

砂层在黄土中的减渗作用及其计算

王文焰, 张建丰, 汪志荣, 王全九

(西安理工大学 水资源研究所, 陕西 西安 710048)

摘要: 本文根据非饱和土壤水的达西定律, 对砂层在黄土中的减渗作用及在整个过程中使入渗率由非线性衰减阶段转为线性稳渗阶段的机理做了分析论述。在此基础上提出了不同砂层质地(中值粒径 d_{50})与埋深条件下稳渗率 f_p 的计算方法, 建立了砂层质地的中值粒径 d_{50} 及埋深 Z 与吸力值 S_m 的关系。根据水量平衡原理, 得到了入渗过程中由非线性衰减阶段开始进入稳渗阶段的时间 t_i 。经试验资料验证, 以上计算式不仅计算精度较好, 且具有一定的实用性, 特别是在缺少土、砂水分运动参数的情况下, 仅需积水入渗试验资料即可通过计算取得所需结果。

关键词: 砂层; 黄土; 减渗; 稳渗率

中图分类号: S153.8 **文献标识码:** A

1 问题的提出

研究表明, 根据土壤水的能量原理, 在水向夹有砂层的黄土入渗过程中, 砂层具有良好的阻水作用, 增加了砂层以上土体的持水能力, 而且还具有减渗性, 即湿润锋在到达砂层后不久, 入渗率及入渗锋面湿润速度明显减小, 从而使整个入渗过程由非线性阶段转为线性的稳渗阶段^[1-3]。这些研究成果, 不仅为砂层的存在对农田土壤水分运动的影响有了进一步的认识, 从而为旱作地区土壤抗旱保墒、合理灌溉等措施提供了理论依据, 而且又为减渗、防渗技术的工程措施提供了重要途径与计算方法^[4-6]。

作者在文献[1]中曾就砂层在黄土入渗中的阻水性及减渗性做了探讨, 并根据甘肃西峰黄土室内试验研究, 对入渗水流在砂层的减渗作用下进入线性阶段后的稳渗率 f_p 提出了一个经验公式, 其关系如下:

$$f_p = (11.613 - 2.296 \ln Z) \quad (1)$$

式中: f_p 为稳渗率(mm/h); Z 为砂层埋深(cm); α 为与砂层质地有关的系数, 可由砂层中值粒径 d_{50} (cm)按下式计算

$$\alpha = 0.561 d_{50}^{-0.193} \quad (2)$$

由于上式是针对甘肃西峰黄土得出的一个纯经验关系, 其适用范围受到很大限制。为此, 本文根据达西定律在非饱和土壤水中应用的原理, 对砂层在黄土中减渗性的机理做进一步的分析, 并在此基础上, 提出一个计算稳渗率的新方法。

2 砂层减渗作用分析

试验研究表明, 在具有砂层的土体进行积水入渗时, 根据入渗率的变化特征, 可以将整个入渗过程分为非线性衰减与稳渗两个阶段。图1、图2分别为甘肃西峰黄土在不同砂层埋深情况下的累积入渗量 F 、入渗率 f 与时间 T 的变化关系^[1]。由图可以得出以下结论。

收稿日期: 2004-09-08

作者简介: 王文焰(1934-), 男, 安徽寿县人, 教授, 主要从事非饱和土壤水分运动等研究。E-mail: wywang@xaut.edu.cn

(1)在入渗锋面未达到砂层埋深Z之前,实际上是一个均质土积水入渗问题,其累积入渗量F与入渗率f随时间的变化均为一个非线性变化关系。根据达西定律在非饱和土壤水中应用的原理,其任意时刻积水入渗的地表通量即入渗率f是在压力、吸力及重力各势梯度作用下的结果,即

$$f = K(\theta) \frac{H + S + Z_f}{Z_f} \quad (3)$$

式中:f为入渗率(cm/h);K()为土壤非饱和导水率(cm/h);H为地表积水深度(cm);S为湿润锋吸力(cm);Z_f为湿润锋(cm)。

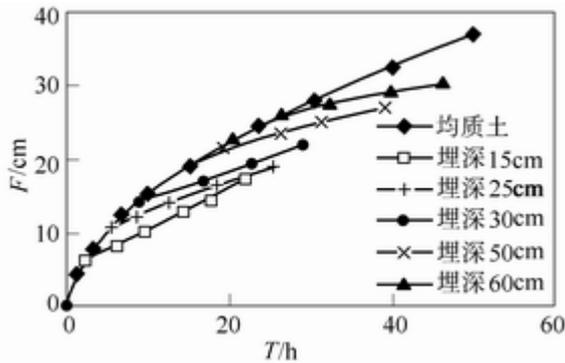


图 1 累积入渗量 F 随时间 T 的变化关系

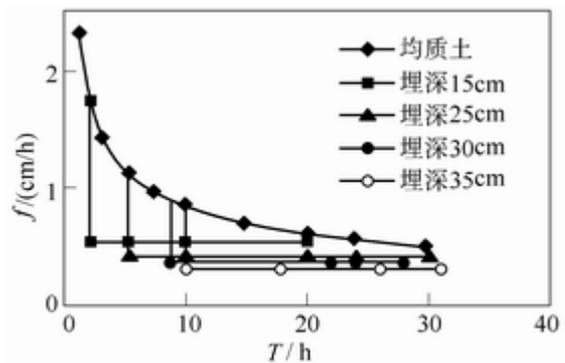


图 2 入渗率 f 与时间 T 的变化关系

在此入渗过程中,随着入渗锋的下移,土壤湿润剖面含水量的不断增加,压力势梯度(H/Z_f)与吸力势梯度(S/Z_f)迅速减小。尽管土壤非饱和导水率K()随着湿润层的含水量增加而增大,但在这些因素的共同作用下,入渗率f随时间T的变化均表现为非线性衰减关系,并且在长历时的情况下,入渗率最终将趋于一个稳定值^[7]。图2中所示的衰减曲线即为均质土入渗率f随时间T变化最具代表性的关系。

(2)当入渗锋到达砂层上界面后,由于土、砂各自的水分含量与能量间的关系不同,根据土壤水的能量原理,入渗水流将被砂层所阻滞^[1,2],从而使上层的土壤水分逐渐增大,直至砂层上界面土壤含水量的能量(基质势)开始大于砂层所具有的能量水平后,入渗水流方能渗入砂层。在此情况下,由于上层土壤含水量趋于饱和,非饱和导水率K()将逐渐增大趋于饱和导水率,相应土砂界面处的吸力由于土壤水分的不断聚积而迅速由大变小,最终也将根据砂层质地的性质趋于某一定值。这样,在入渗锋面到达砂层埋深后的不长时间,整个入渗过程即进入了稳渗阶段。此时在表示积水入渗地表通量的式(3)中,等号右端各项基本均为常数,即:Z_f=Z,K()=K(s),S=S_m,故由式(3)可得出计算稳渗率f_p的关系式

$$q = f_p = K'(\theta_s) \left(\frac{H + S_m}{Z} + 1 \right) \quad (4)$$

式中:f_p为稳渗率(cm/h);K(s)为近似土壤饱和导水率(cm/h);S_m为由砂层质地性质决定的吸力值(cm);Z为砂层的埋深(cm)。

图1、图2所示的累积入渗量F与入渗率f随时间变化的试验结果,均表明了不同砂层埋深情况下,由非

线性入渗阶段转为稳渗阶段的全过程。

(3)对于夹有砂层的黄土的积水入渗过程来讲,在入渗水流开始渗入砂层而进入稳渗阶段后,实际上可以将砂层以上的土体视为一个近似饱和土体的渗透问题。但与一般饱和土体的渗透有所不同,其土体下界面由于砂层的存在多了一个吸力项。该吸力 S_m 的大小主要取决于砂层的质地性质,可近似为一常数。由于砂层的阻水性,使得土砂界面的土壤含水量迅速增大,致使该吸力 S_m 值远远小于湿润锋最初到达砂层界面时刻的吸力 S 值,从而使稳渗率明显地得到降低。这也正是砂层在黄土中阻水、减渗作用的机理所在。

3 稳渗率 f_p 的计算

在已定条件下(土与砂的质地、积水深 H 、砂层埋深 Z)利用式(4)计算稳渗率主要存在两个问题,即土壤的近似饱和导水率 $K(\theta_s)$ 与土砂界面的吸力 S_m 值的确定。以下根据文献[1]的资料,就以上二参数的确定方法做一介绍。

3.1 土壤近似饱和导水率 $K(\theta_s)$ 的确定 为了获取更能符合实际条件下的近似饱和导水率 $K(\theta_s)$,可根据均质土长历时的积水入渗实验资料,按Philip垂直入渗模型进行拟合,即

$$f = \frac{1}{2} S_0 T^{-0.5} + A \quad (5)$$

式中: f 为入渗率(cm/h); S_0 为吸渗率; T 为入渗时间(h); A 为稳定入渗率^[7],并以此作为土壤近似饱和导水率 $K(\theta_s)$ 。

据此,以文献[1]甘肃西峰黄土的均质土积水入渗试验资料为例,按式(5)拟合得到以下关系

$$f = 2.16T^{-0.5} + 0.167, \quad R^2 = 0.9997 \quad (6)$$

则可得出 $K(\theta_s) = 0.167$ cm/h。

3.2 土砂界面吸力 S_m 的确定 土砂界面的吸力主要取决于砂层质地的性质,即砂质的水分特征曲线。由于水分特征曲线与其颗粒组成密切相关,故以砂层颗粒组成的中值粒径 d_{50} 做为代表其性质的一项重要量化指标。

为了寻求不同砂层质地的中值粒径 d_{50} 与吸力 S_m 值间的关系,以下根据文献[1]的细、中、粗三种不同砂层、不同埋深情况下的稳渗率试验实测数据,采取反推法,即在已知甘肃西峰土 $K(\theta_s)$ 为0.167cm/h及 H 为4cm的前提下,将式(4)转变为:

$$S_m = Z \left[\frac{f_p}{K'(\theta_s)} - 1 \right] - H \quad (7)$$

即可根据不同条件下的实测数据代入式(7)求得相应的吸力 S_m 值,如表1所示。由表1可见:

(1)由式(7)计算所得的土砂界面吸力 S_m 值明显随砂层中值粒径 d_{50} 的增大而减小。如不考虑砂层埋深 Z 对吸力 S_m 的影响,取其不同埋深吸力的平均值 \bar{S}_m 作为该砂层中值粒径 d_{50} 对应的吸力值,则经回归分析二者呈以下关系:

$$\bar{S}_m = 4.26 - 8.3351 \ln d_{50}, \quad R^2 = 0.9984 \quad (8)$$

如将式(8)根据不同砂层质地 d_{50} 计算的平均吸力值 \bar{S}_m 再代回式(4),则据此计算不同条件下的稳渗率 $f_{p.c}$ 与实测值 $f_{p.m}$ 的相对误差,大部分在 $\pm 10\%$ 以下,但仍有27%的计算值误差超过 $\pm 10\%$ 。

表 1 甘肃西峰黄土不同试验方案的实测数据及计算结果

砂层		稳渗率实测值 $f_{p.m}/(\text{cm/h})$	式(7)计算 吸力值式			(8)计算值		式(11)计算值		
d_{50}/cm	Z/cm		S_m/cm	\bar{S}_m/cm	\bar{S}_m/cm	$f_{p.c}/(\text{cm/h})$	\pm (%)	S_m/cm	$f_{p.c}/(\text{cm/h})$	\pm (%)
细砂 0.054	15	0.5464	30.08	28.75	28.59	0.5298	-3.03	31.88	0.5665	3.68
	25	0.4252	34.65			0.3847	-9.52	29.78	0.3927	-7.64
	30	0.3857	35.29			0.3484	-9.67	38.73	0.3492	-9.46
	35	0.3136	26.72			0.3225	2.83	27.68	0.3182	1.47
	50	0.2700	26.84			0.2759	2.17	24.53	0.2623	-2.85
	60	0.2308	18.92			0.2577	11.66	22.43	0.2406	4.25
中砂 0.260	15	0.3890	15.94	15.03	15.49	0.3840	-1.26	18.23	0.4145	6.56
	25	0.2880	14.11			0.2972	3.19	16.13	0.3015	4.69
粗砂 0.600	15	0.3525	12.66	8.52	8.52	0.3064	-13.08	10.96	0.3336	-5.36
	25	0.2700	11.42			0.2506	-7.17	8.86	0.2529	-6.33
	35	0.1975	2.39			0.2267	14.80	6.76	0.2185	10.53

(2)由表1可见,土砂界面吸力值 S_m ,不仅与砂层中值粒径 d_{50} 有关,且与砂层的埋深Z有关,表现为随埋深Z的增大而减少。如对细砂层($d_{50}=0.054\text{cm}$)的不同埋深Z与其吸力值 S_m 进行回归分析,则可得到以下线性关系

$$S_m = 35.5 - 0.21Z, \quad R^2 = 0.7348 \quad (9)$$

即 $S_m = A + BZ$ 。

由于中砂与粗砂层的试验点过少,故假定二者土砂界面处的吸力值 S_m 与埋深Z的变化均符合线性关系,且与以上细砂层具有同一变率(即 $B = -0.21$),则经过适线法图解可得到各相应的系数A如表2所示。

表 2 甘肃西峰黄土不同试验方案的砂层 d_{50} 与系数A的关系

d_{50}/cm	0.054	0.260	0.600
A	35.5	20.0	15.0

由表2可见,系数A随砂层中值粒径 d_{50} 的增大而减小,经回归分析二者可得到以下关系

$$A = 9.67 - 8.69 \ln d_{50}, \quad R^2 = 0.98729 \quad (10)$$

将式(10)代入式(9),即可得到土砂界面吸力 S_m 与砂层中值粒径 d_{50} 及埋深Z的函数表达式

$$S_m = (9.67 - 8.69 \ln d_{50}) - 0.21Z \quad (11)$$

则由表1可见,根据不同条件下式(11)计算所得的吸力值 S_m 代回式(4)求得的稳渗率计算值 $f_{p.c}$,其与实测值的相对误差较式(8)的计算结果有明显的降低,大部分在 $\pm 7\%$ 以下。

3.3 稳渗率计算方法的检验 为了进一步检验本文计算方法的可行性,作者再引用陕西三原东沟乡及西安马腾空两组黄土夹砂层的积水入渗试验成果进行验证^[6]。其土样颗粒组成及均质土长历时的入渗率参数见表3。

表3 三原与西安两组黄土土样试验基本资料

黄土	容重 ρ_s /(g/cm ³)	粒级含量(%)			S_0	A	R^2	H/cm
		<0.05mm	<0.01mm	<0.001mm				
三原东沟乡	1.35	92.29	30.0	5.27	3.924	0.185	0.99860	3.5
西安马腾空	1.35	93.60	32.4	3.95	3.124	0.148	0.99980	3.0

注:表中入渗参数A即为 K_s ;H为积水入渗水头。

表4为该两种土样与不同砂层埋深情况下的稳渗率实测值 $f_{p.m}$ 与采用本文方法计算结果的对比情况。由表4可见,在长历时积水入渗试验资料分析取得 K_s 的基础上,无论采用式(8)还是式(11)计算的土砂界面吸力值 S_m ,其通过式(4)计算的稳渗率 $f_{p.c}$ 与试验实测值 $f_{p.m}$ 的相对误差基本在 $\pm 10\%$ 以下。而且仍能看出采用 d_{50} 与Z两个变量的式(11)计算所得,其明显优于式(8)的计算结果。

表4 三原与西安两组黄土土样的实测值与计算

黄土	砂层		稳渗率实测值 $f_{p.m}/(\text{cm}/\text{h})$	式(8)计算值			式(11)计算值		
	d_{50}/cm	Z/cm		S_m/cm	$f_{p.c}/(\text{cm}/\text{h})$	\pm (%)	S_m/cm	$f_{p.c}/(\text{cm}/\text{h})$	\pm (%)
三原东沟乡	0.075	30	0.3478	25.86	0.3660	5.25	25.88	0.3662	5.29
		50	0.2941		0.2936	-0.16	21.68	0.2782	-5.41
		70	0.2528		0.2626	3.87	17.48	0.2405	-4.87
		100	0.2250		0.2393	6.35	11.18	0.2122	-5.69
西安马腾空	0.310	20	0.3145	0.2740	-12.88	15.65	0.2860	-9.06	
		25	0.2625	0.2488	-5.24	14.60	0.2522	-3.92	
		30	0.2515	0.2320	-7.77	13.55	0.2290	-8.67	

综上所述,在利用式(4)计算各已定条件下的稳渗率 f_p 时,主要困难在于确定土砂界面的吸力 S_m 值。文中根据试验资料分析所建立的吸力 S_m 与 d_{50} 、Z的函数关系,为该项计算提供了可能。

4 关于进入稳渗阶段时间 t_1 的计算

作者曾在文献[1]中根据甘肃西峰黄土夹有砂层的积水入渗试验,得出了进入稳渗阶段的时间 t_1 仅与砂层埋深Z有关,而与砂层粒径关系不大的结论,并在此基础上提出了一个进入稳渗阶段时间 t_1 与砂层埋深Z的经验关系式^[1],即

$$t_1 = 0.00946Z^{1.982} \quad (12)$$

该式同样存在很大局限性，无法推广使用。为此，作者仍以均质土长历时积水入渗试验为基础，根据水量平衡原理提出以下计算进入稳渗阶段时间 t_1 的方法。

根据均质土长历时积水入渗试验资料按Kostiakov入渗模型进行累积入渗量 F 与时间 T 的回归分析

$$F=CT \tag{13}$$

式中： F 为累积入渗量(cm)； T 为入渗时间(h)； C 、 α 为拟合参数。

试验证明在积水入渗由非线性阶段开始进入稳渗阶段的 t_1 时刻，砂层埋深 Z 以上的土体基本达到饱和含水量 θ_s 。故根据水量平衡原理，入渗历时 t_1 的累积入渗量 F_1 应等于砂层埋深 Z 以上的土体水分增量，即

$$F_1=Ct_1=(\theta_s-\theta_i)Z$$

式中： θ_s 、 θ_i 分别为土壤饱和与初始体积含水量(cm^3/cm^3)。

以上水量平衡关系，经变化可写为以下形式

$$t_1 = \left[\frac{Z(\theta_s - \theta_i)}{C} \right]^{\frac{1}{\alpha}} \tag{14}$$

为了检验式(14)，现将甘肃西峰黄土及三原东沟黄土积水入渗试验的基本数据及 t_1 的实测与计算数据列于表5。由表5可见，利用式(14)所得之计算值 $t_{1,c}$ 与实测值 $t_{1,m}$ 的相对误差除个别数据外，一般在 $\pm 5\%$ 以下。

表5 甘肃与西安两种土样的 t_1 实测与计算值对比

黄土	θ_s	θ_i	C	α	Z/cm	$t_{1,m}/\text{h}$	$t_{1,c}/\text{h}$	\pm (%)
甘肃西峰	0.455	0.025	4.163	0.558	15	2.10	2.19	4.29
					25	5.30	5.48	3.40
					30	9.00	7.59	-15.70
					35	10.00	10.01	0.10
					50	19.30	18.96	-1.76
					60	26.30	26.30	0.00
三原东沟乡	0.470	0.030	3.826	0.591	30	9.0	8.13	-9.67
					50	19.0	19.29	1.53
					70	35.0	34.09	-2.60
					100	62.0	62.34	0.55

注：有关以上土样的基本资料及试验数据可参阅文献[1,6]。

综上所述，文中依据水量平衡原理推导得出的式(14)不仅具有较好的计算精度，而且只需具有土样的基本资料(θ_s 、 θ_i)与积水入渗参数(C 、 α)即可计算得出在黄土夹有砂层情况下进入稳渗阶段的时间 t_1 。因此，它较纯经验的式(9)有了较大的提高，具有一定的实用性。

5 结论

本文根据达西定律在非饱和土壤水中应用的原理,对砂层减渗作用所做的分析,使入渗过程由非线性阶段转为线性稳渗阶段的机理有了进一步的认识。以均质黄土长历时积水入渗试验为基础,根据达西定律在非饱和土壤水中应用的基本关系,提出了黄土在夹有不同砂层质地(中值粒径 d_{50})与埋深条件下稳渗率 f_p 的计算方法,并对土砂界面吸力 S_m 值建立了具有代表砂层特征(中值粒径 d_{50} 与埋深 Z)的两个变量函数关系式,为该项计算提供了可能。此外根据水量平衡原理,推导出入渗过程由非线性衰减阶段开始进入稳渗阶段的时间 t_1 关系式,较文献[1]的纯经验公式有了较大提高。经实验资料验证,以上计算式不仅计算精度较好,且具有一定的实用性,特别是在缺少土、砂水分运动参数的情况下,仅需积水入渗试验资料即可通过计算取得所需结果。

参考文献:

- [1] 王文焰, 张建丰, 汪志荣, 杨志威. 黄土中砂层对入渗特性的影响[J]. 岩土工程学报, 1995, 17(5): 34-41.
- [2] 曲晨晓, 王伟. 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.
- [3] 王文焰, 王全九, 沈冰, 张建丰. 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.
- [4] 王文焰, 张建丰. 窑洞民居减渗防塌对策研究[J]. 灾害学, 1992, 7(2): 94-96.
- [5] 张建丰, 王文焰, 杨志威, 高岩. 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.
- [6] 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.
- [7] 雷志栋, 杨诗秀, 谢森伟. 土壤水动力学[M]. 北京, 清华大学出版社, 1998.

Infiltration reduction effect of sand layer in loess

WANG Wen-yan, ZHANG Jian-feng, WANG Zhi-rong, WANG Quan-jiu
(Xi'an University of Technology, Xi'an 710048, China)

Abstract: According to the Darcy's law for infiltration in unsaturated soil, the infiltration reduction effect of sand layer and the mechanism of infiltration rate changing from nonlinear attenuate stage into linear stage in the process of infiltration are analyzed. Based on the experimental data a new method for calculating the steady infiltration of sand layers with different textures (characterized by medium grain diameter d_{50}) and located at different level is proposed. By applying the principle of water balance, the time duration for infiltration changing from nonlinear stage into steady infiltration is obtained. The validity of the calculation method is verified by experimental result. The method is easy to be applied in practice especially when the parameters of soil and moisture movement are unknown.

Key words: sand layer; loess; infiltration reduction; steady infiltration