

DOI: 10.11779/CJGE201801009

考虑风速影响的土表蒸发计算方法

滕继东^{1, 2}, 单 锋¹, 张 升^{*1, 2}, 童 军³

(1. 中南大学土木工程学院, 湖南 长沙 410075; 2. 高速铁路建造技术国家工程实验室, 湖南 长沙 410075;

3. 长江科学院水利部岩土力学与工程重点实验室, 湖北 武汉 430010)

摘 要: 土表蒸发是土体与大气相互作用的主要方式之一。由于土表蒸发与环境因素和土体性质密切相关, 目前准确计算土表蒸发量仍存在困难, 而其中的难点便是确定蒸发过程转折点的影响因素和表征方法。针对风速对蒸发过程的影响规律, 新研发了一套控制气候的非饱和土蒸渗试验装置, 可综合控制空气温度、相对湿度和风速等气象参数。蒸发试验选取了3种不同的土样, 分别设置12种不同的气候条件进行。试验结果表明风速越大, 即空气动力阻滞系数越小, 蒸发过程出现转折点时的临界含水率越大。理论推导和试验分析表明单纯用含水率单变量不能准确预测土表蒸发量, 还应考虑不同土体性质和风速等额外变量。结合理论推导, 提出一种计算土表蒸发量的新方法, 它将表层1cm的土体含水率作为变量, 同时利用田间持水率和空气动力阻滞系数来表征土性和风速的影响。

关键词: 气候控制蒸渗仪; 含水率; 相对蒸发率; 空气动力阻滞系数

中图分类号: TU433

文献标识码: A

文章编号: 1000-4548(2018)01-0100-08

作者简介: 滕继东(1987-), 男, 讲师, 主要从事从事非饱和土力学等方面的教学和科研工作。E-mail: jdteng@csu.edu.cn.

New method for calculating soil surface evaporation considering effect of wind speed

TENG Ji-dong^{1, 2}, SHAN Feng¹, ZHANG Sheng^{1, 2}, TONG Jun³

(1. Civil Engineering College, Central South University, Changsha 410075, China; 2. National Engineering Laboratory for

High-Speed-Railway Construction, Changsha 410075, China; 3. Key Laboratory of Geotechnical Mechanics and Engineering of Ministry

of Water Resources, Yangtze River Scientific Research Institute, Wuhan 430010, China)

Abstract: Soil surface evaporation is one of the main processes in the soil-atmosphere interaction. Since it is highly related to meteorological factors and soil properties, the determination of evaporation from soil surface remains a challenge, and the key point is to determine the critical water content where the evaporation changes from constant rate stage into falling rate stage. To investigate the effect of wind speed on soil evaporation, a climate control apparatus is newly developed, with a feature of completely controlling air temperature, relative humidity and wind speed. 12 climatic conditions are applied to 3 kinds of soil specimens to carry out the evaporation tests. The results show that a lower aerodynamic resistance always leads to a higher critical water content, only the water content cannot allow an accurate estimation, and the additional variables accounting for soil texture and wind speed must be included as well. Moreover, a simple approach to parameterizing the evaporation is presented by using the water content of top 1-cm layer as a variable and considering the effect of soil texture and wind speed.

Key words: climate control apparatus; water content; relative evaporation ratio; aerodynamic resistance

0 引 言

土表蒸发量的计算与很多岩土工程建设密切相关, 如垃圾填埋场覆盖系统的设计, 非饱和土边坡含水率分布的计算, 膨胀土浅基础的隆起预测等^[1-4]。一些关于干旱灾害的调查表明, 蒸发是自然灾害分析中的重要内容^[5]。Yasufuku 等^[6]指出, 蒸发量的估计是干旱区荒漠化治理的重要一环。在近二十多年, 很多学者针对蒸发课题开展了大量的研究, 并认为蒸发过程是岩土工程中非常关键的边界条件^[7-14]。

土表蒸发是土体与大气水气交流的主要方式之一, 这一过程不仅与土的湿度、蒸气压、温度梯度、基质吸力、孔径等物理性质和状态参数相关, 而且与大气的空气流动性质相关。由于蒸发过程的复杂性, 包括水热气的耦合和土气界面的空气动力流动特性,

基金项目: 国家重点基础研究发展计划(“973”计划)项目(2014CB047001); 国家自然科学基金项目(51508578)

收稿日期: 2016-10-24

***通讯作者** (E-mail: 13787261865@126.com)

准确预测土表蒸发速率仍是学术界的一个难点^[3]。在岩土工程领域,传统方法是用潜在蒸发量 E_p 来估计蒸发量或蒸发损失量^[15]。潜在蒸发量 E_p 是指蒸发过程不受水分限制,有充足的水分补给(如自由水面)时的水分蒸发量。Penman^[16]将 E_p 表示为气象参数的函数,并得到广泛认可和应用。而土表的实际蒸发量 E_a 区别于 E_p ,在蒸发初始阶段土体接近饱和状态时 E_a 可近似等于 E_p ,随着蒸发的进行, E_a 逐渐减小并小于 E_p 。但目前关于 E_a 的估计,并没有公认的计算方法。一些学者尝试建立相对蒸发率 E_a/E_p 与土体含水率 θ 的关系,来预测土表蒸发的演化规律,一方面由于 E_p 是可确定的参量,另一方面希望通过 E_a 与 E_p 的比值抵消大气因素的影响^[17]。目前,主要有两类方法来表达 E_a/E_p 与 θ 的关系。第一类方法建立相对蒸发率 E_a/E_p 与 r_s 的理论表达式, r_s 为土体孔隙中水气扩散的空气动力阻滞系数。土体孔隙阻滞系数 r_s 和含水率 θ 的关系可用经验公式表示,很多学者已提出了不同的表达式^[18-22]。但每个经验表达式都有相应的适用条件,也就是说,对于不同土体类型或不同气候条件土体孔隙阻滞系数 r_s 都不一样^[23]。第二类方法直接建立含水率 θ 与相对蒸发率 E_a/E_p 的关系^[24-26],但这类方法往往忽略了气候条件对相对蒸发率的影响。最近的一些研究发现表明,随着风速的改变,土表蒸发量 E_a 和潜在蒸发量 E_p 变化的比例并不同,也就是说,相对蒸发率应该与风速条件相关^[17, 27-29]。而且 Shokri 等^[30]和 Shahraeeni 等^[31]从孔隙尺度开展的试验也得到同样的试验结论。尽管学者们意识到相对蒸发率与气候和土性状态均相关,但由于不能找到单个变量或理想的土体状态参数来衡量土表蒸发,能够广泛适用于各类土性和气候条件的相对蒸发率 E_a/E_p 的表达方法是一个值得探究的课题。

本文首先从理论上推导 E_a/E_p 的表达式,探讨其相关因素和表达式形式;其次介绍一种新型的气候控制蒸渗仪,并基于该仪器开展了大量的土体蒸发试验。根据试验结果,分析土体性质和气候条件对相对蒸发率的影响规律。最后结合理论表达式和试验结果,本文提出了一种考虑土性和风速条件的土表蒸发量的新方法,并给出了各参数的定义和量化方法。

1 土表蒸发过程的理论推导

自由水面的潜在蒸发量 E_p 可以表示为质量传递的形式:

$$E_p = \rho \frac{q^*(T_w) - q_a}{r_a}, \quad (1)$$

式中, ρ 为空气的密度 (kg/m^3), q^* 为饱和绝对湿度,

是温度的函数 (kPa/kPa), T_w 为水表面的温度 (K), q_a 为一定高度水蒸气的绝对湿度 (kPa/kPa), r_a 为水蒸气运移的空气动力阻滞系数 (s/m),通常为风速的函数^[32]。

按照其物质迁移机理,土表蒸发过程可以分为两个阶段,如图 1 所示。在第一阶段,水蒸气通过扩散运动从蒸发面迁移到土层表面。这里,蒸发面定义为土体中水分由液态连续状态到不连续状态的物理分界面。在第二阶段,水蒸气以层流或紊流形式从土层表面迁移到空气中。

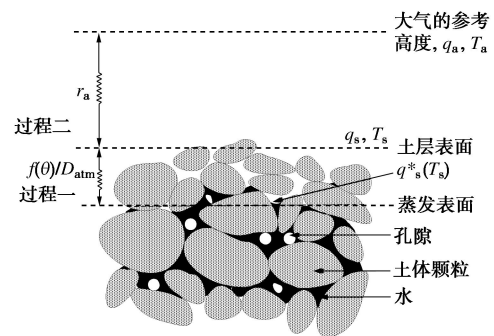


图 1 土表蒸发机理示意图 (修改自 Vande Griend^[20])

Fig. 1 Schematic illustration of resistance to vapor diffusion from soil pores to atmosphere (after Vande Griend and Owe, 1994)

假设在蒸发的第一阶段中忽略对流、弥散等过程,物质迁移以扩散运动为主,水分迁移量(蒸发量)可以参考 Kondo 等^[27]给出的表达式:

$$E_a = \rho \frac{q^*(T_s) - q_s}{f(\theta)/D_{\text{atm}}} \quad (2)$$

式中 $q^*(T_s)$ 为在土体温度 T_s 时蒸发面的饱和绝对湿度; q_s 为土体表面的水蒸气绝对湿度 (kPa/kPa); $f(\theta)/D_{\text{atm}}$ 表示水蒸气从土体孔隙内部扩散到土层表面受到的阻力; $f(\theta)$ 为土体含水率 θ 的函数,表征不同含水率的土体对水蒸气在内部迁移的阻滞作用; D_{atm} 为水蒸气在空气中的扩散系数 (m^2/s)。

在过程二,水蒸气的迁移量可以参考公式 (1) 的形式写为

$$E_a = \rho \frac{q_s - q_a}{r_a} \quad (3)$$

根据质量守恒定律,两个阶段的物质迁移量是相等的。结合式 (2)、(3) 并消去参数 q_s , 土体表面蒸发量 E_a 可以表示为,

$$E_a = \rho \frac{q^*(T_s) - q_a}{r_a + \frac{f(\theta)}{D_{\text{atm}}}} \quad (4)$$

进一步,忽略土体内部温度梯度的影响,假设 T_w 和 T_s 相等,用式 (4) 除以式 (1),可得相对蒸发率

E_a/E_p 的表达式:

$$\frac{E_a}{E_p} = \frac{1}{1 + \frac{f(\theta)}{D_{atm} r_a}} \quad (5)$$

由于 D_{atm} 在特定的空气温度条件下是一个常数, 所以式 (5) 可以改写为

$$\frac{E_a}{E_p} = \frac{1}{1 + F(\theta, r_a)} \quad (6)$$

式中, $F(\theta, r_a)$ 为一个待解项, 目前并无严格的理论表达式, 可以根据经验建立。上述推导过程说明相对蒸发率 E_a/E_p 是含水率 θ 和空气动力阻滞系数 r_a 的函数。

2 室内蒸发试验

2.1 试验仪器

蒸发试验基于自主研发的气候控制蒸渗仪, 如图 2 所示^[33]。目前能够较好地控制气候条件来研究土体水分蒸发量的专门仪器相对较少, 该仪器具有综合控制气候条件的特点, 包括温度、相对湿度、风速等。该装置主要由环境室和蒸发室两部分组成。环境室为丙烯酸材料的圆柱体, 内部有一系列控制温度、湿度的元器件。空气温度由电阻加热器和冷冻器自动调节控制, 当环境室内温度低于设定温度时电阻加热器就会运行, 反之冷冻器运行。除湿器和超声波加湿器用于控制湿度, 同样由程序控制自动调节。气流混合器用于混合环境室内的空气, 温湿度传感器安装在环境室顶部以监测温湿度指标。环境室下方的控制面板用来设置各项参数并实时显示监控。

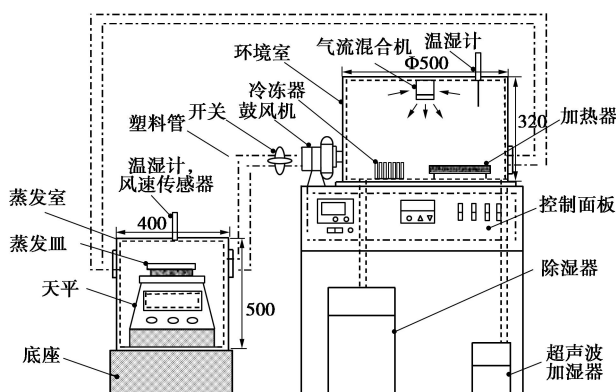


图 2 蒸渗仪的示意图

Fig. 2 Schematic diagram of climate control apparatus

蒸发室用于进行试验和土样含水率状态测量, 它通过两根导管 (直径 3.5 cm) 与环境室相连。导管的前部安装有鼓风机可控制风速。蒸发室设有温度、湿度和风速传感器, 测得的指标通过程序反馈给控制面板, 进而控制环境室内各元器件的工作。高精度电子

天平 (精度 0.01 g) 用于称量蒸发皿 (直径 10 cm, 厚度 1 cm) 上土样的质量。在电子天平和蒸发皿之间设置绝缘的泡沫塑料, 以隔绝竖向温度传导的影响。最后, 所有的数据通过 UCAM-60A 数据采集器进行实时记录。

2.2 试验材料和试验过程

蒸发试验选用 3 种不同土体进行, 分别为 K-3 砂、K-7 砂和粉煤灰。K-3 和 K-7 分别为粗粒和细粒石英砂, 粉煤灰为一种颗粒均匀、细小的粉土。3 种土样的相关物理性质参数如表 1 所示。需要指出的是, 本次试验试样的厚度设定为 1 cm, 一方面由于本次试验为单元体试验, 试样厚度小可消除水分竖向传递的影响, 有利于考察土-气界面的边界蒸发过程; 另一方面, 1 cm 厚度的土样较为适合计算蒸发过程土体含水率变化, 小于 1 cm 的厚度时, 土体含水率受蒸发皿等边界因素影响较大。在气象学和土壤物理学领域, Toya 等^[34]进行的试验选取土样厚度为 2.5~5 cm, Kondo 等^[27]认为土样厚度选取 2 cm 最优, Chanzy 等^[17]推荐一组 3~10 cm 的土样厚度, Merlin 等^[23]认为任意土样厚度都可接受。可见, 学者们并未对试样厚度达成一致, 鉴于本次试验的可操作性, 笔者认为 1 cm 的试样厚度是可取的。试验中将 K-3 砂和 K-7 砂散铺装入蒸发皿中, 将试样抹平后, 用蒸馏水液滴将试样浸润至饱和状态。对于粉煤灰则用抽真空方法先将试样饱和, 然后装入蒸发皿并测量初始含水率。由于粉煤灰的制样过程为非原位制样, 在将饱和试样移入蒸发皿时, 会造成一定水分丧失, 因此其初始状态为非饱和 (如表 1 所示)。

针对 3 种土样, 设置 12 种气象条件进行蒸发试验, 如表 2 所示。在气象条件中, 温度均维持在 25°C (±1.0 °C); 相对湿度设有 3 个级别, 分别为 40% (±2.37%), 60% (±3.24%) 和 80% (±3.47%); 风速设有 4 个级别, 分别为 0.5 m/s (±0.09 m/s), 1.4 m/s (±0.13 m/s), 2.5 m/s (±0.21 m/s) 和 3.6 m/s (±0.16 m/s)。在土样进行蒸发试验之前, 用纯水装入蒸发皿, 测量 12 组气象条件下分别对应的潜在蒸发量 E_p , 并利用式 (1) 反算空气动力阻滞系数 r_a , 结果如表 2 所示。

由表 2 可知对相同的风速条件, 空气动力阻滞系数变化不大, 说明该参数是相对可靠的。对于每组蒸发试验, 每隔 5 min 记录一次土样的质量, 直至蒸发到完全风干状态。由初始含水率和瞬时记录的土体质量, 可以确定土体的含水率变化和土体表面的实际蒸发量 E_a 。同时, 土体温度、空气温度和相对湿度等参数的也被连续记录下来。

表 1 3 种土样的物理参数
Table 1 Summary of properties of soil samples

土样	土粒相对密度	质量密度/(g·cm ⁻³)	砂粒/%	粉粒/%	黏粒/%	不均匀系数	曲率系数	平均粒径/mm	初始状态
K-3 砂	2.67	1.33	100	0	0	1.21	0.69	0.606	饱和
K-7 砂	2.67	1.45	85.8	14.2	0	3.57	1.20	0.214	饱和
粉煤灰	2.26	1.17	0	100	0	1.93	1.17	0.025	非饱和

表 2 试验条件
Table 2 Experimental conditions

项目	C1	C2	C3	C4	C5	C6	C7	C8	C9	C10	C11	C12
温度/℃	25	25	25	25	25	25	25	25	25	25	25	25
相对湿度/%	40	40	40	40	60	60	60	60	80	80	80	80
风速/(m·s ⁻¹)	0.5	1.4	2.5	3.6	0.5	1.4	2.5	3.6	0.5	1.4	2.5	3.6
潜在蒸发量/(mm·s ⁻¹)	0.16	0.32	0.40	0.49	0.11	0.21	0.27	0.35	0.054	0.11	0.14	0.17
空气动力阻滞系数/(s·m ⁻¹)	320.12	160.06	128.05	104.53	310.42	162.60	126.47	97.56	316.17	155.21	121.95	100.43

3 结果和讨论

3.1 土体性质对相对蒸发率的影响

对于 K-3 砂、K-7 砂和粉煤灰, 在 C8 条件下, 相对蒸发率 E_a/E_p 随时间 t 的变化如图 3 所示。根据图 3 可将蒸发可以分成 3 个阶段: ①常速率蒸发阶段, ②降速率蒸发阶段, ③残余阶段。尽管蒸发室内风速有轻微的变化, 在初始阶段土样的相对蒸发率 E_a/E_p 均在 1.0 附近上下浮动, 经过一定时间后趋于稳定并逐渐开始下降。对于起始阶段 E_a/E_p 存在大于 1.0 的情况, 笔者探讨原因包括以下两点: ①由于系列理论推导中假设式 (1)、(2) 中的土体温度 T_s 和水温 T_w 相同, 以致理想状态下的 E_a/E_p 的表达式最大值为 1.0。而实际试验中土颗粒的热传导能力大于水, 也即试验中 T_s 会略大于 T_w , 所以相对蒸发率 E_a/E_p 是可能略大于 1.0 的。②土体的实际蒸发速率取决于蒸发表面积, 土体颗粒的弯曲增加了顶面水膜的总表面积, 而潜在蒸发量取决于静水的表面水膜面积, 土颗粒的总表面积大于静水表面积, 也可能是起始阶段 E_a/E_p 大于 1.0 的诱因。

对 3 种土样而言, 相对蒸发率开始下降的先后顺序是粉煤灰、K-7 砂、K-3 砂, 这是因为三者的初始含水率不同, 初始含水率越大蒸发进入转折点的时间越迟。K-7 砂和粉煤灰表现出相似的变化趋势: 在第二阶段相对蒸发率逐渐减小, 然后进入较低速率稳定蒸发的阶段三。而 K-3 砂则没有明显的阶段三。这说明不同土体性质对水蒸气扩散的阻力是不同的。

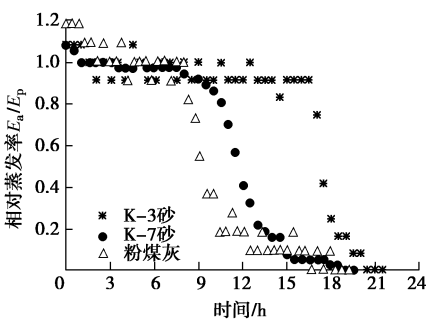


图 3 相对蒸发率与时间的散点图

Fig. 3 Relative evaporation rate versus evaporating time for K-3 sand, K-7 sand and fly ash

3 种土样在 12 组气象条件下的相对蒸发率 E_a/E_p 随含水率 θ 变化的散点图如图 4 所示。由图可知, 相对蒸发率开始下降时对应的临界含水率不同, K-3 砂、K-7 砂和粉煤灰的临界含水率分别为 2.5%~6%, 6%~10%和 6%~12%, 说明土体颗粒越细, 蒸发过程出现拐点的临界含水率越高。另外, 根据图 4 中 3 种土样在不同风速下的试验结果, 可见风速对蒸发过程有明显影响, 风速越大, 同种土样同样体积含水率下对应的 E_a/E_p 值越小。

试验结果表明相对蒸发率与土体性质和含水率状态有关, 但仅利用这两个指标仍不够充分, 需引入风速的表征指标。以 K-7 砂含水率为 4%为例(图 4(b)), 其对应的相对蒸发率 E_a/E_p (图中纵坐标数值) 由 0.4 变化到 0.9。其他两种土体也呈现出类似的试验结果, 这说明对于特定的土样和含水率状态, 其对应的相对蒸发率并不唯一, 需要综合考虑风速大小才能准确确定相对蒸发率 E_a/E_p 。

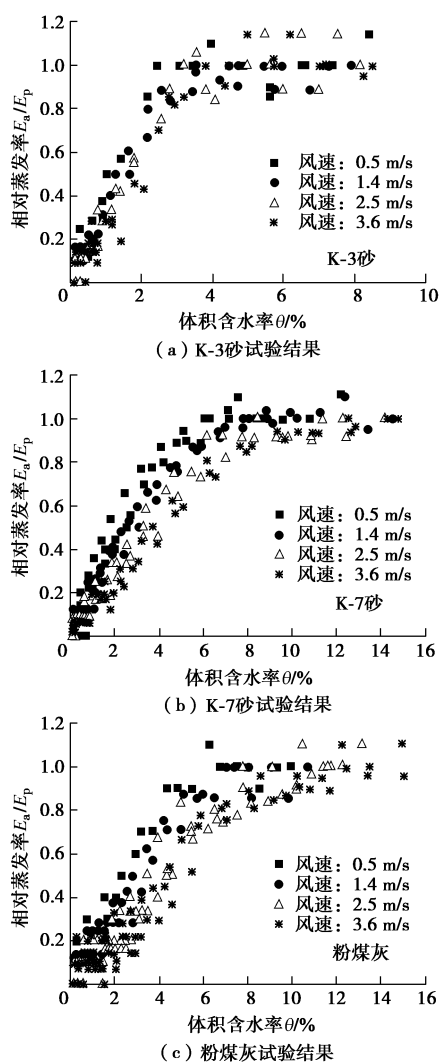


图4 相对蒸发率与含水率的散点图

Fig. 4 Relative evaporation rate versus volumetric water content for K-3 sand, K-7 sand and fly ash

3.2 空气动力阻滞系数对相对蒸发率的影响

由理论推导中的式(6)可知,相对蒸发率 E_a/E_p 的表达式中含有空气动力阻滞系数的待解项 $F(\theta, r_a)$, 而且相对蒸发率与空气的风速边界相关, 因此, 需进行大量试验对 $F(\theta, r_a)$ 项加以确定。以 K-7 砂为例, 将空气湿度相同, 风速不同的 C1~C4, C5~C8 和 C9~C12 的试验结果绘于图 5 中。由图 5 可知, 当 $E_a/E_p \approx 1.0$ 时, 空气动力阻滞系数 r_a 的影响很小。当 $E_a/E_p < 1.0$ 时, r_a 越大 E_a/E_p 越大。其实当 $E_a/E_p < 1.0$ 时, 随着 r_a 增大 E_p 会减小, 而相应的 E_a 减小的程度较小, 造成 E_a/E_p 变大。

将蒸发过程 $E_a/E_p < 1.0$ 时的临界含水率用 θ_c 表示。临界含水率的物理意义可表述如下, 在常速率蒸发阶段, 水分向上运移以毛细水作用为主, 能够满足常速率的蒸发需求; 随着含水率逐渐减少, 非饱和导水能力不足以维持潜在蒸发量, 此时, 蒸发转入减速率阶

段, 而这时的含水率即为临界含水率 θ_c 。所以, θ_c 与土体的非饱和透水能力和潜在蒸发量均相关, 而且通常临界含水率低于饱和时的体积含水率。

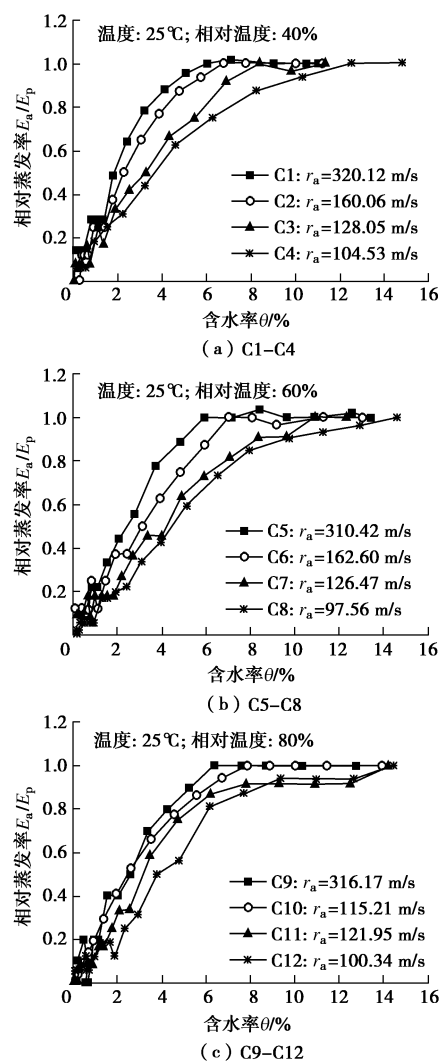


图5 K-7 砂相对蒸发率与含水率的折线图

Fig. 5 Relative evaporation rate versus volumetric water content for K-7 sand

结合试验结果, 空气动力阻滞系数 r_a 对临界含水率 θ_c 的影响可归纳如图 6 所示。 r_{a1} 和 r_{a2} 代表两种风速条件 ($r_{a1} < r_{a2}$), 其对应的蒸发过程临界含水率分别用 θ_{c1} 和 θ_{c2} 表示。由图 6 可知, 空气动力阻滞系数越小则临界含水率越大, 也即土样越早进入减速率蒸发阶段。

3.3 计算相对蒸发率的理论

上述理论和试验结果说明, 关于相对蒸发率 E_a/E_p 的合理预测, 需要综合利用土体性质、含水率状态和风速条件 (或空气动力阻滞指标)。由于 E_a/E_p 在阶段一是近于 1.0 的定值, 在阶段二和三是变值, 3 个阶段的变化规律不同, 因此, 可以采用临界含水率区分阶段一和阶段二、三, 并用分段函数分别描述两部分的

蒸发过程。在阶段一，将 $E_a/E_p=1.0$ 代入式 (6)，可得 $F(\theta, r_a)=0$ 。对于阶段二和三，由于平方根函数能较好地拟合蒸发的下降过程曲线^[35]，参考 Schlunder^[36]给出的微观薄板液滴蒸发的解析形式，本文提出了 $F(\theta, r_a)$ 的表达式：

$$F(\theta, r_a) = \frac{\theta_c}{\theta} - \sqrt{\frac{\theta_c}{\theta}} \quad (7)$$

通过试验可以得到不同土样在 12 个条件的相对蒸发率 E_a/E_p ，进而利用式 (6) 可以分别推求 $F(\theta, r_a)$ 的试验值。另外，根据各组试验条件得到的 θ_c 值，代入预测公式 (7)，可以得到 $F(\theta, r_a)$ 的预测值。将试验值和预测值绘于图 7，可以发现，对于 K-3 砂、K-7 砂和粉煤灰 3 种土样，试验值和预测值吻合度很高。而当 $F(\theta, r_a)$ 的值超过 10 时，二者吻合存在一定偏差，但此时相对蒸发率 E_a/E_p 已经很小(小于 0.1)， $F(\theta, r_a)$ 的预测值带给 E_a/E_p 的误差的影响可以忽略。因此，用式(7)描述阶段二和阶段三的蒸发下降过程是合理。

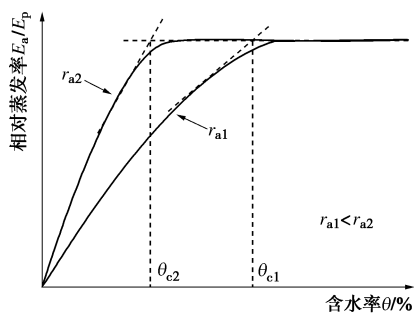


图 6 空气动力阻滞系数对相对蒸发率影响示意图
Fig. 6 Schematic illustration of aerodynamic resistance influence on relative evaporation rate

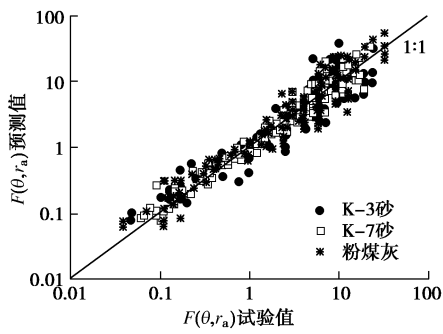


图 7 $F(\theta, r_a)$ 试验值与预测值的散点图
Fig. 7 Scatter diagram of estimated values of $F(\theta, r_a)$ versus results calculated from experiment data

下一步即确定临界含水率 θ_c 的表征方法，以将阶段二和阶段二、三进行分段。设一个参数 k 表示临界含水率 θ_c 和体积含水率 θ 的比值：

$$k = \frac{\theta_c}{\theta} \quad (8)$$

将式 (7)、(8) 代入式 (6)，可得相对蒸发率 E_a/E_p 的预测方程：

$$\frac{E_a}{E_p} = \begin{cases} 1 & (k \leq 1) \\ \frac{1}{1+k-\sqrt{k}} & (k > 1) \end{cases} \quad (9)$$

由前文知，临界含水率与土体性质和空气动力阻滞系数有关。这里用田间持水率 θ_{fc} 来表征土体性质， θ_{fc} 定义为土体在 33 kPa 的基质势或者 0.1 mm/day 的水力传导率所对应的体积含水率^[26, 7]，其数值随土性变化。本文参考 Lee 等^[26]对不同土性的 θ_{fc} 建议值，将土性范围从粗砂到黏土的修正值列于表 3。为进一步研究 θ_c 与 r_a 的关系，这里将三种试验土样和文献试验数据的 θ_c/θ_{fc} 值和 $1/r_a$ 的关系绘于图 8。需要指出的是，图 8 中的数据点涵盖粗砂到黏土的多种土性，包括引自 Wilson 等^[15]的 Beaver creek 砂，标准粉土和 Regina 黏土，引自 Komatsu^[29]的农业壤土和砂土。由图 8 不难发现，不同土样的 θ_c/θ_{fc} 与 $1/r_a$ 呈较好的线性关系，其经验公式表示如下：

$$\frac{\theta_c}{\theta_{fc}} = \frac{49.83}{r_a} + 0.30 \quad (10)$$

结合式 (8)、(10) 并消去 θ_c ，则 k 表示为

$$k = \left(\frac{49.83}{r_a} + 0.30 \right) \times \frac{\theta_{fc}}{\theta} \quad (11)$$

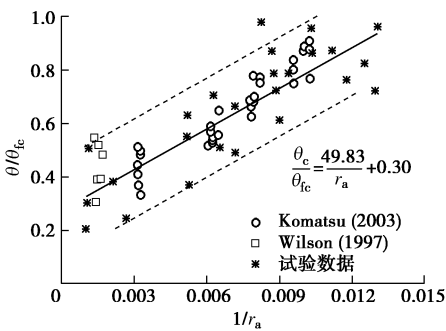


图 8 临界含水率与空气动力阻滞系数关系式
Fig. 8 Relationship between critical water content and aerodynamic resistance

表 3 各类土体的田间持水率

Table 3 Values of field capacity for several soils

土体类型	粗砂	细砂	砂质壤土	壤土	粉土	砂质黏土	粉质黏土	黏土
θ_{fc}	0.065	0.123	0.195	0.240	0.152	0.310	0.370	0.367

因此, 相对蒸发率 E_a/E_p 可以通过式 (9)、(11) 计算得到。该模型共有 3 个参数: 1 cm 厚度的顶层土体体积含水率 θ 、空气动力阻滞系数 r_a 和田间持水率 θ_{ic} 。其中, 含水率 θ 可以直接测量, 空气动力阻滞系数 r_a 可以根据风速确定, 田间持水率 θ_{ic} 可参考表 3 得到, 对于未列入的土体, 则可参考 Arya 等^[38]给出的传递函数, 利用颗粒粒径分布和密度等参量推求。该模型由两个公式组成, 公式 (9) 具有严密的理论推导, 公式 (11) 由经验数据拟合得到。该模型公式形式简单, 易于应用, 而且能够同时考虑土性、含水率状态和风速条件对蒸发过程的影响, 对前人研究进行了较好的完善和补充。需要指出的是, 本文仅讨论了控制蒸发过程的土表特征, 也即边界特征, 假定试验中的薄土层为单元体而不考虑水力传导。如果在蒸发过程中考虑足够的土体厚度, 那需要综合考虑水-气在土中的耦合迁移过程, 而本文提出的模型, 则可作为土-气的蒸发边界使用。

4 结 语

本文基于新研发的一种气候控制蒸渗仪, 对 K-3 砂、K-7 砂和粉煤灰分别做了 12 组不同气象条件的蒸发试验。该仪器能够综合控制温度、相对湿度和风速。结果表明仅用土体含水率指标并不能对土的蒸发过程进行合理表征, 需要综合考虑土体性质和风速条件。另外, 试验结果表明土壤颗粒越细小, 空气动力阻滞系数越小, 蒸发进入降速阶段的临界含水率越大。

利用 $F(\theta, r_a)$ 项, 将蒸发过程分为稳定蒸发的阶段一和降速率蒸发的阶段二、三两部分, 并分别给出了降速率阶段 $F(\theta, r_a)$ 的表达式。进一步结合试验和文献结果, 本文提出了一个综合考虑土性、含水率状态和风速条件的土表蒸发计算方法, 该模型具有 3 个易测量的参数: 1 cm 厚度的表层土体的体积含水率、空气动力阻滞系数和田间持水率。尽管该模型仍属于半经验公式, 但其形式简单易用, 对前人提出的方法进行了较好的补充和完善。

本文试验中使用的土样类型有限, 后续关于其他土体的蒸发试验还需大量进行并对计算方法进行验证。而且, 本文假定试验土体为单元体, 简化了温度梯度和水气迁移对表层土体蒸发的影响, 后续的研究应加以综合探究。

参考文献:

[1] WILSON G W, FREDLUND D G, BARBOUR S L. Coupled soil-atmosphere modeling for soil evaporation[J]. Can Geotech J, 1994, 31: 151 - 161.

[2] BLIGHT G E. Measuring evaporation from soil surfaces for environmental and geotechnical purposes[J]. Water S A, 2002, 28(4): 381 - 394.

[3] BLIGHT G E. The vadose zone soil-water balance and transpiration rate of vegetation[J]. Géotechnique, 2003, 53(1): 55 - 64.

[4] YANFUL E K, MOUSAVI S M, YANG M. Modeling and measurement of evaporation in moisture-retaining soil covers[J]. Adv Environ Res, 2003, 7: 783 - 801.

[5] CUI Y J, GAO Y B, FERBER V. Simulating the water content and temperature changes in an experimental embankment using meteorological data[J]. Eng Geol, 2010, 114: 456 - 471.

[6] YASUFUKU N, LIU Q, FURUKAWA Z. A geotechnical challenge for combating desertification: application of self-watering system in unsaturated arid ground[R]. International Joint Symposium on Urban Geotechnics for Sustainable Development, 5 - 21.

[7] BLIGHT G E. Interaction between the atmosphere and the earth[J]. Géotechnique, 1997, 47(4): 715 - 767.

[8] CUI Y J, LU Y F, DELAGE P, et al. Field simulation of in situ water content and temperature change due to ground-atmosphere interactions[J]. Géotechnique, 2005, 55(7): 557 - 567.

[9] CUI Y J, ZORNBERG J G. Water balance and evapotranspiration monitoring in geotechnical and geoenvironmental engineering[J]. Geotech Geol Eng, 2008, 26: 783 - 798.

[10] FREDLUND D G, VU H Q, STIANSON J. Engineering protocols for the assessment of the net moisture flux at the ground surface[J]. Geotech Eng J, 2010, 41(4): 1 - 11.

[11] RAJEEV P, CHAN D, KODIKARA J. Ground-atmosphere interaction modeling for long-term prediction of soil moisture and temperature[J]. Can Geotech J, 2012, 49: 1059 - 1073.

[12] TENG J D, YASUFUKU N, LIU Q, et al. Analytical solution for soil water redistribution during evaporation process[J]. Water Sci Technol, 2013, 68(12): 2545 - 2551.

[13] 唐朝生, 施 斌, 顾 凯. 土中水分的蒸发过程试验研究[J]. 工程地质学报, 2011, 19(6): 875 - 881. (TANG Chao-sheng, SHI Bin, GU Kai. Experimental research on evaporation of soilmoisture[J]. Engineering Geology, 2011, 19(6): 875 - 811. (in Chinese))

[14] TENG J D, YASUFUKU N, ZHANG S, et al. Modelling water content redistribution during evaporation from sandy

- soil in the presence of water table[J]. *Computer & Geotechnics*, 2016, **75**: 210 – 224.
- [15] WILSON G W, FREDLUND D G, BARBOUR S L. The effect of soil suction on evaporative fluxes from soilsurfaces[J]. *Can Geotech J*, 1997, **34**: 145 – 155.
- [16] PENMAN H L. Natural evaporation from open water, bare soil and grass[J]. *Proc R Soc Lond*, 1948, **193**: 120 – 145.
- [17] CHANZY A, BRUCKLER L. Significance of soil surfaces moisture with respect to daily bare soil evaporation[J]. *Water Resour Res*, 1993, **29**(4): 1113 – 1125.
- [18] MONTEITH J L. Evaporation and surface temperature[J]. *Q J R Meteorol Soc*, 1981, **107**: 1 – 27.
- [19] CAMILLO P J, CURNEY R J. A resistance parameter for bare soil evaporation models[J]. *Soil Sci*, 1986, **141**: 95 – 105.
- [20] VAN de G A, OWE M. Bare soil surface resistance to evaporation by vapor diffusion under semiarid conditions[J]. *Water Resour Res*, 1994, **30**(2): 181 – 188.
- [21] DAAMEN C C, SIMMONDS L P. Measurement of evaporation from bare soil and its estimation using surface resistance[J]. *Water Resour Res*, 1996, **32**: 1393 – 1402.
- [22] ALUWIHARE S, WATANABE K. Measurement of evaporation on bare soil and estimating surface resistance[J]. *Env Eng*, 2003, **129**(12): 1157 – 1168.
- [23] MERLIN O, BITAR A A, RIVALLAND V, et al. An analytical model of evaporation efficiency for unsaturated soil surfaces with an arbitrary thickness[J]. *Appl Meteorol Climatol*, 2011, **30**: 1354 – 1365.
- [24] BARTON I J. A parameterization of the evaporation from nonsaturated surfaces[J]. *Appl Meteorol*, 1979, **18**: 43 – 47.
- [25] MAHFOUF J F, NOILHAN J. Comparative study of various formulations of evaporation from bare soil using in situ data[J]. *Appl Meteorol*, 1991, **30**: 1354 – 1365.
- [26] LEE T J, PIELKE R A. Estimating the soil surface specific humidity[J]. *Appl Meteorol*, 1992, **31**: 480 – 484.
- [27] KONDO J, SAIGUSA N, SATO T. A parameterization of evaporation from bare soil surface[J]. *Appl Meteorol*, 1990, **29**: 385 – 389.
- [28] YAMANAKA T, TAKEDA A, SUGITA F. A modified surface-resistance approach for representing bare-soil evaporation: wind tunnel experiments under various atmospheric conditions[J]. *Water Resour Res*, 1997, **33**(9): 2117 – 2128.
- [29] KOMATSU T S. Towards a robust phenomenological expression of evaporation efficiency for unsaturated soil surfaces[J]. *Appl Meteorol*, 2003, **42**: 1330 – 1334.
- [30] SHOKRI N, LEHMANN P, VONTOBEL P, et al. Drying front and water content dynamics during evaporation from sand delineated by neutron radiography[J]. *Water Resour Res*, 2008, **44**: W06418.
- [31] SHAHRAEENI E, LEHMANN P, OR D. Coupling of evaporative fluxes from drying porous surfaces with air boundary layer: characteristics of evaporation from discrete pores[J]. *Water Resour Res*, 2012, **48**: W09525.
- [32] MONTEITH J L. Evaporation and environment[J]. *Symposia of the Society for Experimental Biology*, 1965, **19**: 205 – 224.
- [33] TENG J D, YASUFUKU N, LIU Q, et al. A climate control apparatus and its application to evaluate evaporation process[C]// *Proceedings of 8th International Symposium on Lowland Technology*. Bali, 2012: 161 – 166.
- [34] TOYA T, YASUDA N. Parameterization of evaporation form a non-saturated bare surface for application in numerical prediction models[J]. *Metrol Soc Jpn*, 1988, **66**: 729 – 739.
- [35] CHEN X D. On the characteristic drying rate approach to correlating experimental results of the drying of moist porous materials[J]. *Can J Chem Eng*, 2002, **80**: 984 – 990.
- [36] SCHLUNDER E U. On the mechanism of the constant drying rate period and its relevance to diffusion controlled catalytic gas phase reaction[J]. *Chem Eng Sci*, 1988, **43**(10): 2685 – 2688.
- [37] MILLY P C D. Potential evaporation and soil moisture in general circulation models[J]. *Clim*, 1992, **5**(3): 209 – 226.
- [38] ARYA L M, PARIS J F. A physicoempirical model to predict the soil moisture characteristic from particle-size distribution and bulk density data[J]. *Soil Sci*, 1981, **45**: 1023 – 1030.