1600s~3600s)。然而, 随着饱和渗透系数减小, 短时强降雨作用下雨水入渗能力减弱, 导致边坡失稳启动时刻滞后, 同时失稳阶段时长增大、位移增加趋势减弱, 最终使坡脚监测点的水平位移减小; (2) 当饱和渗透系数进一步减小为 $1\times 10^{-4}\text{cm/s}$ 时, 坡脚处有效应力在整个降雨入渗过程中缓慢减小至 3kPa。由于此时有效应力相对较大, 因此坡脚处土体不产生位移, 坡体始终处于稳定阶段。

与 $q=200\text{mm}/\text{h}$ 工况下的结果类似 (图 7a), 当降雨强度减小为图 7b 所示的 $q=50\text{mm}/\text{h}$ 时, 饱和渗透系数较大 ($k_{sat}=1\times 10^{-2}\text{cm/s}$ 、 $1\times 10^{-3}\text{cm/s}$) 的边坡坡脚位移仍随降雨时程台阶式增大, 同时 k_{sat} 为 $1\times 10^{-4}\text{cm/s}$

时的坡体始终处于稳定状态。然而, 对比图 7a、b 中的结果可发现, 当降雨强度由 $200\text{mm}/\text{h}$ 减小为 $50\text{mm}/\text{h}$ 时: (1) 受此时较小降雨强度的影响, 边坡进入失稳阶段的时刻较晚并且失稳阶段坡脚位移增加趋势减弱; (2) 结合后文失稳机制的影响, k_{sat} 为 $1\times 10^{-3}\text{cm/s}$ 时坡体失稳启动时刻最早并且坡脚的位移最大; (3) 坡脚有效应力降低趋势减弱, 尤其是当 k_{sat} 大于 $1\times 10^{-4}\text{cm/s}$ 时。

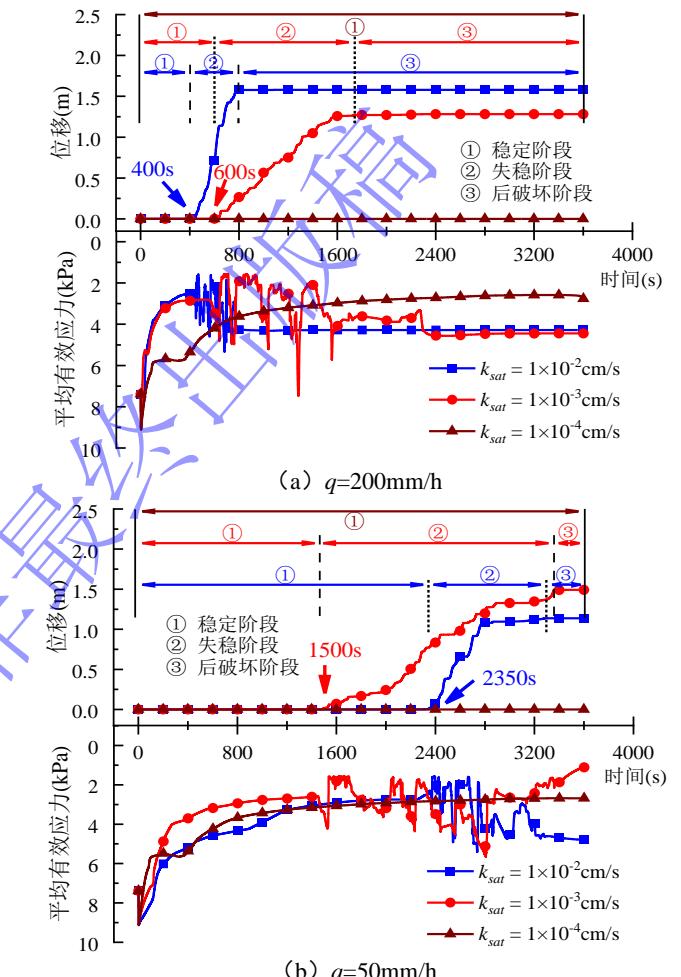


图 7 坡脚平均有效应力与位移时程曲线

Fig. 7 Time course curves of mean effective stress and displacement at the toe of slope

图 8、9 为短时强降雨作用初始时刻、边坡失稳启动时刻 (降雨过程中) 及降雨结束时刻的有效应力云图, 其中边坡失稳启动时刻由图 7 确定。由于饱和渗透系数为 $1\times 10^{-4}\text{cm/s}$ 时边坡未失稳, 因此该工况下有效应力云图取为降雨中间时刻。图 8 中的结果显示: (1) $k_{sat}=1\times 10^{-2}\text{cm/s}$ 时, 初始时刻坡面附近有效应力相对较小, 尤其是坡脚处。降雨时长达到 400s 时, 坡体较大的渗透系数使降雨作用下坡脚处孔隙水压迅速增大, 进而导致坡面中下部有效应力相对较小, 边坡坡脚开始产生位移。降雨结束时刻, 随着降雨入渗, 有效应力数值整体减小并呈自坡面向坡体内部逐渐增

大的趋势。(2) 饱和渗透系数减小为 $1 \times 10^{-3} \text{ cm/s}$ 、 $1 \times 10^{-4} \text{ cm/s}$ 时, 边坡土体渗透系数的降低使此时边坡表面有效应力呈整体减小的趋势, 尤其是坡顶处。此外, 渗透系数越小时同深度处的有效应力数值越大。

对比图 8 与图 9 结果可知: (1) 图 9a、c 中边坡有效应力随降雨时程的变化规律与图 8a、c 中的结果相似, 但由于前者的降雨强度较小, 因而降雨结束时刻降雨影响深度更大、边坡整体有效应力更小。(2) 饱和渗透系数减小为 $1 \times 10^{-3} \text{ cm/s}$ 时, 随着降雨强度减小, 边坡失稳启动时刻的有效应力由沿边坡表面整体减小变为主要集中在坡面中下部局部区域减小。

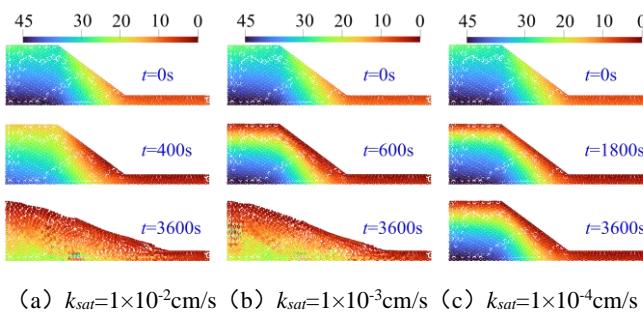


图 8 $q=200 \text{ mm/h}$ 时边坡平均有效应力云图

Fig.8 Mean effective stress contours of slope for $q=200 \text{ mm/h}$

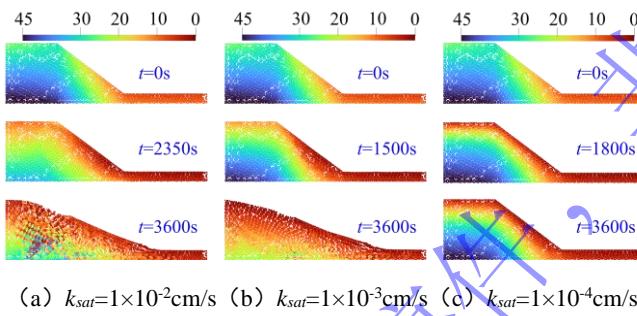


图 9 $q=50 \text{ mm/h}$ 时边坡平均有效应力云图

Fig.9 Mean effective stress contours of slope for $q=50 \text{ mm/h}$

3.3 边坡失稳特征

图 10、11 分别为 $q=200 \text{ mm/h}$ 、 50 mm/h 时不同工况下的边坡变形与剪应变云图。由图 10a 可知, 当 $k_{sat}=1 \times 10^{-2} \text{ cm/s}$ 时: (1) 降雨时长达到 400s 时出现自坡脚向上延伸至坡面中部的初始圆弧状浅层滑裂面;

(2) 随着降雨的持续, 初始滑裂面前侧土体在失稳阶段不断向前滑移, 导致其后侧土体因失去了原本由前侧土体提供的支撑进而产生了牵引式深层破坏。在降雨结束时刻 3600s 时, 坡脚的滑移距离达到 2.1m, 同时坡肩塌落高度为 0.77m。

对比图 10a 与 10b、c 中的结果可以发现: (1) 当 k_{sat} 减小为 $1 \times 10^{-3} \text{ cm/s}$ 时, 由于图 10 中坡面浅层区域有效应力整体减小, 因此边坡失稳启动时刻 600s 时从坡脚发展出一条靠近并近似平行于坡面的滑裂面, 形成浅层整体滑动破坏。此外与 $k_{sat}=1 \times 10^{-2} \text{ cm/s}$ 工况时

相比, $k_{sat}=1 \times 10^{-3} \text{ cm/s}$ 时的失稳土体面积更小、滑移距离更短。上述现象与 Kim^[16]的研究结果一致, 即雨强相同时, 渗透系数较大的边坡易发生深层破坏; 渗透系数较小的边坡易发生浅层破坏。(2) 由于 $k_{sat}=1 \times 10^{-4} \text{ cm/s}$ 时, 较小的渗透系数导致降雨入渗减弱、边坡土体强度与有效应力衰减不明显(图 10c), 因此降雨结束时坡体内部未出现较为明显的滑裂面并且边坡几乎未产生变形。

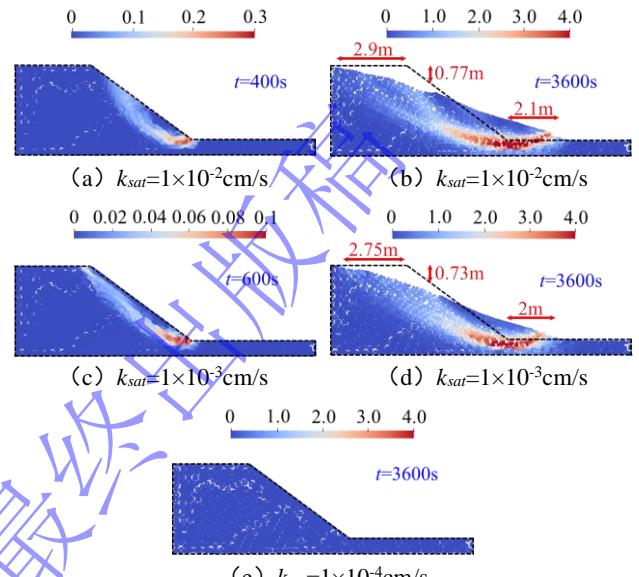


图 10 $q=200 \text{ mm/h}$ 时边坡变形与剪应变云图

Fig.10 Deformation and shear strain contours of slope for

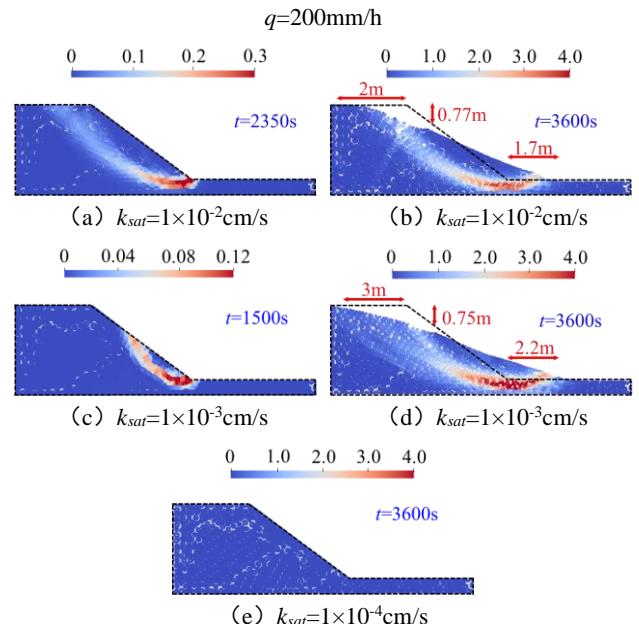


图 11 $q=50 \text{ mm/h}$ 时边坡变形与剪应变云图

Fig.11 Deformation and shear strain contours of slope for $q=50 \text{ mm/h}$

结合图 9 所示的有效应力, 对比图 10 与 11 中的结果可知: 当 $k_{sat}=1 \times 10^{-2} \text{ cm/s}$ 且 $q=50 \text{ mm/h}$ 时, 由于有效应力沿坡体表面向坡体内部近似均匀变化, 因此

图 11a 中的边坡在 2350s 时出现了深层整体滑动。当 k_{sat} 减小为 $1 \times 10^{-3} \text{ cm/s}$ 时, 由于降雨导致坡脚处有效应力相对较小, 所以此时随着降雨时程增大边坡由坡脚局部失稳逐渐演化为牵引式深层滑动。对比图 10a、b 与图 11a、b 中的结果还可发现, 相同降雨强度下边坡因牵引式深层滑动产生的变形量大于深层或浅层整体滑动时的变形量。此外, 当饱和渗透系数为 $1 \times 10^{-4} \text{ cm/s}$ 时, 边坡在不同降雨强度下均不产生明显变形。

3.4 孔隙水压力

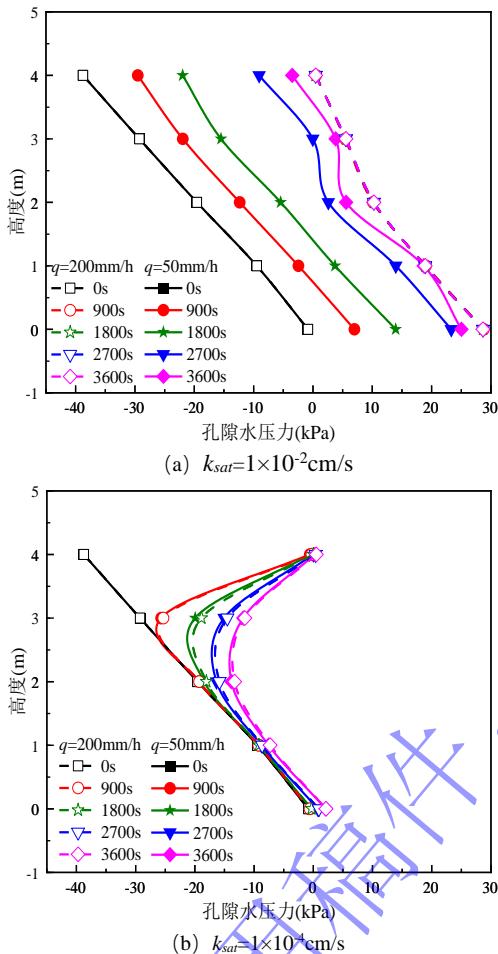


图 12 孔隙水压力沿边坡高度的变化

Fig.12 Variations of pore water pressure along the slope height

图 12 为不同降雨强度与饱和渗透系数下边坡坡肩正下方孔隙水压力沿边坡高度的变化曲线, 孔隙水压力监测点位置见图 5。由图 12a 可知, 当 $k_{sat}=1 \times 10^{-2} \text{ cm/s}$ 且 $q=200 \text{ mm/h}$ 时, 初始时刻的孔隙水压力沿边坡高度方向线性分布。由于雨强较大同时边坡渗透性较好, 雨水进入边坡后快速下渗, 导致各监测点的孔隙水压力在短时间内均迅速增大, 使边坡在 900s 后便达到了整体饱和状态。当饱和渗透系数不变但雨强减小为 50 mm/h 时, 因为相同时间内降雨入渗量减小, 所以此时的孔隙水压小于 $q=200 \text{ mm/h}$ 时的数值。结合图 11、12 中的边坡变形结果还可发现, 由于降雨结束时坡肩处垮塌变形将近 1m, 因此不同工况

下边坡底部孔隙水压均约 30kPa。

随着饱和渗透系数的减小, 孔隙水压沿边坡高度方向自上而下由图 12a 所示的近似线性分布逐渐变为图 12b 所示的先减小后增大的趋势。此外, 饱和渗透系数越小时, 短时强降雨强度对孔隙水压的影响减小。

4 结论

由于有限元等常规数值方法因网格畸变不能准确实现短时强降雨作用下边坡的大变形模拟, 本文在验证两相单点物质点法准确性与合理性的基础上开展了不同降雨强度与饱和渗透系数时的边坡仿真分析。通过分析计算结果, 主要得到以下结论:

- (1) 短时强降雨强度 q 由 200 mm/h 减小为 50 mm/h 时, 坡脚有效应力降低趋势减弱并且边坡失稳启动时刻滞后。此外, 当 q 为 200 mm/h 时, 随着土体饱和渗透系数 k_{sat} 的减小, 有效应力由沿坡面中下部减小变为沿边坡表面整体减小。
- (2) 短时强降雨作用下边坡破坏模式主要为深层或浅层整体滑动破坏和牵引式滑动破坏。后者由坡脚局部失稳演化而成, 且其产生的失稳土体面积、边坡变形量均大于相同降雨强度下前者时的数值。
- (3) 土体渗透性较大即 $k_{sat}=1 \times 10^{-2} \text{ cm/s}$ 时, 孔隙水压沿高度方向近似线性分布, 并且降雨强度越大时, 边坡达到饱和状态的时长越短。随着 k_{sat} 的减小, 不同短时强降雨强度下孔隙水压的数值差异减小。

参考文献:

- [1]. 曾昌禄, 李荣建, 关晓迪, 等. 不同雨强条件下黄土边坡降雨入渗特性模型试验研究[J]. 岩土工程学报, 2020, 42(S1): 111-115. (Zeng Changlu, Li Rongjian, Guan Xiaodi, et al. Experimental study on rainfall infiltration characteristics of loess slope under different rainfall Intensities[J]. Chinese Journal of Geotechnical Engineering, 2020, 42(S1): 111-115. (in Chinese))
- [2]. Zhang S, Zhang X C, Pei X J, et al. Model test study on the hydrological mechanisms and early warning thresholds for loess fill slope failure induced by rainfall[J]. Engineering Geology, 2019, 258: 105135.
- [3]. 蒋水华, 刘贤, 黄劲松, 等. 多层非均质边坡降雨入渗分析的改进 Green-Ampt 模型[J]. 岩土工程学报, 2024, 46(06): 1177-1186. (Jiang Shuihua, Liu Xian, Huang Jingsong, et al. An improved Green-Ampt model for rainfall infiltration analysis of multi-layered heterogeneous soil slopes[J]. Chinese Journal of Geotechnical Engineering, 2024, 46(06): 1177-1186. (in Chinese)).

- [4]. 宋享桦, 谭勇, 陆烨, 等. 不同入渗边界条件下简单均质砂土边坡失稳模型试验和数值模拟研究[J]. 岩石力学与工程学报, 2024, 43(05): 1204-1218. (Song Xianghua, Tan Yong, Lu Ye, et al. Experimental and numerical studies on the instability of simple homogeneous sandy slopes under different infiltration scenarios[J]. Chinese Journal of Rock Mechanics and Engineering, 2024, 43(05): 1204-1218. (in Chinese)).
- [5]. 罗伟, 姜智予, 李佳宝, 等. 不同雨型循环作用下边坡渗流场及稳定性分析[J]. 科学技术与工程, 2023, 23(25): 10918-10925. (Luo Wei, Jiang Zhiyu, Li Jiabao, et al. Seepage field and stability analysis of slope under different rain type circulation[J]. Science Technology and Engineering, 2023, 23(25): 10918-10925. (in Chinese))
- [6]. Sun Y, Yang K, Hu R, et al. Model Test and Numerical Simulation of Slope Instability Process Induced by Rainfall. Water 2022, 14, 3997.
- [7]. 郑开欢, 罗周全, 罗成彦, 等. 短时强降雨对排土场碎石土边坡稳定性的影响[J]. 长安大学学报(自然科学版), 2016, 36(06): 39-47. (Zheng Kaihuan, Luo Zhouquan, Luo Chengyan, et al. Effect of short-term heavy rain on gravel soil slope stability of waste dump[J]. Journal of Chang'an University (Natural Science Edition), 2016, 36(06): 39-47. (in Chinese))
- [8]. 苏永华, 李诚诚. 强降雨下基于Green-Ampt模型的边坡稳定性分析[J]. 岩土力学, 2020, 41(2): 389-398. (SU Yonghua, LI Chengcheng. Stability analysis of slope based on Green-Ampt model under heavy rainfall[J]. Rock and Soil Mechanics, 2020, 41(2): 389-398. (in Chinese))
- [9]. Shao W, Bogaard T A, Bakker M, et al. Quantification of the influence of preferential flow on slope stability using a numerical modelling approach[J]. Hydrol Earth Syst Sci, 2015, 19, 2197-2212.
- [10]. Yu P, Liu H, Yu H, et al. Study on Fluid–Solid Coupling Numerical Simulation and Early Warning of Weathered Granite Landslides Induced by Extreme Rainfall.[J]. Sustainability, 2023, 15, 11738.
- [11]. Ceccato F, Yerro A, Girardi V, et al. Two-phase dynamic MPM formulation for unsaturated soil[J]. Computers and Geotechnics, 2021, 129: 103876.
- [12]. Fern J, Rohe A, Soga K, et al. The material point method for geotechnical engineering: a practical guide[M]. CRC Press, 2019.
- [13]. Hillel D. Soil and Water: Physical Principles and Processes[M]. London, Academic press, 1971.
- [14]. Mancarella D, Hungr O. Analysis of run-up of granular avalanches against steep, adverse slopes and protective barriers[J]. Canadian Geotechnical Journal, 2010, 47(8): 827-841.
- [15]. Lora M, Camporese M, Troch P A, et al. Rainfall - triggered shallow landslides: infiltration dynamics in a physical hillslope model[J]. Hydrological Processes, 2016, 30(18): 3239-3251.
- [16]. Kim J, Jeong S, Regueiro R A. Instability of partially saturated soil slopes due to alteration of rainfall pattern[J]. Engineering Geology, 2012, 147: 28-36.