

https://doi.org/10.3799/dqkx.2017.580



降雨入渗影响下边坡中的非饱和渗流特性

许旭堂^{1,2}, 简文彬^{2*}, 吴能森¹, 徐祥¹, 刘景良¹

1. 福建农林大学交通与土木工程学院, 福建福州 350002

2. 福州大学岩土工程与工程地质研究所, 福建福州 350108

摘要: 为了分析降雨入渗影响下非饱和土坡渗流特性, 利用自制降雨模拟系统和实时监测系统, 对降雨诱发非饱和土坡失稳过程进行全方位、多参量的实时监测, 研究不同降雨条件下, 不同坡度、不同压实度边坡坡体不同位置雨水入渗率和湿润峰的实变规律。结果表明: 降雨入渗条件下, 陡坡和高压实度土体不利于雨水入渗, 而缓坡和低压实度土体入渗率变化快; 实际土体吸力和含水量实时变化规律不同步, 提出试验湿润峰概念, 含水率(吸力)湿润峰点可按含水率(吸力)实时曲线的过渡区和雨后残余含水率(吸力)的线性交叉点确定; 考虑单向吸湿或脱湿路径下土体含水率和吸力具有唯一对应关系, 含水率湿润峰点与吸力湿润峰点的绝对值时差即为形成湿润峰所需时间; 对比湿润峰实测值与 Lumb 半经验值散点分布规律, 基于 Lumb 湿润峰深度计算公式提出非线性修正表达式。

关键词: 边坡; 非饱和渗流; 降雨入渗; 湿润峰; 实变规律; 修正 Lumb 表达式。

中图分类号: P694

文章编号: 1000-2383(2018)03-0922-11

收稿日期: 2017-11-29

Unsaturated Seepage Characteristics of Slope under Rainfall Infiltration

Xu Xutang^{1,2}, Jian Wenbin^{2*}, Wu Nengsen¹, Xu Xiang¹, Liu Jingliang¹

1. College of Transportation and Civil Engineering, Fujian Agriculture and Forestry University, Fuzhou 350002, China

2. Institute of Geotechnical and Geological Engineering, Fuzhou University, Fuzhou 350108, China

Abstract: In order to analyze unsaturated seepage characteristics of slope under rainfall infiltration, a rainfall simulation system and real-time monitoring system were employed for conducting model tests to simulate the rainfall-induced unsaturated soil slope failure process in this study. The real-time response of infiltration rate and wetting front of soil slope with different slope angles, different compaction degrees and different locations under different rainfall conditions were recorded and analyzed. Results show that steep slope and high compaction degree soil are not conducive to rainfall infiltration, while gentle slope and low compaction degree soil have a quick change of infiltration rate; the concept of test wetting front is proposed due to the real-time law of actual soil suction and water content under rainfall conditions are not synchronized, and the water content (suction) wetting front point can be determined by a linear intersection of water content (suction) real-time curve transition zone and residual water content (suction) after rainfall; considering water content and soil suction have the only corresponding relationship under unidirectional wetting and drying path, the time needed for wetting front formation can be seen as the absolute value of time differences between water content and suction wetting front point. Based on the Lumb formula of wetting front depth, the nonlinear correction expression is proposed subsequently by comparing the scatter distribution of wetting front measured and semi-empirical values.

Key words: slope; unsaturated seepage characteristics; rainfall infiltration; wetting front; real-time response; modified formula of Lumb.

基金项目: 国家自然科学基金项目(No.41702288); 福建省教育厅中青年教育科研项目(No.JAT170173); 福建省自然科学基金项目(No.2015J01164); 交通土建师资队伍博士化国际化工程项目(No.61201405105)。

作者简介: 许旭堂(1986-), 博士, 讲师, 主要从事边坡与滑坡灾害防治研究。ORCID:0000-0002-7842-1433.E-mail: xxtmdd@163.com

* **通讯作者:** 简文彬, ORCID:0000-0002-3513-9032.E-mail: jwb@fzu.edu.cn

引用格式: 许旭堂, 简文彬, 吴能森, 等, 2018. 降雨入渗影响下边坡中的非饱和渗流特性. 地球科学, 43(3): 922-932.

0 引言

降雨是影响边坡稳定的一个重要因素。地处我国东南沿海的福建省属亚热带海洋性气候,受印度洋暖湿气流的控制,降雨持续时间长、强度大,雨水入渗带来的岩土体工程安全性和稳定性评价一直是防灾减灾研究领域的热点(黄发明等,2015;冯杭建等,2016;喻孟良等,2016)。非饱和区域内的土体具有基质吸力,可增加土体的抗剪强度,有利于保持土坡的稳定。含水率越小,基质吸力越大,而雨水入渗可增加土体内的含水率,引起基质吸力减小直至消失,甚至出现暂态饱和区,同时土体重度增加、抗剪强度降低,一旦降至土体强度临界值,边坡将产生失稳破坏。因此,开展降雨入渗影响下的非饱和土坡渗流特性研究,尤其是入渗率和湿润峰运移特性的研究,对于非饱和土坡的稳定性研究具有重要的理论与工程实践价值。

降雨条件(雨型、雨强和历时等)和土体性质作为影响降雨入渗的两个主体,对主体中的任何要素做出改变,皆可引起渗流特性的不同。王建新等(2010)研究土体水势和非饱和渗透特性变化规律,给出非饱和渗透系数、降雨强度和负压之间在自由入渗阶段的关系式;谷博轩等(2010)对旱田砂石覆盖的累积产流量进行试验研究,表明砂石覆盖土体入渗量大,且达到稳渗阶段时间比未处理过的土来得小;部分研究员通过开展不同初始孔隙率和含水率的二维土柱入渗实验,研究土壤中空气对土结构和入渗过程的影响,当土体初始孔隙率小、含水量大时,试验初始无气泡逸出,湿润峰移动到某一深度时出现水平裂缝,且入渗加剧裂缝开展,随着气体逸出,裂缝闭合。

在降雨入渗规律模型研究上,前人结合 VG 模型和改进的 GA 入渗模型,提出考虑雨强与土体饱和渗透系数的改进 Mein-Larson(Mein and Larson, 1973)入渗模型,该模型可反映坡面倾斜和非饱和土的特性;简文星等(2013)推导出可考虑坡体倾角和小雨强的改进 GA 入渗模型,并与现场实测值对比,得出可用于黄土滑坡的降雨入渗分析的改进模型。韩同春等(2013)在 GA 入渗模型中考虑封闭气压,利用改进的公式分析强降雨条件下边坡安全系数随时间的变化,Chen and Young(2006)提出了考虑倾角的 GA 入渗模型,并讨论边坡累积入渗量随倾角的变化,而 Muntohar and Liao(2010)将修正模型运用到边坡安全系数计算中。也有学者通过制定初

始和边界条件来求解饱和和非饱和渗流的偏微分方程,如:Philip(1955)通过假定土体初始含水率均匀分布和采用迭代求解逼近方法推导针对短历时入渗和长历时入渗的两种公式。

综上所述,前述研究主要集中在降雨条件与非饱和土入渗特性的映射分析中,基本上未能深入研究降雨入渗引起土体吸力和含水率的时变规律、入渗过程中的渗流特性等科学问题,导致降雨型滑坡预警缺乏更有力的理论支持。为了进一步分析降雨入渗影响下的非饱和土边坡中渗流特性,本文针对两种典型边坡(全边坡和无限边坡),利用自制模型箱、降雨系统和监测系统,进行人工降雨试验,对降雨诱发滑坡全过程进行实时监测,定性分析非饱和土坡中雨水的入渗过程,研究土体吸力和含水率实时变化规律,从土体的基本特性入手,对不同降雨条件、不同坡形、密实度和不同位置土体的入渗率、湿润峰随时间的变化进行讨论,定义含水率点一湿润峰和吸力点一湿润峰,并对比分析湿润峰实测值与半经验值散点分布规律,提出土体湿润峰修正 Lumb 公式,为构建东南沿海地区降雨诱发滑坡预测模型提供重要依据。

1 试验研究

1.1 试验装置与试验过程

试验装置包括:模型箱、人工降雨系统和监测系统。模型箱为固定式钢槽,通过自制大尺寸模型箱(长×宽×高为 3.0 m×2.0 m×1.5 m)来尽可能消除尺度效应带来的影响。连接监测系统的监测件有:土壤水分计和张计,土壤水分计是通过测量土体介电常数来获取土体的体积含水率,水分计测量土体范围为周边 3 根钢针(直径 3 cm、长为 7 cm)围成的圆柱体面积(图 1a),使用时将水分计中的钢针插入被测土体,可量测 5%~50%(m³/m³)的体积含水率值,误差±2%(m³/m³);张计由陶土头、塑料管、集气管、传感器等部件组成,通过四通道变送器(图 1b)可实现传感器信号(负孔隙水压力)与电压值间的转化。实时监测系统的数据采集监测系统立足于 Windows 平台,全中文图形化界面,使用简便、直观;数据库采用 Paradox7,稳定可靠,便于维护、备份。监测件并入系统前,应确保其正常工作,并与传感器相连接,接入图 1c 左侧总线,监测件埋设后的模型边坡可见图 1d、1e。正确设置好串行口参数后,需设置数据记录文件,同时应将传感器编号及命

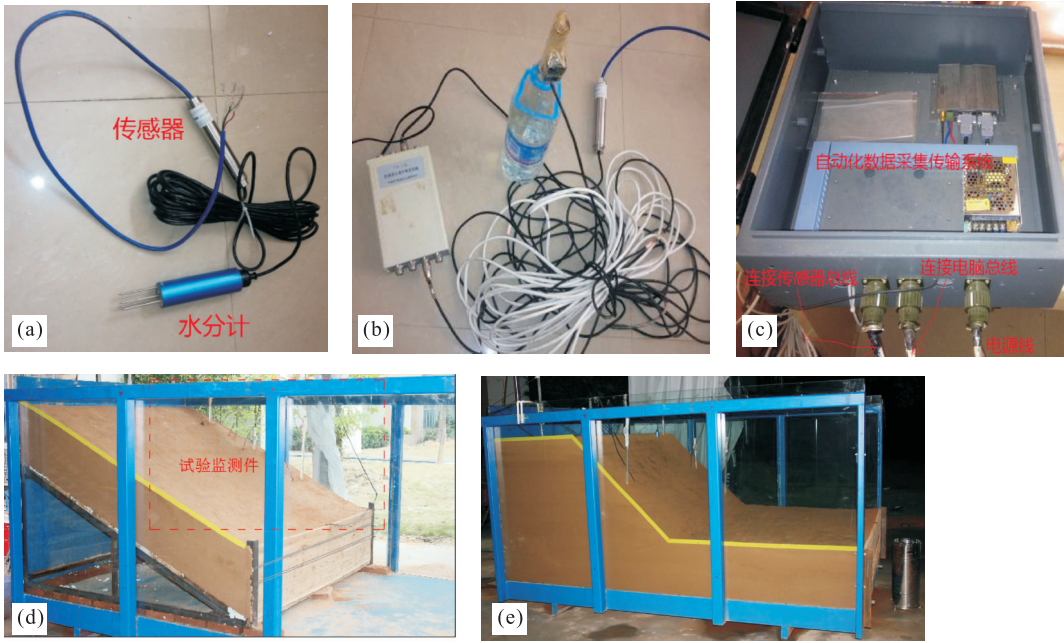


图 1 试验装置及模型边坡示意图

Fig.1 Test equipment and schematic diagram of slope model

a.水分计;b.张力计局部连接;c.数据采集传输系统;d.无限边坡模型;e.全边坡模型

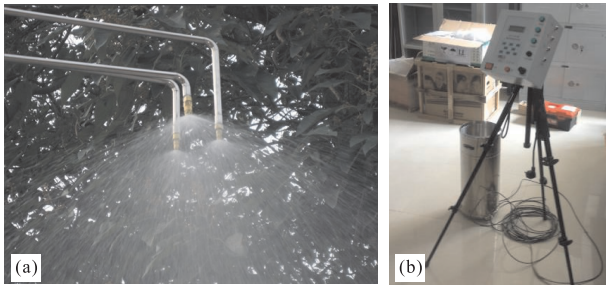


图 2 降雨系统的组成

Fig.2 Composition of rainfall system

a.喷头布设;b.控制器和雨量筒

名等信息录入和保存系统。

根据模型箱面积和多次现场率定结果,降雨系统采用 1、2、3 号喷头(直径分别为:9 mm、11 mm、13 mm)为一个喷头组,共 3 个喷头组(图 2a),喷洒均匀度为 0.82,雨强范围为 17~170 mm/h.通过水泵和供水管路给整套降雨系统提供水源支持,通过降雨控制器(图 2b)获取的实时数据,结合多参量数据接收软件对采集好的雨量数据进行后期处理操作。

试验材料所用残积土颗粒级配曲线见表 1,边坡初始含水率为最优含水率,模型边坡填筑前通过击实试验确定所用土体的最大干密度为 1.61 g/cm³,最优含水率为 23%.本文通过开展不同坡度、压实度边坡及坡体不同位置对降雨入渗响应的模型试验,分析雨

表 1 残积土颗分试验结果

Table 1 Residual soil size distribution testing results

残积土层	颗粒组成(%)				
	>2	2~0.5	0.5~0.25	0.25~0.075	<0.075
粘性土	1.0	5.0	6.8	25.8	61.4

表 2 模型试验方案

Table 2 Scheme of experiments

试验	模型	压实度	坡角	数量		监测件埋深(cm)
				水分计	张力计	
1	全边坡	84%	45°	7	7	20、30、40、70
2	全边坡	84%	34°	7	7	30、50、70
3	无限边坡	84%	26°	3	3	20、32
4	无限边坡	77%	26°	3	3	
5	无限边坡	77%	17°	4	4	

水入渗能力变化及湿润峰发展情况,设计 5 组模型边坡试验,模型试验方案见表 2。

模型填筑采用木锤击实,目标密实度分别为 84%、77%。击实时依次对木块左、中、右 3 个部位各击实 1 次,往返 3 次,随后向前移动 1/2 木块宽度。为增加水平向均匀性,减少每次对垫块在一个部位的敲击次数,增加垫块沿坡体倾向方向往复移动的次數;同时,为保证土体在竖向向的均匀性,每层土厚度 10 cm,并逐级成型至阶梯状(图 3a),阶梯前缘采用挡板约束土体.全边坡成型后,即可进行削坡;

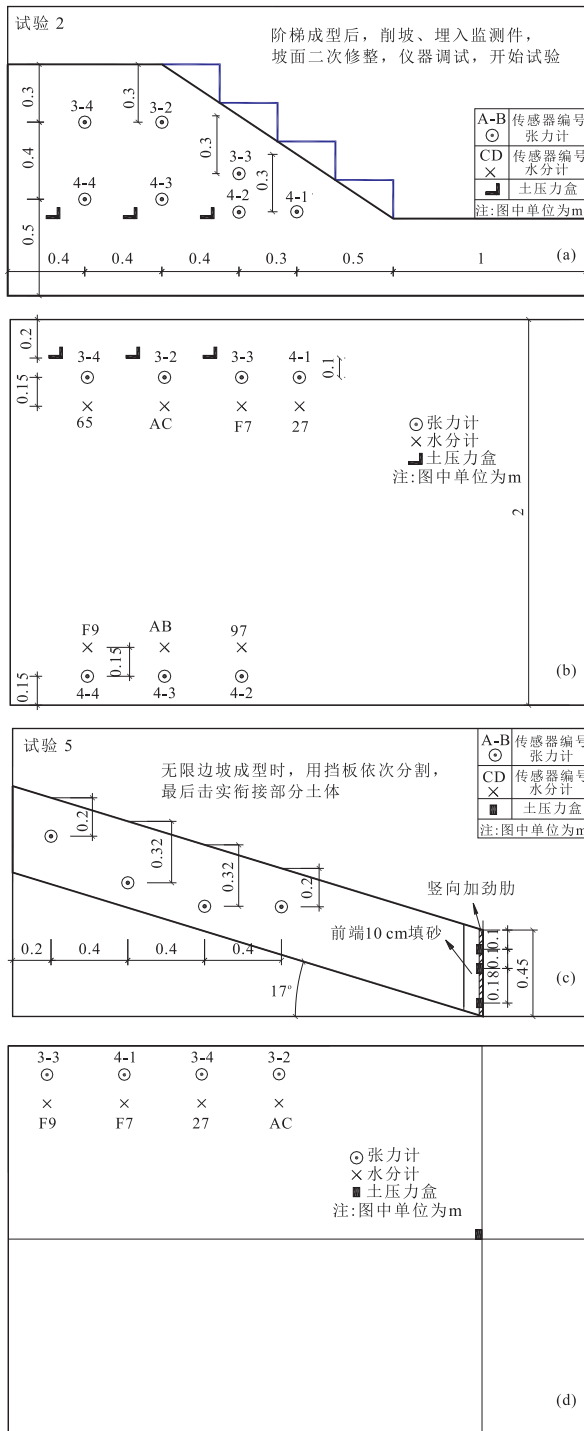


图 3 部分模型边坡监测件埋设示意图

Fig.3 Schematic diagram of slope monitoring embedding
a.34°全边坡模型立面图; b.34°全边坡模型平面图; c.17°无限边坡模型立面图; d.17°无限边坡模型平面图

无限边坡成型时,采用挡板依次分割,撤下挡板时,可参考罗先启和葛修润(2008)处理土体衔接部位.模型成型后,先初次修整坡面,随后埋设监测件,调试完毕后再修整坡面,并整理监测件线路,保证线路接头处可防水、防潮;为有利于坡体排水,无限边

表 3 模型边坡类型及计算参数

Table 3 Model slope types and calculation parameters

试验	1	2	3	4	5
类别	全边坡	全边坡	无限边坡	无限边坡	无限边坡
干密度 ρ_d ($g \cdot cm^{-3}$)	1.385	1.385	1.385	1.240	1.240
孔隙率 n	0.441	0.441	0.441	0.488	0.488
饱和渗透系数 k_{sat} ($m \cdot s^{-1}$)	1.5×10^{-6}	1.5×10^{-6}	1.5×10^{-6}	4.5×10^{-6}	4.5×10^{-6}

坡下滑端填筑 10 cm 细砂(图 3c),前端挡板和底部皆采用开孔模板,为防止下滑力过大对挡板造成损坏,在安装土压力的中间部位添加一道竖向加劲肋(图 3c).图 3 为部分模型边坡的监测件埋设示意图.

整个填筑过程中,为保证压实后边坡坡体的均匀性,采用环刀及时取样进行密实度和含水率计算,根据计算结果与预期结果的差别,及时调整击实次数和土体含水率(若水分过低,则可洒水补充;若干密度过低,可进一步击实;若密实度过高,则挖出重新填土),尽量减小误差.

1.2 人工降雨试验方案

闽东南地区 5—6 月的梅雨季降雨具有雨时长、雨量多、强度大、范围广的特点,伴有大到暴雨;而 7—9 月的台风季降雨时空分布不均,受台风影响,常出现短时暴雨或特大暴雨.考虑梅雨季强降雨工况和台风季的短时(特大)暴雨工况,并结合人工模拟降雨设备特点,选择持时 6 h、雨强 30 mm/h 和持时 3 h、雨强 60 mm/h 作为模拟降雨的输入条件.第一次降雨过程:持时 6 h、雨强 30 mm/h,随后雨停 14 h;第二次降雨过程:持时 3 h、雨强 60 mm/h,随后雨停 12 h,两次累积降雨量一致,为 180 mm.经调试后选择:降雨中采集时间每隔 12 min,初次降雨停止每隔 30 min,直至雨停 3 h,随后雨停 11 h 每隔 60 min 采集数据;二次降雨停止每隔 12 min 至雨停 5 h,随后雨停期间每隔 60 min 采集数据.根据室内土工试验成果,各模型边坡降雨试验的初始条件如表 3 所示.

2 结果与分析

图 4 土体体积含水率和基质吸力随时间的变化曲线(限于篇幅,仅给出试验 1、5 结果).其中,水分计探头测量的是被测介质中水分的百分体积含量,由于被测介质的介电常数 ϵ 和介质中水分含量存在确定的函数关系,因此,通过内部特殊设计电路处理,将介电常数 ϵ 的变化以直流电压的变化输出,即

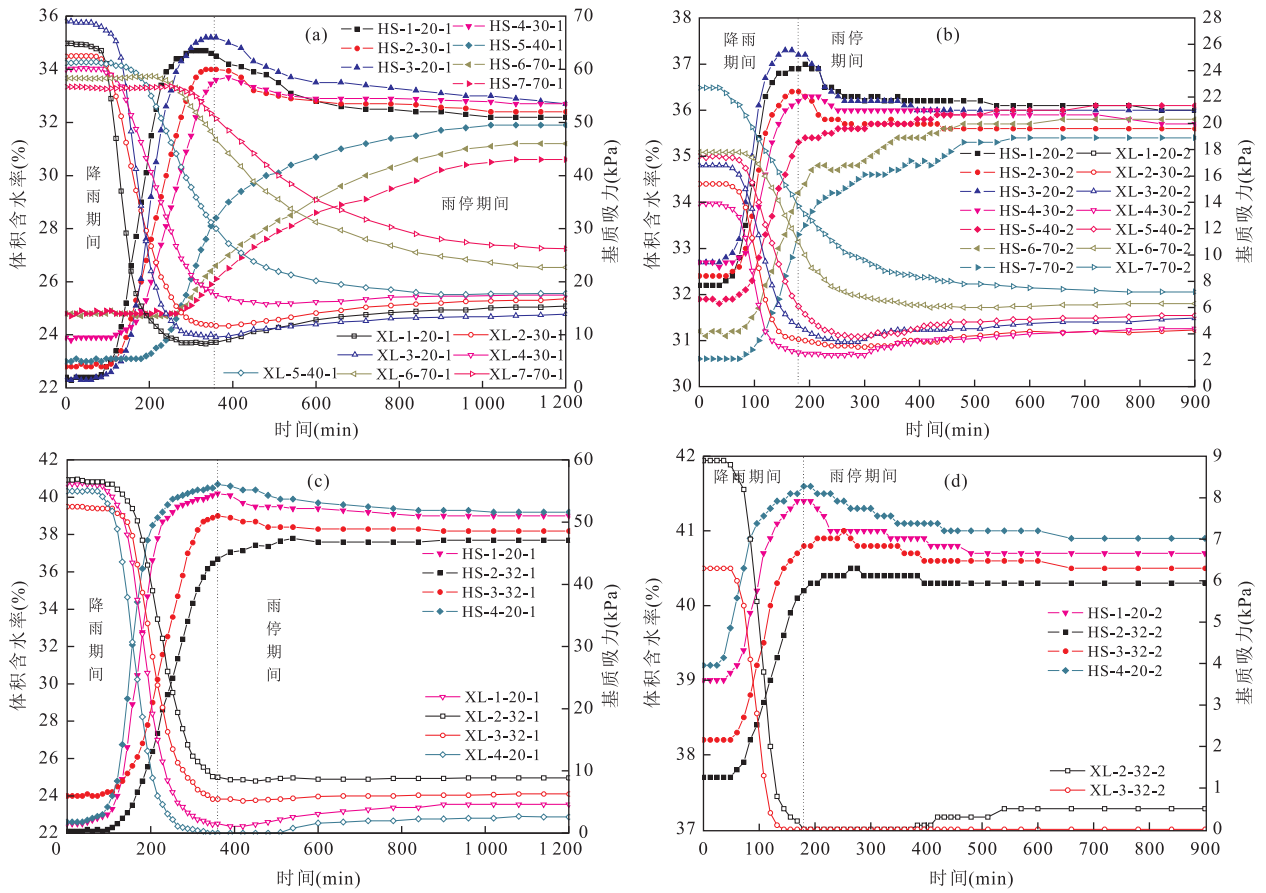


图 4 不同降雨条件下边坡土体吸力和含水率实时数据

Fig.4 Soil suction and water content real-time data of model slope under different rainfall conditions

a.试验 1 第一次降雨过程;b.试验 1 第二次降雨过程;c.试验 5 第一次降雨过程;d.试验 5 第二次降雨过程.图 4 中 HS/XL-A-B-1/2 含义为: HS 指含水率;XL 指吸力;A 代表监测点号;B 表示测点埋深;1/2 表示第一次/第二次降雨

可得出介质中水分含量与输出电压的关系,反复试验表明:电压输出和被测土壤水分呈非线性关系,公式如下:

$$\theta = 144.7v^4 - 285.0v^3 + 195.0v^2 - 5.277v, \quad v \leq 1.0, \quad (1)$$

$$\theta = 500.0v^2 - 452.5, \quad 1.0 < v \leq 1.11, \quad (2)$$

$$\theta = 100, \quad 1.11 < v < 1.20, \quad (3)$$

上式中: θ 为水分的百分体积含量(%); v 为水分传感电压输出(V).

根据图 4 实测结果,即可作出完整降雨过程中试验 1、5 土体体积含水率与吸力的关系曲线,如图 5 所示.叶为民等 (2005) 采用渗析法与气相法相结合,测定出高吸力范围内土的土-水特征曲线 (SWCC 曲线),指出减饱和过程中上海软土具有明显 3 个阶段:边界效应段、过渡段和非饱和残余段,叶为民等 (2009) 进一步指出吸力的变化主要引起土体孔隙、孔隙中水的连通性及孔隙水的存在形式的变化,分析土体吸力与渗透系数的关系,并研究土

体水分及渗透性的变化.图 5 表明:土体在增饱和过程中,只表现出明显的两阶段,饱和区与过渡区变化的吸力约为 10 kPa.降雨开始阶段,残积土饱和度较低,土颗粒周围结合水各自呈环状分布,且彼此分离;试验开始后残积土吸水变形,吸力降低,有效孔隙量减少,土体渗透系数随之降低;此后,残积土试样继续吸水,吸力进一步降低,饱和度提高,结合水逐步扩展,并连成一体,过水断面的面积逐渐增加,渗透系数也逐渐增大.因此,随着降雨的持续进行,坡体上部最终发生饱和渗流,形成暂态饱和区.

2.1 入渗率分析

土体入渗率定量分析可采用 Li *et al.* (2005) 提出的方法:降雨开始前(即 $t=0$),各深度处土体平均体积含水率作为起始值,随后降雨引起的含水率实时增量可视作该处深度以上范围土体吸收的水分,并且每个水分计以上一定范围土体具有相同的含水率分布,入渗率计算公式如下:

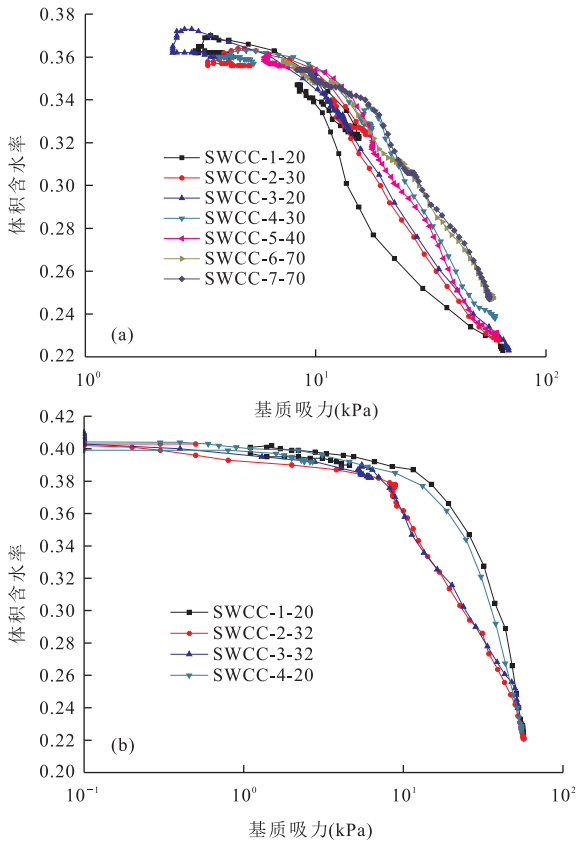


图 5 降雨条件下各模型边坡所用土体的 SWCC 曲线
Fig.5 Soil Water Characteristic Curve of model slope under different rainfall conditions

a. 试验 1, 土体含水率-吸力曲线; b. 试验 5, 土体含水率-吸力曲线

$$v = \frac{\Delta\theta_w}{\Delta t} \cdot \frac{V_t}{A_e} \quad (4)$$

式中: $\Delta\theta_w$ 表示相较于初始体积含水率的变化量; V_t 表示模型边坡内各个水分计以上土体总体积; A_e 表示各个土层的表面受雨有效面积. 水分计测量的是直径为 3 cm、高为 7 cm 圆柱体内土体的含水率, 因此, 各个深度向上 7 cm 的土体可视为相同的体积含水率. 图 5 为根据公式(4)计算所得的全边坡和无限边坡土体的实时入渗率曲线, 图中的 $v-a-b$ 含义为: 第一个字母 v 代表土体入渗率, 单位为 m/s , 第二个字母 a 为模型试验编号, 第三个字母 b 表示计算土体范围(起点为: $b-7, cm$; 终点为: b, cm), 即: $v-1-20$ 表示为模型边坡试验 1、土体范围为 13~20 cm 的实时入渗率曲线.

由图 6a 可知, 第一次降雨条件下, 34° 全边坡雨水入渗率响应时间由上而下依次增加, 入渗率峰值由上而下逐渐减小, 埋深 30 cm、50 cm、70 cm 响应时间 (min)、入渗率峰值 (cm/s)/达到峰值时间 (min) 分别为: 108、 $3.1 \times 10^{-7}/276$; 204、 $1.1 \times$

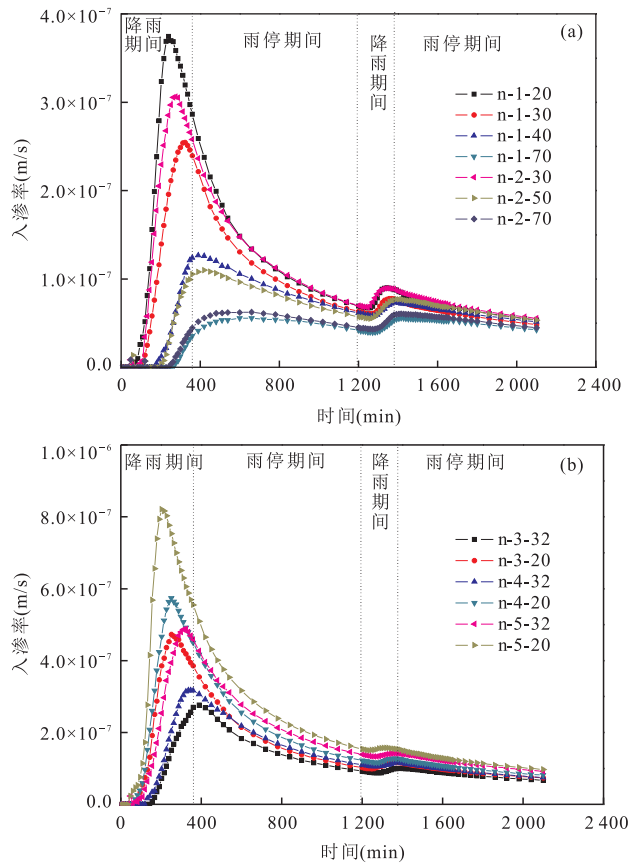


图 6 土体入渗率实时分析

Fig.6 Real-time analysis of soil infiltration rate

a. 全边坡; b. 无限边坡

$10^{-7}/420$; $240, 6.3 \times 10^{-8}/660$; 与 34° 全边坡比, 45° 全边坡埋深 20 cm、30 cm、40 cm、70 cm 的响应时间 (min)、入渗率峰值 (cm/s)/达到峰值时间 (min) 分别为: 72、 $3.8 \times 10^{-7}/228$; 84、 $2.5 \times 10^{-7}/324$; 168、 $1.3 \times 10^{-8}/390$; 276、 $5.6 \times 10^{-8}/600$, 即: 陡坡不利于雨水入渗, 土体入渗率响应时间和响应程度上均不如缓坡强烈. 第二次降雨过程中, 坡体上、中部土体入渗率在降雨过程中有小幅度的上升, 表明该部分土体吸水能力已在第一次降雨过程中得到充分体现, 而边坡下部土体入渗率在第二次降雨条件下的峰值会大于第一次降雨条件, 但入渗率显然还是很小, 表明雨水入渗量由上而下逐渐减小, 并且深部土体的水分吸收能力会持续很长一段时间.

图 6b 为无限边坡土体入渗率实时曲线, 入渗率的变化规律基本上与全边坡的变化规律一致, 但第二次降雨期间, 土体入渗率的增加较全边坡土体来得小. 压实度为 84% 的边坡在埋深 20 cm、32 cm 响应时间 (min)、入渗率峰值 (cm/s)/达到峰值时间 (min) 依次为: 84、 $4.7 \times 10^{-7}/252$; 156、 $2.8 \times 10^{-7}/$

360;相同条件下,77%压实度边坡在埋深 20 cm、32 cm 响应时间(min)、入渗率峰值(cm/s)/达到峰值时间(min)各自为:72、 $3.7 \times 10^{-7}/240$;132、 $3.1 \times 10^{-7}/336$,即:高压实度土体在阻碍雨水入渗的能力上强于低压实度土体,低压实度土体入渗率变化越快、峰值越大,土体的吸水能力可在短时间内得到充分体现。17°无限边坡埋深 20 cm、32 cm 响应时间(min)、入渗率峰值(cm/s)/达到峰值时间(min)依次为:48、 $8.2 \times 10^{-7}/204$;60、 $4.9 \times 10^{-7}/312$,与同一条件的 26°边坡相比,缓坡越利于雨水的入渗,入渗率响应时间和响应程度上均强于陡坡。土体入渗率的变化反映了坡体内部非饱和渗流正逐步向饱和渗流过渡,无限边坡坡体上部土体的最终入渗率均可稳定至一个与饱和渗透系数数量级相差不大的值。

2.2 湿润峰分析

2.2.1 湿润峰的定义

Bodman and Coleman (1944)根据干土积水入渗的一般过程,将含水率剖面划分为 4 个区,分别称为饱和区、含水率明显降落的过渡区、含水率变化不大的传导区和含水率迅速减少至初始值的湿润区(图 7),并定义湿润区的前缘称为湿润峰。在湿润区,雨水持续入渗使土体含水率迅速增加,但湿润区并不会无限扩大,而是会受湿润峰限制,表现出明显的界限(雷志栋等,1988)。

当前,湿润峰的存在已被广泛接受,但其定义缺乏一致性和简单性,为此,本文根据室外模型边坡降雨试验的成果,提出一种更严格的定义,并且易于被广大研究人员接受和应用。图 4 表明:土体吸力变化规律与体积含水率的实时变化趋势具有高度的一致性,但同一深度处土体含水率和吸力对降雨的时间响应有所不同,变化并不同步。考虑单向吸湿或脱湿土体含水率和吸力具有唯一对应关系,实际土体含水率和吸力实时变化的滞后性体现了湿润峰形成所需时间。因此,可将含水率发生显著变化的过渡区和雨停之后的残余含水率线性交叉点作为雨水入渗至该位置的时间点,而将吸力实时曲线的过渡区和雨后残余吸力的线性交叉点视为雨水对该水平以上土体的饱和点,上述两时间点称为试验湿润峰点。同时,含水率-湿润峰点与吸力-湿润峰点时差绝对值可视为湿润峰形成过程所需时间(即:吸力与含水率变化不同步导致形成的时差),详见图 8。由于含水率(吸力)的实变曲线呈“S”型(“倒 S”型),因此,可通过在实变曲线的各自转折点(即:雨水入渗初始响应时间点和雨水入渗至该位置的时间点)构建双切

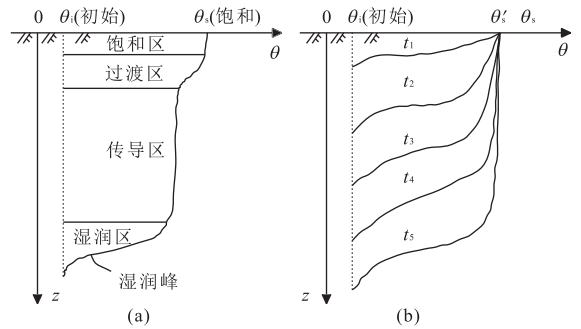


图 7 积水入渗含水率变化剖面图

Fig.7 Water content change section of pond water infiltration a.某时刻含水率剖面;b.积水入渗含水率随时间变化剖面;雷志栋等(1988)

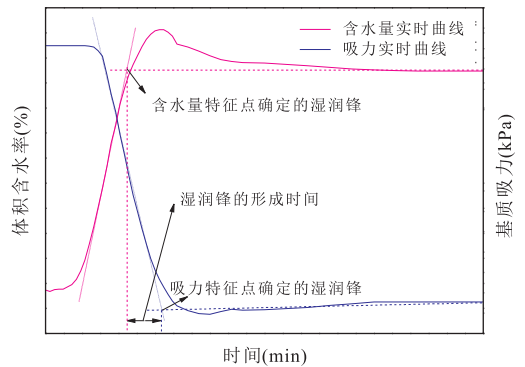


图 8 试验湿润峰定义图解

Fig.8 Diagram of test wetting front definition

线来近似量化含水率发生显著变化过渡区的范围。

表 4 为含水率与吸力实时曲线确定的湿润峰时间点,同一深度含水率和吸力按实时数据均值计算。结果表明:尽管水分计和张力计处于同一深度,但因降雨自然入渗不稳定性,彼此之间具有一定时差。此外,不同试验条件下湿润峰时间差也有所不同,并无明显规律性可循。

2.2.2 湿润峰半经验值的计算

Lumb(1962)对湿润峰进行了详细研究,以获取的入渗率表达式为基础,对湿润峰的数学表达式进行推导,形式如下:

$$h = \frac{k_{\text{sat}}}{n(S_f - S_0)} t, \quad (5)$$

上式中: h 为湿润峰,与时间成正比例关系; n 为孔隙率,不随土体位置的改变和外界因素的影响而变化; k_{sat} 为饱和渗透系数; S_f 为最终饱和度; S_0 为初始饱和度; t 为时间。当水分入渗至地下水位或更低渗透性土体时,湿润峰将停止发展,由于低渗透性土体饱和和所需的雨强比高渗透性土体来得小,导致湿润峰真实值与上述计算值会存在明显的误差,考虑

表 4 试验湿润峰时间点计算

Table 4 Calculation of test wetting front point-in-time

试验	监测点位置(m)	时刻(min)				试验	监测点位置(m)	时刻(min)			
		第一次降雨		第二次降雨				第一次降雨		第二次降雨	
		含水率点	吸力点	含水率点	吸力点			含水率点	吸力点	含水率点	吸力点
1	0.20	240	216	108	132	3	0.20	276	240	132	156
1	0.30	312	300	144	168	3	0.32	360	420	180	192
1	0.40	420	390	192	228	4	0.20	252	228	120	144
1	0.70	660	600	240	288	4	0.32	336	312	156	180
2	0.30	300	276	144	132	5	0.20	204	228	96	—
2	0.50	420	480	192	216	5	0.32	312	276	132	108
2	0.70	540	600	288	276						

到长时间降雨并不一定伴随着高强度,即长时、小雨强降雨可在低渗透性土体中形成更大的湿润峰深度,并导致吸力减小.根据表 4 的湿润峰时间点,即可利用公式(5)计算各模型边坡湿润峰的半经验值.图 9 为部分试验湿润峰实测值、半经验值与时间的双对数坐标图;表 5 为各模型边坡土体湿润峰实测值与半经验值.

2.2.3 湿润峰计算误差分析 图 9 和表 5 表明:整个降雨期间,全边坡和无限边坡坡体中、上部位置处由含水率点和吸力点确定的湿润峰实测值与半经验值较为吻合,而坡体深处位置的湿润峰实测值与半经验值相差较大.降雨初期,坡体中、上部土体对雨水的响应以垂直入渗为主;持续降雨后,坡体内发生顺坡向入渗,此时,坡体深处土体雨水入渗既包括垂直入渗,也包括水平入渗.首先,Lumb (1962)的半经验公式是从平面条件下推导的,立足于垂直入渗;其次,斜坡处因雨水冲刷形成的冲沟,会形成不同的流动通道和不同方向的渗流;最后,因设备模拟入渗土体面积有限,造成气体不易扩散,试验雨强较大,坡表土体短时间内易饱和,导致气体被封闭,封闭气体对入渗具有阻障作用,引起计算误差.因此,坡体内部封闭气体以及不同方向渗流的存在均会造成计算上的误差,从而导致计算偏差.

不同压实度边坡湿润峰实测值与半经验值差异明显(试验 3、4).低压实度边坡的半经验值高于其实测值,而压实度为 84%模型边坡的半经验值和实测值相差相对较小,上述现象表明采用 Lumb 半经验公式求解的湿润峰值过高.这种过高的估算除了有推导公式过程假设条件过于苛刻外,更重要的是采用不真实的饱和渗透系数,即:非饱和渗流过程的渗透系数可比饱和渗透系数小很多.与高压实度边坡相比,低压实度边坡土体的饱和渗透系数较大,从而加大低压实度土体湿润峰半经验值与实测值间的误差.

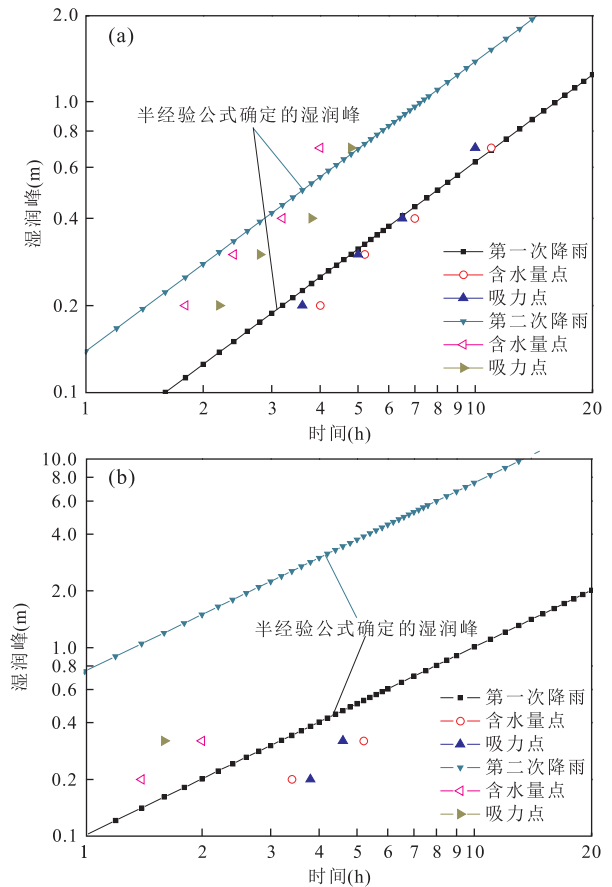


图 9 不同时刻土体湿润峰实测值与半经验值关系
Fig.9 Relationship between the measured and semi-empirical values of soil wetting front under different time
a. 试验 1; b. 试验 5

考虑雨水渗流路径、强降雨引起地面积水和表层土体饱和所导致的土体排气不畅问题,湿润峰发展所需的时间会更长,加大采用饱和渗透系数带来的误差,导致半经验值大于实测值(如降雨试验 1 土体埋深为 0.2 m、0.3 m、0.4 m),但深部土体(如降雨试验 1、2 土体埋深为 0.7 m)半经验值却小于其实测值,虽然气体的阻渗作用增加了雨水入渗至深处所

表 5 模型边坡土体湿润峰实测值与半经验值成果

Table 5 Outcome table of the measured and semi-empirical values of model slope soil wetting front

试验编号	实测值 d (m)	半经验值 h (m)		试验编号	实测值 d (m)	半经验值 h (m)	
		第一次降雨	第二次降雨			第一次降雨	第二次降雨
1	0.2	0.238	0.278	3	0.2	0.280	0.386
1	0.3	0.319	0.361	3	0.32	0.424	0.532
1	0.4	0.423	0.486	4	0.2	0.566	1.238
1	0.7	0.658	0.611	4	0.32	0.764	1.650
2	0.3	0.316	0.303	5	0.2	0.365	1.048
2	0.5	0.494	0.448	5	0.32	0.497	1.348
2	0.7	0.626	0.619				

注:现场观测点埋深 10 cm、35 cm,半经验值 16.7 cm、40.9 cm.

需的时间,但深部土体含水率和吸力实时变化缓慢进行,过渡区不明显,湿润峰时间点计算值偏小,引起半经验值小于实测值.从第一次降雨过程来看,深部土体湿润峰的真实值和计算值间的误差较浅部土体来得大些;雨水入渗使土体中空气占据孔隙体积减少,部分气体被压缩或排出土外,但持续入渗对气体的压缩能力减弱,排出土体外的气体数量也逐渐减少;同一位置下,第二次降雨过程中湿润峰真实值与计算值间的误差会大于第一次降雨过程.此外,降雨过程中边坡表面上会有水滴溅起,这种雨滴坠落的动能会使边坡表面变得更加密实,引起坡表土体渗透系数在一定程度上减小,从而减小雨水入渗量,引起计算时间点减小,这也在某种程度上造成半经验值与实测值的误差.

2.2.4 湿润峰的修正 Lumb 公式 根据表 5 数据,压实度较高的模型边坡土体试验湿润峰实测值与半经验值的散点分布图如图 10 所示,结合现场记录湿润峰发展至埋深为 10 cm、35 cm 所需时间(经(5)式换算,半经验值分别为 16.7 cm、40.9 cm),并考虑时间为 0 时,湿润峰不应有发展,拟合后得出实测值与半经验值间存在较好的幂函数关系.

因此,为更好提高半经验公式对湿润峰进行计算的准确性,对其进行非线性修正,修正公式如下:

$$d = a \left[\frac{k_{\text{sat}}}{n(S_f - S_0)} t \right]^b, \quad (6)$$

式中: a 、 b 均为拟合参数,无量纲;余下参数含义见公式(5),拟合结果表明: $a = 1.293$, $b = 1.436$.当半经验值为 40.9 cm 时,经式(6)计算,可得实测值为 35.8 cm,这与现场记录深度 35 cm 较为吻合.实际工程中,可采用文中研究方法确定湿润峰非线性修正公式系数,结合土体状态参数获取湿润峰深度随时间的变化.

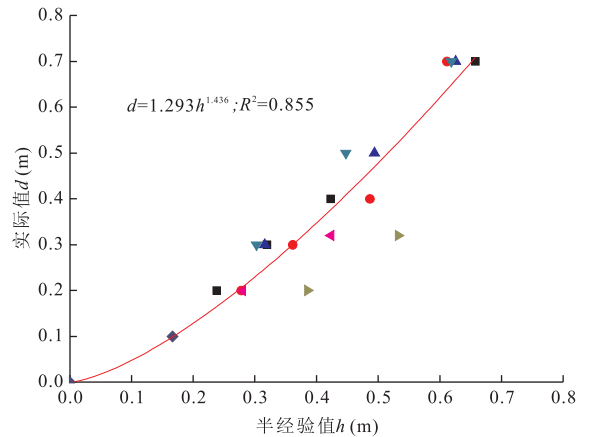


图 10 土体湿润峰实测值与半经验值的关系图

Fig. 10 Relationship between the measured and semi-empirical values of soil wetting front

3 结论

(1)相同条件下,土体入渗率对降雨入渗的响应时间由上而下依次增加,入渗率峰值由上而下逐渐减小; 26° 、 17° 无限边坡在埋深 20 cm、32 cm 响应时间(min)、入渗率峰值(cm/s)依次为: 72 、 3.7×10^{-7} , 132 、 3.1×10^{-7} ; 48 、 8.2×10^{-7} , 60 、 4.9×10^{-7} ,表明陡坡不利于雨水入渗,土体入渗率响应时间和响应程度上均不如缓坡强烈; 84% 、 77% 无限边坡在埋深 20 cm、32 cm 响应时间(min)、入渗率峰值(cm/s)依次为: 84 、 4.7×10^{-7} ; 156 、 2.8×10^{-7} ; 72 、 3.7×10^{-7} , 132 、 3.1×10^{-7} ,即:高压实度土体在阻碍雨水入渗的能力上强于低压实度土体,低压实度土体入渗率变化越快、峰值越大,土体的吸水能力可在短时间内得到充分体现.

(2)土体吸力和含水率实时变化规律并不同步,据此定义含水率点—湿润峰和吸力点—湿润峰,含水率(入渗点)与吸力(饱和点)的时间差即为湿润峰的形成过程所需时间.

(3) Lumb 湿润峰计算式不考虑水平入渗的影响,并采用不真实的饱和渗透系数;同时,因降雨过程中坡表土体易饱和,坡体内气体不易扩散,使气体被封闭,阻碍雨水入渗作用,从而导致其计算结果偏大.计算时,可通过改变公式中渗透系数的取值来近似考虑气体的影响.

(4) 对比分析湿润峰实测值与半经验值的散点分布规律,提出土体湿润峰的修正 Lumb 幂函数表达式,非线性修正系数 $a = 1.293$, $b = 1.436$.实际工程可采用文中研究方法确定湿润峰非线性修正公式系数,结合土体状态参数计算不同降雨时刻湿润峰的大小.

(5) 本文并未考虑植被对雨水入渗的影响,但实际边坡通常有植被的存在,植被根系不仅可增强土体力学特性,提高浅层土坡稳定性;还可通过蒸腾作用吸收土体水分,在土体内产生吸力,从而改变土体工程性质.因此,今后可从植被—土体相互作用出发,进一步开展降雨入渗影响下边坡中的非饱和渗流特性研究.

References

Bodman, G. B., Colman, E. A., 1944. Moisture and Energy Conditions during Downward Entry of Water into Soils 1. *Soil Science Society of America Journal*, 8(C): 116. <https://doi.org/10.2136/sssaj1944.036159950008000c0021x>

Chen, L., Young, M. H., 2006. Green-Ampt Infiltration Model for Sloping Surfaces. *Water Resources Research*, 42(7): 1—9. <https://doi.org/10.1029/2005wr004468>

Feng, H. J., Zhou, A. G., Yu, J. J., et al., 2016. A Comparative Study on Plum-Rain-Triggered Landslide Susceptibility Assessment Models in West Zhejiang Province. *Earth Science*, 41(3): 403—415 (in Chinese with English abstract).

Gu, B. X., Liang, P. F., Peng, H. T., et al., 2010. Rainfall Simulation Experimental Study on Infiltration of Soil under Sand and Gravel Mulch. *Chinese Agricultural Science Bulletin*, 27(32): 281—286 (in Chinese with English abstract).

Han, T. C., Ma, S. G., Xu, R. Q., 2013. Research on Delayed Effect of Landslides Caused by Air Pressure under Heavy Rainfall. *Rock and Soil Mechanics*, 34(5): 1360—1366 (in Chinese with English abstract).

Huang, F. M., Yin, K. L., Zhang, G. R., et al., 2015. Landslide Groundwater Level Time Series Prediction Based on Phase Space Reconstruction and Wavelet Analysis-Support Vector Machine Optimized by PSO Algorithm. *Earth Science*, 40(7): 1254—1265 (in Chinese with English abstract).

Jian, W. X., Xu, Q., Tong, L. Y., 2013. Rainfall Infiltration Model of Huangtupo Landslides in Three Gorges Reservoir Area. *Rock and Soil Mechanics*, 34(12): 3527—3533 (in Chinese with English abstract).

Lei, Z. D., Yang, S. X., Xie, S. C., 1988. *Soil Water Dynamics*. Tsinghua University Press, Beijing, 77—78 (in Chinese).

Li, A. G., Yue, Z. Q., Tham, L. G., et al., 2005. Field-Monitored Variations of Soil Moisture and Matric Suction in a Saprolite Slope. *Canadian Geotechnical Journal*, 42(1): 13—26. <https://doi.org/10.1139/t04-069>

Lumb, P., 1962. Effect of Rain Storms on Slope Stability. *Proceedings of the Symposium on Hong Kong Soils*, Hong Kong, 73—87.

Luo, X. Q., Ge, X. R., 2008. *Theory and Application of Model Test on Landslide*. China Water Power Press, Beijing, 112—115 (in Chinese).

Mein, R. G., Larson, C. L., 1973. Modeling Infiltration during a Steady Rain. *Water Resources Research*, 9(2): 384—394. <https://doi.org/10.1029/wr009i002p00384>

Muntohar, A. S., Liao, H. J., 2010. Rainfall Infiltration: Infinite Slope Model for Landslides Triggering by Rainstorm. *Natural Hazards*, 54(3): 967—984. <https://doi.org/10.1007/s11069-010-9518-5>

Philip, J. R., 1955. Numerical Solution of Equations of the Diffusion Type with Diffusivity Concentration Dependent. *Trans. Faraday Soc.*, 51: 885—892. <https://doi.org/10.1039/TF9555100885>

Wang, J. X., Wang, E. Z., Wang, S. J., 2010. Potential Description of Rainfall Free Infiltration Phase. *Journal of Tsinghua University (Science & Technology)*, 50(12): 1920—1924 (in Chinese with English abstract).

Ye, W. M., Tang, Y. Q., Cui, Y. J., 2005. Measurement of Soil Suction in Laboratory and Soil-Water Characteristics of Shanghai Soft Soil. *Chinese Journal of Geotechnical Engineering*, 27(3): 347—349 (in Chinese).

Ye, W. M., Qian, L. X., Chen, B., et al., 2009. Laboratory Test on Unsaturated Hydraulic Conductivity of Densely Compacted Gaomiaozi Bentonite under Confined Conditions. *Chinese Journal of Geotechnical Engineering*, 31(1): 105—108 (in Chinese with English abstract).

Yu, M. L., Mei, H. B., Li, J. H., et al., 2016. Landslide Displacement Prediction Based on Varying Coefficient Regression Model in Three Gorges Reservoir Area. *Earth Science*, 41(9): 1593—1602 (in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

冯杭建, 周爱国, 俞剑君, 等, 2016. 浙西梅雨滑坡易发性评价模型对比. *地球科学*, 41(3): 403—415.

- 谷博轩,梁鹏锋,彭红涛,等,2010.砂田降雨入渗过程的模拟实验研究.中国农学通报,27(32):281-286.
- 韩同春,马世国,徐日庆,2013.强降雨条件下气压对滑坡延时效应研究.岩土力学,34(5):1360-1366.
- 黄发明,殷坤龙,张桂荣,等,2015.基于相空间重构和小波分析一粒子群向量机的滑坡地下水位预测.地球科学,40(7):1254-1265.
- 简文星,许强,童龙云,2013.三峡库区黄土坡滑坡降雨入渗模型研究.岩土力学,34(12):3527-3533.
- 雷志栋,杨诗秀,谢森传,1988.土壤水动力学.北京:清华大学出版社,77-78.
- 罗先启,葛修润,2008.滑坡模型试验理论及其应用.北京:中国水利水电出版社,112-115.
- 王建新,王恩志,王思敬,2010.降雨自由入渗阶段试验研究及其过程的水势描述.清华大学学报(自然科学版),50(12):1920-1924.
- 叶为民,唐益群,崔玉军,2005.室内吸力量测与上海软土土水特征.岩土工程学报,27(3):347-349.
- 叶为民,钱丽鑫,陈宝,等,2009.侧限状态下高压实高庙子膨润土非饱和渗透性的试验研究.岩土工程学报,31(1):105-108.
- 喻孟良,梅红波,李冀骅,等,2016.基于变系数回归模型的三峡库区滑坡位移预测.地球科学,41(9):1593-160.