

路基土毛细水上升高度计算分析

陈晋中^{1,2}, 刘松玉¹, 朱志铎¹, 彭宇一¹

(1. 东南大学岩土工程研究所, 南京 210096; 2. 南京交通职业技术学院, 南京 211188)

摘要: 土水势理论揭示了土的基质吸力与含水量之间的关系, 即土-水特征曲线, 因此可通过土的水分特征曲线计算毛细水上升高度。Van Genuchten 模型和 Fredlund-Xing 模型能较好地拟合大多数土的水分特征曲线。根据这两种模型可以求出某一含水量相对应的基质吸力, 进而求出相应含水量处的毛细水高度。

关键词: 路基土; 毛细水; 水分特征曲线; 上升高度; 计算分析

作者简介: 陈晋中(1965—), 男, 山西绛县人, 副教授, 东南大学国内访问学者, 从事地基基础研究。

0 引言

目前高速公路及干线公路建设已开始采用“低路基设计理念”, 以有效降低填土高度, 节约土地资源, 走可持续发展的道路。但在我国东南沿海地区, 绝大部分公路穿越地区地下水埋深较浅, 由于毛细水的上升, 导致路基土干湿状态发生变化, 路基的强度降低或失稳, 直接影响路面结构的强度和稳定性。这种毛细水迁移给低路基设计提出新的课题。

毛细水迁移理论主要有毛管势理论、土水势理论等。毛管势理论只能用于一些简单情况下的土壤水分迁移分析, 很难代表具有复杂孔隙通道的土壤中的真实水流。土水势理论揭示了土的基质吸力与含水量之间的关系, 即土-水特征曲线, 因此可通过土的水分特征曲线计算毛细水上升高度。

1 基质吸力与毛细作用分析

土壤基质对土壤水分吸持的机理非常复杂, 但可概括为吸附作用和毛细作用^[1,2]。吸附作用主要指土粒表面分子与水分子之间的分子引力, 又称为范德华力。在很短距离内范德华力很强, 可达负的几十万甚至上百万千帕, 受其吸附的那部分土壤水一般不能流动, 带有固态水的性质(水分子被吸附的很紧)。同时, 由于范德华力是分子吸力, 其作用距离很短, 只有几个至十几个水分子

层厚, 所以由它保持的土壤水数量极为有限。毛细作用指土壤固体表面、水和空气界面上产生的毛管力。土壤低饱和度时, 毛管力可达很高负值(约负 7 000 kPa), 促使毛细水上升到地下水位以上。故基质吸力通常与毛管水的表面张力联系起来。因此, 土力学中一般将基质吸力定义为收缩膜(收缩膜亦即水汽分界面)所承受的孔隙气压力(u_a)与孔隙水压力(u_w)之差, 即 $u_a - u_w$ 。则土壤总吸力表示为

$$S = (u_a - u_w) + \pi \quad (1)$$

式中, S 为总吸力; u_a 为孔隙气压力; u_w 为孔隙水压力; π 为溶质吸力。

当非饱和土壤孔隙水中的矿物浓度对总吸力的影响不大, 即溶质吸力可以忽略不计时, 土中基质吸力即为总吸力。实际上对于特定地区, 由于矿物成分是一定的, 所以溶质吸力的大小也比较稳定, 总吸力中对土体物理力学性能有意义的吸力就只有基质吸力了。由于在土壤水的保持和运动中一般不考虑溶质吸力, 所以通常所说的吸力即指基质吸力, 其值与基质势 ψ_m 相等, 但符号相反。因此式(1)可简化为

$$S = u_a - u_w \quad (2)$$

下面推导基质吸力与毛细作用的关系^[1]:

图 1 所示毛细作用系统中的 A、B、C 点均处于静水平衡。在点 A 与点 B 处, 水压等于大气压力(亦即点 A 处的水压 u_{wA} 等于点 B 处的水压 u_{wB} , 均为 0), 取点 A 与点 B 处的水面作为基准面(亦即高程为 0), 则点 A 与点 B 处的水头(亦即高程水头加

压力水头) 等于 0。

点 C 位于基准面以上 h_c 高度处(亦即高程水头等于 h_c)，点 C、点 B 与点 A 的静力平衡要求这三点的水头相等，也就是说点 C 的水头也等于零。因此，点 C 的压力水头等于点 C 高程水头的负值。点 C 的水压力可按下式计算：

$$u_w = -\rho_w g h_c \quad (3)$$

式中， u_w 为水压力。

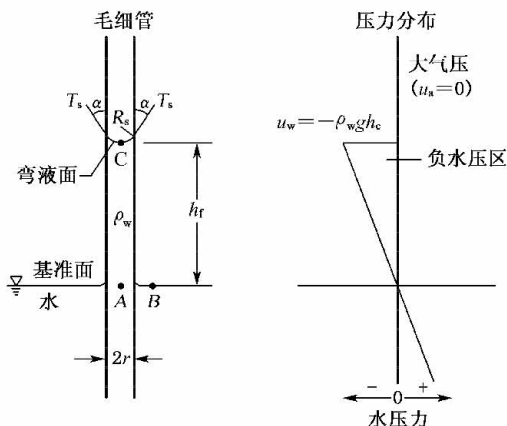


图 1 毛细管与基质吸力

毛细管中点 A 以上的水压力为负值，如图 1 所示，也就是说毛细管中的水是处于张拉状态；另一方面，在静水压力作用下，点 A(即水面)以下的水压为正值。在点 C 空气压力等于大气压(即 $u_a = 0$)，水压为负值(亦即 $u_w = -\rho_w g h_c$)，因此点 C 处的吸力 S 可用下式表示

$$S = u_a - u_w = \rho_w g h_c \quad (4)$$

由毛管势理论可知，毛细水最大上升高度为

$$h_{\max} = \frac{2T_s}{\rho_w g R_s} \quad (5)$$

式中， T_s 为水的表面张力(N/m)； R_s 为弯液面的曲率半径， $R_s = \frac{r}{\cos \alpha}$ 。

若将式(5)代入式(4)，可根据表面张力计算出基质吸力：

$$S = u_a - u_w = \frac{2T_s}{R_s} \quad (6)$$

由上述可知，基质吸力与毛细作用有关，可以用毛细水上升高度来表示。由于非饱和土壤中基质吸力($S = u_a - u_w$)与土的含水量之间存在着一定的关系，可用土-水特征曲线来表示，因此，通过

基质吸力可建立非饱和土毛细水不同高度位置与含水量之间的对应关系。

2 土的水分特征曲线模型

土的水分特征曲线是非饱和土力学的重要内容，反映了土的基质吸力与含水量之间的关系^[2~4]。该曲线中的含水量一般采用体积含水量(体积分数)。

图 2 所示为某种土的水分特征曲线。当土中的水分处于饱和状态时，含水量为 θ_s ，而吸力 S 为零。若对土体施加微小的吸力，土体中尚无水分排出，则含水量维持饱和值。当吸力增加至某一临界值 S_a 后，由于土体中最大孔隙不能抗拒所施加的吸力而继续保持水分，于是土体开始排水，相应的含水量开始减小。饱和土体开始排水意味着空气随之进入土中，故称该临界值为进气吸力，或进气值。在基质吸力超过进气值继续增大时，土体水开始从大的孔隙到小的孔隙逐渐排出。由于土体水先从小孔隙中排出，因此当吸力不大时，基质吸力的变化对含水量影响较大；当吸力较大时，只在十分狭小的孔隙中才能保持有限的水分，所以较大范围的吸力变化才引起较小的含水量变化。当含水量减小到临界值时，吸力再变化也不会减小土体含水量，此临界含水量称之为剩余含水量或残余含水量 θ_r 。

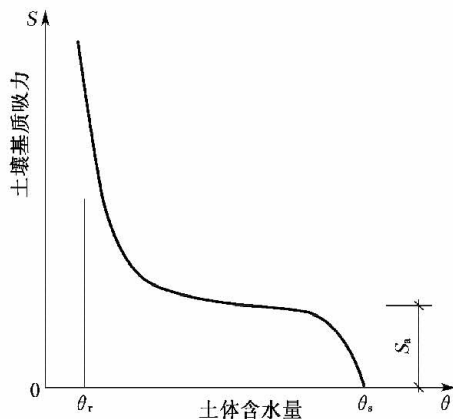


图 2 土的水分特征曲线示意图

国外学者对土的水分特征曲线进行了大量研究，并从上世纪 50 年代开始陆续推出许多模型。其中，Van Genuchten 模型(1980)和 Fredlund-Xing 模型(1994)最为成功，能较好地拟合大多数土的水分特征曲线^[4,5]。两者的主要区别在于：当

$S > 100$ kPa 后,前者的曲线趋于平缓;而后者在 $S = 1$ GPa 时,能使含水量趋于零。但前者参数较复杂,后者相对简单。

Van Genuchten 模型表征如下:

$$\theta = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{(1 + |aS|^n)^m} \quad (7)$$

式(7)表示了非饱和土吸力水头与含水量的关系。式中, S 为吸力水头(cm); θ 为体积含水量; θ_s 为饱和和体积含水量; θ_r 为剩余体积含水量; a 、 n 、 m 为拟和参数系数, $m = 1 - \frac{1}{n}$ 。

该模型在不同类型土质中的参数见表 1。

表 1 Van Genuchten 模型参数^[6]

类 型	饱和渗透系数 $K_s(\text{cm} \cdot \text{h}^{-1})$	剩余含水量 θ_r	饱和含水量 θ_s	$a(\text{cm}^{-1})$	n	m
黏土	0.20	0.068	0.38	0.008	1.09	0.083
黏壤土	0.26	0.095	0.41	0.019	1.13	0.237
亚黏土	1.04	0.078	0.43	0.036	1.56	0.359
亚黏土质砂	14.60	0.057	0.41	0.124	2.28	0.561
粉质亚黏土	0.45	0.067	0.45	0.020	1.41	0.291
粉质黏土	0.02	0.070	0.36	0.005	1.09	0.083
粉质黏壤土	0.07	0.089	0.43	0.010	1.23	0.187
砂	29.70	0.045	0.43	0.145	2.68	0.627
砂质黏土	0.12	0.109	0.38	0.027	1.23	0.187
砂质亚黏土	1.31	0.100	0.39	0.059	1.48	0.324
亚砂土	4.43	0.065	0.41	0.075	1.89	0.471

Fredlund-Xing 模型表征如下:

$$\theta = \frac{C(S)\theta_s}{\left\{ \ln \left[e + \left(\frac{S}{a} \right)^n \right]^m \right\}} \quad (8)$$

$$C(S) = 1 - \frac{\ln \left(\frac{S}{S_r} \right)}{\ln \left(1 + \frac{10^6}{S_r} \right)} \quad (9)$$

式中, S_r 为与剩余体积含水量对应的基质吸力; e 为自然对数的底。

Claudia E. Zzpata 等^[7]通过对近 190 种土的研究,根据塑性指数 I_p 的不同,将土分为两类,并分别给出了这两类土的 Fredlund-Xing 模型的参数取值。

(1) $I_p > 0$

$$a = 0.00364(\omega I_p)^{3.35} + 4(\omega I_p) + 11$$

$$\frac{n}{m} = -2.313(\omega I_p)^{0.14} + 5$$

$$m = 0.0514(\omega I_p)^{0.465} + 0.5$$

$$S_r = 32.44e^{0.0186\omega I_p}$$

$$\omega I_p = P_{075} I_p$$

式中, P_{075} 为以十进制表示的通过 0.075 mm 筛土粒的质量分数; I_p 为塑性指数。

(2) $I_p = 0$

$$a = 0.8627D_{60}^{-0.751}$$

$$\bar{n} = 0.75$$

$$m = 0.1772 \ln D_{60} + 0.7734$$

$$\frac{S_r}{a} = \frac{1}{(D_{60} + 9.7e^{-4})}$$

式中, D_{60} 为土粒质量 60% 通过率对应的颗粒直径(mm); \bar{n} 为 n 的均值。

如果 θ_s 未知,则可以采用推荐值 $\theta_s = 0.36$ 。

3 路基土毛细水上升高度计算分析

设路面下渗水通过设置的排水层迅速排至边沟或纵向排水沟,则路基水主要来源于地下水的毛细水。根据土的基质吸力与含水量之间土的水分特征曲线模型,可通过路基土的含水量来确定其基质吸力,由基质吸力可计算出毛细水上升高度。

根据土水势理论,非饱和土在毛细作用下处于静水平衡时,路基土中不同高度位置处的基质吸力不同,可由式(4)计算,即

$$S = u_a - u_w = \rho_w gh \quad (10)$$

土壤吸力是指土壤水在承受一定吸力的情况下所处的能态,可以表达为单位重量的能量,称为

能头或水头。因此,将式(10)除以单位水重($\rho_w g$)可以得出某点由基质吸力换算的水头 S_h

$$S_h = h \quad (11)$$

式中, S_h 为高出地下水位 h 处的基质吸力水头(cm); h 为土壤水的水头高度,即毛细水上升高度(cm)。

因此,路基土中任一点处毛细水上升高度可由该点处的基质吸力求得,而基质吸力可根据土的水分特征曲线模型计算。

计算路基中相应含水量处毛细水上升高度的具体步骤:

① 选择给定路基土的水分特征曲线模型,确定其参数。

② 根据土的水分特征曲线模型,确定某含水量所对应的基质吸力 S_h 。若计算强烈毛细水上升高度,含水量可取塑限含水量。

③ 由式(11)可得相应含水量处的毛细水上升高度。

佐合著. 非饱和土力学[M]. 陈仲颐,张在明,陈愈炯,等合译. 北京:中国建筑工业出版社,1997:78~85.

- [2] 熊顺贵. 基础土壤学[M]. 北京:中国农业大学出版社,2001.
- [3] 李志清,李涛,胡瑞林. 非饱和土水分特征曲线特性[J]. 中国公路学报,2005,5(3):23~28.
- [4] 卢靖. 非饱和黄土水分迁移问题的试验研究[D]. 西安:西安建筑科技大学,2006.
- [5] 凌建明,谢经保,郑悦锋,等. 基于地下水变位的路基顶面当量回弹模量预估[J]. 同济大学学报,2005,2(2):62~65.
- [6] Williams J R, Ouyang Ying. Estimation of infiltration rate in vadose zone; application of selected mathematical models [R]. Washington: Washington Environmental Protection Agency,1998.
- [7] Zapata C E, Houston W N, Houston S L, et al. Soil-water characteristic curve variability [C]. Proceedings of Sessions of Geo-Denver 2000; Advance in Unsaturated Geotechnics. 2000;84~124.

参 考 文 献

- [1] (加拿大)D. G 弗雷德隆德, (印度尼西亚)H. 拉哈尔