

DOI: 10.11779/CJGE20221322

# 考虑膜态水渗流的非饱和土渗透系数计算方法研究

翟 钱<sup>1,2</sup>, 沈天伦<sup>2</sup>, 田 刚<sup>2</sup>, 戴国亮<sup>2</sup>, 赵学亮<sup>2</sup>, 龚维明<sup>2</sup>, 蔡建国<sup>2</sup>

(1. 东南大学混凝土及预应力混凝土结构教育部重点实验室, 江苏 南京 210096; 2. 东南大学土木工程学院, 江苏 南京 210096)

**摘 要:** 当前采用土-水特征曲线计算非饱和土渗透系数的方法主要分为经验模型和统计模型两大类。经验模型的计算结果取决于模型中的经验系数, 统计模型基于毛细模型采用统计学相关理论推导得出, 因此统计模型计算结果相对可靠。研究发现, 统计模型主要研究毛细水迁移规律, 并未考虑土体中的结合水。因物理化学作用, 部分土颗粒表面会吸附水膜, 该水膜可作为液态水分的传输媒介。水膜厚度主要取决于土颗粒表面与土中水的相互作用, 水膜厚度决定了土颗粒表面膜态水的迁移速率。首先计算单个颗粒表层吸附水膜的厚度、膜态水迁移速率; 其次考虑土体中不同粒径颗粒的随机接触, 利用级配曲线计算不同粒径颗粒的连接概率; 最终依据单颗粒膜态水的迁移速率并结合颗粒间的随机接触概率, 提出非饱和土膜态水的渗透系数预测模型。为验证模型的可靠性, 选取其他文献中的试验数据对比模型预测结果, 对比结果表明本文预测结果与文献试验结果吻合度较好, 比传统统计模型表现出一定的优越性。

**关键词:** 非饱和土; 毛细水渗流; 膜态水渗流; 随机连接; 预测模型

中图分类号: TU43

文献标识码: A

文章编号: 1000-4548(2024)02-0291-08

**作者简介:** 翟 钱(1982—), 男, 博士, 副教授, 主要从事非饱和土力学相关方面的科研和教学工作。E-mail: 101012332@seu.edu.cn。

## Prediction of the coefficient of permeability for unsaturated soil by considering the film flow

ZHAI Qian<sup>1,2</sup>, SHEN Tianlun<sup>2</sup>, TIAN Gang<sup>2</sup>, DAI Guoliang<sup>2</sup>, ZHAO Xueliang<sup>2</sup>, GONG Weiming<sup>2</sup>, CAI Jianguo<sup>2</sup>

(1. Key Laboratory of Concrete and Prestressed Concrete Structure of Ministry of Education, Southeast University, Nanjing 210096,

China; 2. School of Civil Engineering, Southeast University, Nanjing 210096, China)

**Abstract:** It has become a common practice that the hydraulic conductivity of unsaturated soils is estimated from the soil-water characteristic curve by using either empirical method or statistical method. The estimated results by the empirical method are dependent on the empirical parameters while those by the statistical method are determined based on the theory of statistics. As a result, the results by the statistical method are more reliable than those by the empirical method. It is observed that the hygroscopic water is misused as the capillary water in the conventional statistical method. Because of the adsorptive force, the water film (hygroscopic water) is attached around the soil particle, and it acts as the transferring medium for the water migration in soils. The flowing rate of the water in the adsorbed water film is a function of the thickness of the water film. Both the thickness of water film around a single soil particle and the flowing rate through the water film are firstly computed. Subsequently, the probability of the connecting between particles with different sizes is calculated by using the grain size distribution (GSD) data. Consequently, a new equation is proposed for the estimation of the hydraulic conductivity of unsaturated soils by considering the film flows in soils. The proposed method is verified using the experimental data from literatures. It is indicated that results by the newly proposed method provide better agreement with the experimental data as compared with those by the conventional statistical method.

**Key words:** unsaturated soil; capillary flow; film flow; random connection; statistical method

## 0 引 言

Weber 等<sup>[1]</sup>和翟钱等<sup>[2]</sup>将非饱和土中可移动的水分分为三大类: ①土颗粒之间的毛细水; ②吸附在土颗粒表层的水膜(即膜态水); ③土颗粒间孔隙中的水蒸气。现有非饱和土的渗透系数预测模型通常采用土-

水特征曲线(SWCC)进行估算<sup>[2-8]</sup>。这些计算模型大致可分为两大类, 即经验模型和统计模型。经验模型的计算结果很大程度上依赖模型参数, 而这些模型参

基金项目: 国家自然科学基金面上项目(52078128, 52378328, 52178317, 52378329)

收稿日期: 2022-03-01

数往往是通过数据拟合或凭个人经验得到的。因此,经验模型的计算结果往往带有较大的不确定性。相比经验模型,统计模型是基于毛细模型,并考虑不同孔径的孔隙的随机连接,最终推导出非饱和土在不同吸力状态下的渗透系数。由此可见,统计模型的理论基础较为完善,预测精度相对可靠。值得注意的是统计模型的理论是建立在毛细模型的基础上,而毛细模型只适用于毛细水。换言之,统计模型只可用以描述毛细水在土体中的迁移规律。

Weber 等<sup>[1]</sup>对比传统统计模型计算结果和非饱和土的渗透系数试验数据,发现在相对高吸力区,传统统计模型可能会低估非饱和土的渗透性能。Tokunaga 等<sup>[9]</sup>、Tokunaga 等<sup>[10]</sup>、Liu<sup>[11]</sup>、Tokunaga<sup>[12]</sup>和 Lebeau 等<sup>[13]</sup>通过研究膜态水对水分迁移的影响,提出估测非饱和土中膜态水渗透系数的计算模型。笔者对比发现这些模型大多有部分经验参数,为实际的工程应用带来极大的不便。翟钱等<sup>[2]</sup>对全吸力范围非饱和渗透系数的计算方法进行了较为全面的研究,其中也涉及膜态水的渗透系数计算公式,但是对于具体的推导过程缺乏全面的介绍。

本文将土体划分为一系列碎片单元,把级配曲线中粒径大小表示每个碎片单元的尺寸,把级配曲线中不同粒径对应的百分比换算不同碎片单元在土体中的分布密度。考虑这些碎片单元在土体内是随机分布且相互连接的,吸附在土颗粒表层的水膜也随之随机相连通,并形成渗流通道。吸附在单个颗粒的水膜对渗透系数的影响主要体现在水膜的厚度,而对整个土体的膜态水渗透系数,不但需要考虑单个颗粒表层的水膜厚度,还需要考虑相邻颗粒(同一渗流路径)的水膜厚度。基于理论推导、采用统计学理论,本文提出了非饱和土膜态水渗透系数计算公式,该公式的计算结果与试验结果吻合度较高,为非饱和土的渗透系数计算提供了新的理论及相应的计算方法。

## 1 预测模型的基本假定和逻辑推导

本节介绍描述碎片单元表层膜态水的简化物理模型,并推导碎片单元的膜态水渗透系数。再考虑不同尺寸的碎片单元在土体空间内是随机分布并相互连接的,采用概率统计学理论计算不同尺寸碎片单元相连接的概率。最终,推导出非饱和土膜态水渗透系数的计算公式。

### 1.1 碎片单元膜态水渗透系数

Tuller 等<sup>[14]</sup>提出估算平面物体吸附水膜厚度的经验公式:

$$t = \left( \frac{A_{svl}}{6\pi\rho\psi} \right)^{\frac{1}{3}}, \quad (1)$$

式中:  $t$  为平面土粒上的水膜厚度 (m);  $A_{svl}$  为通过中间液相的固-气相互作用的 Hamaker 常数 (Iwamatsu 等<sup>[15]</sup>建议  $A_{svl}$  取  $2.4 \times 10^{-20}$  J);  $\rho$  为水的密度 ( $\text{kg/m}^3$ );  $\psi$  为土吸力 (kPa)。

式(1)假定物体表面是一个平面,吸附水膜的表面也会呈平面状态,如图 1(a)所示。然而,土颗粒表面并非一个平面,而是更为接近球面。因此,在计算土颗粒表层吸附水膜厚度需要对式(1)进行必要的修正。

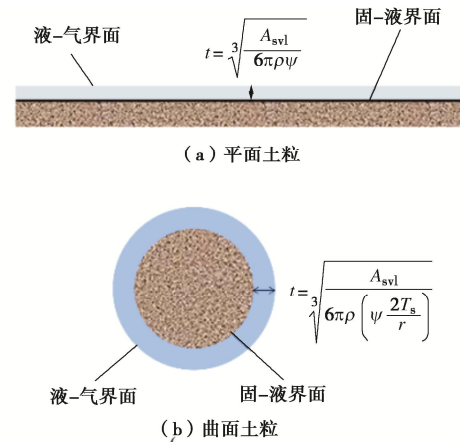


图 1 平面和曲面土粒吸附水膜示意图

Fig. 1 Illustration of adsorbed water films around flat surface and curved surface

当水气分界面产生弯曲时,弯曲水面的自由能和平面水面的自由能是不同的。Tokunaga<sup>[12]</sup>建议采用颗粒粒径作为弯液面的半径,修正颗粒弯曲表面吸附水膜的厚度。因此,本文参考 Tokunaga<sup>[12]</sup>的方法,考虑弯曲水面和平面水面自由能的差异,对式(1)进行修正,估算土颗粒周围吸附水膜的厚度:

$$t = \left[ \frac{A_{svl}}{6\pi\rho\left(\psi - \frac{2T_s}{r}\right)} \right]^{\frac{1}{3}}. \quad (2)$$

式中:  $T_s$  为表面张力 (N/m);  $r$  为土颗粒半径 (mm)。

Bird 等<sup>[16]</sup>认为水流通过吸附水膜的平均流速与水膜厚度的平方成正比:

$$\bar{v} = \frac{\rho g}{3\eta} t^2. \quad (3)$$

式中:  $\bar{v}$  为水膜中的平均流速;  $g$  为重力加速度;  $\eta$  为黏度。

式(3)可用以计算单颗粒表面吸附水膜的渗透系数。众所周知,土是由各种尺寸的土颗粒组成,如图 2(a)所示。将土单元分为一系列大小不同的碎片单元,如图 2(b)所示。其中,每个碎片单元具有与土单元相同的孔隙率  $n$ 。考虑二维条件,假设碎片单元面积为 1,则单元中土颗粒的面积为  $1-n$ 。单个颗粒(半径为  $r$ )的面积和周长分别表示为  $A_s = \pi r^2$  和  $P_s = 2\pi r$ 。

因此, 该碎片单元横截面上的水膜总长度可用粒径和孔隙率表示:

$$P_s = \frac{2A_s}{r} = \frac{2}{r}(1-n) \quad (4)$$

式中:  $P_s$  为水膜的总长度;  $n$  为土的孔隙率。

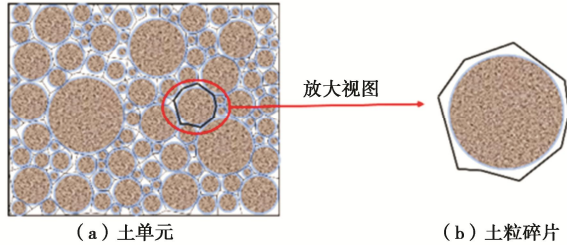


图2 土单元和土粒碎片示意图

Fig. 2 Illustration of soil matrix and divided fraction

很多商用软件采用达西定律模拟土体中的渗流, 因此, 非常有必要将水膜中水流通过的能力用渗透系数的形式进行表达。假设水流的水力梯度为 1, 则通过碎片单元水膜的水流速度  $q$ , 等于平均流速乘以单位横截面上允许水流通过的面积 (即水膜的厚度乘以碎片单元中水膜的总长度):

$$q = ki = \bar{v}P_s = \frac{\rho g}{3\eta} \frac{2}{r}(1-n) \frac{A_{svl}}{6\pi\rho\left(\psi - \frac{2T_s}{r}\right)} \quad (5)$$

式中,  $k$  为膜态水渗透系数。式 (5) 可整理为

$$k = \frac{(1-n)g}{9\eta\pi r} \frac{A_{svl}}{\left(\psi - \frac{2T_s}{r}\right)} \quad (6)$$

需要注意的是, 当吸力小于  $2T_s/r$  时, 式 (6) 的解为负。当吸力小于  $2T_s/r$  时, 土颗粒周围的吸附水膜与毛细水并存。在这种情况下, 土的渗透性能主要由毛细水主导。因此, 当吸力小于  $2T_s/r$  时, 可以忽略膜态水的渗透性能。

## 1.2 非饱和土膜态水渗透系数公式推导

如图 2 (b) 所示, 土单元被划分为一系列碎片单元, 这些碎片单元在土体中随机分布, 并两两相连。这些相连的土颗粒, 其表面吸附的水膜会形成渗流通道。因此, 在计算非饱和土膜态水渗透系数时, 需综合考虑碎片单元的渗透性能和相连碎片单元的渗透性能, 如图 3 所示。

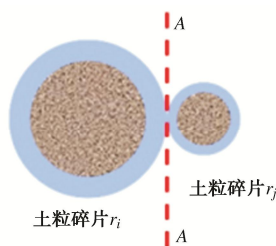


图3 截面 A 上不同土粒碎片间的连接示意图

Fig. 3 Illustration of connection between different fractions on section A

当水分通过吸附水膜自左向右流经截面 A 时, 水分由碎片单元  $r_i$  向  $r_j$  迁移, 水分迁移速率由渗透系数较小的碎片单元所决定。考虑这些碎片单元在土体中是随机分布的, 碎片  $r_i$  和  $r_j$  之间连接概率为

$$p = p_i p_j \quad (7)$$

式中,  $p_i$  和  $p_j$  分别为对应于  $r_i$  和  $r_j$  的粒径分布密度。由式 (7) 可知, 碎片单元之间的连接概率主要取决于其颗粒粒径分布密度。

如果将土单元根据粒径大小, 分为不同尺寸碎片单元共组, 记为  $N_{\text{total}}$ 。其中碎片单元粒径为  $r_i$  的单元数为  $n_i$ 。土单元中包含的碎片单元总数量  $N_{\text{total}}$  可以通过对  $n_i$  进行求和得到:

$$N_{\text{total}} = \sum_{i=1}^N n_i \quad (8)$$

这样, 碎片  $r_i$  的粒径分布密度  $p_i$  采用  $n_i$  和  $N_{\text{total}}$  进行定义:

$$p_i = \frac{n_i}{N_{\text{total}}} \quad (9)$$

级配曲线是基于不同粒径颗粒的质量百分比绘制得到的, 而本文中的粒径分布密度是基于颗粒的数量比值。因此, 需要将级配曲线中的质量百分比换算成数量百分比, 才能用以计算不同粒径碎片单元的相互连接概率。如果碎片  $r_i$  与  $r_j$  的质量相同, 则  $n_j$  可由  $n_i$  定义:

$$w_i = \rho_s n_i \frac{4\pi}{3} r_i^3 = w_j = \rho_s n_j \frac{4\pi}{3} r_j^3 \quad (10)$$

式中:  $w_i$ ,  $w_j$ ,  $n_i$ ,  $n_j$  分别为碎片半径为  $r_i$  和  $r_j$  的总质量和碎片总数;  $\rho_s$  为土的密度。

式 (10) 可进一步简化为

$$\frac{n_j}{n_i} = \left(\frac{r_i}{r_j}\right)^3 \quad (11)$$

由式 (11) 可知, 随着颗粒粒径的减小, 颗粒数量会随之剧增, 这样细颗粒连接其他颗粒的概率远大于粗颗粒连接其他颗粒的概率。换言之, 当细颗粒含量较高时, 细颗粒的渗透系数对混合土单元的水力特性有更显著的影响。根据笔者的试验经历, 当粗颗粒土体中细颗粒含量大于 15%~20% 时, 土体的渗透系数会呈现明显的降低。这一试验现象与本文结论基本吻合。

综上所述, 考虑膜态水渗流的非饱和土渗透系数的计算可遵循以下步骤: ①参考级配曲线, 将土体按照粒径尺寸分割为多个碎片单元, 统计每个碎片单元的代表粒径和粒径分布密度。②采用本文式 (6) 计算给不同粒径碎片单元的渗透系数。③考虑不同粒径的

碎片单元的连接概率，土体的膜态水渗透系数为

$$k = \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N p_i p_j \min(k_i, k_j) \quad , \quad (12)$$

式中， $N$  为粒径分布中碎片的总数。④基于本文提出的计算公式，编制 Excel 电子表格，将计算公式内陷于电子表格，最终非饱和土的膜态水渗透系数可以直接通过土-水特征曲线的模型参数(如 Fredlund 和 Xing 模型中的  $a_f$ 、 $n_f$  和  $m_f$ ) 进行计算。

## 2 预测模型的验证

为了验证模型的可靠性，本文从现有文献中收集不同种类土质的试验数据，同一组试验数据需要包含包括级配曲线、土-水特征曲线和非饱和土的渗透系数。经过筛选，最终选择 Pachepsky 等<sup>[17]</sup>和 Tuller 等<sup>[14]</sup>中的亚砂土、Mualem<sup>[18]</sup>中的亚黏土、Nemes 等<sup>[19]</sup>和 Weber 等<sup>[1]</sup>中 UNSODA 数据库中编号为 4010、4031 和 4650 的土以及 Schindler 等<sup>[20]</sup>和 Weber 等<sup>[1]</sup>的 SM 6-62 和 SM 35-119。这些土样的实测级配曲线、土-水特征曲线以及非饱和渗透系数如图 4 所示。其中，Mualem<sup>[18]</sup>并未给出亚黏土的级配曲线，只有砂土、粉土和黏土占比数据。该比例数据用以估算图 4 (a) 中亚黏土级配曲线。

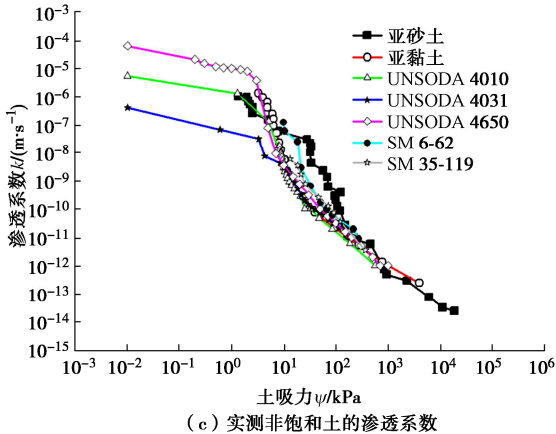
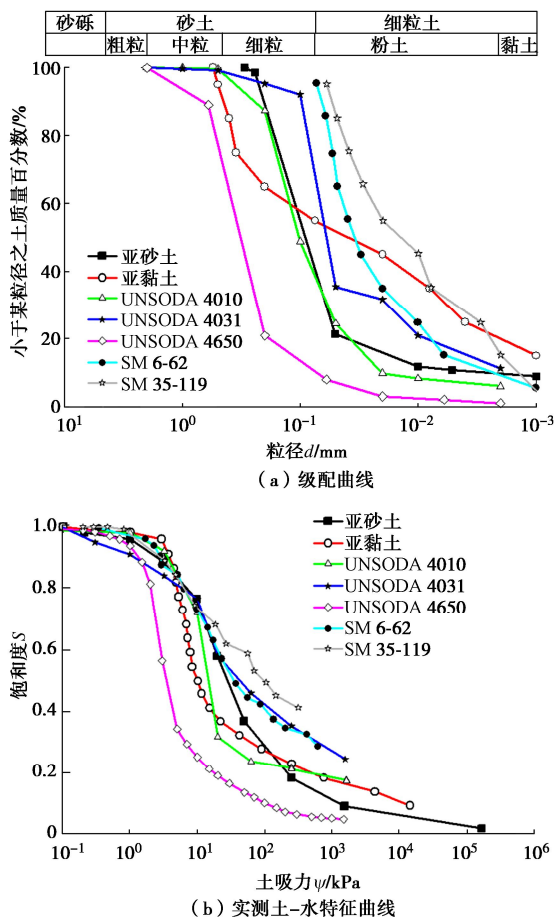


图 4 5 种验证土的性质

Fig. 4 Properties of five verification soils

通过级配曲线可以直接计算不同土质的有效粒径，如表 1 所示。亚砂土、亚黏土、UNSODA 4010、UNSODA 4031 和 UNSODA 4650 土的孔隙率分别为 0.42、0.40、0.44、0.44、0.38。

图 4 (b) 所示的土-水特征曲线用于计算非饱和土中的毛细水渗透系数，而图 4 (a) 所示的级配曲线用于计算非饱和土膜态水的渗透系数。从试验数据发现 UNSODA 4010 的土-水特征曲线为双峰，其他土的土-水特征曲线为单峰。因此，使用 Fredlund 和 Xing 公式<sup>[21]</sup> (如式 (13)) 拟合单峰的土-水特征曲线试验数据，使用 Zhai 等<sup>[22]</sup>建议的方法拟合双峰的土-水特征曲线试验数据。拟合结果如图 5 所示，单峰和双峰土-水特征曲线的最佳拟合参数分别如表 2、3 所示。

$$S_r = \left[ 1 - \frac{\ln \left( 1 + \frac{\psi}{C_r} \right)}{\ln \left( 1 + \frac{10^6}{C_r} \right)} \right] \cdot \left\{ \ln \left[ e + \left( \frac{\psi}{a_f} \right)^{n_f} \right] \right\}^{-m_f} \quad , \quad (13)$$

式中： $a_f$ 、 $n_f$ 、 $m_f$  为拟合参数； $C_r$  是一个输入值，是对残余吸力的估算，大多数情况下可取  $C_r=1500$   $kPa$ <sup>[21, 23]</sup>。Zhai 等<sup>[23]</sup>研究表明，通过比较不同  $C_r$  值的不同土的最佳拟合土-水特征曲线， $C_r$  不完全等于残余吸力。Zhai 等<sup>[22]</sup>建议将  $C_r$  取为 1500  $kPa$ ，对大多数砂土的最佳拟合土-水特征曲线影响不大。

Zhai 等<sup>[23]</sup>建议将双峰土-水特征曲线分为两段，每一段都用式 (13) 进行拟合，上段和下段的交界点可在下段拟合过程中设定为拟合参数，通过拟合确定其具体值。

Zhang 等<sup>[24]</sup>和 Zhai 等<sup>[6]</sup>建议，在计算非饱和土相对渗透系数时，应该选取土体不会产生明显变形的形状作为参考点。根据 Zhai 等<sup>[25]</sup>的研究，当吸力超过进



表 1 不同种类土质的有效粒径  
Table 1 Effective particle sizes of soils collected from different literatures

土的类型	有效粒径/mm									
	$d_{95}$	$d_{85}$	$d_{75}$	$d_{65}$	$d_{55}$	$d_{45}$	$d_{35}$	$d_{25}$	$d_{15}$	$d_5$
亚砂土	0.230	0.188	0.151	0.122	0.099	0.081	0.067	0.053	0.017	0.00025
亚黏土	0.500	0.397	0.345	0.197	0.075	0.021	0.009	0.005	0.004	0.00020
UNSODA 4010	0.358	0.191	0.161	0.133	0.111	0.090	0.067	0.049	0.031	0.00250
UNSODA 4031	0.210	0.091	0.081	0.068	0.058	0.018	0.008	0.017	0.010	0.00800
UNSODA 4650	1.140	0.561	0.481	0.402	0.345	0.296	0.251	0.211	0.114	0.00350
SM 6-62	0.075	0.060	0.055	0.048	0.040	0.030	0.020	0.010	0.006	0.00200
SM 35-119	0.060	0.050	0.040	0.030	0.020	0.010	0.008	0.003	0.002	0.00100

表 2 单峰土-水特征曲线的拟合参数  
Table 2 Fitting parameters for estimated unimodal SWCCs

土的类型	$a_f$ /kPa	$n_f$	$m_f$	$C_f$ /kPa
亚砂土	12.12	1.13	1.36	1500
亚黏土	4.29	4.33	0.51	1500
UNSODA 4031	5.06	0.84	0.85	1500
UNSODA 4650	1.97	3.03	0.91	1500
SM 6-62	5.04	1.31	0.65	1500
SM 35-119	3.82	1.22	0.49	1500

注:  $a_f$ ,  $n_f$ ,  $m_f$  为 Fredlund 和 Xing 公式中的拟合参数。

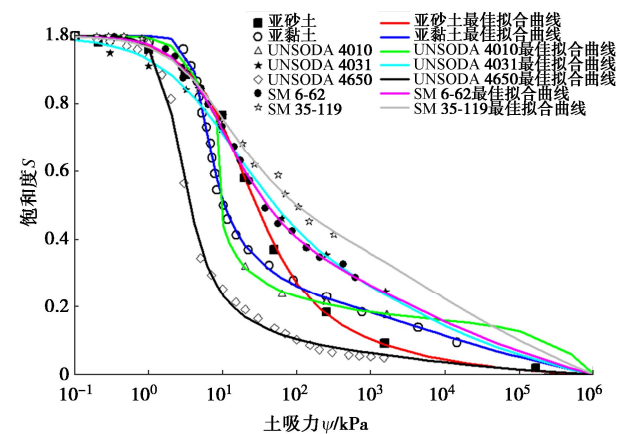


图 5 最佳拟合土-水特征曲线 (单峰和双峰)

Fig. 5 Best fitted SWCCs for soils (including both unimodal and bimodal SWCCs)

表 3 双峰土-水特征曲线的拟合参数  
Table 3 Fitting parameters for bimodal SWCC

土的类型	Fredlund 和 Xing 式中的拟合参数							
	$\theta_{s1}$	$a_{n1}$ /kPa	$n_{n1}$	$m_{n1}$	$\theta_{s2}$	$a_{n2}$ /kPa	$n_{n2}$	$m_{n2}$
UNSODA 4010	1	2.91	2.78	0.26	0.725	6.45	9.22	0.36

注:  $\theta_{s1}$ ,  $a_{n1}$ ,  $n_{n1}$ ,  $m_{n1}$ ,  $\theta_{s2}$ ,  $a_{n2}$ ,  $n_{n2}$ ,  $m_{n2}$  为 Fredlund 和 Xing 式双峰 SWCC 中的拟合参数。

气值 AEV 时, 大多数土的体积随土吸力的增加变化不大。因此, 选择吸力高于 AEV 的实测渗透系数数据作为计算相对渗透系数的参考点。选定亚砂土、亚

黏土、UNSODA 4010、UNSODA 4031、UNSODA 4650、SM 6-62 和 SM35-119 的初始吸力分别为 1.32, 3.21, 5.10, 0.59, 0.98, 0.58, 5 kPa。因此, 采用表 2, 3 中的拟合参数, 使用 Zhai 等<sup>[6]</sup>提出的模型, 如式 (14), 测算非饱和土毛细水渗透系数。采用本文提出的模型计算非饱和土膜态水渗透系数, 结果如图 6 所示。

$$\frac{k(\psi_{x,d})}{k(\psi_{ref,d})} = \frac{\sum_{i=x,d}^N \frac{[S(\psi_{x,d}) - S(\psi_i)]^2 - [S(\psi_{x,d}) - S(\psi_{i+1})]^2}{\psi_i^2}}{\sum_{i=ref,d}^N \frac{[S(\psi_{ref,d}) - S(\psi_i)]^2 - [S(\psi_{ref,d}) - S(\psi_{i+1})]^2}{\psi_i^2}} \quad (14)$$

式中:  $k(\psi_{x,d})$ 为吸力等于  $\psi_{x,d}$  时土的毛细水渗透系数;  $k(\psi_{ref,d})$ 为参考点的毛细水渗透系数, 参考点的土吸力为  $\psi_{ref,d}$ ,  $S(\psi_{x,d})$ ,  $S(\psi_{ref,d})$ 和  $S(\psi_i)$ 为吸力等于  $\psi_{x,d}$  和  $\psi_{ref,d}$  和  $\psi_i$  时土的饱和度。

图 6 表明, 对于亚砂土、亚黏土、UNSODA 4010、UNSODA 4031、UNSODA 4650、SM 6-62 和 SM 35-119, 仅考虑毛细水渗流 (图 6 中的长虚线) 预测的渗透系数决定系数  $R^2$  的低值分别为 89.38%, 91.18%, 57.28%, 70.32%, 93.46%, 91.34%和 90.17%, 采用综合考虑毛细水渗流和膜态水渗流的预测模型得到的决定系数  $R^2$  会得到明显提升。亚砂土的预测渗透系数 (实线) 从 89.38%提高到 98.18%, 亚黏土从 91.18%提高到 95.46%, UNSODA 4010 从 57.28%提高到 77.20%, UNSODA 4031 从 70.32%提高到 89.94%, UNSODA 4650 从 93.46%提高到 99.14%, SM 6-62 从 91.34%提高到 92.83%, SM 35-119 从 90.17%提高到 95.41%。与仅考虑毛细水渗流的传统统计预测模型相比, 考虑膜态水渗流的预测模型所得的预测结果与所有土的实测数据更为相符。传统的统计模型易低估非饱和土的渗透系数, 尤其是在高吸力值下。当土吸力较低时, 水分在土体中的迁移主要由毛细水主导, 因此本文中忽略了低吸力区单个颗粒的

膜态水渗透性能。从图 6 中可以看出, 考虑低吸力范围内的膜态水渗流时, 预测的渗透系数函数并不是一条平滑线。

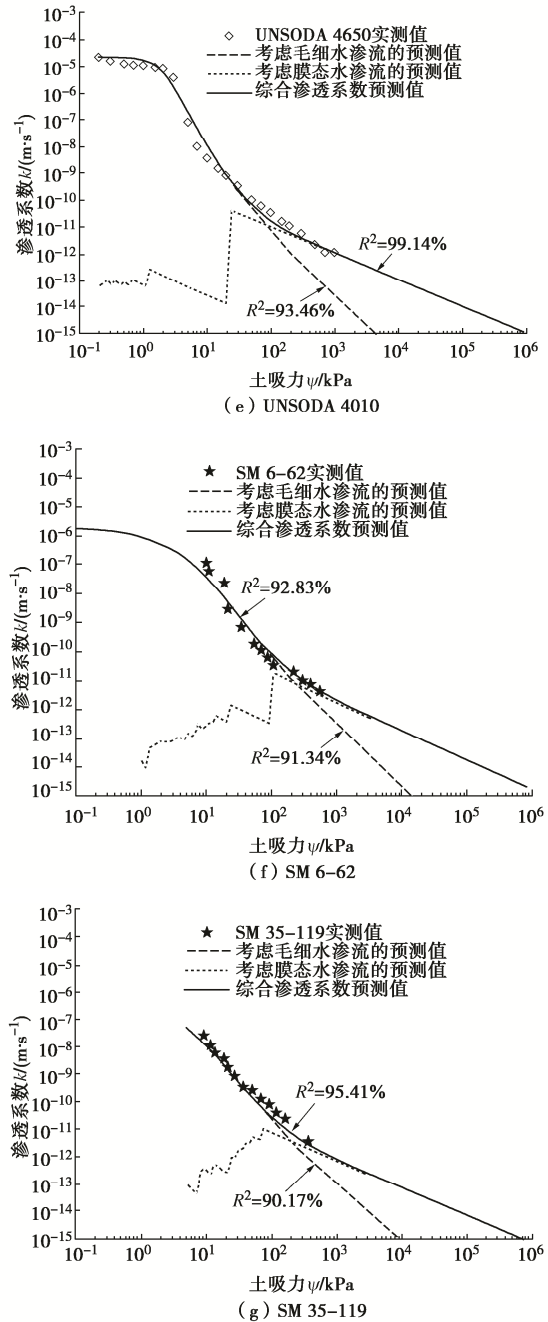
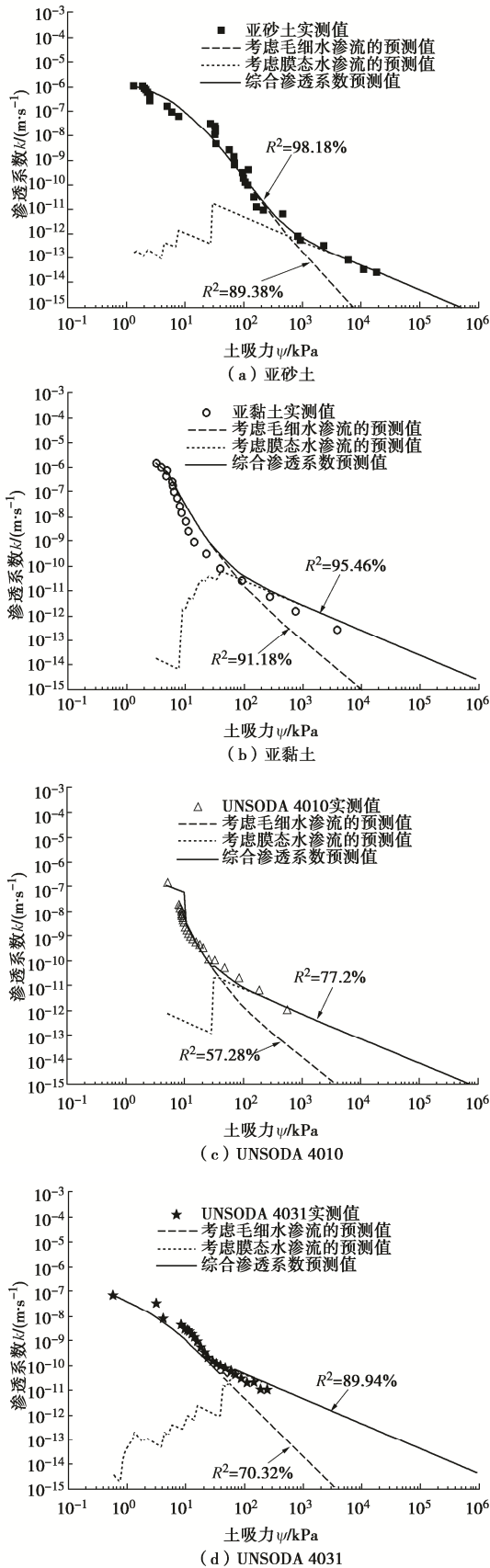


图 6 预测渗透系数与实测渗透系数之间的比较

Fig. 6 Comparisons between estimated results and measured hydraulic conductivities for soils

用 Zhai 等<sup>[23]</sup>的方法, 将表 2, 3 中的拟合参数用于计算残余吸力  $\psi_r$ , 如式 (15) 所示, 计算结果如表 4 所示。将图 6 中长虚线和短虚线之间的交点对应的吸力定义为  $\psi_{\text{film}}$ 。

$$\psi_r = 10^{\frac{S_i - S'_i + s_1 \lg \psi_i - s_2 \lg \psi'}{s_1 - s_2}} \quad (15)$$

式中:  $\psi_i$  为拐点处的吸力 (由 Zhai 等<sup>[26]</sup>的公式确定),  $S_i$  为拐点处的饱和度;  $s_1$  为拐点处的斜率 (由 Zhai 等<sup>[23]</sup>的公式确定);  $\psi'$  为曲线开始线性下降时的吸力 ( $\psi' = 3100 \text{ kPa}$ );  $S'$  为与吸力  $\psi'$  相对应的饱和度;  $s_2$

为点( $\psi'$ ,  $S'$ )处的斜率。

表 4 土的残余吸力  $\psi_r$  和  $\psi_{\text{film}}$

Table 4 Residual suctions $\psi_r$ and $\psi_{\text{film}}$ for soils					
参数	亚砂土	亚黏土	UNSODA 4010	UNSODA 4031	UNSODA 4650
$\psi_r/\text{kPa}$	124.63	13.38	12.58	20	7.9
$\psi_{\text{film}}/\text{kPa}$	500	70	50	50	70

表 4 表明, 在 0.5 到 1 数量级内, 验证中使用的所有 5 种土的  $\psi_{\text{film}}$  都大于  $\psi_r$ 。因此, 传统的统计模型适用于土吸力小于残余吸力的工况。当土吸力大于残余吸力时, 应考虑膜态水对非饱和土渗透性能的影响。

3 结 语

通过计算碎片单元的膜态水渗透系数, 考虑这些碎片单元在土体空间的随机分布并两两相连, 采用概率统计方法土体的膜态水渗透系数。本文计算非饱和土膜态水渗透系数的方法, 具有较为完整的理论基础, 其计算结果与试验数据吻合度较高。本文发现, 当土吸力大于残余吸力时, 膜态水渗流对非饱和土渗透性能影响显著, 传统的统计模型易低估非饱和土在高吸力区的渗透性能。

参考文献:

[1] WEBER T K D, DURNER W, STRECK T, et al. A modular framework for modeling unsaturated soil hydraulic properties over the full moisture range[J]. *Water Resources Research*, 2019, **55**(6): 4994-5011.

[2] 翟 钱, 朱益瑶, 叶为民, 等. 全吸力范围非饱和土水力渗透系数的计算[J]. *岩土工程学报*, 2022, **44**(4): 660-668. (ZHAI Qian, ZHU Yiyao, YE Weimin, et al. Estimation of hydraulic conductivity of unsaturated soils under entire suction range[J]. *Chinese Journal of Geotechnical Engineering*, 2022, **44**(4): 660-668. (in Chinese))

[3] GARDNER W R. Mathematics of isothermal water conduction in unsaturated soil[J]. *Highway Research Board Special Report 1958*, **40**: 78-87

[4] VAN GENUCHTEN M T. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils[J]. *Soil Science Society of America Journal*, 1980, **44**(5): 892-898.

[5] FREDLUND D G, XING A Q, HUANG S Y. Predicting the permeability function for unsaturated soils using the soil-water characteristic curve[J]. *Canadian Geotechnical Journal*, 1994, **31**(4): 533-546.

[6] ZHAI Q, RAHARDJO H. Estimation of permeability function from the soil-water characteristic curve[J]. *Engineering*

*Geology*, 2015, **199**: 148-156.

[7] 叶为民, 钱丽鑫, 白云, 等. 由土-水特征曲线预测上海非饱和软土渗透系数[J]. *岩土工程学报*, 2005, **27**(11): 1262-1265. (YE Weimin, QIAN Lixin, BAI Yun, et al. Predicting coefficient of permeability from soil-water characteristic curve for Shanghai soft soil[J]. *Chinese Journal of Geotechnical Engineering*, 2005, **27**(11): 1262-1265. (in Chinese))

[8] 蔡国庆, 盛岱超, 周安楠. 考虑初始孔隙比影响的非饱和土相对渗透系数方程[J]. *岩土工程学报*, 2014, **36**(5): 827-835. (CAI Guoqing, SHENG Daichao, ZHOU Annan. Approach for predicting the relative coefficient of permeability of unsaturated soils with different initial void ratios[J]. *Chinese Journal of Geotechnical Engineering*, 2014, **36**(5): 827-835. (in Chinese))

[9] TOKUNAGA T K, WAN J M. Water film flow along fracture surfaces of porous rock[J]. *Water Resources Research*, 1997, **33**(6): 1287-1295.

[10] TOKUNAGA T K, WAN J M, SUTTON S R. Transient film flow on rough fracture surfaces[J]. *Water Resources Research*, 2000, **36**(7): 1737-1746.

[11] LIU H H. A constitutive-relationship model for film flow on rough fracture surfaces[J]. *Hydrogeology Journal*, 2004, **12**(2): 237-240.

[12] TOKUNAGA T K. Hydraulic properties of adsorbed water films in unsaturated porous media[J]. *Water Resources Research*, 2009, **45**(6): W06415.

[13] LEBEAU M, KONRAD J M. A new capillary and thin film flow model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media[J]. *Water Resources Research*, 2010, **46**(1): 1-15.

[14] TULLER M, OR D. Hydraulic conductivity of variably saturated porous media: film and corner flow in angular pore space[J]. *Water Resources Research*, 2001, **37**(5): 1257-1276.

[15] IWAMATSU M, HORII K. Capillary condensation and adhesion of two wetter surfaces[J]. *Journal of Colloid and Interface Science*, 1996, **182**(2): 400-406.

[16] BIRD R B, STEWART W E, LIGHTFOOT E N. *Transport phenomena*[M]. New York: John Wiley & Sons, Inc, 1960.

[17] PACHEPSKY Y A, SHCHERBAKOV R, VARALLYAY G, et al. On obtaining soil hydraulic conductivity curves from water retention curves [J]. *Pochvovedenie*, 1984, **10**: 60-72.

[18] MUALEM Y. Hydraulic conductivity of unsaturated soils: prediction and formulas[M]//SSSA Book Series. Madison,

- WI, USA: Soil Science Society of America, American Society of Agronomy, 2018: 799-823.
- [19] NEMES A, SCHAAP M G, LEIJ F J, et al. Description of the unsaturated soil hydraulic database UNSODA version 2.0[J]. Journal of Hydrology, 2001, **251**(3/4): 151-162.
- [20] SCHINDLER U G, MÜLLER L. Soil hydraulic functions of international soils measured with the Extended Evaporation Method (EEM) and the HYPROP device[J]. Open Data Journal for Agricultural Research, 2017, **3**: 1-7.
- [21] FREDLUND D G, XING A Q. Equations for the soil-water characteristic curve[J]. Canadian Geotechnical Journal, 1994, **31**(4): 521-532.
- [22] ZHAI Q, RAHARDJO H, SATYANAGA A. Effect of bimodal soil-water characteristic curve on the estimation of permeability function[J]. Engineering Geology, 2017, **230**: 142-151.
- [23] ZHAI Q, RAHARDJO H. Determination of soil-water characteristic curve variables[J]. Computers and Geotechnics, 2012, **42**: 37-43.
- [24] ZHANG F X, FREDLUND D G. Examination of the estimation of relative permeability for unsaturated soils[J]. Canadian Geotechnical Journal, 2015, **52**(12): 2077-2087.
- [25] ZHAI Q, RAHARDJO H, SATYANAGA A, et al. Framework to estimate the soil-water characteristic curve for soils with different void ratios[J]. Bulletin of Engineering Geology and the Environment, 2020, **79**(8): 4399-4409.
- [26] ZHAI Q, RAHARDJO H, SATYANAGA A. Effects of residual suction and residual water content on the estimation of permeability function[J]. Geoderma, 2017, **303**: 165-177.

## 第十届全国岩土工程物理模拟学术研讨会征文通知（一号通知）

为促进中国岩土工程物理模拟学术交流，由中国水利学会岩土力专业委员会和中国土木工程学会土力学及岩土工程分会主办，交通运输部天津水运工程科学研究所、南京水利科学研究所、中交天津港湾工程研究院有限公司、天津大学承办的第十届全国岩土工程物理模拟学术研讨会将于2024年8月16日—18日在天津举行。本届会议是继武汉（2011年）、杭州（2013年）、北京（2017年）、喀什（2023年）会议后全国岩土工程物理模拟领域的又一次学术盛会。届时将邀请国内外岩土力学与物理模拟领域的著名专家和学者进行交流，展现最新模拟技术和研究成果，探讨物理模拟在“交通强国与海洋强国”基础设施建设与防灾减灾研究中的应用，以促进物理模拟研究对中国重大战略和重大工程的技术支撑作用。本次会议热诚欢迎本领域及相关领域的专家、学者及工程技术人员参加，特别欢迎相关的博士和硕士研究生参加。

### 一、会议议题

岩土工程物理模拟理论、技术和装备的发展前沿及“交通强国与海洋强国”基础设施建设工程难点问题（例如高烈度土工抗震、港口码头的基础设施建设与高性能服役等），具体会议议题包括（但不仅）如下：①物理模拟新设备与新技术（Ng超重力模拟与1g常重力模拟）；②岩土工程物理模拟理论与相

似律；③岩土工程物理模拟与数值分析；④交通基础设施与地下工程；⑤边坡与堤坝工程防灾减灾；⑥近海及海洋岩土工程；⑦土动力学与岩土地震工程；⑧水利水电与能源岩土工程；⑨冻土与特殊土力学及工程；⑩岩土工程物理模拟研究生论坛。

### 二、论文征稿

论文全文请于2024年1月1日前电邮至会议秘书处邮箱：125828612@qq.com，审查结果将于2024年1月30日通知。根据审查意见，作者修改后的论文终稿请于2024年3月15日前电邮至会议秘书处邮箱。

论文格式：论文限6页以内，论文排版格式参考《岩土工程学报》。

本次会议优秀论文将推荐在《岩土工程学报》或《水道港口》等正刊或专刊上发表。热忱从事相关领域的研究、勘察、设计与施工的科技工作者及青年研究生踊跃投稿。论文请控制在6页以内。

### 三、联系方式

地址：交通运输部天津水运工程科学研究所；邮编：300456；E-mail: 125828612@qq.com, 726327972@qq.com；电话：张宇亭 18622332119，安晓宇 18622236750，王雪奎 13502069907，陈广思 1532018817。

（会议组委会）