

# 耦合试验与模型计算的表土渗透系数推求方法

黄金柏<sup>1</sup>, 戚颖<sup>2</sup>, 王斌<sup>2</sup>, 温佳伟<sup>3</sup>

(1. 扬州大学 水利与能源动力工程学院, 江苏 扬州 225009; 2. 东北农业大学 水利与建筑学院, 黑龙江 哈尔滨 150030; 3. 扬州大学 信息工程学院, 江苏 扬州 225009)

**摘要:** 针对黄土高原北部六道沟流域5种土地利用方式开展了表土渗透与比贯入阻力试验,并基于水量平衡原理及稳定渗透理论构建了表土非饱和渗透系数简易渗透模型,耦合两种试验和模型推求了表土非饱和渗透系数。研究表明:在研究区内,非饱和渗透系数和表土比贯入阻力的相关系数在0.93以上,表土非饱和渗透系数的数量级为 $10^{-5}$  m/s,各种土地利用方式下表土非饱和渗透系数大小次序为:坡面苜蓿地 < 坡面草地 < 草地(淤地) < 农田(淤地) < 裸地(沙黄土)。研究结果可为土壤水力学特性研究及构建渗透模型提供理论与方法的借鉴。

**关键词:** 水量平衡; 渗透模型; 比贯入阻力; 渗透系数

中图分类号:TV223.7 文献标识码:A 文章编号:1672-643X(2016)01-0201-05

## Method of estimating infiltration coefficient of topsoil by coupling test and model calculation

HUANG Jinbai<sup>1</sup>, QI Ying<sup>2</sup>, WANG Bin<sup>2</sup>, WEN Jiawei<sup>3</sup>

(1. School of Hydraulic, Energy and Power Engineering, Yangzhou University, Yangzhou 225009, China;  
2. College of Water Conservancy and Architecture, Northeast Agricultural University, Harbin 150030, China;  
3. School of Information Engineering, Yangzhou University, Yangzhou 225009, China)

**Abstract:** Aimed at the five land use patterns of Liudaogou catchment at the northern loess plateau, the paper conducted the experiment of topsoil infiltration and specific penetration resistance. It developed a simple infiltration model for the topsoil based on water balance principle and theory of stable infiltration. The unsaturated infiltration coefficient of topsoil was estimated by combining the results of experiments with model calculation. The results indicated that the correlation coefficient between infiltration rate and topsoil specific penetration resistance is higher than 0.93; the number grade of unsaturated infiltration rate of topsoil is  $10^{-5}$  m/s; the sequence of infiltration rate of the five land use patterns from large to small is alfalfa (on slope land) < grassland (on slope land) < grassland (on alluvial plain) < farmland (on alluvial plain) < sandy loess (nudation). The result can provide the theory and reference for the study on soil hydraulic property and the development of infiltration model.

**Key words:** water balance; infiltration model; specific penetration resistance; infiltration coefficient

渗透系数是土壤物理特性参数之一<sup>[1]</sup>,土壤水分入渗是在地表径流和地下径流之间分配降水或其它形式地面供水的过程<sup>[2-3]</sup>,对水分循环和土壤流失过程作用十分明显<sup>[4]</sup>。同时,入渗时间也是反映土壤渗透特性的重要参数<sup>[5]</sup>,根据入渗时间与渗透速率可以推求累积入渗量,进而评价土壤渗透能力<sup>[6]</sup>。因此,作为联系地表和地下的基础水文过

程,渗透在农业和水文领域被长期关注<sup>[7]</sup>,研究渗透过程对于水文学、灌排工程学及水土保持学等均具有重要的意义<sup>[8]</sup>。一般可将渗透模型划分为物理性、半经验性和经验性3类<sup>[9-10]</sup>,在半经验和经验模型中,Kostiakov模型为简单幂函数模型,Horton模型过去被认为是经验性的,后来被证明具有一定的物理基础,Philip模型是在水分运动基本方程基

收稿日期:2015-09-11; 修回日期:2015-10-16

基金项目:国家自然科学基金项目(41271046);扬州大学科学研究启动基金(5015-137010583);扬州市绿扬金凤计划(yzlyjfh2013YB105)

作者简介:黄金柏(1974-),男,黑龙江桦南县人,博士,副教授,主要从事水文学、水文模型构建、数字流域等方面的研究。

础上经简化推导得到,是对 Kostiakov 模型的改进<sup>[11-12]</sup>,这些模型通常需要实测数据支撑,并可以用单一的公式描述<sup>[13]</sup>。物理性参数的渗透模型如 Richards 公式和 Green - Ampt 模型应用很广泛<sup>[14]</sup>。上述渗透模型虽然可以较准确模拟土壤水分入渗过程,但仍存在以下不足:

(1)物理基础不充分,如 Horton 模型和 Philip 模型,公式中均存在经验性常数。

(2)基于 Darcy 定律的 Richards 公式和 Green - Ampt 模型虽具有物理性,但并不适于描述以优先流为主要特征的土壤<sup>[15]</sup>。

本文依据土壤物理性,从入渗量、渗透时间和土壤含水量等因子间的关系入手研究简易入渗模型,利用各种植被条件下土壤渗透试验数据,通过模型计算推求表土非饱和渗透系数,结合表土比贯入阻力试验结果,率定表土比贯入阻力与渗透系数的关系曲线,以期为研究土壤入渗模型提供借鉴,同时也可为研究区土壤水力学特性的深入研究提供基础数据。

## 1 试验与方法

已有研究表明:土壤比贯入阻力和土壤渗透特

性均与土壤密度之间存在较强的相关性<sup>[16-17]</sup>,据此,本文结合渗透试验探寻表土比贯入阻力(单位贯入深度所需的贯入阻力)与其渗透系数的数量关系。试验于 2007 年在黄土高原北部六道沟流域(E110°21'~110°23',N 38°46'~38°51',海拔 1094.0~1273.9 m,面积 6.89 km<sup>2</sup>)上游区进行,根据该流域坡面及沟谷的植被类型和土地利用方式,选取 5 种典型植被下的土壤开展渗透试验,每种土壤重复试验 4 次,共计 20 个试验点。

### 1.1 土壤渗透试验

以自制简易渗透试验装置进行现场试验(图 1a 示意),装置主要由支架(图 1a 中未绘出)和标记刻度的贮水器两部分组成,其中贮水器直径为 6.5 cm,下部设有出水孔。在试验过程中,通过控制贮水器出水孔的大小控制出水量,从而模拟点降雨量(降雨强度)。根据水量平衡原理,自渗透试验开始至有地表径流产生的临界状态为止,供试土壤表土(自地面至地面以下某深度的土层)已达到或接近饱和状态,其入渗能力开始小于或等于降雨强度,即表层土入渗量和土壤入渗能力达到平衡,降雨量将全部入渗到土壤中,入渗量即为该时段的贮水器出水量。



图 1 简易渗透装置示意图及渗透轮廓

以贮水器在地面的投影为参照面积,根据贮水器直径、水面下降高度及试验时间可计算出降雨强度。对同一研究区的有关研发结果表明,该地区表土饱和和渗透系数的数量级为  $10^{-6}$  m/s<sup>[18]</sup>,表土初期(不饱和)渗透系数远大于饱和渗透系数,因此,试验将雨量控制在 13.27 cm<sup>3</sup>/min(相当参照面积范围内降雨强度为 4 mm/min)。试验结束后的渗透轮廓如图 1b、图 1c 所示,其中:水平面渗透轮廓近似为圆形,其直径可用刻度尺沿着两个垂直的方向多次测量后取平均值确定;土壤垂直剖面渗透轮廓近

似为弧形区域,最大弦长为地面渗透轮廓的直径,垂向最大渗透深度为地表至渗透轮廓线底部中心部位的距离,每试验点测量 3 次取平均值。

### 1.2 土壤比贯入阻力试验

表土比贯入阻力调查采用如图 2 所示土壤贯入仪,利用该仪器可以测量贯入到地面以下某深度所用的压力,在每个渗透试验点周围取 3 点作为比贯入阻力调查点,贯入深度为该渗透试验点垂向渗透深度的最大值(图 1c),而后计算 3 点所用压力平均值,再换算成单位贯入深度(1 cm)所用压力(kgf),

用于表征该渗透点处的表土比抵抗值。

如某渗透试验点渗透最大深度为 5 cm,3 次贯入试验所用压力平均值为 15 kgf,则该点表土比贯入阻力为 3 kgf/cm。



图 2 表土比贯入阻力试验

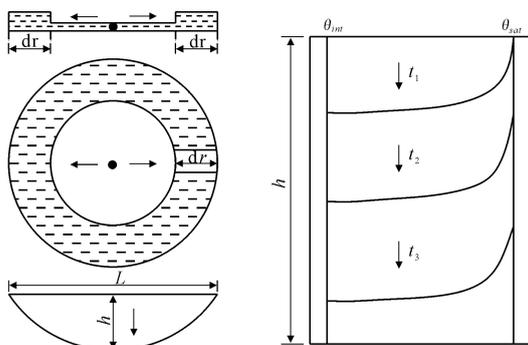
## 2 渗透系数数值计算模型

在每个渗透试验点进行渗透实验时,地表积水未流出渗透试验的水平轮廓(图 1b)前,即地表径流未产生条件下,根据水量平衡,试验装置的出水量等于入渗量。假设土壤为均质、各向同性土壤,在稳定渗透时段内,表层土壤的非饱和渗透系数可视为常数。

### 2.1 模型原理

如图 1a 和图 3a 所示,当水自出水口降落到地面后,其运动方式可以分解为水平方向的均匀扩散及竖直方向的入渗两部分。设到某时刻为止,降落到地面上的总水量为  $V_i$ ,在单位时间  $\Delta t$  内,水沿圆径向扩散的距离为  $\Delta r$ ,自圆心开始水平径向每增加  $\Delta r$  对应的圆环面积为  $\Delta A$ ,则在水平方向上渗透的圆形区域为一组环形(图 3a),以  $\Delta V_i (0 < \Delta V_i < V_i)$  表示流入和流出第  $i$  个环形区域的水量差,则该差值为第  $i$  个环形区域内的渗透量。根据水量平衡及稳定渗透原理,可以建立入渗量、时间以及水平扩散距离的函数关系式。在竖直方向上,单位时间内的渗透深度变化  $\Delta h$  是入渗量  $\Delta V$ 、时间  $t$  以及土壤渗透能力的函数。

图 3b 为模型结构下渗透过程中表土含水量变化示意图,各点渗透试验开始时的初始含水率和试验终止时的饱和含水率分别设为  $\theta_{int}$  和  $\theta_{sat}$ ,在稳定渗透理论下,各渗透试验点的初始及饱和含水量被设定为两个不等的常数。渗透实验开始后,表土层的含水率在表土层内(各渗透试验点的最大深度  $h$ ) 随着渗透时间的增加自上而下由初始含水率  $\theta_{int}$  开始逐渐增加至饱和含水率  $\theta_{sat}$  (图 3b,  $t_3 > t_2 > t_1$ )。



(a) 渗透模型示意图 (b) 表土含水量变化示意图

图 3 渗透模型示意图

### 2.2 计算公式及条件

(1) 质量(水量)平衡连续方程式

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial V}{\partial r} = f \tag{1}$$

$$dA_i = \pi [(r_i + dr)^2 - r_i^2] \tag{2}$$

(2) 垂向渗透运动方程式

$$\frac{dh}{dt} = \frac{f}{K} \tag{3}$$

$$K = \lambda \cdot d\theta = \frac{\lambda}{h} \cdot \frac{dV}{dA} \tag{4}$$

式中: $t$ 为计算的时间因子,其间隔为 $\Delta t$ ,s; $r$ 为计算的空间因子,其间隔为 $\Delta r$ ,m; $f$ 为渗透系数,m/s; $V$ 为水体积,其变化量 $dV$ 表示单位时间内的渗透量, $m^3/s$ ; $dA_i$ 为环形区域面积, $m^2$ ; $r_i$ 为第 $i$ 个环形区域的内径,m; $\lambda$ 为土壤有效孔隙率; $h$ 到某一时刻为止的渗透深,m; $\theta$ 为土壤体积含水率, $cm^3/cm^3$ ; $K$ 为一引入参数,用来表示与土壤含水率、饱和度及孔隙率之间的关系,是与土壤实际渗透能力有关的参数。

假设表土比贯入阻力与渗透系数存在幂函数关系,结合土壤渗透试验和比贯入阻力试验结果率定曲线,对渗透系数与比贯入阻力曲线的相关性进行检验。

$$f = a_1 P^n + a_2 P^{n-1} + \dots + a_m P + b \tag{5}$$

式中: $P$ 为比贯入阻力,kgf/cm; $n$ 为大于1的正整数; $a, b$ 为实数,其他因子与上述相同。

### 2.3 计算参数及边界条件

$\theta_{int}$  和  $\theta_{sat}$  通过渗透实验开始及终止时刻取试验点土样以烘干法测定,各试验点表土有效孔隙率通过土壤含水率、饱和度和有效孔隙率之间的关系确定<sup>[19]</sup>。在水平扩散方向每个  $\Delta r$  对应的环形区域内,实际渗透系数介于 0 和  $f$  之间;当  $\Delta V/\Delta A \geq f$  时,实际渗透系数为  $f$ ;当  $\Delta V/\Delta A < f$  时,实际渗透系数为  $\Delta V/\Delta A$ ;当  $\Delta V/\Delta A$  为 0 时,实际渗透系数为 0。各渗透试验点的有关参数见表 1。

表1 试验及模型计算结果

试验点 编号	植被 类型	水平渗透 直径 $L/cm$	渗透深 $h/cm$	初始含水量 $\theta_{int}/(cm^3 \cdot cm^{-3})$	饱和含水量 $\theta_{sat}/(cm^3 \cdot cm^{-3})$	$K$	孔隙率 $\lambda$	渗透系数 $f/$ $10^{-5}(m \cdot s^{-1})$	渗透系数均值 $f/$ $10^{-5}(m \cdot s^{-1})$	比贯入阻力/ $kgf \cdot cm^{-1}$
1		12.0	6.4	0.098	0.255	0.146	0.28	1.42		2.24
2	草地	16.0	5.5	0.088	0.227	0.140	0.25	1.33		2.38
3	(坡面)	12.0	5.0	0.126	0.270	0.144	0.30	1.20	1.34	2.45
4		13.5	5.6	0.118	0.279	0.152	0.31	1.43		2.63
5		14.0	7.2	0.126	0.322	0.196	0.35	2.33		0.89
6	草地	12.5	7.0	0.105	0.297	0.194	0.33	2.23		1.04
7	(淤地)	11.0	7.1	0.102	0.270	0.168	0.30	2.00	2.17	1.27
8		10.5	6.8	0.115	0.304	0.188	0.33	2.13		0.96
9		8.0	5.2	0.076	0.207	0.133	0.23	1.67		2.89
10	苜蓿地	9.0	5.0	0.070	0.188	0.118	0.20	1.00		3.05
11	(坡面)	10.0	5.4	0.087	0.212	0.124	0.23	1.13	1.24	2.94
12		9.2	5.6	0.076	0.200	0.124	0.21	1.16		2.86
13		10.0	7.6	0.152	0.361	0.209	0.38	2.63		0.72
14	农田	9.6	8.0	0.151	0.335	0.184	0.36	2.46		0.56
15	(淤地)	8.8	7.4	0.129	0.323	0.194	0.34	2.39	2.52	0.45
16		7.6	7.2	0.152	0.368	0.216	0.40	2.60		0.68
17		7.0	6.8	0.134	0.403	0.268	0.42	3.05		0.38
18	裸地	8.2	7.1	0.109	0.366	0.257	0.39	3.03		0.35
19	(沙黄土)	7.4	6.6	0.100	0.380	0.280	0.40	3.07	3.04	0.32
20		7.8	6.4	0.128	0.405	0.282	0.44	3.01		0.43

### 3 结果及讨论

#### 3.1 渗透试验和模型计算结果讨论

渗透试验、模型计算以及表土比贯入阻力调查结果如表1所示。由表1结果可知,在所选的5种典型植被条件下,坡面上苜蓿地表土不饱和平均渗透系数最小,为  $1.24 \times 10^{-5} m/s$ ,4个试验点渗透深的平均值为 5.3 cm,表征渗透能力的参数  $K$  平均值为 0.125,有效孔隙率  $\lambda$  的均值为 0.22;坡面草地4个试验点的平均渗透深为 5.6 cm,表土平均渗透系数为  $1.35 \times 10^{-5} m/s$ ,略高于坡面苜蓿地,其  $K$  值(0.146)和有效孔隙率(0.29)也略高于坡面苜蓿地;沟道中草地(淤地)由长期土沙堆积形成,土质相对疏松,孔隙度较大( $\lambda = 0.33$ ),渗透能力也较坡面草地更强( $K = 0.187$ ),各试验点的平均渗透系数为  $2.17 \times 10^{-5} m/s$ ;淤地农田的平均渗透深为 7.5 cm, $K$  的平均值为 0.201,有效孔隙率为 0.37,表层土壤平均非饱和渗透系数为  $2.52 \times 10^{-5} m/s$ ;裸地沙黄土4个试验点的有效孔隙率的均值为 0.41, $K$  的均值为 0.272,表层平均渗透系数为  $3.04 \times 10^{-5} m/s$ 。

根据对所选5种植被表土的渗透系数及相关参数的分析可知,土地利用方式不同,表土的非饱和渗透系数及相关参数( $K, \lambda$ )存在明显差异,表土非饱和渗透系数、土壤孔隙率及  $K$  值由小到大排列次序

为:坡面苜蓿地 < 坡面草地 < 草地(淤地) < 农田(淤地) < 裸地(沙黄土),其中,沙黄土的非饱和渗透系数可达坡面苜蓿地、坡面草地的2倍以上。

#### 3.2 表土比贯入阻力与模型计算结果讨论

分别以图1中表土比贯入阻力和渗透系数为横坐标和纵坐标建立直角坐标系,得到表土比贯入阻力和非饱和渗透系数的关系曲线(图4),由图4可见,表土比贯入阻力和非饱和渗透系数之间存在着较强的相关性,其拟合优度系数  $R^2$  在 0.93 以上。因此,利用式(6)可近似地描述研究区内表土比贯入阻力与渗透系数的关系。从而,前述表土比贯入阻力与渗透系数存在幂函数关系的假设(式(5))得到了验证,即式(5)可以用式(6)来表达。

$$f = 0.2308P^2 - 1.414P + 3.4047 (R^2 = 0.936) \quad (6)$$

式中各因子意义与前述相同。

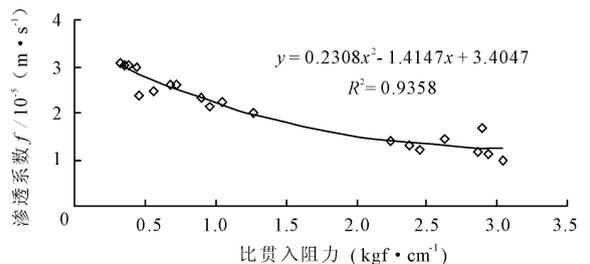


图4 表土比贯入阻力与非饱和渗透系数的关系曲线

对同一研究区内各种土地利用方式的500个点

开展了表土比贯入阻力调查,并采用式(6)进行计算,近似地推求了各调查点的非饱和渗透系数,结果如图 5 所示。由图 5 可知,研究区内表土的比贯入阻力大多在  $0.25 \sim 6.5 \text{ kgf/cm}$ ,其非饱和渗透系数大多在  $1.0 \times 10^{-5} \sim 3.5 \times 10^{-5} \text{ m/s}$  范围内。

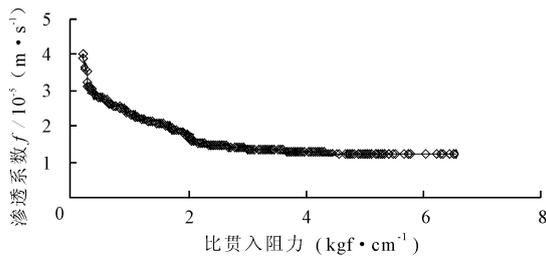


图 5 表土非饱和渗透系数的计算结果

## 4 结 论

本文基于水量平衡原理和稳定渗透理论,结合表土渗透以及比贯入阻力试验,构建了计算表土非饱和渗透系数的简易渗透模型,利用该模型推求了六道沟流域 5 种不同土地利用方式下表层土壤的非饱和渗透系数,得到主要结论如下:

(1)表土比贯入阻力和非饱和渗透系数之间存在着较强的相关性,拟合曲线的确定性系数达 0.93 以上。

(2)表土非饱和渗透系数由小到大的顺序为:坡面苜蓿地 < 坡面草地 < 草地(淤地) < 农田(淤地) < 裸地(沙黄土),其中,沙黄土的初期渗透系数可达坡面苜蓿地、坡面草地的 2 倍以上。

(3)该流域的表土非饱和渗透系数大多在  $1.0 \times 10^{-5} \sim 3.0 \times 10^{-5} \text{ m/s}$  范围内。

利用本研究构建的表土贯入阻力及渗透试验与简易数值模型相耦合的方法,可以简单、高效地实现对表土不稳定渗透系数的推求,该方法易在不同地区同类研究中推广应用。

### 参考文献:

- [1] 包昱峰,高甲荣,高阳. 密云水库北京集水区典型植被土壤入渗特征研究[J]. 水土保持研究, 2007,14(4): 176-179.
- [2] 张洪江,程云,史玉虎,等. 长江三峡花岗岩坡面管流产流特性研究[J]. 水土保持学报, 2001,15(2):5-8.
- [3] Iroume A, Huber A, Schulz K. Summer flows in experimental catchments with different forest covers, Chile[J]. Journal of Hydrology, 2005,300(1):300-313.
- [4] 张洪江,王礼先. 长江三峡花岗岩坡面土壤流失特性及

- 其系统动力学仿真[M]. 北京:中国林业出版社,1997.
- [5] Mwenderae E J, Feyen J. Tillage and rainfall effects on infiltration and predictive applicability of infiltration equation [J]. Soil Science, 1993,156(1):20-27.
- [6] 葛东媛,张洪江,王伟,等. 重庆四面山林地土壤水分特性[J]. 北京林业大学学报, 2010,32(4):155-160.
- [7] Milla K, Kish S. A low-cost microprocessor and infrared sensor system for automating water infiltration measurements [J]. Computers and Electronics in Agriculture, 2006,53(2):122-129.
- [8] Lei Tingwu, Pan Yinghua, Liu Han, et al. A run off-on-ponding method and models for the transient infiltration capability process of sloped soil surface under rainfall and erosion impacts[J]. Journal of Hydrology, 2006,319(1-4):216-226.
- [9] Mishra S K, Kumar S R, Singh V P. Calibration and validation of a general infiltration model [J]. Hydrological Processes, 1999,13(11):1691-1718.
- [10] Hillel D. Environmental soil physics [M]. New York: Academic Press,1998.
- [11] 王伟,张洪江,李猛,等. 重庆市四面山林地土壤水分入渗特性研究与评价[J]. 水土保持学报, 2008,22(4):95-99.
- [12] 何凡,张洪江,史玉虎,等. 长江三峡花岗岩坡面管流与渗流试验研究[J]. 水土保持通报, 2004,24(6):10-13+44.
- [13] Mishra S K, Tyagi J V, Singh V P. Comparison of infiltration models [J]. Hydrological Processes, 2003,17(17):2629-2652.
- [14] Ma Ying, Feng Shaoyuan, Su Dongyuan, et al. Modeling water infiltration in a large layered soil column with a modified Green-Ampt model and HYDRUS-1D[J]. Computers and Electronics in Agriculture, 2010,71(S1):40-47.
- [15] Keith B, Peter G. Macropores and water flow in soils[J]. Water Resources Researches, 1982,18(5):1311-1325.
- [16] 陈维家,姚锋杰. 砂土比贯入阻力  $P_s$  与相对密度  $D_r$  的关系[J]. 水文地质工程地质, 2003,30(1):36-38.
- [17] 王平义,赵川. 三峡库区土壤渗透特性试验研究[J]. 重庆交通学院学报, 2004,23(6):86-89.
- [18] Huang J B. Study on runoff and water balance in the northern Loess Plateau, China [D]. Doctoral dissertation of the Graduate School of Faculty of Engineering, Tottori University, Japan, 2010.
- [19] 黄金柏,温佳伟,王斌. 流域水文过程数值解析——以黄土高原北部六道沟流域为例[M]. 北京:中国水利水电出版社, 2013.