

陈俊成, 宿文姬. Mein-Larson 入渗模型的改进研究[J]. 华南地震, 2021, 41(2): 125-133. [CHEN Juncheng, SU Wenji. Research on the Improvement of Mein-Larson Infiltration Model[J]. South China journal of seismology, 2021, 41(2): 125-133]

Mein-Larson 入渗模型的改进研究

陈俊成^{1,2}, 宿文姬²

(1. 广西交科集团有限公司, 南宁 530007; 2. 华南理工大学土木与交通学院, 广州 510640)

摘要: 降雨入渗模型对于降雨型滑坡稳定性的评价是相当重要的, 目前常用的降雨入渗模型是 Mein-Larson 入渗模型, 但该模型假定了土体初始含水率沿深度方向为一定值, 而实际上土体初始含水率沿深度方向为非线性分布的。考虑到实际的土体初始含水率分布情况, 提出了描述土体初始含水率的分布的反比例函数, 对 Mein-Larson 入渗模型进行了改进, 并通过有限元数值模拟方法对改进模型进行了验证。结果表明: 当降雨入渗在小于 2.5 m 时, 改进模型理论解和数值解存在一定的误差, 当降雨入渗在 2.5~5 m 时, 改进模型理论解和数值解基本一致; 改进的降雨入渗模型计算结果较 Mein-Larson 入渗模型更接近数值模拟结果, 改进的降雨入渗模型更加完善和可靠, 可推广应用到工程实际中。

关键词: 降雨型滑坡; 降雨入渗模型; 土体初始含水率; 数值模拟

中图分类号: P642.22

文献标志码: A

文章编号: 1001-8662(2021)02-0125-09

DOI: 10.13512/j.hndz.2021.02.18

Research on the Improvement of Mein-Larson Infiltration Model

CHEN Juncheng^{1,2}, SU Wenji²

(1. Guangxi Traffic Technology Group Co., Ltd, Nanning 530007, China; 2. South China University of Technology, Department of Civil Engineering, Guangzhou 510640, China)

Abstract: The rainfall infiltration model is very important for the evaluation of the stability of rainfall-type landslides. At present, the commonly used rainfall infiltration model is the Mein-Larson infiltration model, but the model assumes that the initial water content of soil is a certain value along the depth direction, in fact, the initial moisture content of soil is non-linear along the depth direction. Considering the actual distribution of soil initial moisture content, an inverse proportion function is proposed to describe the distribution of soil initial moisture content, which improves the Mein-Larson infiltration model, and the improved model is verified by finite element numerical simulation. The results show that there is a certain error between the theoretical solution and the numerical solution of the improved model when the rainfall infiltration is less than 2.5 m, and when the

收稿日期: 2021-02-10

基金项目: 广东省自然资源厅科技项目(GDZRZYKJ2020002)

作者简介: 陈俊成(1995-), 男, 硕士, 主要从事桥梁检测相关工作。

E-mail: juncheng0328@163.com

通信作者: 宿文姬(1969-), 女, 博士, 副教授, 主要从事地质灾害防灾减灾研究。

E-mail: wjsu@scut.edu.cn

rainfall infiltration is between 2.5 m and 5 m, the theoretical and numerical solutions of the improved model are basically consistent. The results of the improved rainfall infiltration model are closer to the numerical simulation results than those of the Mein-Larson model. The improved rainfall infiltration model is more perfect and reliable, and can be applied to engineering practice.

Keywords: Rainfall landslide; Rainfall infiltration model; Soil initial moisture content; Numerical simulation

0 引言

2018年,中国的滑坡灾害有1631起,占全国地质灾害总数55%,主要的致灾因素为降雨^[1]。降雨诱发滑坡的机制是雨水入渗到边坡内部改变了边坡的地下水位且增加了边坡土体的含水率,导致土体重度增加、孔隙水压力增加和基质吸力降低,进而导致下滑力增加和抗滑力减小,并最终发生失稳现象^[2]。因此研究雨水的入渗规律对于研究及评价滑坡的稳定性至关重要。

对于降雨入渗问题的研究,国内外众多学者进行了大量的探索并取得了许多优秀的研究成果。20世纪初,Green和Ampt^[3]在积水入渗的研究中,提出了具有物理基础的Green-Ampt入渗模型,但该模型是在假设地表水平的情况下得到的,对于非水平且具有一定坡角的地表并不适用;1973年,Mein和Larson^[4]对Green-Ampt入渗模型进行改进,提出了适用于地表具有一定坡角的降雨入渗模型,称为Mein-Larson入渗模型;2003年,王文焰等^[5]在Green-Ampt入渗模型的基础上,根据黄土积水入渗剖面水分变化特征推导出了适用于黄土区的积水入渗模型;2013年,简文星等^[6]为研究黄土滑坡的降雨入渗过程,在Green-Ampt入渗模型的基础上推导了考虑坡体倾角和低降雨强度影响的入渗模型。

上述降雨入渗模型均是在假设初始含水率为均匀分布下成立的,而实际上,土的初始含水率分布不可能是均一的,而是呈现从地下水潜水面往地表逐渐减少的规律^[7]。为此,我国学者从假设土体初始含水率呈线性分布对降雨入渗模型进行改进研究:2013年,Liu Zizhen等^[8]基于Green-Ampt入渗模型推导了当土体初始含水率呈线性分布时的降雨入渗深度计算公式,但只是适用于低降雨强度的情况;2017年,唐杨等^[9]以Mein-Larson入渗模型为基础,通过假定土体初始含水率在垂直坡面方向上呈线性分布,推导得到了新的降雨入渗模型。但是,土体初始含水率在深度方向上呈线性分布在工程实际中也是不可能的:

Godt等^[10]研究表明单层土体的含水率呈近似直线-指数曲线分布;史振宁等^[11]通过降雨入渗试验发现土体的含水率呈反比例函数分布。因此,对土体初始含水率在深度方向上呈非线性分布的降雨入渗研究是未来的研究重点。

综上所述,本文在Mein-Larson入渗模型的基础上,引入土体初始含水率反比例分布函数,提出不仅考虑了坡角,还考虑了土体初始含水率呈非线性分布,且适用于不同降雨强度的降雨入渗模型,并采用改进的降雨入渗模型计算不同降雨强度工况下的降雨入渗深度,同时与采用Mein-Larson入渗模型和有限元数值模拟方法得到的计算结果进行对比,结果表明:当降雨入渗在小于2.5 m时,改进模型理论解和数值解存在一定的误差,当降雨入渗在2.5~5 m时,改进模型理论解和数值解基本一致;改进的降雨入渗模型计算结果较Mein-Larson入渗模型更接近数值模拟结果,改进的降雨入渗模型更加完善和可靠,可推广应用到工程实际中。

1 改进的降雨入渗模型

1.1 Mein-Larson入渗模型

1973年,Mein和Larson利用等效时间对Green-Ampt入渗模型进行改进,提出了适用于降雨条件下坡体的入渗模型,称为Mein-Larson入渗模型^[4]。该模型假定土体初始含水率以及降雨入渗过程中传导区含水率均匀分布,且降雨入渗过程中湿润锋平行地向下推进的。M-L入渗模型的计算简图如图1。

1.1.1 积水入渗

如图1,将原点取在坡面处,轴以垂直坡面向下为正。根据达西定律,地表处的入渗率为:

$$i = K_s \frac{z_f^* \cos \gamma + s_f + H}{z_f^*} \quad (1)$$

式中: i 为入渗率(m/s); K_s 为饱和渗透系数(m/s); z_f^* 为湿润锋深度(m); H 为积水深度(m); γ 为边坡坡度($^\circ$); s_f 为湿润锋处基质吸力(m)。

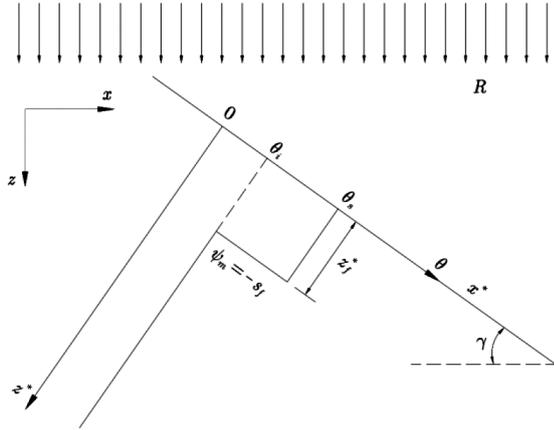


图 1 Mein-Larson 入渗模型的计算简图^[4]

Fig.1 Calculation diagram of Mein-Larson infiltration model^[4]

根据水量平衡原理, 有:

$$I = (\theta_s - \theta_i) z_f^* \quad (2)$$

根据入渗率与累积入渗量之间的关系, 有:

$$i = \frac{dI}{dt} = (\theta_s - \theta_i) \frac{dz_f^*}{dt} \quad (3)$$

将式(1)代入式(2)后化简, 得:

$$\frac{dz_f^*}{dt} = \frac{K_s}{\theta_s - \theta_i} \frac{z_f^* \cos\gamma + s_f + H}{z_f^*} \quad (4)$$

对式(4)积分, 并代入初始条件 $z_f^*|_{t=0}$ 化简, 得:

$$t = \frac{\theta_s - \theta_i}{K_s \cos\gamma} \left[z_f^* - \frac{(s_f + H)}{\cos\gamma} \ln \frac{z_f^* \cos\gamma + s_f + H}{z_f^*} \right] \quad (5)$$

将式(2)代入式(5)化简, 得:

$$K_s t \cos\gamma = I - \frac{(\theta_s - \theta_i)(s_f + H)}{\cos\gamma} \ln \left[1 + \frac{I \cos\gamma}{(\theta_s - \theta_i)(s_f + H)} \right] \quad (6)$$

当边坡表面积水很浅或者雨水入渗的时间很长时, 积水深度 H 相对于湿润锋深度 z_f^* 可以忽略, 则式(1)可以写为:

$$i = K_s \frac{z_f^* \cos\gamma + s_f}{z_f^*} \quad (7)$$

联立式(2)和式(7)化简, 得:

$$i = K_s \left[\cos\gamma + \frac{(\theta_s - \theta_i) s_f}{I} \right] \quad (8)$$

在 K_s 、 H 、 s_f 、 γ 、 θ_s 和 θ_i 已知的条件下, 由式(5)求得 $z_f^*(t)$, 然后再由式(6)求得 $I(t)$, 最后再由式(7)求得 $i(t)$ 。但由式(5)一般得不到 $z_f^*(t)$ 的显式表达式, 需要采用数值方法进行计算。

积水入渗阶段 ($t > t_p$), 由于式(6)中的 I 是表示积水入渗以后的累积入渗量, 而积水入渗不是从 $t=0$ 开始的, 故需要对式(6)进行修正:

$$K_s [t - (t_p - t_s) \cos\gamma] = I - \frac{(\theta_s - \theta_i)(s_f + H)}{\cos\gamma} \ln \left[1 + \frac{I \cos\gamma}{(\theta_s - \theta_i)(s_f + H)} \right] \quad (9)$$

式中: t_s 为由 $t=0$ 开始积水到 $I=I_p$ 时所需的时间 (s); t_p 为地表实际开始积水的时间 (s); I_p 为地表实际开始积水入渗以后的累积入渗量。

式(9)中的 I_p 、 t_s 、 t_p 可由式(10)计算得到:

$$\begin{cases} R \cos\gamma = K_s \left[\cos\gamma + \frac{(\theta_s - \theta_i)(s_f + H)}{I_p} \right] \\ K_s t_s \cos\gamma = \\ I_p - \frac{(\theta_s - \theta_i)(s_f + H)}{\cos\gamma} \ln \left[1 + \frac{I_p \cos\gamma}{(\theta_s - \theta_i)(s_f + H)} \right] \\ t_p = \frac{I_p}{R \cos\gamma} \end{cases} \quad (10)$$

1.1.2 非积水入渗

非积水入渗阶段, 入渗率可表示为:

$$i = R \cos\gamma \quad t \leq t_p \quad (11)$$

式中: R 为降雨强度 (m/s)。

根据非饱和土渗流达西定律有:

$$\begin{aligned} i &= -K(\psi_m) \frac{\partial \psi}{\partial z^*} = -K(\psi_m) \frac{\partial [-(s_f + z)]}{\partial z^*} \\ &= K(h_c) \frac{\partial z}{\partial z^*} - K(h_c) \frac{\partial h_c}{\partial z^*} \end{aligned} \quad (12)$$

根据坐标转换关系有:

$$z = x^* \sin\gamma + z^* \cos\gamma \quad (13)$$

联立式(12)和式(13), 得:

$$i = K(h_c) \cos\gamma - K(h_c) \frac{\partial h_c}{\partial z^*} \quad (14)$$

根据 Green-Ampt 入渗模型的假定, 湿润锋上部土体的含水率分布均匀, 则式(14)中的第二项为 0。联立式(11)和式(14), 可得到:

$$R = K(h_c) \quad (15)$$

根据 Van Genuchten^[12]非饱和渗透系数拟合模型有:

$$K(\psi_m) = K_s \frac{[1 - (\alpha \psi_m)^n]^{m-1} [1 + (\alpha \psi_m)^n]^{-m}}{[1 + (\alpha \psi_m)^n]^{m/2}} \quad (16)$$

联立式(15)和式(16), 得:

$$R = K_s \frac{[1 - (\alpha h_c)^n]^{m-1} [1 + (\alpha h_c)^n]^{-m}}{[1 + (\alpha h_c)^n]^{m/2}} \quad (17)$$

式中: α 、 m 、 n 均为拟合参数

利用式(17)求得 h_c , 然后代入 Van Genuchten 土水特征曲线拟合方程^[13]计算湿润锋以上土体的体积含水率 θ_w :

$$\theta_w = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{[1 + (\alpha h_c)^n]^m} \quad (18)$$

式中： θ_w 为非饱和土含水率； θ_r 为非饱和土残余含水率。

根据水量均衡原理，可得：

$$I=Rt=(\theta_w-\theta_r)z^*f \quad (19)$$

故降雨持续时间 t 的入渗深度为：

$$z^*_f=\frac{Rt}{\theta_w-\theta_r} \quad (20)$$

通过式(20)便能求得 $z^*_f(t)$ ，而 $i(t)$ 和 $I(t)$ 可直接得到，分别等于 R 和 Rt 。

1.2 改进的 Mein-Larson 入渗模型

改进的降雨入渗模型如图 2 所示，引入的土体初始含水率反比例函数如下：

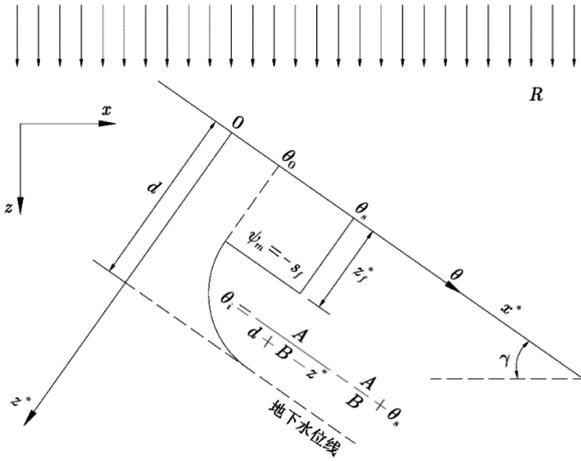


图 2 改进降雨入渗模型计算图

Fig.2 Calculation diagram of improved rainfall infiltration model

$$\begin{cases} \theta_i = \frac{A}{d+B-z^*} + \theta_s \\ B = \sqrt{\frac{Ad}{\theta_s-\theta_0} + \frac{d^2}{4}} - \frac{d}{2} \end{cases} \quad (21)$$

式中： A 为土体初始含水率分布参数； B 为间接参数； d 为地下水埋深(m)； θ_0 为地表处初始含水率。

1.2.1 积水入渗

根据达西定律，地表处的入渗率为：

$$i=K_s \frac{z^*_f \cos\gamma + s_f + H}{z^*_f} \quad (22)$$

根据水量平衡原理，有：

$$I = \int_0^{z^*_f} (\theta_s - \theta_i) dz^* = \frac{A}{B} z^*_f + A \ln \frac{d+B-z^*_f}{d+B} \quad (23)$$

根据入渗率与累积入渗量之间的关系，有：

$$i = \frac{dI}{dt} = \left(\frac{A}{B} - \frac{A}{d+B-z^*_f} \right) \frac{dz^*_f}{dt} \quad (24)$$

将式(22)代入式(24)后化简，得：

$$\frac{dz^*_f}{dt} = \frac{K_s}{\frac{A}{B} - \frac{A}{d+B-z^*_f}} \frac{z^*_f \cos\gamma + s_f + H}{z^*_f} \quad (25)$$

对式(25)积分，并代入初始条件 $z^*_f|_{t=0}=0$ 化简，得：

$$t = \frac{A}{BK_s \cos\gamma} \left[z^*_f - \frac{(s_f+H)}{\cos\gamma} \ln \frac{z^*_f \cos\gamma + s_f + H}{s_f + H} \right] + \frac{A}{K_s} \left[\frac{(d+B) \ln \frac{d+B-z^*_f}{d+B}}{(d+B) \cos\gamma + s_f + H} + \frac{(s_f+H) \ln \frac{z^*_f + s_f + H}{s_f + H}}{\cos\gamma [(d+B) \cos\gamma + s_f + H]} \right] \quad (26)$$

联立式(7)和式(11)化简，得：

$$z^*_f = \frac{s_f}{R \cos\gamma / K_s - \cos\gamma} \quad (27)$$

将式(27)代入式(23)，得：

$$I_p = \frac{A}{B} \frac{s_f}{R \cos\gamma / K_s - \cos\gamma} + A \ln \left[1 - \frac{s_f}{(d+B)[R \cos\gamma / K_s - \cos\gamma]} \right] \quad (28)$$

积水入渗阶段 ($t > t_p$)，积水入渗不是从 $t=0$ 开始的，且当边坡表面积水很浅或者雨水入渗的时间很长时，积水深度相对于湿润锋深度 z^*_f 可以忽略，故对式(26)进行修正并化简，得：

$$K_s B \cos\gamma [t - (t_p - t_s)] = A \left[z^*_f - \frac{s_f}{\cos\gamma} \ln \frac{z^*_f \cos\gamma + s_f}{s_f} \right] + A \left[\frac{B \cos\gamma (d+B) \ln \frac{d+B-z^*_f}{d+B}}{(d+B) \cos\gamma + s_f} + \frac{B s_f \ln \frac{z^*_f + s_f}{s_f}}{(d+B) \cos\gamma + s_f} \right] \quad (29)$$

式(29) t_p 可由式(30)计算得到：

$$t_p = \frac{I_p}{R \cos\gamma} \quad (30)$$

联立式(26)和式(27)，可求得 t_s (忽略积水深度 H 的影响)：

$$t_s = \frac{A}{BK_s \cos\gamma} \left[z^*_f - \frac{s_f}{\cos\gamma} \ln \frac{z^*_f \cos\gamma + s_f}{s_f} \right] + \frac{A}{K_s} \left[\frac{(d+B) \ln \frac{d+B-z^*_f}{d+B}}{(d+B) \cos\gamma + s_f} + \frac{s_f \ln \frac{z^*_f + s_f}{s_f}}{\cos\gamma [(d+B) \cos\gamma + s_f]} \right] \quad (31)$$

在 K_s 、 A 、 d 、 s_f 、 γ 、 θ_s 和 θ_0 已知的条件下，将 t_s 、 t_p 代入式(29)便能求得 $z^*_f(t)$ ，然后再由式(23)求得 $I(t)$ ，最后再由式(24)求得 $i(t)$ 。

1.2.2 非积水入渗

非积水入渗阶段 ($t \leq t_p$)，根据水量平衡原理，得：

$$Rt = \int_0^{z^*_f} (\theta_w - \theta_i) dz^* = \left(\theta_w - \theta_s + \frac{A}{B} \right) z^*_f + A \ln \frac{d+B-z^*_f}{d+B} \quad (32)$$

式中： θ_w 为非饱和土含水率，可结合式(17)

和式(18)求得。

通过式(32)便能求得 $z_i(t)$ ，而 $i(t)$ 和 $I(t)$ 可直接得到，分别等于 R 和 Rt 。

2 改进降雨入渗模型的验证

采用数值模拟软件 GeoStudio 中的 SEEP/W 模块对边坡模型进行渗流分析，将得到的各时刻湿

表 1 土体计算参数^[7]
Table1 Calculation parameter of soil^[7]

$\theta_s/\%$	$\theta_r/\%$	$a/(m^{-1})$	n	$K_s/(m \cdot d^{-1})$
1.5	40	3.5	1.5	0.5

润锋深度与改进降雨入渗模型计算得到的湿润锋深度对比，从而验证改进降雨入渗模型的适用性。

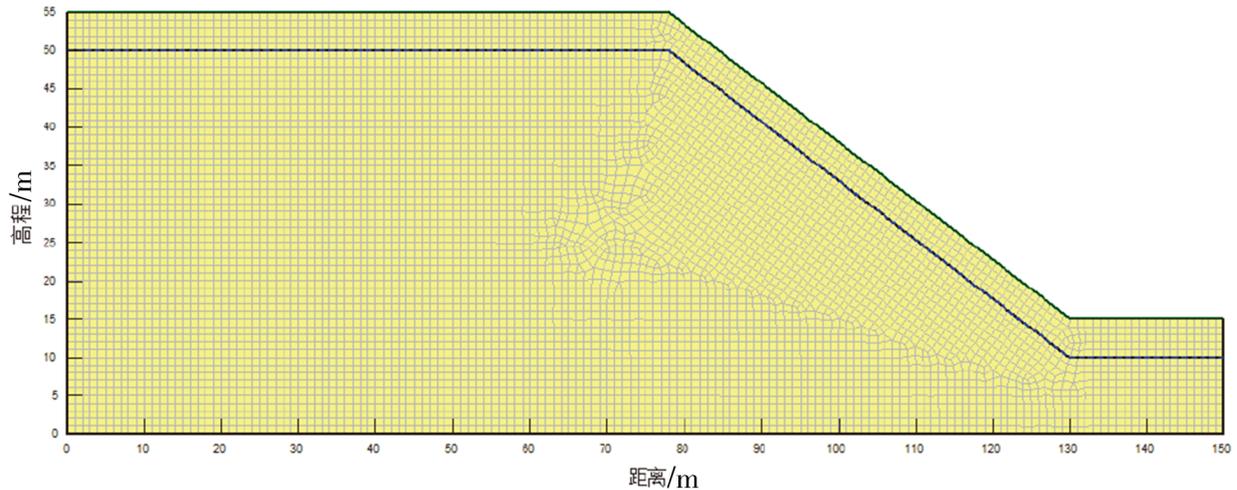


图 3 渗流分析数值计算模型
Fig.3 Numerical calculation model for seepage analysis

2.1 计算模型

如图 3 所示，均质边坡模型长 150 m，高 55 m；斜坡高 30 m，坡度 30；地下水位埋深 5 m，土体为粉质粘土，其水文学参数^[7]见表 1。

2.2 土体初始含水率分布函数的验证

对边坡模型进行稳态渗流分析，然后提取自坡面到地下水位处的土体初始含水率分布数据，所提取的数据点位置如图 4 中蓝色点所示。

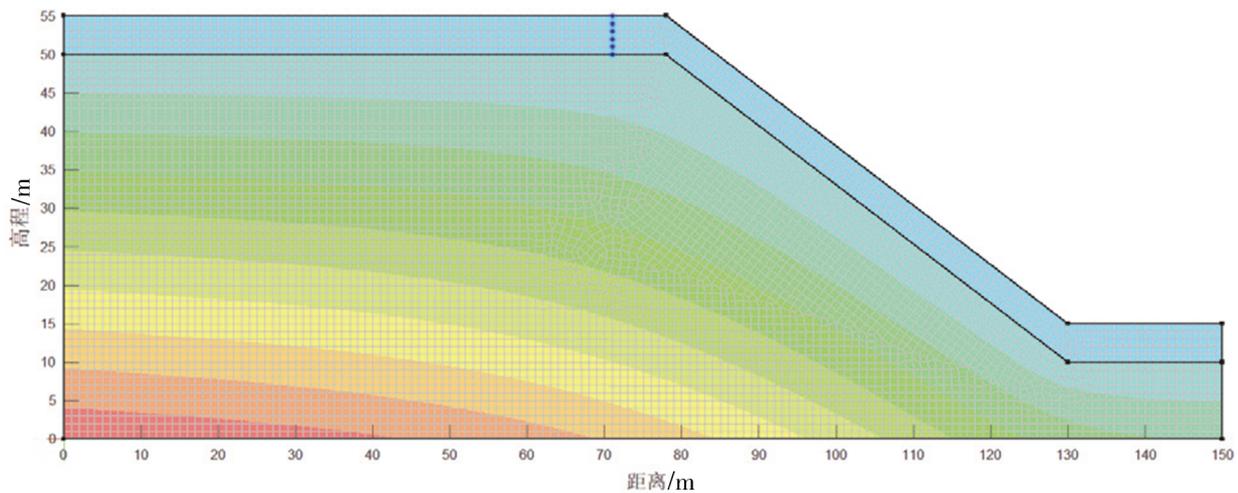


图 4 稳态渗流分析结果图
Fig.4 Result of steady seepage analysis

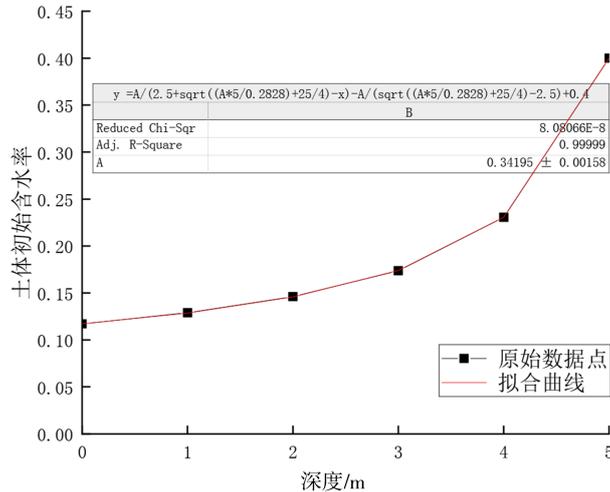


图5 土体初始含水率拟合结果图

Fig.5 Fitting results of initial soil moisture content

将数据点对应的含水率数值导入数据处理软件 Oringin 中，并利用式(21)进行拟合，拟合结果如图 5 所示。

由图 5 可知，当 $A = 0.342$ 时，拟合优度为 0.999 99 接近 1，这说明用式(21)去描述土体的初始含水率分布是科学合理的，这也为后续的降雨入渗深度的计算的精确性提供了保证。

2.3 降雨入渗深度的验证

2.3.1 降雨强度小于土体饱和渗透系数

降雨强度取 $R = 0.45$ m/d，采用式(17)计算负压水头 $h_c = 0.000 75$ m，然后再用式 (18)计算湿润锋以上土体的体积含水率 $\theta_w = 0.399 983$ ，最后将 A 和 θ_w 代入式(32)便能得到基于改进降雨入渗模型

的降雨入渗深度-时间关系曲线，如图 8 红线所示。同时将 $\theta_i = 0.25$ 和 $\theta_w = 0.399 983$ 代入式(20)便能得到基于 Mein-Larson 入渗模型的降雨入渗深度-时间关系曲线，如图 8 蓝线所示。

在数值模型中施加降雨边界条件，如图 6 所示，设置降雨时长为 2.5 d，时间步长为 0.02 d，然后在 SEEP/W 模块进行瞬态渗流分析。由于篇幅有限，仅列出降雨入渗达到 1 m 和 3 m 的瞬态分析结果，见图 7，图中蓝色区域为体积含水率为 0.4 的土体，蓝色虚线为降雨入渗浸润线和地下水位线。提取每个时刻的降雨入渗深度绘制降雨入渗深度-时间关系曲线，如图 8 黑线所示。

将改进模型理论解、Mein-Larson 入渗模型理论解和数值解绘于图 8，由图可知，降雨入渗在小

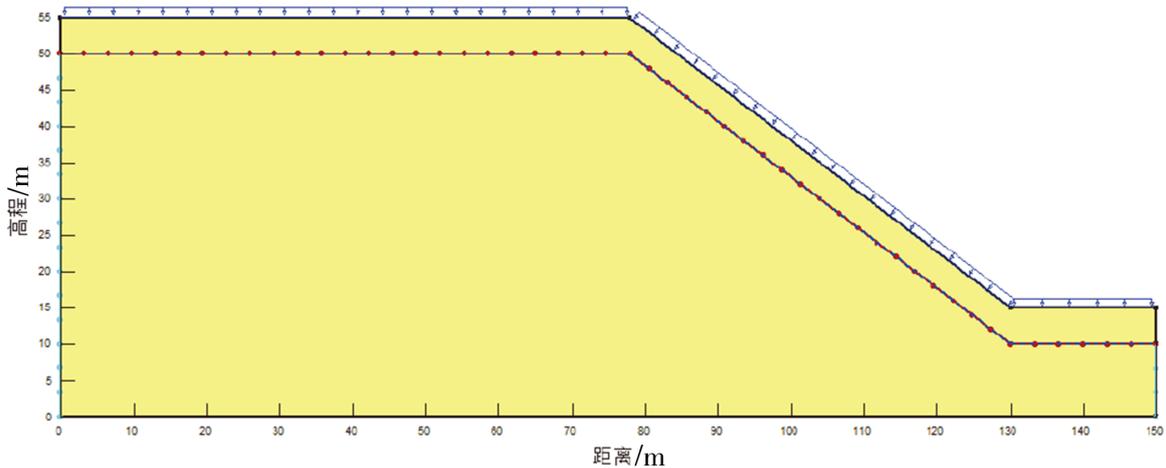


图6 降雨边界布置图

Fig.6 Rainfall boundary layout

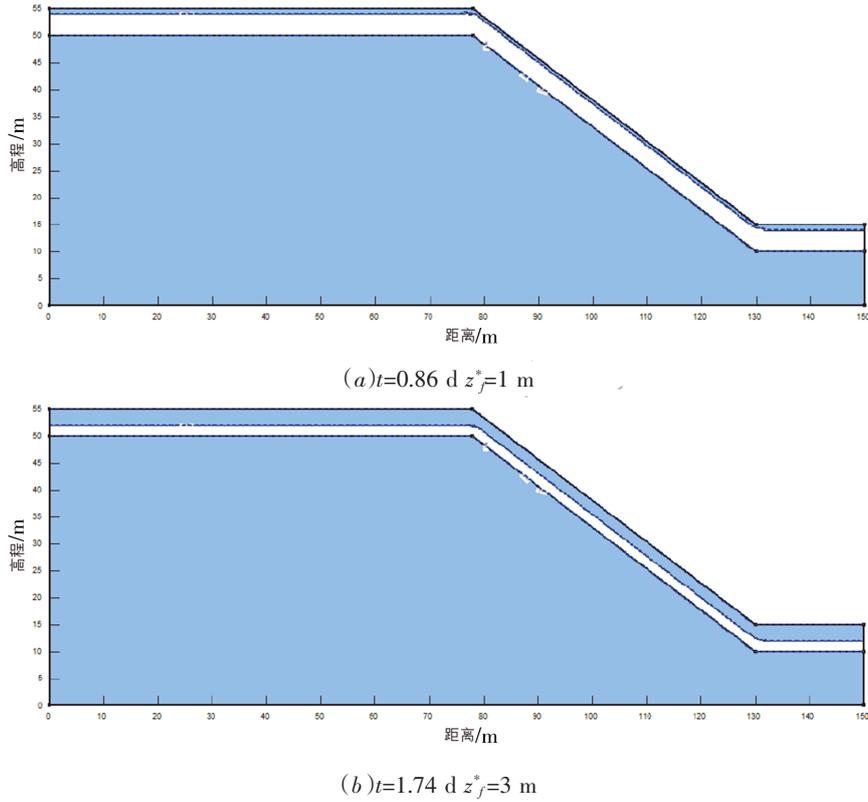


图 7 瞬态渗流数值模拟结果(0.45 m/d)

Fig.7 Numerical simulation results of transient seepage(0.45 m/d)

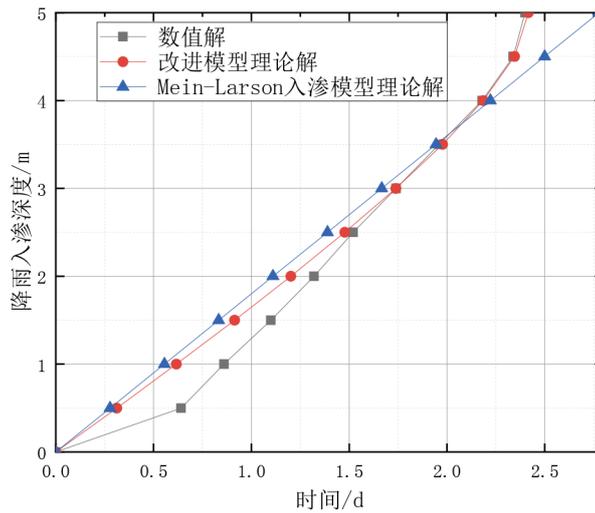


图 8 降雨入渗深度理论和数值解对比(0.45 m/d)

Fig.8 Comparison of theoretical and numerical solutions of rainfall infiltration depths(0.45 m/d)

于 2.5 m 时, 改进模型理论解和数值解存在一定的误差, 降雨入渗在 2.5~5 m 时, 改进模型理论解和数值解基本一致。而且降雨入渗深度一定时, 离地表越近, 入渗时间的误差越大, 最大误差约为 7.9 h, 产生误差的原因是理论解在计算渗透率时忽略了负压水头随深度变化的一项, 而负压水头

与深度呈递增关系, 斜率逐渐减小到最后趋于零, 所以理论解与数值解的误差也是随着深度的增加逐渐减少最后趋于零。改进模型理论解较 Mein-Larson 入渗模型理论解更接近数值解, 因此考虑土体的初始含水率分布能够让降雨入渗模型更加完善和准确。

2.3.2 降雨强度大于土体饱和渗透系数

降雨强度取 0.60 m/d, 湿润锋处的平均基质吸力取 $s_f=0.06 \text{ m}^{[14]}$, 采用式(28)、式(30)、式(27)和式(31)分别求得 $I_p=0.097 \ 376 \text{ m}$ 、 $t_p=0.187 \ 406 \text{ s}$ 、 $z_f^*=0.346 \ 42 \text{ m}$ 和 $t_s=0.145 \ 250 \text{ s}$, 然后采用式(23)计算 $t \leq t_p$ 时的降雨入渗深度, 采用式(29)计算时的降雨入渗深度, 将计算得到的各时刻降雨入渗深度绘成降雨入渗深度-时间关系曲线, 如图 10 红线所示。同时将 $\theta_i=0.25$ 、 $\theta_n=0.4$ 和 $s_f=0.06 \text{ m}$ 代入式(10)分别求得 $I_p=0.075 \text{ m}$ 、 $t_p=0.125 \text{ d}$ 、 $z_f^*=0.300 \text{ m}$ 和 $t_s=0.096 \ 25 \text{ s}$, 然后采用式(2)计算 $t \leq t_p$ 时的降雨入

渗深度, 将计算得到的各时刻降雨入渗深度绘成降雨入渗深度-时间关系曲线, 如图 10 蓝线所示。

在数值模型中施加降雨边界条件, 如图 6 所示, 设置降雨时长为 2.5 d, 时间步长为 1 h, 然后在 SEEP/W 模块进行瞬态渗流分析。由于篇幅有限仅列出降雨入渗达到 2 m 和 4 m 的瞬态分析结果, 见图 9, 图中蓝色区域为体积含水率为 0.4 的土体, 蓝色虚线为降雨入渗浸润线和地下水位线。提取每个时刻的降雨入渗深度绘制降雨入渗深度-时间关系曲线, 如图 10 黑线所示。

将改进模型理论解、Mein-Larson 入渗模型理论解和数值解绘于图 10, 由图可知, 降雨入渗在

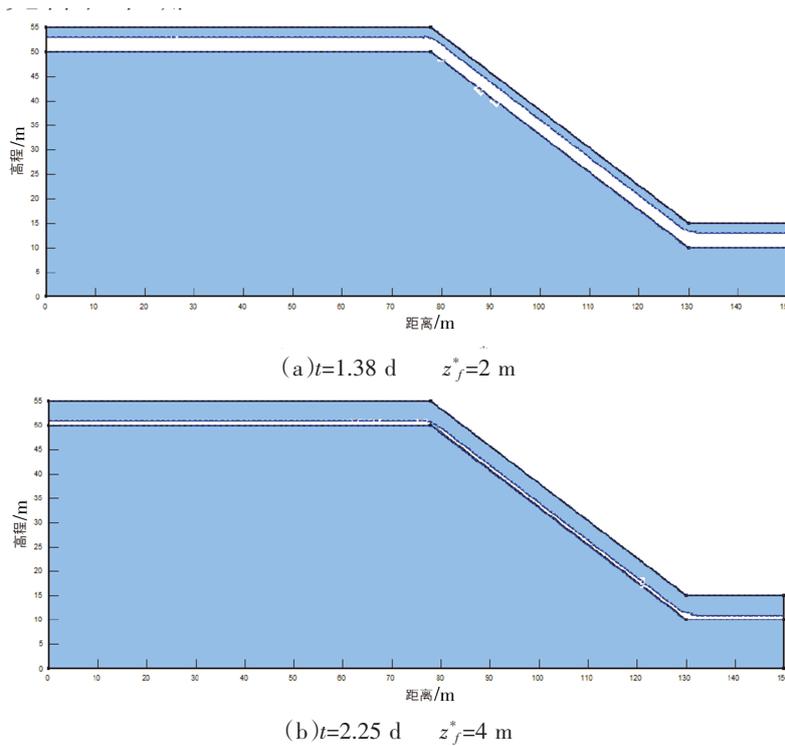


图9 瞬态渗流数值模拟结果(0.60 m/d)

Fig.9 Numerical simulation results of transient seepage(0.60 m/d)

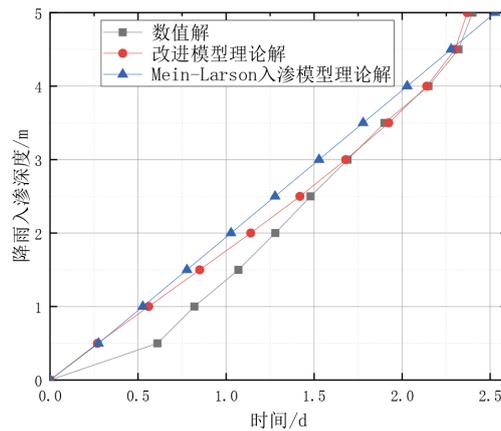


图 10 降雨入渗深度理论和数值解对比(0.60 m/d)

Fig.10 Comparison of theoretical and numerical solutions of rainfall infiltration depths(0.60 m/d)

小于 2.5 m 时, 理论解和数值解存在一定的误差, 降雨入渗在 2.5~5 m 时, 理论解和数值解基本一致。而且降雨入渗深度一定时, 离地表越近, 入渗时间的误差越大, 最大误差约为 8.2 h, 产生误差的原因是理论解在求解过程中假设湿润锋处的基质吸力为定值。非饱和土的基质吸力是随深度的增加而不断减少最后趋于零(地下水位处), 而 0.06 m 是土体接近饱和状态的基质吸力, 也就是说基质吸力 0.06 m 时, 越接近地面基质吸力误差就越大, 于是便导致了图 10 中的误差。改进模型理论解较 Mein-Larson 入渗模型理论解更接近数值解, 因此考虑土体的初始含水率分布能够让降雨入渗模型更加完善和准确。

3 结论与建议

(1)与传统的降雨入渗模型相比, 本文改进的降雨入渗模型不仅考虑了坡角的影响, 还考虑了土体初始含水率呈非线性分布时的影响, 它既适用于降雨强度大于土体入渗能力的情况也适用于降雨强度小于土体入渗能力的情况, 改进后的降雨入渗模型应用范围广且更接近工程实际。

(2)当降雨入渗在小于 2.5 m 时, 改进模型理论解和数值解存在一定的误差, 当降雨入渗在 2.5~5 m 时, 改进模型理论解和数值解基本一致; 改进的降雨入渗模型计算结果较 Mein-Larson 入渗模型更接近数值模拟结果, 改进的降雨入渗模型更加完善和可靠。

(3)本文提出的改进降雨入渗模型仍可进一步改进并完善浅层滑坡稳定性计算理论, 这是今后的研究方向, 其研究结果可用于分析和评价降雨型滑坡的稳定性。

参考文献

- [1] 自然资源部地质灾害技术指导中心. 全国地质灾害通报(2018年)[R]. 北京:中国地质调查局地质环境监测院, 2019.
- [2] 吴仁铤. 降雨诱发的滑坡作用机制研究[D]. 长沙:中南大学, 2013.
- [3] Green W H, Ampt G A. Studies on soil physics [J]. The Journal of Agricultural Science, 1911, 4(1): 1-24.
- [4] Mein R G, Larson C L. Modeling infiltration during a steady rain[J]. Water resources research, 1973, 9(2): 384-394.
- [5] 王文焰, 汪志荣, 王全九, 等. 黄土中 Green-Ampt 入渗模型的改进与验证[J]. 水利学报, 2003(05): 30-34.
- [6] 简文星, 许强, 童龙云. 三峡库区黄土坡滑坡降雨入渗模型研究[J]. 岩土力学, 2013, 34(12): 3527-3533+3548.
- [7] 简文星, 蒋毅. 基于指数型的浅层滑坡非积水降雨入渗模型研究[J]. 安全与环境工程, 2017, 24(01): 22-25+32.
- [8] Liu Z, Yan Z, Duan J, et al. Infiltration regulation and stability analysis of soil slope under sustained and small intensity rainfall[J]. Journal of Central South University, 2013, 20(9): 2519-2527.
- [9] 唐扬, 殷坤龙, 汪洋, 等. 斜坡降雨入渗的改进 Mein-Larson 模型[J]. 地球科学, 2017, 42(04): 634-640.
- [10] Godt J W, ener-Kaya B, Lu N, et al. Stability of infinite slopes under transient partially saturated seepage conditions[J]. Water Resources Research, 2012, 48(5): 5505.
- [11] 史振宁, 戚双星, 付宏渊, 等. 降雨入渗条件下土质边坡含水率分布与浅层稳定性研究[J]. 岩土力学, 2020(03): 1-10.
- [12] 武雄, 于青春, 何满潮, 等. 三峡库区巴东黄土坡巨型古滑坡体形成机理[J]. 水利学报, 2006, 37(8): 969-976.
- [13] 雷志栋, 杨诗秀, 谢森传. 土壤水动力学[M]. 北京:清华大学出版社, 1988.
- [14] 李宁, 许建聪, 钦亚洲. 降雨诱发浅层滑坡稳定性的计算模型研究[J]. 岩土力学, 2012, 33(05): 1485-1490.