

基于孔隙分布的变形土土水特征曲线模型

胡冉^{1,2}, 陈益峰^{1,2*}, 周创兵^{1,2}

(1. 武汉大学水资源与水电工程科学国家重点实验室, 湖北 武汉 430072; 2. 武汉大学水工岩石力学教育部重点实验室, 湖北 武汉 430072)

摘要: 土体孔隙分布对土水特征曲线具有决定性影响。虽然土体孔隙分布随变形的演化规律较为复杂, 但实验研究表明, 土体在变形过程中, 孔隙分布的基本形态未发生显著变化、统计分布特征基本不变。基于这一结论, 假定变形后的孔隙分布函数可以从参考状态孔隙分布函数经过平移、缩放得到。在此基础上, 建立了考虑土体变形并反映滞回效应的土水特征曲线模型。由于变形对土水特征曲线的影响是通过孔隙分布随变形的改变来表征的, 因此模型参数的物理意义明确, 仅有 7 个参数, 均可通过常规室内试验确定。最后, 通过一系列试验数据验证了该模型的正确性与可靠性。

关键词: 土水特征曲线; 孔隙分布; 变形土; 滞回效应

中图分类号: TU43 **文献标识码:** A **文章编号:** 1000-4548(2013)08-1451-12

作者简介: 胡冉(1985-), 男, 湖北崇阳人, 博士研究生, 主要从事岩土介质多场多相耦合分析方面的研究。E-mail: whuran@gmail.com。

A water retention curve model for deformable soils based on pore size distribution

HU Ran^{1,2}, CHEN Yi-feng^{1,2}, ZHOU Chuang-bing^{1,2}

(1. State Key Laboratory of Water Resources and Hydropower Engineering Science, Wuhan University, Wuhan 430072, China; 2. Key Laboratory of Rock Mechanics in Hydraulic Structural Engineering (Wuhan University), Ministry of Education, Wuhan 430072, China)

Abstract: It has been recognized that the pore size distribution plays a decisive role in the water retention curve of soils. Although the pore size distribution evolves in a rather complicate way during deformation, experimental observations have shown that the overall shape and the distribution characteristics of the pore size distribution are not significantly altered. Based on these findings, it is assumed that the pore size distribution in a deformed state can be obtained from the pore size distribution in a reference state by horizontal shifting and vertical scaling of the pore size distribution function. On this basis, a water retention curve model is formulated to account for the effects of soil deformation and hydraulic hysteresis. Benefited from the characterization of the effects of soil deformation on the water retention curve by the change of pore size distribution, the proposed model contains a compact set of seven parameters with clear physical meanings, which can be easily calibrated by regular laboratory tests. The proposed model is finally validated against a number of laboratory tests, showing good agreements between the model predictions and the experimental measurements.

Key words: soil-water characteristic curve; pore size distribution; deformable soil; hydraulic hysteresis

0 引言

土水特征曲线 (soil-water characteristic curve, SWCC) 是描述非饱和土渗流、力学及其耦合过程的关键。非饱和土的渗透特性、强度、体变等力学特性都与土水特征曲线密切相关。本质上, 土体孔隙结构对土水特征曲线起决定性作用^[1]。因此, 早期被广泛应用的土水特征曲线模型^[2-4]都采用孔隙分布系数来反映孔隙结构的影响。在这类模型中, 土体的孔隙结构被认为是刚性的, 不受变形的影响。这种近似处理对于小变形而言是合理的。然而, 在非饱和土发生不

可忽略变形 (如湿陷) 的情形下, 这种近似将会产生较大误差。例如, 在吸力不变的情形下, 土体的压缩变形将会导致饱和度的显著增加。为此, 研究人员提出了一系列考虑变形的土水特征曲线模型^[5-16]。

上述反映变形的土水特征曲线模型大概可以分为

基金项目: 国家自然科学基金优秀青年科学基金项目 (51222903); 国家 973 计划 (2011CB013500); 国家自然科学基金面上项目 (51179136); 国家自然科学基金项目 (51079107)

收稿日期: 2012-10-29

*通讯作者

3类。其中,第一类是将常规土水特征曲线中的土体进气值参数(或孔隙分布参数)与孔隙比、干密度(或者体积变形)建立关系式,以此反映变形对土水特征曲线的影响。Huang等^[5]在Brooks & Corey土水特征曲线模型的基础上,通过建立进气值、孔隙分布参数与孔隙比的关系,建立了一个4参数且反映变形的土水特征曲线模型;Gallipoli等^[8, 15]在假设进气值是孔隙比的幂函数的前提下,提出了相应的土水特征曲线模型;Nuth等^[12]模型则假定土体在不同的变形状态下,其土水特征曲线均可通过一条固有的曲线平移得到,平移量取决于体积变形。对于这类模型,变形对土水特征曲线的影响是通过孔隙分布参数(或进气值)来反映的。

第二及三类模型则基于实验结果、理论分析建立相应的土水特征曲线模型。Romero等^[6]针对膨胀和塌陷的黏土建立了反映颗粒间孔隙变化的土水特征曲线模型;孙德安等^[11, 17]基于实验数据,建立了考虑孔隙比和滞回特性的土水特征曲线模型;Tarantino^[13]通过建立含水率与吸力的关系以间接反映孔隙比对土水特征曲线的影响;Mašin^[14]根据有效应力原理,建立了相应的模型以预测受孔隙比和吸力双重影响的饱和度变化过程;周葆春等^[18]从土的基本体积-质量关系出发,建立了考虑体积变化的非饱和膨胀土土水特征曲线模型。Zhou等^[16]从固-液-气三相混合体变形约束出发,建立了考虑初始孔隙比的土水特征曲线模型。

由于孔隙分布在土水特性中所处的重要地位,不少研究人员从土体微观结构变化角度研究变形对土水特征的影响^[19-22]。其中,Simms等^[20]通过建立孔隙-网络模型预测压缩黏土在各向同性压缩和脱湿过程中的土水特性。张雪东等^[23]通过建立土体平均孔隙半径与孔隙率之间的关系,基于Brooks & Corey模型,建立了考虑孔隙率影响的土水特征曲线模型。

本文从土体孔隙分布对土水特征曲线的影响出发,基于实验结论(即土体在变形过程中,孔隙分布的基本形态不会发生显著改变、统计分布特征基本不变),假定变形后的孔隙分布函数可以从参考状态的孔隙分布函数经过平移、缩放得到。在此基础上,建立了考虑土体变形和滞回特性的土水特征曲线模型。最后通过一系列试验数据验证了该模型的正确性与可靠性。

1 变形对孔隙分布特征的影响

1.1 孔隙分布函数

土体由大小不均的孔隙组成,这些孔隙的大小可

通过孔隙半径 r 表征。根据 Young-Laplace 方程,孔隙半径 r 与吸力 s (或毛细压力) 存在如下关系:

$$s = C/r, \quad (1)$$

式中, $C=2T_s \cos \alpha^*$, T_s 为水的表面张力, α^* 为接触角。

根据局部平衡假设(local equilibrium assumption)^[24],在土体孔隙中,对于某个特定的吸力 s^* 值(或毛细压力),其中孔隙半径大于 r^* ($r^*=C/s^*$) 的孔隙都被空气填满,而孔隙半径小于 r^* 的孔隙都被水体填满。

定义孔隙分布(pore size distribution, PSD)函数 $g(r)$, $g(r)dr$ 表示在单位土体体积下孔隙半径在 $[r, r+dr]$ 区间内的孔隙体积所占的百分比。根据式(1)和局部平衡假设,当土体的吸力为 s 时,被水充满的最大孔隙半径为 C/s 。因此,可以给出土体体积含水率与孔隙分布的关系为

$$d\theta = g(r)dr, \quad (2)$$

式中, θ 为土体吸力为 s 时对应的体积含水率, $d\theta$ 表征了土体吸力为 s 时,在被水充满的孔隙中,孔隙半径在 $[r, r+dr]$ 区间的孔隙对该状态土体含水率的贡献。

结合式(1)、(2),孔隙分布函数 $g(r)$ 可以转换为比水容量曲线 ($d\theta/ds$):

$$f(s) = \frac{d\theta}{ds} = \frac{g(r)dr}{ds}, \quad (3)$$

式中,函数 $f(s)$ 也可称为毛细压力分布函数^[25]。

当吸力 $s \rightarrow +\infty$ 时,体积含水率应为剩余体积含水率, $\theta = \theta_r$ 。基于此,对式(3)积分可得

$$\theta(s) = \int_{+\infty}^s f(t)dt + \theta_r, \quad (4)$$

式中, t 为积分变量。同样,当吸力 $s=0$ 时,含水率应等于饱和含水率, $\theta = \theta_s$ 。因此,根据式(4), θ_s , θ_r 与孔隙分布函数 $g(r)$ (或毛细压力分布函数 $f(s)$) 有如下关系式:

$$\int_{+\infty}^0 f(s)ds = \int_{r_{\min}}^{r_{\max}} g(r)dr = \theta_s - \theta_r, \quad (5)$$

式中, r_{\min} 和 r_{\max} 分别为土体最小和最大的孔隙半径。

结合式(4)、(5),可以给出有效饱和度 S_e 的表达式:

$$S_e = \frac{\theta(s) - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \frac{\int_{+\infty}^s f(t)dt}{\int_{+\infty}^0 f(t)dt}. \quad (6)$$

式中, S_e 表达式也可以通过对孔隙半径 r 积分得到

$$S_e = \frac{\int_{r_{\min}}^{r^*} g(r)dr}{\int_{r_{\min}}^{r_{\max}} g(r)dr}, \quad (7)$$

其中, r^* 为被水充满的最大孔隙半径。

1.2 孔隙分布函数随变形的变化规律

对于土体孔隙分布,早在1970年, Diamond^[26]就采用双层结构(two-level structure)概念,即颗粒间孔隙(inter-aggregate pores)和颗粒内孔隙

(intra-aggregate pores), 来研究压实黏土的微观结构特征。至今, 已有一大批研究人员针对变形、干湿循环等过程引起的土体孔隙结构改变, 做了深入细致的研究。这些研究表明: ①颗粒间孔隙(inter-aggregate pores)对变形较敏感, 其孔隙半径随着固结压力的增大而显著减小^[27-33]; ②在土体受压过程中, 颗粒内孔隙(intra-aggregate pores)的变化规律较为复杂, 与土体类型、土样制备方案和土体变形历史密切相关^[34]; 试验结果表明^[28-29, 34-35], 只有颗粒间孔隙结构破坏后, 颗粒内部孔隙才缩小。

在这些研究中, Tanaka 等^[36]对来自世界各地的土样开展了压缩过程中的压汞实验(mercury intrusion porosimetry, MIP), 以深入研究变形对孔隙结构的影响, 得出如下结论: ①孔隙分布的大致形态在受压过程中不发生显著的变化; ②孔隙结构大致可以通过平均孔隙半径来表征; ③平均孔隙半径与压缩应力在双对数坐标中, 存在比例关系(该结论也被 Ninjarav 等^[37]证实)。图 1 给出了不同类型土体在受压或不同密度下孔隙分布函数在半对数坐标下的具体形态。由图可知, 随着压缩应力的增大(或密度的增大), 孔隙分布函数整体向孔隙半径 r 减小的方向移动, 且峰值减小。同时, 颗粒间孔隙基本保持不变。基此, 本文假定孔隙分布函数演化规律只受力学变形的影响, 暂不考虑吸力 s 引起的孔隙结构变化(shrinkage), 也不考虑颗粒内孔隙结构的演化。

上述实验成果表明, 若已知参考状态下的孔隙分布函数 $g_0(\ln r)$, 则变形状态下的孔隙分布函数 $g_i(\ln r)$ 可以通过以下两步得到: ①将参考状态下的孔隙分布函数整体沿 $\ln r$ 坐标轴平移; ②将平移后的分布函数整体压缩。如图 1 所示, 平移量 $\ln \chi_i$ 和缩放因子 η_i 分别为

$$\left. \begin{aligned} \ln \chi_i &= \ln D_{p0}^* - \ln D_{pi}^* \quad (i=1,2,3,4), \\ \eta_i &= g_i^*/g_0^* \quad (i=1,2,3,4), \end{aligned} \right\} \quad (8)$$

式中, 下标 0 表示参考状态, 下标 i 表示变形状态(参见图 1), g_0^* 和 g_i^* 分别为参考状态和变形状态下孔隙分布函数的峰值, D_{p0}^* 和 D_{pi}^* 分别为孔隙分布函数峰值对应的孔隙直径。由于孔隙分布函数在变形过程中整体沿 $\ln r$ 轴平移, 因此其平移量 $\ln \chi_i$ 也可以通过平均孔隙半径的改变量得到

$$\ln \chi_i = \ln D_{p0}^* - \ln D_{pi}^* = \ln \bar{r}_0 - \ln \bar{r}_i, \quad (9)$$

式中, \bar{r}_i 和 \bar{r}_0 分别为变形状态和参考状态下土体平均孔隙半径。

基于参考状态的孔隙分布函数 $g_0(\ln r)$, 通过平移、缩放 2 个步骤得到变形状态下的孔隙分布函数 $g_i(\ln r)$,

该过程如图 2 所示。由图可知, $g_i(\ln r)$ 和 $g_0(\ln r)$ 有如下关系式:

$$g_0(\ln r) \xrightarrow{\text{变形}} g_i(\ln r) := \eta g_0(\ln(r\chi)) \quad (10)$$

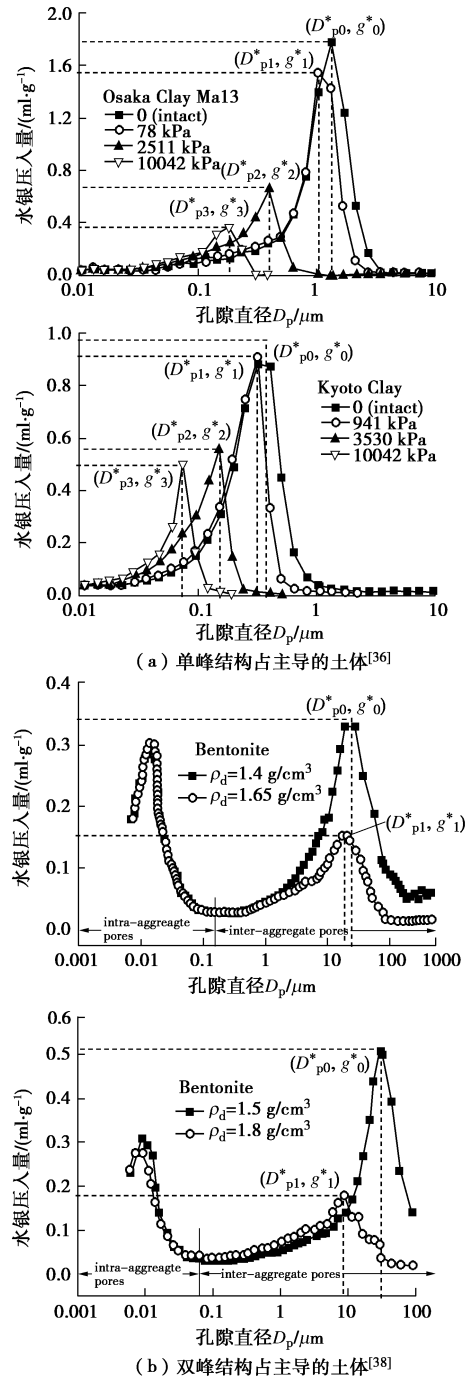


图 1 在不同压缩应力、不同干密度下孔隙分布函数的具体形态
Fig. 1 Change in pore size distribution of different soils in different states

由式(10)可知, 孔隙分布函数随变形的演化规律可以通过参数 χ 和 η 表征, 而平移量 $\ln \chi$ 取决于两种状态下的平均孔隙半径:

$$\ln \chi = \ln(\bar{r}_0/\bar{r}_i) \quad (11)$$

式中, \bar{r}_i 为某个变形状态下土体的平均孔隙半径。

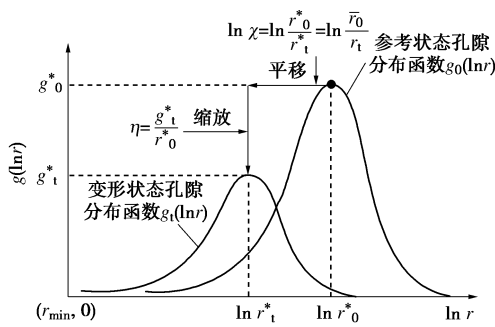


图2 孔隙分布函数随变形变化示意图

Fig. 2 Illustration of change in pore size distribution during deformation

2 土水特征曲线模型

2.1 模型建立

本节基于孔隙分布函数随变形演化规律，推导反映变形的土水特征曲线模型。根据式(3)，在对数坐标下，土体处于参考状态时的孔隙分布函数为

$$g_0(\ln r) = \frac{\partial \theta}{\partial s} \frac{\partial s}{\partial(\ln r)} = r \frac{\partial \theta}{\partial s} \frac{\partial s}{\partial r} \quad (12)$$

为了简化推导，本文假定饱和含水率 θ_s 与残余含水率 θ_r 的差值等于孔隙率 ϕ ：

$$\theta_s - \theta_r = \phi \quad (13)$$

将式(1)、(6)、(13)代入式(12)，可得

$$g_0(\ln r) = -(\theta_s - \theta_r) \frac{\partial S_e}{\partial s} \frac{C}{r} = -\phi_0 \frac{\partial S_e}{\partial s} \frac{C}{r} \quad (14)$$

式中， ϕ_0 为参考状态下的孔隙率。式(14)中，有效饱和度 S_e 与吸力 s 的关系可由 van Genuchten 模型^[3]给出

$$S_e = [1 + (\alpha s)^n]^{-m} \quad (15)$$

式中， n 和 m 为模型参数， α 为反映土体进气值的参数 (kPa^{-1})。将式(15)代入式(14)，可得土体处于参考状态时孔隙分布函数的显示表达式：

$$g_0(\ln r) = \phi_0 m n \left[1 + \left(\frac{\alpha C}{r} \right)^n \right]^{-m-1} \cdot \left(\frac{\alpha C}{r} \right)^n \quad (16)$$

根据式(10)，土体处于变形状态时的孔隙分布函数 $g_t(\ln r)$ 可通过 $g_0(\ln r)$ 得到

$$g_t(\ln r) = \eta g_0(\ln(\chi r)) = \eta \phi_0 m n \left[1 + \left(\frac{\alpha C}{\chi r} \right)^n \right]^{-m-1} \cdot \left(\frac{\alpha C}{\chi r} \right)^n \quad (17)$$

式中，缩放因子 η 为变形状态和参考状态下孔隙分布函数峰值的比值，即 $\eta = g_t^*/g_0^*$ 。

根据图1，对于颗粒间孔隙，其分布函数的最大值（峰值）为该函数一阶导数为零时对应的函数值：

$$\left. \frac{\partial g_0}{\partial(\ln r)} \right|_{r=r_0^*} = 0 \quad (18)$$

式中， r_0^* 为 $g_0(\ln r)$ 一阶导函数为零时对应的孔隙半径。由式(16)可得 $g_0(\ln r)$ 的一阶导函数为

$$\frac{\partial g_0}{\partial(\ln r)} = \phi_0 m \frac{n^2}{r} \left(\frac{\alpha C}{\chi r} \right)^n \cdot \left[1 + \left(\frac{\alpha C}{\chi r} \right)^n \right]^{-m-2} \left[m \left(\frac{\alpha C}{\chi r} \right)^n - 1 \right] \quad (19)$$

令式(19)等于零，可得 $r_0^* = \alpha C m^{1/n}$ ，并将其代入式(16)，可得孔隙分布函数的峰值 g_0^* ：

$$g_0^* = \phi_0 \cdot n \cdot \left(1 + \frac{1}{m} \right)^{-n-1} \quad (20)$$

因此，缩放因子 η (式(8)) 可以改写为

$$\eta = \frac{g_t^*}{g_0^*} = \frac{\phi \cdot n \cdot \left(1 + \frac{1}{m} \right)^{-n-1}}{\phi_0 \cdot n \cdot \left(1 + \frac{1}{m} \right)^{-n-1}} = \frac{\phi}{\phi_0} \quad (21)$$

由式(21)可知，缩放因子 η 等于变形状态与参考状态下孔隙率的比值。

将土体变形状态下的孔隙分布函数(式(17))代入式(3)，可得变形状态下的毛细压力分布函数：

$$f_t(s) = g_t(\ln r) \frac{d(\ln r)}{ds} = \phi m n \frac{\alpha}{\chi} \left[1 + \left(\frac{\alpha C}{\chi r} \right)^n \right]^{-m-1} \left(\frac{\alpha C}{\chi r} \right)^{n-1} \quad (22)$$

通过将变形状态下的毛细压力分布函数 $f_t(s)$ 代入式(6)，可得到变形状态下的土水特征曲线：

$$S_e = \frac{\int_{+\infty}^s f_t(t) dt}{\int_{+\infty}^0 f_t(t) dt} = \frac{\int_{+\infty}^s \phi \cdot m n \frac{\alpha}{\chi} \left[1 + \left(\frac{\alpha t}{\chi} \right)^n \right]^{-m-1} \left(\frac{\alpha t}{\chi} \right)^{n-1} dt}{\int_{+\infty}^0 \phi \cdot m n \frac{\alpha}{\chi} \left[1 + \left(\frac{\alpha t}{\chi} \right)^n \right]^{-m-1} \left(\frac{\alpha t}{\chi} \right)^{n-1} dt} = \frac{\phi \left[1 + \left(\frac{\alpha s}{\chi} \right)^n \right]^{-m} \Big|_{+\infty}^s}{\phi \left[1 + \left(\frac{\alpha s}{\chi} \right)^n \right]^{-m} \Big|_{+\infty}^0} = \left[1 + \left(\frac{\alpha t}{\chi} \right)^n \right]^{-m} \quad (23)$$

由式(23)可知，变形对土水特征曲线的影响是通过平移量 $\ln \chi$ 反映的，而与缩放因子 η 无关。如式(11)所示，平移量参数 χ 与平均孔隙半径有关。试验结果^[36-37]表明，平均孔隙半径 \bar{r} 与压缩应力 p' 在双对数坐标下存在比例关系：

$$\ln \bar{r} \propto \ln p' \quad (24)$$

在土体压缩过程中，孔隙比 e 与压缩应力 p' 有如下关系式：

$$e \propto \ln p' \quad (25)$$

结合式(24)、(25)，可得平均孔隙半径与孔隙比 e 的关系式：

$$\ln \bar{r} \propto e \quad (26)$$

定义 \bar{r}_0 ， e_0 分别为参考状态下土体的孔隙比和平

均孔隙半径。基于式 (26), 可得变形状态下的孔隙半径 \bar{r} :

$$\begin{aligned} \ln \bar{r} - \ln \bar{r}_0 &= k_p (e - e_0) \\ \Rightarrow \frac{\bar{r}}{\bar{r}_0} &= \frac{1}{\chi} = \exp(k_p (e - e_0)) \quad , \quad (27) \end{aligned}$$

式中, k_p 为比例系数, 等于压缩过程中 $\ln \bar{r} - e$ 曲线的斜率。式 (27) 表征了孔隙分布函数平移量参数 χ 与孔隙比的关系, 将其代入式 (23) 可得反映变形的土水特征曲线模型:

$$S_e(s, e) = \left\{ 1 + [\alpha \exp(k_p (e - e_0)) s]^n \right\}^{-m} \quad . \quad (28)$$

式 (28) 可以简化为

$$S_e(s, e) = \left\{ 1 + [\beta \exp(k_p e) s]^n \right\}^{-m} \quad , \quad (29)$$

式中,

$$\beta = \alpha \exp(-k_p e_0) \quad . \quad (30)$$

参数 β 的量纲为 kPa^{-1} , 反映进气值对土水特征曲线的影响。当孔隙比取参考状态下的孔隙比 e_0 时, 式 (29) 直接退化为 van Genuchten 模型。

2.2 主吸湿面和主脱湿面

式 (29) 实际上定义了一个在 $e - \ln s - S_e$ 三维空间内的曲面。类似于理想弹塑性体的屈服面, 一旦土体状态 $\{e, s, S_e\}$ 沿着该曲面移动, 则有不可逆的饱和度产生。在文献[3]中, 笔者基于 van Genuchten 模型 (式 (15)), 分别采用两组数据描述土体在脱湿和吸湿过程中的土水特征曲线, 并预测相应的非饱和相对渗透系数。最近, Tarantino^[13]和 Gallipoli^[15]也采用了类似的方法。因此, 本文采用两组参数 $\{n_d, m_d, k_{pd}, \beta_d\}$ 和 $\{n_w, m_w, k_{pw}, \beta_w\}$ 分别描述主脱湿和主吸湿过程。由于本文暂不考虑吸力变化 (吸湿、脱湿) 引起的孔隙结构变化, 且注意到 n, m 是反映孔隙分布函数形态的参数, 因此 n, m 在脱湿或吸湿过程中保持不变:

$$\left. \begin{aligned} n_d &= n_w \quad , \\ m_d &= m_w \quad . \end{aligned} \right\} \quad (31)$$

参数 k_p 为压缩过程中 $\ln \bar{r} - e$ 曲线的斜率, 也在脱湿或吸湿过程中保持常量:

$$k_{pd} = k_{pw} \quad . \quad (32)$$

因此, 描述主脱湿、主吸湿过程的土水特征曲线模型如下:

$$\left. \begin{aligned} S_{e,d} &= \left\{ 1 + [\beta_d \exp(k_p e) s]^n \right\}^{-m} \quad (\text{主脱湿}) \quad , \\ S_{e,w} &= \left\{ 1 + [\beta_w \exp(k_p e) s]^n \right\}^{-m} \quad (\text{主吸湿}) \quad . \end{aligned} \right\} \quad (33)$$

由式 (31)、(32) 可知, 模型参数由 8 个减至 5 个, 分别为 $\{n, m, k_p, \beta_d, \beta_w\}$, 其中 β_d 和 β_w 分别为脱湿、吸湿过程中土体的进气值。图 3 给出了由式 (33) 所定义的主脱湿和主吸湿曲面。土体状态 $\{e, s, S_e\}$ 不

可能位于该曲面之上 (主脱湿过程), 或者位于该曲面之下 (主吸湿过程)。从物理机制上看, 对于主脱湿过程, 吸力增加 (或土体体积压缩) 导致饱和度不可逆减小, 表明孔隙水排出土体且空气被吸入孔隙, 以置换水体排出而空出的孔隙。同样, 对于主吸湿过程, 吸力减小 (或土体体积膨胀) 导致饱和度不可逆增加, 表明水体进入孔隙且空气被置换, 空气被迫排出孔隙。以上过程也表明, 吸力或者土体体积变化都可以驱动饱和度发生不可逆变化。

图 3 给出了土体仅有吸力驱动 (实线)、仅有体积变形 (虚线) 驱动的主脱湿和主吸湿过程。由图可知, 在同一吸力条件下, 土体体积的增加将导致饱和度的减少; 而在同一孔隙比条件下, 吸力的增加也导致饱和度的减少。而对于同时由两者 (吸力、体积变形) 驱动的主脱湿/主吸湿过程, 土体状态 $\{e, s, S_e\}$ 的变化将满足如下关系式:

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial S_e}{\partial u} &= \frac{\partial S_e}{\partial e} \cos \alpha_1 + \frac{\partial S_e}{\partial s} \cos \alpha_2 < 0 \quad (\text{主脱湿}) \quad , \\ \frac{\partial S_e}{\partial u} &= \frac{\partial S_e}{\partial e} \cos \alpha_1 + \frac{\partial S_e}{\partial s} \cos \alpha_2 > 0 \quad (\text{主吸湿}) \quad , \end{aligned} \right\} \quad (34)$$

式中, $\partial S_e / \partial u$ 为饱和度函数 $S_e(s, e)$ 的方向导数 u 为土体状态路径的切线方向, $\cos \alpha_1$ 和 $\cos \alpha_2$ 分布为 u 的方向余弦。

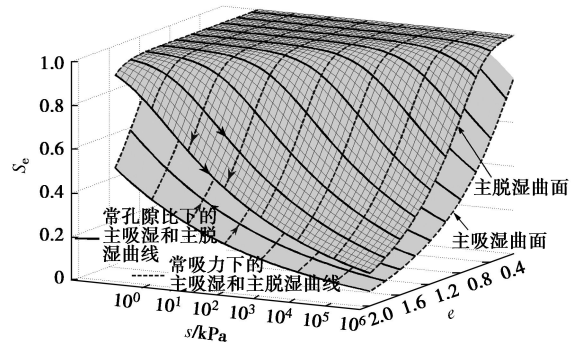


图 3 $e - \ln s - S_e$ 空间主脱湿/主吸湿曲面

Fig. 3 Main drying and wetting surfaces in $e - \ln s - S_e$ space

如图 4 所示, 无论对于主脱湿或主吸湿过程, 在孔隙比为定值时, 曲线 $\ln S_e - \ln s$ 的渐进线斜率为 mn , 而在吸力为定值时, $\ln S_e - e$ 的渐进线斜率为 mnk_p 。当孔隙比为定值时, 主脱湿和主吸湿渐近线与 S_e 的交点分别为 \hat{s}_d, \hat{s}_w ; 同样, 当吸力为定值时, 主脱湿和主吸湿渐近线与 S_e 的交点分别为 \hat{e}_d, \hat{e}_w , 可得

$$\left. \begin{aligned} \ln \hat{s}_d &= \ln \beta_d - k_p e \quad , \\ \ln \hat{s}_w &= \ln \beta_w - k_p e \quad , \end{aligned} \right\} \quad (35)$$

和

$$\left. \begin{aligned} \hat{e}_d &= -(\ln s + \ln \beta_d) / k_p \quad , \\ \hat{e}_w &= -(\ln s + \ln \beta_w) / k_p \quad . \end{aligned} \right\} \quad (36)$$

渐近线与直线 $S_e=1$ 的交点 \hat{s}_d, \hat{s}_w 具有明确的物理意义。对于位于参考状态的土体，其孔隙比为 e_0 。将式 (30) 代入式 (35)，可得参考状态下的 \hat{s}_d, \hat{s}_w ：

$$\left. \begin{aligned} \hat{s}_{0,d} &= 1/\alpha_d, \\ \hat{s}_{0,w} &= 1/\alpha_w, \end{aligned} \right\} \quad (37)$$

式中， α_d 和 α_w 分别为土体在主脱湿和主吸湿过程中的进气值。因此，交点 \hat{s}_d, \hat{s}_w 表征了土体在变形过程中，进气值的演化。基于式 (35)，其演化受控于

$$\left. \begin{aligned} \ln \hat{s}_d &\propto e, \\ \ln \hat{s}_w &\propto e. \end{aligned} \right\} \quad (38)$$

由式 (38) 可知，进气值的对数值与孔隙比成正比关系。该关系式已得到实验数据的验证^[5]。

同理，对于位于参考状态的土体，将式 (30) 代入式 (36) 可得

$$\left. \begin{aligned} \hat{e}_d &\propto \ln s, \\ \hat{e}_w &\propto \ln s. \end{aligned} \right\} \quad (39)$$

式 (38)、(39) 表明，土水特征曲线 (式 (33)) 随孔隙比的演化以及随吸力的演化，受控于参量 \hat{s}_d, \hat{s}_w 和 \hat{e}_d, \hat{e}_w ，其演化规律为 $\ln \hat{s}_d \propto e, \ln \hat{s}_w \propto e$ 和 $\hat{e}_d \propto \ln s, \hat{e}_w \propto \ln s$ 。

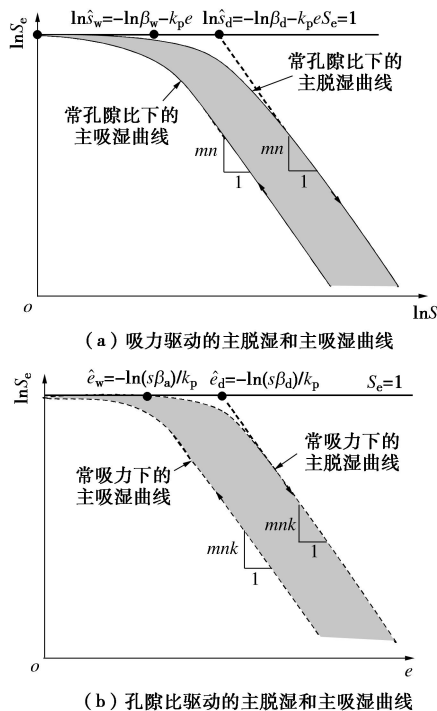


图 4 常孔隙比或常吸力下的主脱湿和主吸湿曲线

Fig. 4 Main drying and wetting curves under constant void ratio and constant suction

2.3 扫描曲线

由图 3, 4 可知，以主脱湿、主吸湿曲线为边界，两者围成一个区域。该区域为土体状态可达到的区域。如果土体状态 $\{e, s, S_e\}$ 在该区域边界上移动，将产

生不可逆的饱和度；而土体状态 $\{e, s, S_e\}$ 在该区域内移动时，饱和度的变化是可逆的。这种可逆的饱和度变化路径，称为扫描曲线。已有丰富的实验数据和理论模型表征孔隙比对主脱湿、主吸湿曲线的影响。然而，关于孔隙比对扫描曲线的影响，鲜有研究成果报道。Tarantino^[13] 基于实验数据建立吸力 s 和含水率 e_w (单位体积土体中水体体积所占百分比) 的关系式，以间接反映孔隙比对扫描曲线的影响。孙德安等^[11, 17] 基于实验数据，提出了如下关系式：

$$dS_r = -\lambda_{se} de - \kappa_s ds/s, \quad (40)$$

式中， λ_{se}, κ_s 为扫描曲线在 S_r-e 平面和 $S_r-\ln s$ 平面对应的斜率。

本文研究中，假定扫描曲线中饱和度与吸力、饱和度与孔隙比的关系如下：

$$\frac{\partial \ln S_e}{\partial \ln s} = -k_s(1 - S_e^{1/m}), \quad (41)$$

$$\frac{\partial \ln S_e}{\partial e} = -k_e(1 - S_e^{1/m}), \quad (42)$$

式中， k_e, k_s 分别为扫描曲线在 $\ln S_r-e$ 平面和 $\ln S_r-\ln s$ 平面对应的渐进斜率。

由于扫描曲线位于主脱湿、主吸湿曲线所围成的区域内部，因此参数 k_s, k_e 应满足如下约束条件：

$$\left. \begin{aligned} 0 < k_s < mn, \\ 0 < k_e < mnk_p. \end{aligned} \right\} \quad (43)$$

最终，根据式 (41)、(42)，可以给出扫描曲线下饱和度与孔隙比、吸力的关系：

$$dS_e = -S_e \cdot (1 - S_e^{1/m}) \cdot (k_s ds/s + k_e de). \quad (44)$$

2.4 高吸力条件下的土水特征曲线模型

式 (33)、(44) 给出了反映变形和滞回效应的土水特征曲线模型。从数学意义上讲，该模型是建立在 van Genuchten 模型基础之上，因此本模型具有一些 van Genuchten 模型的缺点与不足。不足之一是 van Genuchten 模型无法准确描述高吸力 (10^6 kPa) 条件下的土水特征行为^[4]。Croney 等指出^[39]，在吸力接近 10^6 kPa 时，饱和度应随着吸力的增大而线性减小。为了克服该缺陷，Romero 等^[6] 在 van Genuchten 模型的基础上嵌入一个修正函数；Fredlund 等^[4] 也采用了类似的处理方法。本文也采用修正函数的方法以改进 van Genuchten 模型在描述高吸力条件下土水特征行为的不足：

$$\left. \begin{aligned} S_{e,d} &= C(s) \{1 + [\beta_d \exp(k_p e) s]^n\}^{-m} \quad (\text{主脱湿}), \\ S_{e,w} &= C(s) \{1 + [\beta_w \exp(k_p e) s]^n\}^{-m} \quad (\text{主吸湿}), \end{aligned} \right\} \quad (45)$$

式中， $C(s)$ 为修正函数，其表达式为^[4]

$$C(s) = 1 - \frac{\ln(1 + s/s_r)}{\ln(1 + 10^6/s_r)}, \quad (46)$$

式中, s_r 为剩余含水率对应的吸力值, 一般取 6×10^3 kPa。

分别采用未修正的模型(式(33))和修正的模型(式(45))拟合 Municipal Boom 黏土^[30]在常孔隙比下的主吸湿过程, 如图 5 所示。由图 5 (a) 可知, 对于未修正的模型, 在吸力大于 1000 kPa 的范围内, 模型拟合结果与实测值误差较大; 而对于修正的模型(见图 5 (b)), 模型拟合结果能够较好地吻合试验结果。这表明式(45)可应用于描述大范围吸力下的土水特征行为。

由式(14)可知, 式(46)不仅修正土水特征曲线, 也改变了孔隙分布函数。结合式(45), 并将 $C=2T_s \cos \alpha^* = 7.27 \times 10^{-5}$ kPa·m ($T=20^\circ\text{C}$, $\alpha^*=0$) 代入式(14)可得孔隙分布函数的具体形态。图 6 给出了吸力在 $0.1 \sim 10^6$ kPa 区间内, 不同孔隙比下 Municipal Boom 黏土的孔隙分布函数。由图可知, 随着孔隙压密(孔隙比减小), 孔隙分布函数整体向左移动, 且峰值逐渐减小; 图 6 还表明, 修正函数式(46)对小孔隙分布($r < 1 \mu\text{m}$)的影响较大, 对大孔隙($r > 1 \mu\text{m}$)的分布基本无影响。

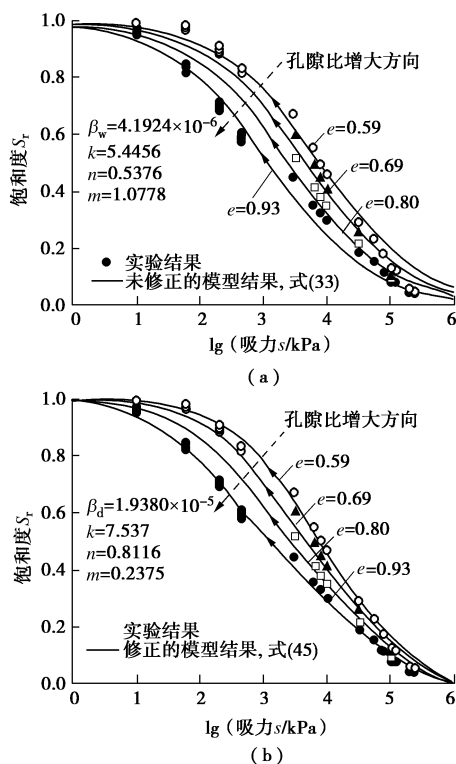


图 5 常孔隙比下 Municipal Boom 黏土吸湿曲线的实测值与模型结果

Fig. 5 Comparison between experimental data and model results of main wetting curves under constant void ratio

2.5 模型参数

综上所述, 本文提出的反映变形并考虑滞回效应

的土水特征曲线模型共包含 $n, m, k_p, \beta_d, \beta_w, k_s$ 和 k_c 7 个参数, 其中 n, m, k_p, β_d 可以通过常规定孔隙比(或定吸力)下的脱湿试验获得; β_w 可以通过吸湿试验确定; k_s 和 k_c 则可通过扫描试验确定。需要指出的是, 如果不考虑吸湿和扫描曲线, 则只需 4 个参数(n, m, k_p, β_d)即可描述土体变形对土水特征行为的影响。

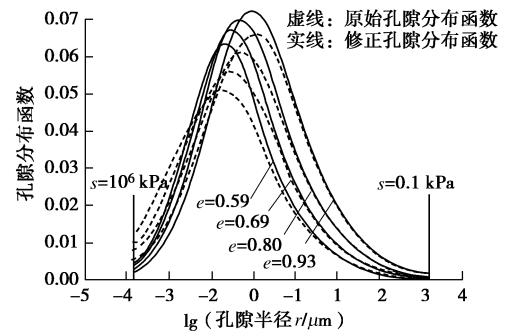


图 6 Municipal Boom 黏土在不同孔隙比时的孔隙分布函数
Fig. 6 Pore size distribution functions of Municipal Boom clay under different constant void ratios

2.6 模型讨论

本文研究的重点是力学变形对孔隙结构的影响, 而不考虑吸力变化引起的孔隙结构改变。然而, 吸力改变对土体孔隙结构也有显著影响, 尤其是膨胀土、膨润土等土体。因此, 对于此类土体, 本文的基本假设(参见式(10))是否能够表征吸力变化条件下孔隙分布函数的变化规律, 需要进一步研究, 也说明本文模型对于此类土体的描述能力尚不明确, 也需要进一步验证。

3 实验验证

本节采用一系列实验数^[30, 40-43], 验证本文模型的正确性与合理性。这些实验较为全面地研究了主脱湿、主吸湿、干湿循环以及在复杂应力路径下包含干湿循环、扫描曲线等过程中, 不同土体的土水特征行为。土体类型与参数如表 1 所示。

需要指出的是, 在实验条件下, 土体在吸力驱动的吸湿和脱湿过程中, 较难确保土体保持固定的孔隙比, 而通常保持固定的平均净应力。为了直接反映孔隙比对土水特征性曲线的影响, 一般先测量出土体在不同吸力值所对应的质量含水率和干密度, 然后再换算出相应的孔隙比和饱和度, 最终可得在某一孔隙比下饱和度和吸力的关系。Tarantino 等^[42]以及 Romero^[30]等采用该方法获得了常孔隙下的土体吸湿试验数据, 下文将采用该实验数据对模型进行验证。

对于常吸力实验(suction-controlled test), 在各向同性压缩和剪切条件下, 土体含水率发生变化, 虽然

水压力 p_w 变化, 但可以通过人为地改变气压 p_a 的量值^[30], 从而保持气压和水压的差值($s=p_a-p_w$)保持常量, 即吸力保持恒定。Raveendiraraj^[43], Sharma^[40]和 Sivakumar^[41]等采用该方法开展了一系列的常吸力试验, 下文也将采用相应的实验数据对模型进行验证。

此外, 在下文模型验证的图中, 所有虚线(模型标定结果)对应的数据点用来确定模型参数, 模型参数的确定方法为最小二乘拟合; 基于这些已经确定的参数, 可以预测出相应的饱和度、吸力和孔隙比之间的关系, 采用实线(模型预测结果)表示。

3.1 常孔隙比下的主吸湿过程

常孔隙比下主吸湿过程的模型验证结果如图 7 所示。图 7 给出了 Speswhite 高岭土^[42]和 Municipal Boom 黏土^[30]主吸湿曲线实测值与模型预测值的对比结果。由图可见, 模型预测结果(实线)都能够较好地吻合试验结果。对于 Municipal Boom 黏土, 在高达 200 MPa 的高吸力条件下, 模型预测值仍能够较好地吻合实测数据, 表明该模型对于定孔隙比下的主吸湿过程也具有较较强的描述能力

3.2 常吸力各向同性应力状态下的主吸湿过程

在等向压缩条件下, 即使土体吸力保持不变, 土

体孔隙的压密也会导致饱和度的增加。针对 Speswhite 高岭土^[43]、膨润土/高岭土混合土体^[40], 图 8 给出了该过程的实测值与模型预测值对比结果。由图可知, 在吸力保持定值时, 孔隙比的减小将导致饱和度的增加; 而对于同一孔隙而言, 吸力愈小, 饱和度越大。同样, 模型预测结果(实线)能够较好地吻合实测数据。

3.3 常吸力三轴应力状态下的主吸湿过程

3.2 节验证了各向同性应力状态下本模型能够预测常吸力下的主吸湿过程。本小节将验证模型在三轴应力状态下的描述能力。图 9 (a)、9 (b) 分别给出了排水剪切过程、常平均净应力剪切过程中, 饱和度随孔隙比变化曲线的实测值与模型预测值。在这两种不同的剪切实验中, 常吸力为 100 kPa 和 200 kPa 的实验数据用来确定模型参数(见表 1)。最终, 模型能够较准确地预测常吸力为 300 kPa 时的主吸湿过程, 表明本模型不仅适用于各向同性应力状态下的主吸湿过程, 也适用于三轴应力状态。这说明该模型能够作为土体水-力本构关系纳入非饱和土多场耦合分析框架中^[44]。

表 1 土体类型、验证类型、模型参数与数据来源

Table 1 Soil types, evaluation types, model parameters and references

编号	土体类型和名称	验证类型	模型参数					数据来源
			n	m	k_p	$\beta_d / \text{kPa}^{-1}$	$\beta_w / \text{kPa}^{-1}$	
1	Speswhite 高岭土	常孔隙比下的主吸湿过程	2.5418	0.1190	2.2421	-	5.8870×10^{-4}	Tarantino 等 ^[42]
2	Municipal Boom 黏土		0.6232	0.3788	6.6864	-	1.3745×10^{-5}	Romero ^[30]
3	Speswhite 高岭土	常吸力下的主吸湿过程(各向同性应力状态)	0.7992	0.1554	10.6050	-	1.3128×10^{-6}	Raveendiraraj ^[43]
4	膨润土/高岭土混合土体		9.8513	1.6785×10^{-2}	4.5635	-	1.8110×10^{-4}	Sharma ^[40]
5	高岭土	常吸力下的主吸湿过程(三轴应力状态)	2.0354	9.1250×10^{-2}	6.2689	-	2.0386×10^{-5}	Sivakumar ^[41]
6	高岭土		1.2224	6.8490×10^{-2}	13.6790	-	3.3815×10^{-8}	Sivakumar ^[41]
7	Municipal Boom 黏土	干湿循环过程 复杂应力路径(各向同性压缩、剪切和干湿循环)	0.6232	0.3788	6.6864	1.3745×10^{-5}	3.7132×10^{-6}	Romero ^[30]
8	Speswhite 高岭土		0.7992	0.1554	10.6050	3.9384×10^{-7}	$k_s=0.0710$ $k_c=0.3800$	Raveendiraraj ^[43]

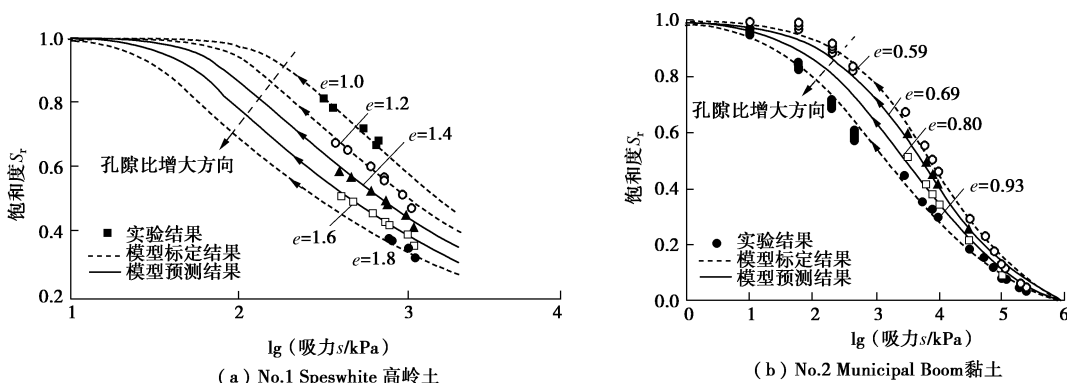


图 7 常孔隙比下主吸湿曲线实测值与模型预测值对比

Fig. 7 Comparison between measured and predicted main drying curves under constant void ratio

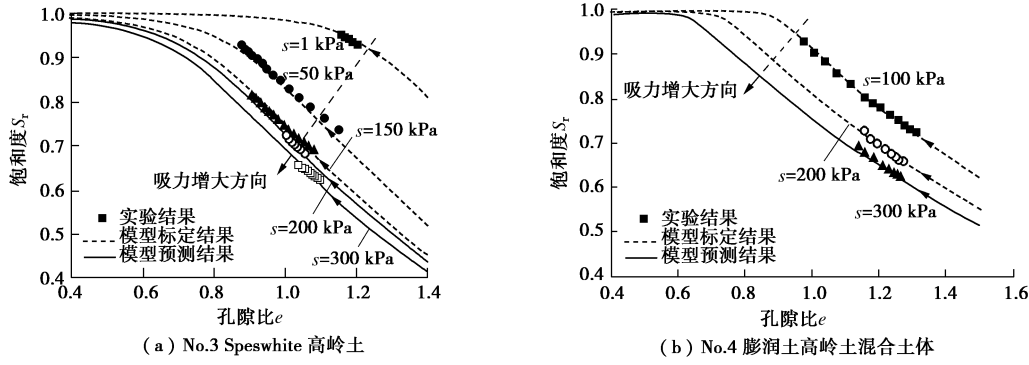


图 8 各向同性应力状态常吸力下主吸湿曲线实测值与模型预测值对比

Fig. 8 Comparison between measured and predicted main wetting curves under constant suction in isotropic stress state

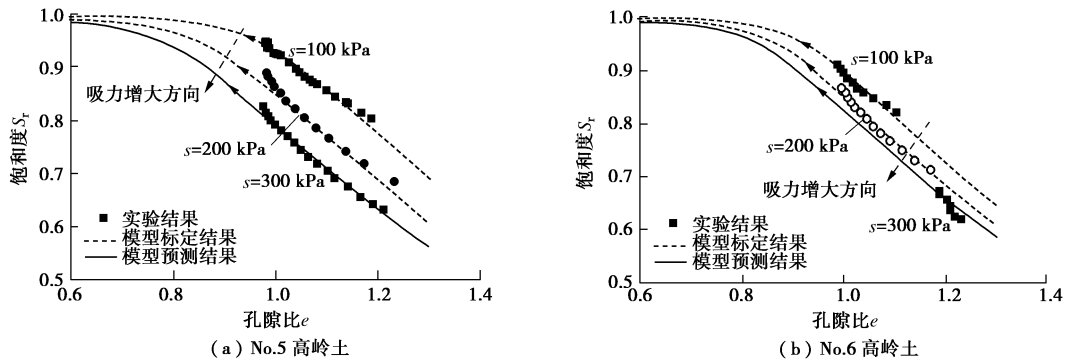


图 9 三轴应力状态常吸力下主吸湿曲线实测值与模型预测值对比

Fig. 9 Comparison between measured and predicted main wetting curves under constant suction in triaxial stress state

3.4 干湿循环过程

采用 Romero^[30]针对 Municipal Boom 黏土开展的脱湿-吸湿试验成果验证本文模型对干湿循环过程的描述能力。该实验的主吸湿过程已在 3.1 节得到验证, 因此模型参数 n 、 m 、 k_p 和 β_w 直接来源于 3.1 节 (见表 1)。反映脱湿过程进气值的模型参数 β_d 可以通过定孔隙比 ($e=0.932$) 下的脱湿过程确定, $\beta_d=3.7132 \times 10^{-6} \text{ kPa}^{-1}$ 。如图 10 所示, 模型预测的脱湿过程 (实线) 能够较好地与实测数据吻合; 图 10 还表明, 模型结果 (标定曲线、预测曲线) 能够描述 Municipal Boom 黏土在不同孔隙比下的干湿循环过程。

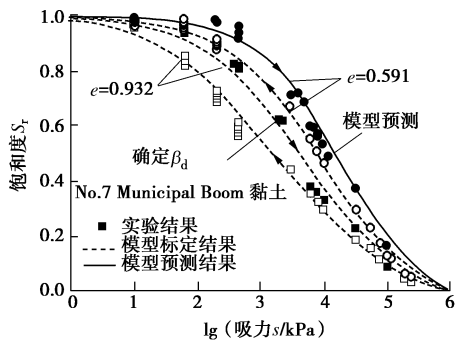


图 10 定孔隙比下 Municipal Boom 黏土干湿循环过程实测值与预测值对比

Fig. 10 Comparison of measured and predicted wetting-drying curves of Municipal Boom clay under constant void ratio

3.5 复杂应力路径下的干湿循环和主吸湿过程

3.1 节~3.4 节从主吸湿和干湿循环等方面对本文模型进行了实验验证。在这些验证中, 孔隙比 e 和吸力 s 两者之一总保持定值。而在实际岩土工程中, 土体往往经历较复杂的应力路径, 且吸力 s 和孔隙比 e 都将发生改变。因此, 本节采用 Raveendiraraj^[43]的实验, 验证复杂应力路径且伴随干湿循环条件下本文模型的适用性。在 Raveendiraraj 的实验中, 定吸力各向同性应力状态下的主吸湿过程已在 3.2 节得到验证 (见图 8 (a))。因此, 模型参数 n 、 m 、 k_p 和 β_w 直接来源于 3.3 节 (见表 1); 而模型参数 β_d 、 k_s 、 k_e 分别通过主脱湿曲线 Test A10, 扫描曲线 Test A4 和 Test A12 确定 (Test A10, Test A4 和 Test A12 的具体实验内容见参考文献[43])。模型参数取值如表 1 所示。

现考虑应力路径如图 11 所示的试验。在编号为 Test B6 的试验中, Speswhite 高岭土试件先经历一个常吸力为 300 kPa 的各向同性压缩过程 $A \rightarrow B$ (平均净应力 \bar{p} : 10 kPa \rightarrow 75 kPa); 然后经历一个排水剪切过程 $B \rightarrow C$ (剪切应力 q : 0 \rightarrow 78 kPa); 此后, 保持平均净应力 \bar{p} (75 kPa) 和剪切应力 q (78 kPa) 不变, 试件经历两个干湿循环过程 $C \rightarrow D$ 、 $D \rightarrow E$ 、 $E \rightarrow F$ 和 $F \rightarrow G$, 其吸力变化区间为 300 \rightarrow 100 kPa、100 \rightarrow 300 kPa、300 \rightarrow 100 kPa、100 \rightarrow 300 kPa; 干湿循环后, 试

件经历剪切过程直至破坏 (H)。

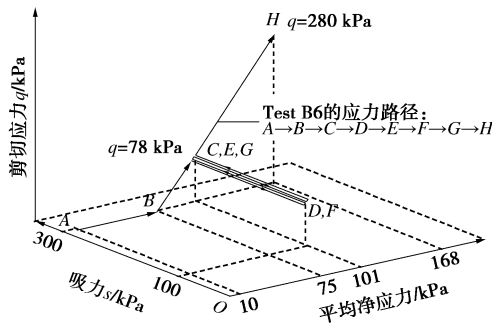


图 11 剪切试验 (Test B6) 应力路径
Fig. 11 Stress paths for shearing tests B6

图 12 给出了该过程中饱和度变化的实测值与预测值对比结果。总体而言, 饱和度变化路径分为两类: ①主吸湿 (或主脱湿) 过程, 受控于式 (45); ②扫描曲线过程, 受控于式 (44)。在模型预测过程中, 如果 t 时刻的饱和度 $S_{r,t}$ 、孔隙比 e_t 、吸力 s_t 以及增量 Δe 、 Δs 已知, 则可通过式 (44) 计算 $t+\Delta t$ 时刻饱和度的试探值 $S_{r,trial}$:

$$S_{r,trial} = S_{r,t} - S_{r,t} \cdot (1 - S_{r,t}^{1/m}) \cdot (k_s \cdot \Delta s / s_t + k_e \cdot \Delta e_t) \quad (47)$$

如果 $S_{r,trial} < S_{r,d}$ 且 $S_{r,trial} > S_{r,w}$, 则 $S_{r,t+\Delta t} \leftarrow S_{r,trial}$; 如果 $S_{r,trial} > S_{r,d}$, 则 $S_{r,t+\Delta t} \leftarrow S_{r,d}$; 如果 $S_{r,trial} < S_{r,w}$, 则 $S_{r,t+\Delta t} \leftarrow S_{r,w}$ 。根据该计算流程, 可以得到整个过程中饱和度的变化曲线。

如图 12 (a) 所示, 在各向同性压缩阶段 $A \rightarrow B$ 、初始剪切阶段 $B \rightarrow C$ 和吸湿过程的 $C \rightarrow T_1$ 段, 饱和度遵循可逆的扫描曲线变化规律。在 T_1 点 ($S_r = 0.6335, s = 202.3411, e = 1.1113$) 之后, 饱和度的变化不可逆, 为主吸湿过程。该主吸湿过程直至 D 点或 T_2 点 (D 和 T_2 重合), 而在后继的脱湿 ($D \rightarrow E$)、吸湿 ($E \rightarrow F$) 和脱湿 ($F \rightarrow G$) 过程中, 饱和度的变化均是可逆的, 遵循扫描曲线的变化规律。对于干湿循环后的剪切段 $G \rightarrow H$, 饱和度在 T_3 ($S_r = 0.7388, s = 300 \text{ kPa}, e = 0.9424, q = 237 \text{ kPa}$) 之前, 其变化过程属于扫描曲线, 而 T_3 之后为剪切变形驱动的主吸湿过程。总体而言, 模型预测值能够较好地吻合实测值。

图 12 (b) 给出了干湿循环过程中 ($C \rightarrow D$ 、 $D \rightarrow E$ 、 $E \rightarrow F$ 和 $F \rightarrow G$) 饱和度随吸力变化曲线的实测结果与模型预测结果。同样, 在 T_1 之前, 吸湿过程受控于扫描曲线规律; 而 $T_1 \rightarrow D$ (或 $T_1 \rightarrow T_2$) 为主吸湿过程, 饱和度变化不可逆; 而在后继的干湿循环过程中, 饱和度的变化均可逆, 饱和度随吸力变化属于扫描曲线。由图 12 (b) 可知, 模型较好地反映了 Speswhite 高岭土土水特征的滞后效应。

由图 12 (b) 可以进一步看出, 对于干湿循环过

程 ($D \rightarrow E$ 、 $E \rightarrow F$ 和 $F \rightarrow G$) 而言, 模型预测的扫描曲线结果与实测结果有一定偏差。这表明式 (44) 尚不能全面、准确地模拟变形条件下的扫描曲线, 需要进一步修正和改进。

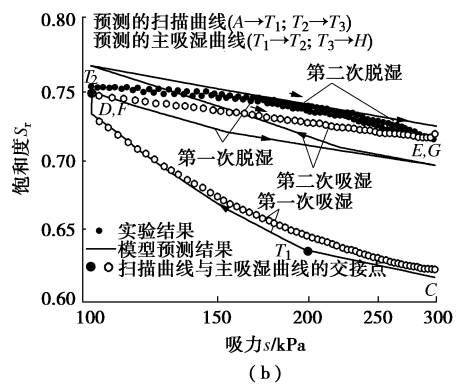
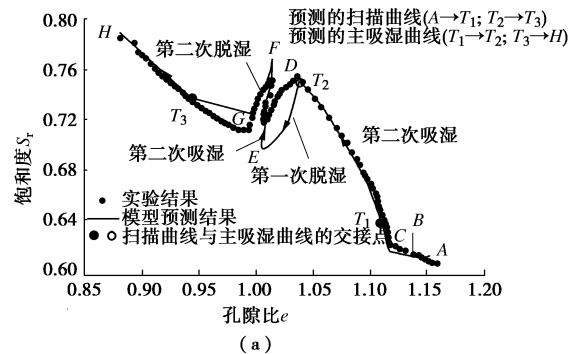


图 12 各向同性压缩、剪切和干湿循环过程中饱和度变化曲线的实测值与模型预测值对比

Fig. 12 Comparison between measured and predicted degrees of saturation during isotropic loading, shearing and drying-wetting cycles

4 结 论

从土体孔隙分布对土水特征曲线的影响出发, 建立了能够考虑变形和滞回效应的土水特征曲线模型, 并采用试验数据验证了该模型的正确性与可靠性, 主要研究成果如下:

- (1) 根据已有的实验结论, 假定变形状态下孔隙分布函数可以通过参考状态下的孔隙分布函数经过平移和缩放得到。在此基础上, 根据实验数据, 引入平均孔隙半径与孔隙比的关系式, 建立了考虑变形特性的土水特征曲线模型, 并引入一些关系式使模型能够描述土水特征曲线的滞回效应。
- (2) 采用大量实验数据对本文模型进行了验证, 表明本文模型不但能够描述常孔隙比下的主脱湿和主吸湿、常吸力下的主吸湿以及干湿循环过程, 而且能够描述包含剪切、干湿循环等复杂应力路径下的主吸湿和干湿循环过程。
- (3) 本文模型较好地揭示了土水特征曲线与土体

变形或应力路径的关系, 因此可作为非饱和土水-力耦合过程 (coupled hydro-mechanical processes) 的基本本构关系纳入非饱和土多场耦合分析框架中。

致 谢: 衷心感谢美国劳伦斯伯克利国家实验室 (Lawrence Berkeley National Laboratory, USA) 地球科学部水文地质系主任刘会海 (Hui-hai Liu) 博士对本文的指导和帮助!

参考文献:

- [1] BERKOWITZ B, EWING R P. Percolation theory and network modeling applications in soil physics[J]. *Surveys in Geophysics*, 1998, **19**(1): 23 - 72.
- [2] BROOKS R H, COREY A T. Hydraulic properties of porous media[M]. Fort Collins: Colorado State University, 1964.
- [3] VAN Genuchten MT. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils[J]. *Soil Science Society of America Journal*, 1980, **44**(5): 892 - 898.
- [4] FREDLUND D, XING A. Equations for the soil-water characteristic curve[J]. *Canadian Geotechnical Journal*, 1994, **31**(4): 521 - 532.
- [5] HUANG S, BARBOUR S, FREDLUND D. Development and verification of a coefficient of permeability function for a deformable unsaturated soil[J]. *Canadian Geotechnical Journal*, 1998, **35**(3): 411 - 425.
- [6] ROMERO E, VAUNAT J. Retention curve of deformable clays[C]// *Proceedings International Workshop on Unsaturated Soils*. Rotterdam City: A A Balkema, 2000: 91 - 106.
- [7] KARUBE D, KAWAI K. The role of pore water in the mechanical behavior of unsaturated soils[J]. *Geotechnical and Geological Engineering*, 2001, **19**(3): 211 - 241.
- [8] GALLIPOLI D, WHEELER S, KARSTUNEN M. Modelling the variation of degree of saturation in a deformable unsaturated soil[J]. *Géotechnique*, 2003, **53**(1): 105 - 112.
- [9] WHEELER S, SHARMA R, BUISSON M. Coupling of hydraulic hysteresis and stress-strain behaviour in unsaturated soils[J]. *Géotechnique*, 2003, **53**(1): 41 - 54.
- [10] ASSOULINE S. Modeling the relationship between soil bulk density and the water retention curve[J]. *Vadose Zone Journal*, 2006, **5**(2): 554 - 563.
- [11] SUN D A, SHENG D C, SLOAN S W. Elastoplastic modelling of hydraulic and stress-strain behaviour of unsaturated soils[J]. *Mechanics of Materials*, 2007, **39**(3): 212 - 221.
- [12] NUTH M, LALOUI L. Advances in modelling hysteretic water retention curve in deformable soils[J]. *Computers and Geotechnics*, 2008, **35**(6): 835 - 844.
- [13] TARANTINO A. A water retention model for deformable soils[J]. *Géotechnique*, 2009, **59**(9): 751-762.
- [14] MAŠÍN D. Predicting the dependency of a degree of saturation on void ratio and suction using effective stress principle for unsaturated soils[J]. *International Journal for Numerical and Analytical Methods in Geomechanics*, 2010, **34**(1): 73 - 90.
- [15] GALLIPOLI D. A hysteretic soil-water retention model accounting for cyclic variations of suction and void ratio[J]. *Géotechnique*, 2012, **62**(7): 605 - 616.
- [16] ZHOU A, SHENG D, CARTER J. Modelling the effect of initial density on soil-water characteristic curves[J]. *Géotechnique*, 2012, **62**(8): 669-680.
- [17] 孙德安, 孙文静, 孟德林. 膨胀性非饱和土水力和力学性质的弹塑性模拟[J]. *岩土工程学报*, 2010, **32**(10): 1505 - 1512. (SUN De-an, SUN Wen-jing, MENG De-lin. Elastoplastic modelling of hydraulic and mechanical behaviour of unsaturated expansive soils[J]. *Chinese Journal of Geotechnical Engineering*, 2010, **32**(10): 1505 - 1512. (in Chinese))
- [18] 周葆春, 孔令伟. 考虑体积变化的非饱和膨胀土土水特征[J]. *水利学报*, 2011, **42**(10): 1152 - 1160. (ZHOU Bao-chun, KONG Ling-wei. Effect of volume changes on soil-water characteristics of unsaturated expansive soil[J]. *Journal of Hydraulic Engineering*, 2011, **42**(10): 1152 - 1160. (in Chinese))
- [19] VANAPALLI S, FREDLUND D, PUFAHL D. The influence of soil structure and stress history on the soil-water characteristics of a compacted till[J]. *Géotechnique*, 1999, **49**(2): 143 - 160.
- [20] SIMMS P, YANFUL E. Measurement and estimation of pore shrinkage and pore distribution in a clayey till during soil-water characteristic curve tests[J]. *Canadian Geotechnical Journal*, 2001, **38**(4): 741 - 754.
- [21] SIMMS P, YANFUL E. Predicting soil-water characteristic curves of compacted plastic soils from measured pore-size distributions[J]. *Géotechnique*, 2002, **52**(4): 269 - 278.
- [22] SIMMS P, YANFUL E. A pore-network model for hydromechanical coupling in unsaturated compacted clayey soils[J]. *Canadian Geotechnical Journal*, 2005, **42**(2): 499 - 514.
- [23] 张雪东, 赵成刚, 刘 艳, 等. 变形对土水特征曲线影响

- 规律模拟研究[J]. 土木工程学报, 2011, **44**(7): 119 - 126. (ZHANG Xue-dong, ZHAO Cheng-gang, LIU Yan, et al. Modeling study of the relationship between deformation and water retention curve[J]. China Civil Engineering Journal, 2011, **44**(7): 119 - 126. (in Chinese))
- [24] LIU H H, WEI M Y, RUTQVIST J. Normal-stress dependence of fracture hydraulic properties including two-phase flow properties[J]. Hydrogeology Journal, 2012, **21**: 371 - 382.
- [25] KOSUGI K. Lognormal distribution model for unsaturated soil hydraulic properties[J]. Water Resources Research, 1996, **32**(9): 2697 - 2703.
- [26] DIAMOND S. Pore size distributions in clays[J]. Clays and Clay Minerals, 1970, **18**(1): 7 - 23.
- [27] DELAGE P, LEFEBVRE G. Study of the structure of a sensitive Champlain clay and of its evolution during consolidation[J]. Canadian Geotechnical Journal, 1984, **21**(1): 21 - 35.
- [28] COULON E, BRUAND A. Effects of compaction on the pore space geometry in sandy soils[J]. Soil and Tillage Research, 1989, **15**(1): 137 - 151.
- [29] GRIFFITHS F, JOSHI R. Change in pore size distribution due to consolidation of clays[J]. Géotechnique, 1989, **39**(1): 159 - 167.
- [30] ROMERO E. Characterisation and thermo-hydro-mechanical behavior of unsaturated Boom clay: an experimental study[D]. Barcelona: Universitat Politècnica de Catalunya, 1999.
- [31] PENUMADU D, DEAN J. Compressibility effect in evaluating the pore-size distribution of kaolin clay using mercury intrusion porosimetry[J]. Canadian Geotechnical Journal, 2000, **37**(2): 393 - 405.
- [32] SIVAKUMAR V, WHEELER S. Influence of compaction procedure on the mechanical behaviour of an unsaturated compacted clay. Part 1: Wetting and isotropic compression[J]. Géotechnique, 2000, **50**(4): 359 - 368.
- [33] KOLIJ A, VULLIET L, LALOU L. Structural characterization of unsaturated aggregated soil[J]. Canadian Geotechnical Journal, 2010, **47**(3): 297 - 311.
- [34] LI X, ZHANG L M. Characterization of dual-structure pore-size distribution of soil[J]. Canadian Geotechnical Journal, 2009, **46**(2): 129 - 141.
- [35] LAPIERRE C, LEROUEIL S, LOCAT J. Mercury intrusion and permeability of Louiseville clay[J]. Canadian Geotechnical Journal, 1990, **27**(6): 761 - 773.
- [36] TANAKA H, SHIWAKOTI D R, OMUKAI N, et al. Pore size distribution of clayey soils measured by mercury intrusion porosimetry and its relation to hydraulic conductivity[J]. Soils and Foundations, 2003, **43**(6): 63 - 73.
- [37] NINJARAV E, CHUNG S G, JANG W Y, et al. Pore size distribution of Pusan clay measured by mercury intrusion porosimetry[J]. KSCE Journal of Civil Engineering, 2007, **11**(3): 133 - 139.
- [38] LLORET A, ROMERO E, VILLAR M V. FEBEX II project final report on thermo-hydro-mechanical laboratory tests[R]. Madrid: Publication Technical ENRESA 10/2004, 2004.
- [39] CRONEY D, COLEMAN J D. Pore pressure and suction in soils[C]// Proceedings of the Conference on Pore Pressure and Suction in Soils. London, 1961: 31 - 37.
- [40] SHARMA R. Mechanical behaviour of unsaturated highly expansive clays[D]. Oxford: University of Oxford, 1998.
- [41] SIVAKUMAR, R. Effects of anisotropy on the behaviour of unsaturated compacted clay[D]. Belfast: The Queen's University of Belfast, 2005.
- [42] TARANTINO A, DE COL E. Compaction behaviour of clay[J]. Géotechnique, 2008, **58**(3): 199 - 213.
- [43] RAVEENDIRARAJ A. Coupling of mechanical behaviour and water retention behaviour in unsaturated soils[D]. Scotland: University of Glasgow, 2009.
- [44] CHEN Y, ZHOU C, JING L. Modeling coupled THM processes of geological porous media with multiphase flow: theory and validation against laboratory and field scale experiments[J]. Computers and Geotechnics, 2009, **36**(8): 1308 - 1329.