

# 具有砂质夹层的土壤入渗计算

张建丰<sup>1,2</sup>, 王文焰<sup>2</sup>, 汪志荣<sup>2</sup>, 王全九<sup>2</sup>

(1. 西北农林科技大学水利与建筑工程学院, 杨凌 712100; 2. 西安理工大学水资源研究所, 西安 710048)

**摘要:** 根据室内系统的试验研究, 对土壤具有砂质夹层的入渗计算问题, 即非线性入渗阶段转为稳渗阶段时间与稳渗率, 提出了一个以现有均质土积水入渗公式为基础的计算方法。该方法利用 Kostiakov 入渗模型与砂层以上土体达到饱和和所需水量建立水量平衡关系, 由该关系可以确定出非线性入渗阶段转为稳渗阶段的时间; 再由实验数据回归的方法, 将层状土转折后的稳渗率与均质土入渗过程在转折时刻的瞬时入渗率的比值与夹层的埋深及中值粒径建立相关关系, 从而可由夹层土壤埋深、中值粒径以及均质土在转折时刻的瞬时入渗率确定出层状土转折后的稳渗率。该方法经试验数据的检验, 除个别点外, 误差均在 5% 以内。由于确定稳渗率与夹层土壤埋深、颗粒组成、均质土入渗规律等有关, 实际确定时会有一定困难, 因此该方法尚待完善和生产实际的考验。

**关键词:** 砂质夹层; 入渗; 稳渗率

中图分类号: S153.8

文献标识码: A

文章编号: 1002-6819(2004)02-0027-04

## 0 引言

国内外的一些研究成果表明, 在一个非均质的土壤剖面中, 砂质夹层的存在, 对水向土中的入渗特性有着重要影响<sup>[1-3]</sup>。主要表现为: 一是当入渗锋面到达土砂界面后, 水流将不再继续向砂层入渗, 而在界面以上土体迅速聚积, 直至土壤含水量所具有的能量开始大于砂层中水分的能量水平后入渗水流方能渗入砂层, 因此砂层的存在增大了上层土体的储水能力, 在一定程度上起到了阻水作用; 二是在入渗水流进入砂层之后, 地表入渗通量主要受控于上层土体的渗透能力, 整个入渗过程开始由非线性阶段转为稳渗阶段, 且稳渗率  $f_p$  比均质土相同时刻的瞬时入渗率明显减小, 因此砂层的存在, 也在不同程度上起到了减渗作用。这些研究成果不仅为“上重下轻”土壤结构的农田水分运动状况有了进一步的认识, 为旱作地区抗旱保墒、合理灌溉等措施提供了依据<sup>[3-5]</sup>; 而且也减渗、防渗工程技术提供了重要途径与计算方法<sup>[6,7]</sup>。

由于砂质夹层所具有的阻水及减渗作用, 形成在积水入渗条件下, 其累积入渗量与时间的变化关系均明显的表现出由非线性变化转为线性的变化关系(参见图 1), 因此对于具有砂质夹层的土壤积水入渗的计算, 实质上就是在均质土入渗计算的基础上, 如何确定进入稳渗阶段时间  $t_1$  与稳渗率  $f_p$  的问题。本文正是根据这一思路, 在现有各种计算均质土入渗公式的基础上, 根据室内系统的试验研究, 提出了一个计算进入稳渗阶段的时间  $t_1$  与稳渗率  $f_p$  的新方法。该方法经试验数据的检验不仅具有一定的计算精度, 而且有着较大的实用性。

## 1 砂质夹层的土壤入渗计算

### 1.1 均质土的入渗计算

对于具有砂质夹层的土壤入渗计算来讲, 由于水在砂质夹层上部土体中的入渗实际上就是一个单纯的均质土积水入渗问题。试验表明, 在入渗水流未进入砂层之前, 其不同砂层埋深的累积入渗量  $F$  随时间  $T$  的变化关系与均质土的完全一致<sup>[2]</sup>, 并且均为非线性变化关系, 因而在此阶段都可采用现有的积水入渗模型进行计算。目前常用的主要有以下几类模型。

#### 1) Kostiakov 模型

$$F = CT^\alpha \quad (1)$$

式中  $F$ ——累积入渗量, cm;  $T$ ——入渗时间, h;  $C$ 、 $\alpha$ ——试验拟合参数。

#### 2) Philip 模型

$$F = ST^{0.5} + KT \quad (2)$$

式中  $S$ ——吸渗率,  $\text{cm} \cdot \text{h}^{-0.5}$ ;  $K$ ——稳定入渗率,  $\text{cm} \cdot \text{h}^{-1}$ , 在长历时积水入渗情况下,  $K$  约等于饱和导水率  $K_s$ <sup>[1]</sup>。

#### 3) Green-Ampt 模型

$$F = (\theta - \theta_0)Z_f \quad (3)$$

$$T = \frac{(\theta - \theta_0)}{K_s} \left[ Z_f - (S_f + H) \ln \frac{(Z_f + S_f + H)}{(S_f + H)} \right] \quad (4)$$

式中  $\theta$ 、 $\theta_0$ ——饱和与初始土壤含水率,  $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ ;  $Z_f$ 、 $S_f$ ——湿润锋面的位置与土壤水吸力, cm;  $K_s$ ——饱和导水率,  $\text{cm} \cdot \text{h}^{-1}$ ;  $H$ ——地表积水深, cm。

以下将根据室内对三原东沟乡及甘肃西峰两地土样所做的试验数据<sup>[2]</sup>, 按照上述 3 个模型所取得的参数与基本资料列于表 1。

### 1.2 进入稳渗阶段时间 $t_1$ 的计算

1) 试验研究表明, 在具有砂质夹层的土壤积水入渗过程中, 当入渗锋面到达砂层上界面后不久, 即由非线性阶段开始进入稳渗阶段的  $t_1$  时刻, 砂质夹层以上的土体基本已达到饱和含水率  $\theta$ <sup>[1,4]</sup>。因此根据水量平衡原理, 采用 Kostiakov 或 Philip 任一模型计算入渗历时  $t_1$  的累积入渗水量  $F_1$  均应等于砂质夹层埋深  $Z$  以上的

收稿日期: 2003-06-23 修订日期: 2003-09-02

基金项目: 国家自然科学基金资助项目(49871038)

作者简介: 张建丰(1961-), 男, 博士生, 西安理工大学水资源研究所, 710048, Email: JFZhang@mail.xaut.edu.cn



土壤水分增量, 即

$$F_1 = C t_1^\alpha = (\theta - \theta_0) Z \quad (5)$$

或 
$$F_1 = S t_1^{0.5} + K t_1 = (\theta - \theta_0) Z \quad (6)$$

由以上二式可见: 采用 Kostiakov 模型的 (5) 式, 可分离变量直接写出  $t_1$  的函数表达式如下

$$t_1 = \left[ \frac{Z(\theta - \theta_0)}{C} \right]^{1/\alpha} \quad (7)$$

式中  $t_1$ ——进入稳渗阶段的入渗时间, h。

而采用 Philip 模型的 (6) 式,  $t_1$  只能以试算求出。

为了检验 (7) 式与 (6) 式计算进入稳渗阶段时间  $t_1$  的正确性, 现将表 1 中有关三原东沟乡及甘肃西峰两种试验土样的基本数据及有关入渗参数分别代入二式进行计算, 其二者的计算值  $t_{1c}$  与实验实测值  $t_{1m}$  (参见图 1a、b) 均列于表 2 中。由表可见, 二者计算值与实测值的相对误差  $\epsilon$ , 除个别外一般均在  $\pm 5\%$  以下。

表 1 三原与西峰两种试验土样的基本数据及入渗参数  
Table 1 Infiltration parameter of Sanyuan and Xifeng soil

土壤	$\theta$ /cm <sup>3</sup> ·cm <sup>-3</sup>	$\theta_0$ /cm <sup>3</sup> ·cm <sup>-3</sup>	H /cm	F = CT <sup>α</sup> /cm			F = ST <sup>0.5</sup> + KT /cm		
				C	α	R <sup>2</sup>	S	K	R <sup>2</sup>
三原东沟乡	0.470	0.030	3.5	3.826	0.591	0.9979	3.924	0.185	0.9986
甘肃西峰	0.455	0.025	4.0	4.163	0.558	0.9963	4.320	0.167	0.9997

注: 为拟合相关系数; 有关以上两种土样的基本资料可参阅文献[2, 6, 7]。

表 2 两种土样  $t_1$  的计算值与实测值对比  
Table 2 Comparison of measured  $t_1$  to calculated value

土壤	砂层埋深 Z/cm	$t_1$ 实测值 $t_{1m}/h$	(7) 式计算 $t_{1c}$		(6) 式计算 $t_{1c}$		(8) 式计算 $t_{1c}$			
			$t_{1c}/h$	$\pm \epsilon/\%$	$t_{1c}/h$	$\pm \epsilon/\%$	$S_c/\text{cm}$	$\bar{S}_c/\text{cm}$	$t_{1c}/h$	$\pm \epsilon/\%$
三原东沟乡	30	9.0	8.13	-9.67	8.87	-3.11	95		7.43	-17.44
	50	19.0	19.29	1.53	21.21	11.63	12		18.95	-0.26
	70	35.0	34.09	-2.60	37.18	6.23	118	121	34.39	-1.74
	100	62.0	62.34	0.55	65.79	6.11	125		63.26	2.03
甘肃西峰	15	2.1	2.19	4.29	2.01	-4.29	124		1.99	-5.23
	25	5.3	5.48	3.40	5.23	-1.32	132		5.30	0
	35	10.0	10.01	0.10	9.68	-3.20	131	131.5	9.96	-0.40
	50	19.3	18.96	-1.76	18.24	-5.49	130		19.16	-0.73
	60	26.3	26.30	0	25.03	-4.83	133		26.59	1.10

注:  $t_{1c}$  为  $t_1$  的计算值;  $t_{1m}$  为  $t_1$  的实测值。

2) 在采用 Green-Ampt 入渗模型计算进入稳渗阶段时间  $t_1$  时, 则需将 (4) 式中湿润锋面位置  $Z_f$  以砂质夹层的埋深  $Z$  代替, 即

$$t_1 = \frac{(\theta - \theta_0)}{K_s} \left[ Z - (S_c + H) \ln \frac{(Z + S_c + H)}{(S_c + H)} \right] \quad (8)$$

式中  $S_c$ ——应为进入稳渗阶段  $t_1$  时间砂层界面处的吸力值, cm。

由上式可见, 吸力  $S_c$  值是该式中唯一的未知量, 因此必须根据不同砂层埋深的入渗实验资料及实测  $t_1$  进行反推。则由表 2 所列两种实验土样的反推  $S_c$  值可见, 除埋深较浅者外, 其他各埋深下的  $S_c$  值极为接近。如将两种土壤均采用平均吸力  $\bar{S}_c$  值代入 (8) 式计算  $t_1$ , 则由表可见, 除砂层埋深较浅者外, 其它计算  $t_1$  的相对误差很小, 一般可在  $\pm 2\%$  以下。

3) 比较以上 3 种入渗模型计算进入稳渗阶段时间  $t_1$  的方法可见: 采用 Kostiakov 模型的 (7) 式计算  $t_1$  最为简单, 且具有较好的计算精度; 而采用 Green-Ampt 模型的 (8) 式计算  $t_1$ , 虽然其计算精度较其它两种方法为

高, 但最少需有一到两组砂质夹层埋深大于 30 cm 以上积水入渗的实验资料, 再采用反推法求得土砂界面吸力  $S_c$  值以后, 方能计算其它埋深条件下的  $t_1$  值。

### 1.3 稳渗率 $f_p$ 的计算

如前所述, 当入渗锋面到达砂层时, 由于砂层的阻水作用, 形成了上层土壤含水量的不断增大, 直至其所具有的能量开始大于砂层的能量水平后, 入渗水流方能继续渗入砂层, 此时即开始进入了稳渗阶段。图 1 所示的两种土壤累积入渗量  $F$  随时间  $T$  的变化, 则充分反映了不同砂质夹层埋深情况下的这一变化过程。

为了进一步了解不同砂质夹层的质地与埋深等因素对稳渗率  $f_p$  的影响关系, 现将室内对三原东沟乡与甘肃西峰两种土壤所做不同实验方案的稳渗率实测值  $f_{p,m}$  列于表 3。由表可见, 砂质夹层的埋深  $Z$ 、中值粒径  $d_{50}$  以及土壤性质(质地、容重等)对稳渗率  $f_p$  的大小有着重要的影响。为了寻求稳渗率  $f_p$  与各影响因素间的关系, 同时考虑到在实际中的应用, 以下仍以现有的均质土积水入渗模型为基础, 提出了一个计算不同条件下稳渗率的方法。

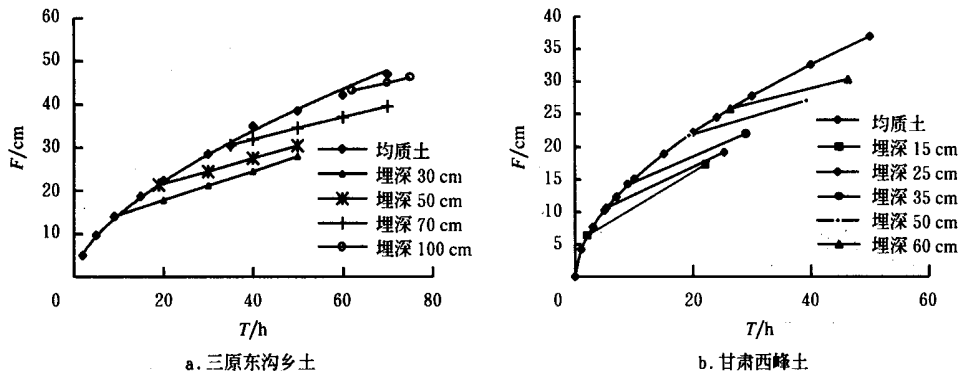


图 1 不同砂质夹层埋深情况下  $F \sim T$  的变化关系

Fig 1  $F \sim T$  relation of sand layers at different buried depths

表 3 两种实验土壤的稳渗率实测值与计算值的对比

Table 3 Comparison of measured steady infiltration rate to calculated value

土壤	$d_{50}$ /cm	$Z$ /cm	$t_1$ /h	$f_{p^*m}$ /cm · h <sup>-1</sup>	$f_{\eta}$ /cm · h <sup>-1</sup>	$\eta =$ $f_{p^*m}/f_{\eta}$	$\eta$	$f_{p^*c}$ /cm · h <sup>-1</sup>	$\pm$ e%
三原 东沟乡	0.075	30	9.0	0.3478	0.9205	0.3778	0.3634	0.3345	- 3.82
		50	19.0	0.2941	0.6781	0.4337	0.4194	0.2844	- 3.29
		70	35.0	0.2528	0.5282	0.4786	0.4755	0.2512	- 0.63
		100	62.0	0.2550	0.4180	0.6101	0.5595	0.2339	- 5.27
甘肃 西峰	0.054	15	2.0	0.5464	1.7098	0.3196	0.3359	0.5743	5.11
		25	5.3	0.4252	1.1114	0.3862	0.3620	0.4023	- 5.39
		35	10.0	0.3136	0.8395	0.3736	0.3880	0.3257	3.86
		50	19.3	0.2700	0.6277	0.4302	0.4270	0.2680	- 0.74
	0.26	60	26.3	0.2308	0.5475	0.4216	0.4531	0.2480	7.45
		15	2.0	0.3890	1.7098	0.2275	0.2284	0.3905	0.39
		25	5.5	0.2880	1.0933	0.2634	0.2651	0.2898	0.63
		15	2.2	0.3525	1.6392	0.2150	0.2209	0.3621	2.72
0.60	25	5.2	0.2700	1.1208	0.2409	0.2329	0.2610	- 3.33	
	35	10.3	0.1975	0.8286	0.2384	0.2449	0.2029	2.73	

1) 如将任一砂层埋深下的稳渗率  $f_p$  与同一均质土壤条件下进入稳渗阶段  $t_1$  时刻的瞬时入渗率  $f_{\eta}$  之比定义为减渗比  $\eta$  即

$$\eta = \frac{f_p}{f_{\eta}} \quad (9)$$

则这一无因次变量, 不仅反映了在砂质夹层条件一定下(埋深  $Z$ 、中值粒径  $d_{50}$ ) 进入稳渗阶段后入渗率的减低程度, 而且也将土壤性质(质地、容重等)的影响也在均质土的瞬时入渗率  $f_{\eta}$  中得到了反映。表 3 列出了两种土壤不同实验方案的减渗比  $\eta$  值。在  $\eta$  值的计算中, 瞬时入渗率  $f_{\eta}$  采用了 Kostiakov 入渗率模型的结果。

2) 由表 3  $\eta$  值的变化可见, 在砂质夹层的中值粒径  $d_{50}$  一定情况下,  $\eta$  值有随埋深  $Z$  的增大而增加的变化规律。经回归分析, 二者基本呈线性变化关系, 即

$$\eta = \frac{f_{p^*m}}{f_{\eta}} = A + BZ \quad (10)$$

式中  $A$ 、 $B$  —— 拟合系数, 其变化关系见表 4。

如将表 4 中  $A$ 、 $B$  系数进一步分别与砂质夹层的中值粒径  $d_{50}$  进行多项式拟合, 即可得到以下关系

$$A = 1.260d_{50}^2 - 0.996d_{50} + 0.347 \quad R^2 = 0.987 \quad (11)$$

$$B = -0.0229d_{50}^2 + 0.0124d_{50} + 0.002 \quad R^2 = 0.889 \quad (12)$$

表 4  $\eta$  拟合关系式中的  $A$ 、 $B$  系数

Table 4 Coefficients  $A$ ,  $B$  in the fitting formula for  $\eta$

中值粒径 $d_{50}$ /cm	$A$	$B$	$R^2$
0.054	0.304	0.00219	0.977
0.075	0.270	0.00328	0.822
0.260	0.174	0.00359	1.000
0.600	0.190	0.00117	0.671

3) 在取得(10)、(11)、(12)式的关系后, 可依据砂质夹层的中值粒径  $d_{50}$  与不同埋深  $Z$  计算得出不同情况下的减渗比  $\eta$  值, 此后再依据所采用的均质土入渗模型, 先后可计算得出进入稳渗阶段时间  $t_1$  与相应时刻的瞬时入渗率  $f_{\eta}$ , 最后根据(9)式即可得到稳渗率的计算值  $f_{p^*c}$ 。表 3 列出了根据以上步骤计算的结果, 由表可见, 稳渗率的计算值  $f_{p^*c}$  与实测值  $f_{p^*m}$  吻合较好, 一般相对误差均在  $\pm 5\%$  以下。

## 2 结 论

1) 研究表明, 在具有砂质夹层的土壤入渗计算中, 主要存在两个问题: 一是如何确定由非线性入渗阶段进入稳渗阶段的时间  $t_1$ ; 二是如何确定稳渗率  $f_{p^*c}$ 。本文提出以现有均质土入渗模型为基础的方法, 不仅是可行的, 而且具有一定计算精度与实用性。

2) 在计算进入稳渗阶段时间  $t_1$  的方法中, 以

Kostiakov 入渗模型按水量平衡原理推导得出的计算式最为简单, 且具有较好的计算精度。

3) 文中提出的减渗比  $\eta$  与砂质夹层埋深的线性关系在  $Z$  为 15 ~ 100 cm 范围内是存在的, 但砂层埋深超出此范围以及式中  $A$ 、 $B$  系数与砂层中值粒径  $d_{50}$  的多项式关系, 尚需进一步研究与完善。

#### [参 考 文 献]

- [1] 姚贤良, 程云生, 等. 土壤物理学[M]. 北京: 农业出版社, 1986  
 [2] 王文焰, 张建丰, 汪志荣, 等. 砂层在黄土中的阻水性及减

渗性的研究[J]. 农业工程学报, 1995, 11(1): 104- 110

- [3] 曲晨晓, 王 炜. 土壤剖面中砂质夹层的储水作用及机理研究[J]. 华中农业大学学报, 1997, 16(5): 349- 356  
 [4] 王文焰, 王全九, 沈 冰, 等. 甘肃秦王川地区双层土壤结构的入渗特性[J]. 土壤侵蚀与水土保持学报, 1998, 4(2): 36- 40  
 [5] 张新民. 上土下砂双层结构土壤的洗盐定额[J]. 西北水资源与水工程, 1997, 8(1): 48- 51.  
 [6] 张建丰, 王文焰, 杨志威, 等. 西北黄土窑洞减渗防塌措施的研究[J]. 中国农业大学学报, 1997, (增刊): 88- 91.  
 [7] 杨志威. 黄土窑洞构造防水技术的工程试验研究[J]. 灾害学, 1997, 12(2): 77- 81.

## Infiltration calculation of soil with sand in layer

Zhang Jianfeng<sup>1,2</sup>, Wang Wenyan<sup>2</sup>, Wang Zhirong<sup>2</sup>, Wang Quanjiu<sup>2</sup>

(1. College of Water Resource and Architectural Engineering, Northwest Sici-Tech University of Agriculture and Forestry, Yangling 712100, China; 2. Institute of Water Resources, Xi'an University of Technology, Xi'an 710048, China)

**Abstract** An infiltration calculation solution for the soil with sand inter layer, including the time when nonlinear infiltration transmits into the steady infiltration and the steady infiltration rate, was developed based on the Lab experimental data and existing infiltration equations. According to the Kostiakov infiltration equation and the water storage amount of the upper layer at saturation, the water volume balance equation was established, and the time when nonlinear infiltration transmits into the steady infiltration was obtained from the water volume balance equation. The ratio of the steady infiltration rate with the infiltration rate of the uniform soil corresponding to the time when nonlinear infiltration transmits into the steady infiltration were calculated, and the functional relation of the ratio with the depth of the upper layer and the medium particle size of the sand was founded by the correlation analysis method. Hence, the steady infiltration rate may be calculated based on the depth of the upper layer, the medium particle size of the sand and the infiltration rate of the uniform soil corresponding to the time. The method was evaluated through experimental data, and the relative error was less than 5%. This method requires accurately measure the particle size of the sand, the depth of the upper layer and the infiltration rate of the uniform soil corresponding to the time, therefore the method need to be further improved and evaluated.

**Key words:** sand interlayer; infiltration; steady infiltration rate