

文章编号: 1000-7598-(2003) 05-0715-04

非饱和土入渗的数值模拟

张 华, 陈善雄, 陈守义

(中国科学院武汉岩土力学研究所 岩土力学重点实验室, 湖北 武汉, 430071)

摘 要: 入渗引起土中孔隙水压力的变化, 是影响非饱和土性状的最重要的原因之一。因此, 正确地分析和模拟非饱和土入渗过程具有重要意义。通过对一维和二维降雨入渗问题的研究, 展示了湿润锋面、地下水位面及孔隙水压力分布随时间的变化, 使得对入渗问题的认识更加直观和清楚。

关 键 词: 非饱和土; 入渗; Richards 模型; 数值模拟

中图分类号: TU 441 **文献标识码:** A

Numerical simulation of infiltration in unsaturated soil

ZHANG Hua, CHEN Shan-xiong, CHEN Shou-yi

(Key Laboratory of Rock and Soil Mechanics, Institute of Rock and Soil Mechanics, Chinese Academy of Sciences, Wuhan 430071, China)

Abstract: Infiltration induces the change of pore water pressure in soils, which is one of the most important factors that affect the behavior of unsaturated soils. So, it is of great significance to analyze and simulate the process of unsaturated seepage correctly. By studying on one-dimensional and two-dimensional rain infiltration problems respectively, the movement of wetting front, water table and the change of distribution of pore water pressure are shown. It represents a straighter and more perspicuous view of infiltration.

Key words: unsaturated soil; infiltration; Richards model; numerical simulation

1 前 言

早在 20 世纪初期, 人们就开始研究降雨入渗问题。早期的工作主要集中在土壤学、农田灌溉、入渗等方面, 许多土壤物理学家和水文学家在这方面已做了大量的研究工作。经过了半个多世纪的发展, 入渗问题在越来越多的学科中得到重视和研究。岩土工程界非常关注降雨入渗对非饱和土坡吸力场的影响, 吸力的下降或丧失会引起非饱和土抗剪强度的降低, 从而, 引发边坡损毁或滑坡。显然, 要想深入地研究这类边坡稳定性问题, 首先得对降雨入渗过程进行正确的分析和模拟。

对降雨入渗问题的研究, 经历了从一维到二维、三维的发展过程, 对入渗的数学描述也经历了从经验公式到简单物理模型(Green-Ampt 模型)和一般的数学物理模型(Richards 模型)的发展过程。Richards 模型是描述非饱和渗流问题的严格数学物理模型, 它基于 Darcy 定律和质量守恒定律。Richards

方程一般情况下没有解析解, 只有基于某些简化假设下的级数解(如 Philip, 1957 年; Parlange, 1971 年, 1972 年)^[1, 2] 和数值解。目前, 求解 Richards 方程的方法是有限差分法和有限元法。一维 Richards 方程的数值解法已在 Gottardi & Venutelli(1993 年)^[3] 的文章中详述。二维和三维 Richards 方程的数值解法类似, 只是三维问题在空间离散上要比二维问题复杂很多。Neuman(1974 年)^[4] 详述了用 Galerkin 有限元求解二维 Richards 方程的方法。

非饱和入渗是目前边坡工程研究的重要方面之一。张家发(1997 年)^[5] 采用有限元方法求解了考虑降雨入渗补给条件的三维饱和-非饱和非稳定渗流问题, 模拟了三峡船闸高边坡饱和-非饱和渗流场。吴宏伟, 陈守义等(1999 年)^[6] 对雨水入渗对非饱和土坡稳定性影响做了参数研究, 针对香港地区的一种典型非饱和斜坡, 用有限元方法模拟了二维雨水入渗引起的暂态渗流场, 然后, 将暂态孔隙水压力分布引入到边坡极限平衡分析中, 得到了响应

收稿日期: 2002-05-16

基金项目: 国家自然科学基金批准号: 50279050, 国家自然科学基金资助项目 (No. 19802021)

作者简介: 张华, 男, 1974 年生, 博士, 主要从事非饱和渗流及边坡稳定性研究。

时刻的安全系数;还研究了雨型特征,水文地质条件及坡面防渗处理等因素对暂态渗流场和斜坡安全系数的影响。朱伟等(1999年)^[7]通过进行大型降雨渗透试验,实测了土堤内湿润锋的变化和水分移动,并用有限元法对其进行了饱和-非饱和渗流分析,进而分析了降雨对土堤内饱和-非饱和渗透的机制。本文对入渗分析模型进行了简要的介绍,并提供了一维及二维情形下的典型算例。

2 一维降雨入渗

2.1 一维 Richards 模型

如果仅仅考虑垂直方向的水分运动,则一维 Richards 方程如下:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K(\theta) \frac{\partial h(\theta)}{\partial z} \right) - \frac{\partial K(\theta)}{\partial z} \quad (1)$$

式中 $K(\theta)$ 为非饱和渗透性函数; θ 为体积含水率; $h(\theta)$ 为压力水头。由土-水特征曲线可以确定函数关系式 $h(\theta)$, 因此, 可以推出 θ 形式或 h 形式的控制方程。在给定边界条件和初始条件之后, 就可以应用有限差分或有限元方法进行数值求解。Gottardi 和 Venutelli(1993年)^[3]详述了一维 Richards 方程的各种形式及其数值求解方法。

2.2 一维入渗算例

采用均一土层, 假定土性为 Berino 土^[3]。其饱和渗透系数 $K_s = 6.261 \times 10^{-5}$ m/s, 其土-水特征曲线和渗透性函数均由 van Genuchten 模型拟合, 公式如下:

$$\left. \begin{aligned} K &= K_s S_e^{1/2} \left(1 - (1 - S_e^{1/m}) \right)^2; \\ \theta &= S_e (\theta_s - \theta_r) + \theta_r \end{aligned} \right\} \quad (2)$$

式中 $S_e = \left(\frac{1}{1 + (\alpha h)^n} \right)^m$; $m = 1 - \frac{1}{n}$; h 是压力水头。

对于 Berino 土, 相应参数如下: $\alpha = 0.028$, $n = 2.238$, $\theta_s = 0.3658$, $\theta_r = 0.0286$, 其土-水特征曲线如图 1 所示。设土柱高为 1.5 m, 底部为隔水边界条件, 顶端为降雨入渗边界条件如下:

$$q(0, t) = \begin{cases} 4.167 \times 10^{-6}, & 0 < t \leq 1 \text{ h} \\ 8.33 \times 10^{-5}, & 1 \text{ h} < t \leq 2 \text{ h} \\ 2.778 \times 10^{-6}, & 2 \text{ h} < t \leq 2.5 \text{ h} \\ 0.0, & 2.5 \text{ h} < t \leq 4 \text{ h} \end{cases}$$

土柱的初始状态保持均一的 -1.5 m 压力水头。当顶端有积水时, 表层土保持 -0.1 m 的压力水头。土柱剖分为 150 个单元。采用 Richards 模型可以模拟 4 h 内土柱吸力或压水头分布变化规律。2 h 内降

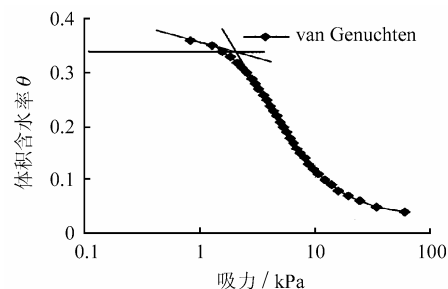


图 1 Berino 土的土水特征曲线
Fig.1 Soil-water characteristic curve of Berino soil

雨入渗时压力水头的变化规律见图 2; 降雨减弱直到停止后压力水头的分布规律见图 3。由土-水特征曲线可知, 剖面含水率分布与剖面压力水头或者孔隙水压力分布变化趋势是一致的, 本文只给出了剖面压力水头或孔隙水压力分布, 图中压力水头或孔隙水压力变化剧烈的区域, 也是含水率变化剧烈的区域, 即所谓的湿润锋面位置。某时刻压力水头或孔隙水压力分布曲线可以看作是该时刻湿润锋的位置, 不同时刻压力水头或孔隙水压力分布曲线则反映了湿润锋的发展过程。

从图 2 可以看出, 在 1 h 以内, 降雨强度小于地表入渗能力 (该值与入渗初始时刻表层土体性状和入渗历时有关, 可由野外渗透试验确定), 因此, 水分能够完全下渗到土体中, 不会在地表形成积水。

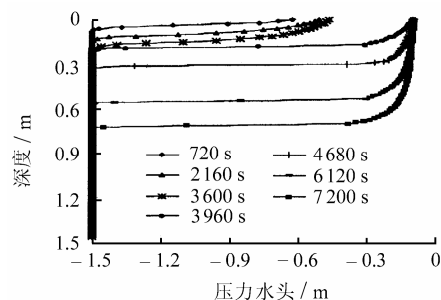


图 2 0~2 h 剖面压力水头分布
Fig.2 Profile pressure head distribution of 0~2 hours

当水分入渗到土体中时, 一开始地表处吸力急剧下降。从图 2 可见, 720 s 时, 压力水头已经从最初的 1.5 m 降低到 0.6 m 左右, 而随着入渗的发展, 地表处的吸力下降越来越缓慢, 最终趋向于一个稳定值。从 720~2160 s, 负的压力水头下降约 0.1 m, 而从 2160~3600 s, 则下降不足 0.05 m。随着水分在土柱中向下渗透, 表层土负的压力水头也随深度不同而相应降低, 饱和度不断地增高。

在 1~2 h 内, 降雨强度增大到初始时的 20 倍, 已超过土体下渗能力, 因此, 在地表形成了积水。

这时地表处几乎达到完全饱和, 压力水头接近为零 (假定保持 -0.1 m 的压力水头)。随着时间的发展, 水分逐渐向土柱下部渗透, 表层土体饱和度大大增加, 接近饱和状态, 即出现明显的传导区。该区域随时间发展, 厚度逐渐增大, 图2中 $3\,600\sim 7\,200\text{ s}$ 反映了这一变化过程。

在 $2\sim 2.5\text{ h}$ 内, 降雨强度大幅度减小, 这时, 地表处不再有积水, 随着水分继续向深部渗透, 表层土开始出现脱湿过程, 负的压力水头开始增加, 表层土的含水率开始降低, 图3中 $7\,200\sim 9\,000\text{ s}$ 反映了这一变化过程。当超过 2.5 h 以后, 降雨停止, 表层土完全处于脱湿排水阶段。地表处负的压力水头进一步增大, 其变化规律与降雨初期时相似, 也是一开始变化剧烈, 而随着时间的增长, 变化越来越缓慢, 最终趋向于一个稳定值。

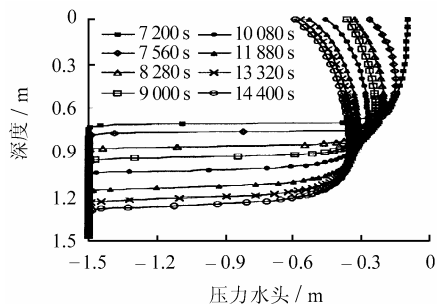


图3 2~4 h 剖面压力水头分布

Fig.3 Profile pressure head distribution of 2~4 hours

该算例通过 Richards 模型模拟了水分在一维土体中运动的3个过程: 入渗、水分重分布和排水过程。

3 二维降雨入渗

3.1 二维 Richards 模型

令 $m_w = \frac{\partial \theta_w}{\partial u_w}$, 则以总水头 H_w 为变量的二维

Richards 控制方程可表述为

$$m_w \rho_w g \frac{\partial H_w}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial x} \left(k_x \frac{\partial H_w}{\partial x} \right) - \frac{\partial}{\partial y} \left(k_y \frac{\partial H_w}{\partial y} \right) = 0 \quad (3)$$

式中 m_w , $k(x, y)$ 均为吸力的函数; u_w 为孔隙水压力; ρ_w 为水的密度, 可以用来求解饱和-非饱和和渗流。在饱和区, 渗透系数为饱和渗透系数, 体积含水率为饱和含水率, 因此, m_w 为零, 在非饱和区, 渗透系数和 m_w 均为吸力的函数。

3.2 渠坡降雨入渗算例

图6是一个渠坡剖面, 由于其对称性取右半边作为计算区域, 其几何尺寸如图所示。计算区域共

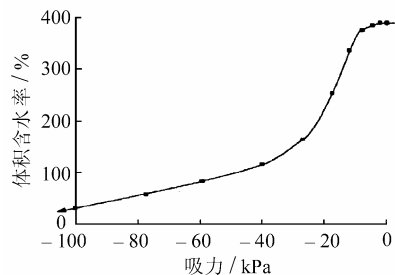


图4 土-水特征曲线

Fig.4 Soil-water characteristic curve

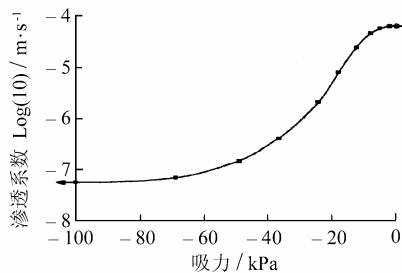


图5 渗透性函数

Fig.5 Permeability function

剖分1700个单元, 1789个节点, 采用笔者自编的饱和-非饱和渗流分析程序 GeoSEEP 进行计算。假设土坡为均质细砂土, 其饱和渗透系数为 $6.4 \times 10^{-5} \text{ m/s}$, 相应的土水特征曲线和渗透性函数曲线分别如图4, 5所示。假设降雨强度为 30 mm/h ($8.333 \times 10^{-6} \text{ m/s}$), 降雨总共持续了14 h, 并假设土坡初始状态时地下水位在 $y = 0 \text{ m}$ 水平处, 其中, AB, BC和CD段为给定流量边界条件, DE, EF和FA段为隔水边界条件。

降雨2, 5, 8, 11, 14 h后, 地下水位的变化如图6所示, 不同时刻 $x = 12 \text{ m}$ 处 (剖面1) 和 $x = 20 \text{ m}$ 处 (剖面2) 孔隙水压力的分布分别如图7, 8所示。从图6中可以看出, 降雨2 h后渠道下部地下水位开始抬升, 然后, 随着降雨的持续不断地升高, 并逐渐影响到渠坡内部。从图7, 8中可以看出,

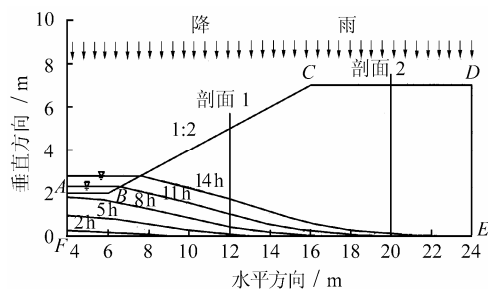


图6 降雨2, 5, 8, 11, 14 h时地下水位的变化

Fig.6 Underground water table changes at 2, 5, 8, 11 and 14 hours

开始降雨时,土坡表面吸力下降迅速,水分逐渐地向渠坡内渗透。由于降雨强度小于坡面入渗能力,因此,不会形成径流。随着降雨的持续,土坡表面吸力下降到某一个数值附近稳定下来,这时,表面土体入渗过程达到一种平衡状态,即降雨入渗与向下排泄补给趋于平衡。当降雨入渗补给到地下水位时,就会使得地下水位面抬升,抬升最先从渠道下部开始,然后,逐渐向渠坡内部推进。随着地下水位的抬升,所影响到的区域孔隙水压力将由负变为正,如图 6 所示;而在远离渠道的位置,如剖面 2,地下水位变化微小,所以,剖面孔隙水压力变化规律与一维入渗相似,如图 8 所示。

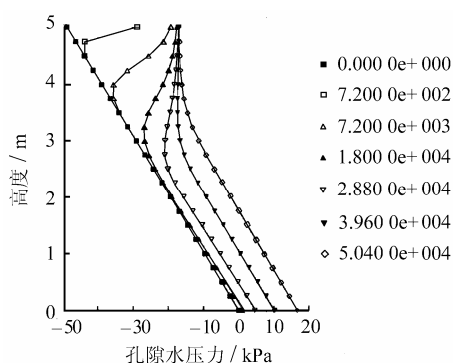


图 7 $x=12$ m 剖面孔隙水压力分布
Fig. 7 Pore water pressure profile distribution
at $x=12$ meter

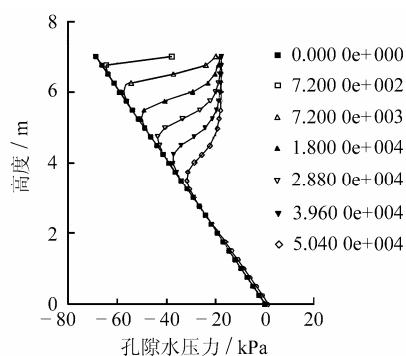


图 8 $x=20$ m 剖面孔隙水压力分布
Fig. 8 Pore water pressure profile distribution
at $x=20$ meter

从该算例看出,本文采用的程序可以很好地描述降雨入渗引起边坡内水分运移、孔隙水压力分布及地下水位上升的过程。因此,它可为分析边坡降雨入渗问题提供有效方法和手段。另外,该程序还可以分析裂隙粘土的入渗问题,有关的研究成果将

在另一篇论文中详细地介绍。

4 结 语

本文讨论了一维和二维降雨入渗问题,通过算例展示了湿润锋面和地下水位面及其随时间的变化,使得对入渗问题的认识更加直观和清楚。通过上述讨论可以得出以下认识:

(1) 通过 Richards 模型可模拟水分在土体中运动的 3 个过程:入渗、水分重分布和排水过程。

(2) Richards 模型能很好地模拟复杂雨型下二维入渗问题中水分运移和孔隙水压力分布的变化,降雨入渗首先使得土体中孔隙水压力升高,湿润锋向下推进,然后,当入渗补给到地下水位面时,就会使地下水位面抬升。

(3) 通过渠坡降雨入渗算例可以看出,本文采用的程序,可以为边坡降雨入渗分析提供有效的方法和手段。

参 考 文 献

- [1] 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.
- [2] Williams J R, Ying Ouyang, Jin-Song Chen, Varadhan Ravi. Estimation of infiltration rate in vadose zone: application of selected mathematical models[R]. United states environmental protection agency, EPA/600/ R-97/ 128b. 1998.
- [3] Gottardi G, Ve'nutelli M. Richards: computer program for the numerical simulation of one-dimensional infiltration into unsaturated soil[J]. Computer&Geosciences, 1993, 19(9): 1 239—1 266.
- [4] Neuman S P. Saturated-unsaturated seepage by finite elements[J]. Journal of the hydraulics division, american society of civil engineers, 1973, 99(12): 2 233—2 250.
- [5] 张家发. 三维饱和和非饱和稳定非稳定渗流场的有限元模拟[J]. 长江科学院院报, 1997, 14(3): 35—38.
- [6] 吴宏伟, 陈守义, 庞宇威. 雨水入渗对非饱和土坡稳定性影响的参数研究[J]. 岩土力学, 1999, 20 (1): 1—14.
- [7] 朱伟, 山村和也. 降雨时土堤内的饱和-非饱和渗流及其解析[A]. 中国土木工程学会第八届土力学及岩土工程学术会议论文集[C]. 北京: 万国学术出版社, 1999.