

# 溶质势对地表蒸发速率的影响

彭振阳<sup>1</sup>, 郭 会<sup>1,2</sup>, 伍靖伟<sup>1</sup>, 黄介生<sup>1</sup>, 阿布都艾尼<sup>1</sup>

(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. 长江水利委员会长江勘测规划设计院, 湖北 武汉 430015)

**摘要:** 针对盐碱化土壤地表蒸发速率研究的不足, 以表层土壤为研究对象, 采用土壤蒸发试验和数学模型相结合的方法分析了溶质势对地表蒸发速率的影响。结果表明: 当土壤中盐分没有沉淀结晶时, 溶质势是盐分引起地表蒸发速率降低的主要原因; 溶质势越低, 蒸发速率下降比例越大, 该下降比例与溶质势有近似线性关系, 但同时还受到空气温度与相对湿度、土壤温度以及土壤基质势等因素的影响; 当表层土壤存在水盐补给时, 地表蒸发速率总是变化趋向于水分补给速率, 但含盐土壤蒸发速率变化较慢, 而且若补给水分中含盐, 那么其稳定蒸发速率会低于水分补给速率。

**关键词:** 盐分; 溶质势; 地表蒸发; 蒸发速率

**中图分类号:** TV93      **文献标志码:** A      **文章编号:** 1001-6791(2013)02-0235-08

地表蒸发是土壤水分散失的重要途径, 也是导致土壤盐碱化的主要原因, 尤其是在干旱半干旱地区<sup>[1]</sup>。长期以来, 学者们针对蒸发条件下的土壤盐分运动规律进行了大量细致的研究<sup>[2-3]</sup>, 却往往忽略了盐分对地表蒸发速率的反馈影响<sup>[4]</sup>。一般来说, 盐分会在一定程度上降低地表的蒸发速率<sup>[5-7]</sup>, 主要因为: ① 溶质势会改变土水势<sup>[1,8]</sup>, 进而影响到水分运动; ② 若盐分结晶沉淀则会堵塞土壤孔隙, 增加水汽扩散的阻力<sup>[9]</sup>; ③ 如果沉淀发生在地表, 还会改变地表反射率<sup>[1]</sup>, 进而影响到蒸发速率。但地表盐分结晶往往发生在盐碱化十分严重的荒地, 或在非均匀灌溉的农田中短暂存在<sup>[8-10]</sup>, 因此对于大多数农田来说, 溶质势是盐分长期持续影响其地表蒸发速率的重要原因。事实上, 已有学者意识到这个问题并开展了一些研究。如 Shammi-ri<sup>[11]</sup>和 Oroud<sup>[12-13]</sup>从蒸发过程和蒸发理论的角度出发, 分析了溶质势对咸水蒸发速率的影响, 但对地表蒸发过程则没有涉及。而 Yakirevich 等<sup>[8]</sup>和 Noborio 等<sup>[14]</sup>则通过试验和数学模型相结合的方法描述和分析了溶质势对地表蒸发速率的影响, 但这些研究的重点均放在了溶质势对土壤水分运动和分布的影响上, 而关于溶质势对土壤表面蒸发过程的影响, 则没有进行分析。为此, 本文选取与蒸发直接相关的表层土壤作为研究对象, 通过薄层含盐土壤蒸发试验, 并结合地表蒸发速率的计算方法, 分析不同条件下溶质势对地表蒸发速率的影响。

## 1 试验方法与理论

### 1.1 蒸发试验设计

由于本文以表层土壤作为研究对象, 为避免土壤中水盐运动对蒸发过程的影响, 将试验设计为薄层土壤蒸发, 试验装置如图 1 所示。试验土壤装填在有机玻璃制成的蒸发皿中, 蒸发皿为圆柱形, 封底敞口, 内径 20 cm, 内部深度 5 cm; 为了便于控制和测量试验过程中的环境参数, 蒸发试验在风道中进行, 风道尺寸为

收稿日期: 2012-04-17; 网络出版时间: 2013-02-02

网络出版地址: <http://www.cnki.net/KCMS/detail/32.1309.P.20130202.1646.011.html>

基金项目: “十二五”国家科技支撑计划资助项目(2011BAD25B07); 国家自然科学基金资助项目(51279142)

作者简介: 彭振阳(1988-), 男, 湖北潜江人, 博士研究生, 主要从事土壤水与地下水研究。

E-mail: zhenypeng@163.com

通信作者: 伍靖伟, E-mail: jingweifr@gmail.com

100 cm × 40 cm × 60 cm (长 × 宽 × 高), 前后两端开口, 其他四面封闭; 蒸发皿置于风道地板的正中间, 并在其正上方 30 cm 处设置辐射灯, 测量得到蒸发皿表面辐射强度为 82 W/m<sup>2</sup>, 风扇控制风道内风速为 2.8 m/s。

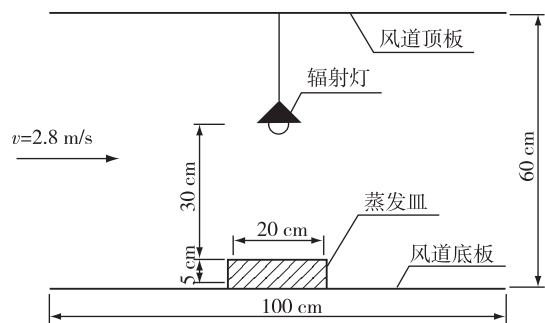


图 1 蒸发试验装置示意

Fig. 1 Device of evaporation experiment

采用 A、B 两种质地的土壤进行试验, 其中 A 为粘壤土, 取自武汉大学农水试验场, B 为砂土, 取自四川省广元市嘉陵江畔。分别测量两种土壤的基本参数, 并用 van Genuchten 模型<sup>[15]</sup>拟合测得的土壤水分特征曲线, 结果如表 1 所示。为研究不同含盐量条件下的蒸发规律, 每种质地土壤设置 5 个初始 NaCl 浓度梯度, 分别为 0 mol/L、0.5 mol/L、1.0 mol/L、1.5 mol/L 和 2.0 mol/L, 编号 A1 ~ A5, B1 ~ B5, 共 10 个试验组。各试验组初始土壤质量含水率均为 25.0%。

试验前先将试验用土风干磨碎, 过 2 mm 筛以去除杂质, 再分别按照设定的含水率和含盐量拌入 NaCl 溶液后备用。然后按照 1.55 g/cm<sup>3</sup> 的土壤干容重标准称取备用土, 一次性装填入各蒸发皿中, 并均匀压实使土壤表面与蒸发皿上缘平齐。最后将各蒸发皿放置在相互独立的风道中, 各风道尺寸相同, 控制风速和辐射强度也相同。试验期间每日上午 8 时开启辐射灯和风扇, 晚上 8 时关闭。辐射灯和风扇开启期间, 每 3 h 进行一次测量, 测量内容包括: 各蒸发皿及其中土壤总质量、蒸发皿上方 10 cm 处空气相对湿度和温度、土壤表面温度; 在辐射灯和风扇关闭期间, 用塑料薄膜覆盖蒸发皿, 以阻止蒸发。试验共持续 78 h, 试验期间表层土壤没有 NaCl 结晶沉淀的现象出现。

表 1 试验用土基本参数

Table 1 Basic parameters of soil for experiment

| 土壤<br>编号 | 颗粒级配/%           |                      |                   | van Genuchten 土壤水分特征曲线模型参数 |          |          |               |               |
|----------|------------------|----------------------|-------------------|----------------------------|----------|----------|---------------|---------------|
|          | 砂粒 (2 ~ 0.02 mm) | 粉粒 (0.02 ~ 0.002 mm) | 粘粒 (0.002 ~ 0 mm) | <i>m</i>                   | <i>n</i> | $\alpha$ | $\theta_s/\%$ | $\theta_r/\%$ |
| A        | 45.4             | 37.5                 | 17.1              | 0.520                      | 2.10     | 0.005    | 45.0          | 8.0           |
| B        | 90.5             | 8.5                  | 1.0               | 0.428                      | 1.78     | 0.012    | 40.2          | 5.2           |

注: *m*、*n*、 $\alpha$  为 van Genuchten 模型参数;  $\theta_s$  为饱和含水率;  $\theta_r$  为残留含水率。

1.2 蒸发速率的计算

假设所研究土壤的水分和盐分总是均匀分布, 那么根据质量守恒原理有

$$\frac{d(\theta(t)H)}{dt} = -E(t) + q_{in}(t) \tag{1}$$

$$c(t) = \frac{c_0\theta_0H + \int_0^t q_{in}(\tau)c_{in}(\tau)d\tau}{\theta(t)H} \tag{2}$$

式中  $\theta$  为土壤体积含水量, m<sup>3</sup>/m<sup>3</sup>; *H* 为土层厚度, 本试验中为 0.05 m; *t* 为时间, s; *E* 为土壤表面蒸发速率, m/s; *c* 为土壤溶液中盐分浓度, mol/m<sup>3</sup>; *c*<sub>0</sub> 和  $\theta_0$  分别为初始含水率和初始盐分浓度; *q*<sub>in</sub> 为向土壤中的水分补给速率, m/s, 本试验过程中没有水分补给, 因而 *q*<sub>in</sub> = 0; *c*<sub>in</sub> 为补给水分中的盐分浓度, mol/m<sup>3</sup>。其中蒸发速率可以采用下式进行计算<sup>[8]</sup>:

$$E = \frac{1}{\rho_w} \frac{\rho_{vs} - \rho_{va}}{r_v + r_s} \tag{3}$$

式中 *r*<sub>v</sub> 为空气动力学阻力, s/m; *r*<sub>s</sub> 为土壤表面阻力, s/m;  $\rho_{va}$  和  $\rho_{vs}$  分别为环境空气和土壤表面水汽密度, kg/m<sup>3</sup>;  $\rho_w$  为液态水密度, 1 × 10<sup>3</sup> kg/m<sup>3</sup>。其中 *r*<sub>v</sub> 可以采用下式进行计算:

$$r_v = \frac{1}{u_* k} \left[ \ln \left( \frac{z_{ref} - z_0}{z_0} \right) + \varphi_E \right] \tag{4}$$

$$u_* = uk \left[ \ln \left( \frac{z_{\text{ref}} - z_0}{z_0} \right) + \varphi_v \right] \quad (5)$$

式中  $u_*$  为摩阻速度, m/s;  $k$  为 von Karman 常数, 取为 0.4;  $u$  为风速, m/s;  $z_{\text{ref}}$  为测量气象参数的高度, 为 0.10 m;  $z_0$  为土壤表面粗糙度参数, 对于一般典型土壤表面取为 0.01 m<sup>[16]</sup>;  $\varphi_E$  和  $\varphi_v$  分别为水汽和动量的修正因子, 在一般稳定大气边界条件下有  $\varphi_E = \varphi_v$ 。

Bittelli 等<sup>[16]</sup>则推荐使用 Sun<sup>[17]</sup>幂函数模型计算土壤表面阻力  $r_s$ :

$$r_s = 3.5 \left( \frac{\theta_s}{\theta_{\text{top}}} \right)^{2.3} + 33.5 \quad (6)$$

而环境空气和土壤表面水汽密度则采用下式进行计算:

$$\rho_v = \frac{M_w e_s \chi}{R(T + 273.16)} \quad (7)$$

式中  $M_w$  为水的摩尔质量 0.018 kg/mol;  $R$  为气体常数, 8.31 J/(K · mol);  $T$  为温度, °C;  $\chi$  为相对湿度, %;  $e_s$  为饱和水汽压, Pa, 有

$$e_s(T) = 611 \exp \left( \frac{17.27T}{T + 273.16} \right) \quad (8)$$

环境空气的相对湿度可以通过测量获得, 而土壤表面空气相对湿度为

$$\chi_{vs} = \exp \left( \frac{h + p_{os}}{R(T_s + 273.16)} M_w g \right) \quad (9)$$

式中  $g$  为重力加速度, 取为 9.8 m/s<sup>2</sup>;  $T_s$  为土壤表面温度, °C;  $h$  为基质势, mH<sub>2</sub>O 压力, 采用 van Genuchten 模型<sup>[15]</sup>进行计算:

$$\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \left( \frac{1}{1 + (\alpha |h|)^n} \right)^m \quad (10)$$

而溶质势  $p_{os}$  则采用下式计算:

$$p_{os} = -cR(T + 273.16)/(\rho_w g) \quad (11)$$

## 2 结果与分析

### 2.1 蒸发试验结果分析

由于风扇引起空气对流, 且辐射强度较小, 试验期间各风道内气象环境实际由其外部环境条件所控制, 在温度和相对湿度的测量精度分别为  $\pm 0.1^\circ\text{C}$  和  $\pm 2\%$  条件下, 各试验组风道内土壤温度与空气温度没有差别, 各试验组间空气温度和相对湿度也没有差别。测量结果如图 2 所示。

各测量时间点将试验期分割为 14 个蒸发时段, 每个时段 3 h, 各时段内蒸发皿中土壤质量的减少量即为该时段的蒸发量, 计算得到各试验组各时段平均蒸发速率如图 3 所示。从图 3 可以看出, 两种土壤蒸发速率随时间的变化规律存在较大差异: 整体来说, 在试验期内, A 土壤蒸发速率较为稳定, B 土壤蒸发速率则波动较大; 相同初始盐分浓度条件下, A 土壤平均蒸发速率要小于 B 土壤蒸发速率。但在大多数时段内, 两种质地土壤蒸发速

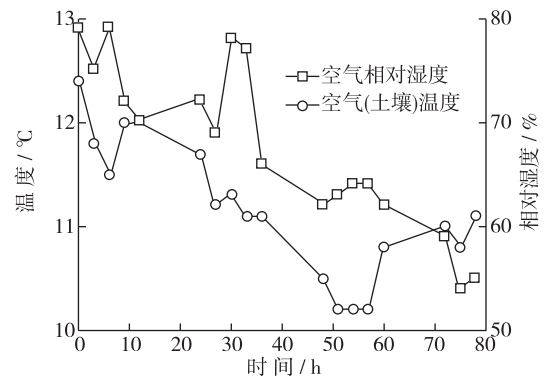


图2 试验期间空气(土壤)温度和空气相对湿度变化过程

Fig. 2 Variations of air/soil temperature and air relative humidity during experiment

率均表现为随盐分浓度的增加而降低,图4给出了各试验组累计蒸发量随时间的变化过程,可以看出,累计蒸发量随盐分浓度的增加显著降低。定义蒸发速率系数为相同的气象、土质和含水率条件下,含盐土壤蒸发速率与不含盐土壤蒸发速率的比值,有

$$\beta = \frac{E}{E_0} \times 100\% \tag{12}$$

式中  $\beta$  为蒸发速率系数;  $E_0$  为不含盐土壤蒸发速率;  $E$  为含盐土壤蒸发速率。

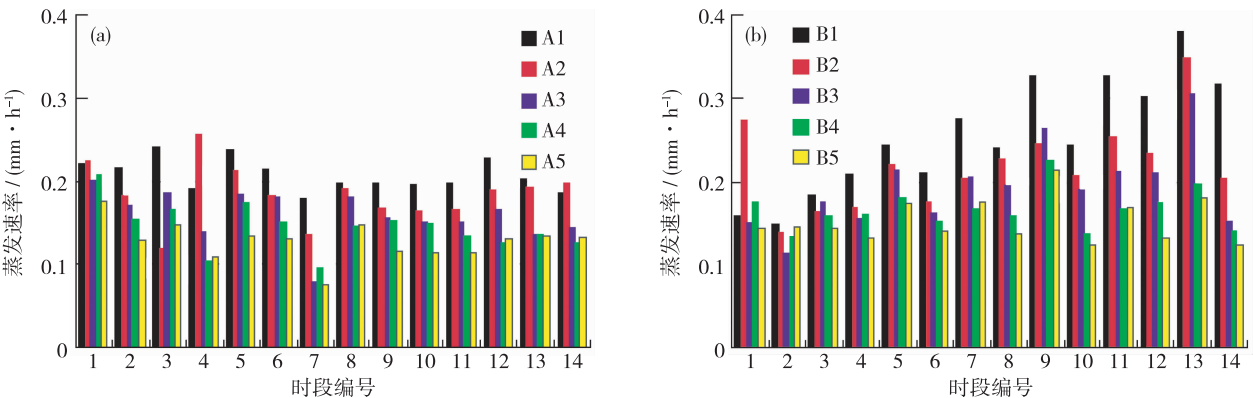


图 3 各试验组各时段平均蒸发速率

Fig. 3 Average evaporation rate of each set during each period

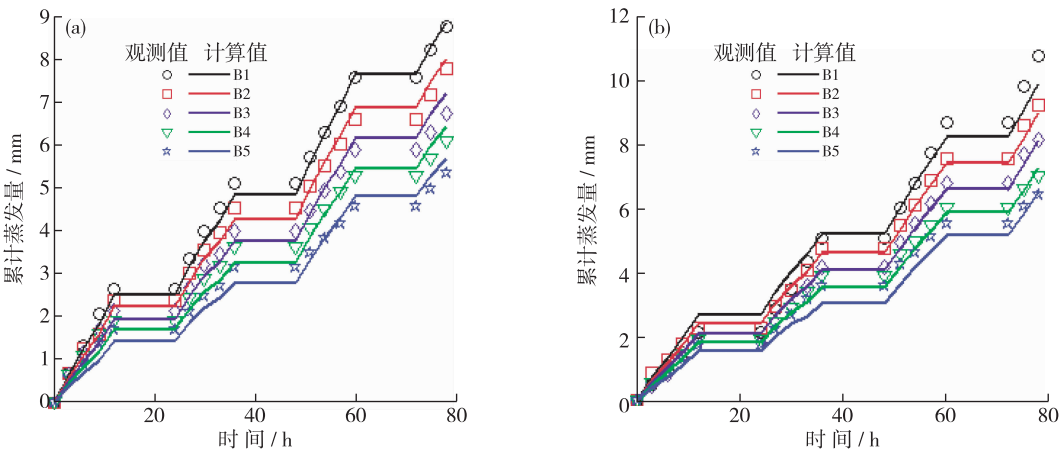


图 4 各试验组累计蒸发量(测量值和计算值)

Fig. 4 Accumulated evaporation process of each set (measured and simulated results)

由于各试验组蒸发速率不同,导致同一时刻各试验组土壤含水率不同,因而无法获得各时刻各试验组蒸发速率系数。计算各试验组在整个试验期平均蒸发速率,再由式(12)可以得到:初始盐分浓度为 0.5 mol/L 时,试验期间 A、B 两种土壤平均蒸发速率系数分别为 88.4% 和 85.7%,而当初始盐分浓度为 2 mol/L 时,则分别为 60.9% 和 59.6%。由此可见盐分对土壤蒸发速率的影响十分显著。

2.2 模拟计算结果检验

在本试验中,由于土壤厚度仅为 5 cm,当表层土壤含水率在蒸发作用下减少时,下层土壤会迅速进行补给,而且在每日无蒸发的 12 h 内,土壤中的水盐会发生迁移以趋向于使整个土层均匀,这都在一定程度保证了试验期间各蒸发皿内土壤水盐分布的均匀性。因此根据式(1)~式(11)给出的土壤蒸发速率计算方法,以及表 1 和图 2 给出土壤质地、气象条件等参数,可以模拟计算出各试验组土壤蒸发过程,结果如图 4 所

示,可以看出,各试验组模拟计算结果与试验测量结果十分接近。对各试验组模拟计算结果进行误差分析,结果见表2,除B5试验组外,各试验组平均绝对误差均在0.15 mm以内;最大绝对误差方面,除A5和B5试验组外,其它试验组均在0.4 mm以内;标准差方面则除B1试验组外均在0.25 mm以内。可见模拟结果整体具有较高的精度,说明当盐分没有在地表结晶沉淀时,采用本模型的计算方法能够准确计算出盐分对蒸发速率的影响,这也说明溶质势是本试验中盐分引起蒸发速率下降的主要原因。

表2 模拟计算结果误差分析

Table 2 Error analysis of simulated results

| 试验组编号 | 平均绝对误差/mm | 最大绝对误差/mm | 标准差/mm | 试验组编号 | 平均绝对误差/mm | 最大绝对误差/mm | 标准差/mm |
|-------|-----------|-----------|--------|-------|-----------|-----------|--------|
| A1    | 0.10      | 0.29      | 0.14   | B1    | 0.06      | 0.83      | 0.44   |
| A2    | 0.02      | 0.25      | 0.20   | B2    | 0.08      | 0.39      | 0.14   |
| A3    | 0.02      | 0.31      | 0.25   | B3    | 0.01      | 0.33      | 0.18   |
| A4    | 0.13      | 0.39      | 0.24   | B4    | 0.14      | 0.40      | 0.16   |
| A5    | 0.10      | 0.37      | 0.25   | B5    | 0.29      | 0.62      | 0.21   |

### 2.3 蒸发速率系数的影响因素

蒸发速率系数反映了溶质势对地表蒸发速率的影响程度。理论上来说,这种影响至少可以表现在下层土壤向表层土壤的水分补给和表层土壤水汽扩散两个过程中。但由于本文试验设计上弱化了土壤中的水分运动过程,因此可以认为,在本文试验中溶质势主要通过影响地表水汽密度来影响蒸发速率,将式(3)带入式(12),得到

$$\beta = \frac{\rho_{vs} - \rho_{va}}{\rho_{vs0} - \rho_{va}} \times 100\% \quad (13)$$

式中  $\rho_{vs0}$  和  $\rho_{vs}$  分别为不含盐土壤和含盐土壤表面水汽密度,  $\text{kg}/\text{m}^3$ 。可见,凡是会影响到空气或地表水汽密度的因素,都会影响蒸发速率系数。也就是说,即使土壤中盐分浓度相同,但如果土壤或气象条件不同,那么盐分对蒸发速率的影响程度,也会存在差别。进一步将蒸发速率系数对溶质势求导,由式(7)~式(9)得

$$\frac{d\beta}{dp_{os}} = \frac{gM_w}{R} \frac{1}{(T_s + 273.16) \exp \left[ \left( \frac{-p_{os} M_w g}{(T_s + 273.16) R} \right) - \chi_a \left( \frac{T_s + 273.16}{T_a + 273.16} \right)^2 \exp \left( \frac{17.27 T_a}{T_a + 273.16} - \frac{17.27 T_s R + (h + p_{os}) M_w g}{(T_s + 273.16) R} \right) \right]} \quad (14)$$

式中  $T_a$  为空气温度,  $^{\circ}\text{C}$ ;  $\chi_a$  为空气相对湿度, %;  $d\beta/dp_{os}$  为蒸发速率系数随溶质势的变化率,反映了在特定的条件下,蒸发速率系数对溶质势变化的敏感性。显然,  $d\beta/dp_{os}$  并不恒定,而是受到包括空气温度、空气相对湿度、土壤温度、土壤基质势,甚至溶质势自身的影响。

由于从式(14)中不易直观地看出各影响因素对  $d\beta/dp_{os}$  的影响规律,那么设定基准状态  $T_a = T_s = 25^{\circ}\text{C}$ 、 $\chi_a = 50\%$ 、 $h = p_{os} = -400 \text{ cm}$  水头压力,然后在一定范围内改变某影响因素的值,从而能够获得当其他因素恒定时,  $d\beta/dp_{os}$  随该因素的变化规律;而且为保证蒸发速率和蒸发速率系数的值为正,各因素的取值范围应使得  $\rho_{vs} > \rho_{va}$ , 这里取空气和土壤温度的范围为  $15 \sim 35^{\circ}\text{C}$ , 空气相对湿度为  $10\% \sim 70\%$ , 土壤基质势和溶质势为  $-2000 \sim 0 \text{ cm}$  水头压力。而且为便于各因素影响效果的比较,将各因素的取值按下式进行归一化处理:

$$\eta = \frac{X - X_{\min}}{X_{\max} - X_{\min}} \quad (15)$$

式中  $X$ 、 $X_{\max}$  和  $X_{\min}$  分别为各影响因素的实际取值、最大取值和最小取值;  $\eta$  为该因素归一化处理之后的值,有  $0 \leq \eta \leq 1$ 。得到  $d\beta/dp_{os}$  随各影响因素的变化规律如图5所示。

从图5可以看出,  $d\beta/dp_{os}$  受气象因素的影响较为显著,与土壤温度、空气温度和空气相对湿度之间有近似双曲线关系。当土壤温度降低、空气温度升高或空气相对湿度变大时,  $d\beta/dp_{os}$  显著增大;而分析又可以知道,当气象条件按照前述趋势变化时,会降低蒸发面水汽密度与环境空气水汽密度梯度,从而导致潜在蒸

发速率的降低。因此可以认为,当土壤温度、空气温度或空气相对湿度的变化引起潜在蒸发速率降低时,溶质势对蒸发速率系数影响的敏感性会增大。

同时,  $d\beta/dp_{os}$  也受到土壤基质势和溶质势的影响,并且与这两个因素有近似线性的关系,随基质势的增大而减小,随溶质势的增大而增大,即当土质偏粘性、土壤含水率较低以及土壤溶液盐分浓度较低时,溶质势对蒸发速率系数影响的敏感性更大。但较之各气象因素,基质势与溶质势对  $d\beta/dp_{os}$  的影响并不十分显著。因此,如图 5 所示,当气象条件恒定,基质势与溶质势在一定范围内变化时,可以认为  $d\beta/dp_{os}$  为定值,这样蒸发速率系数则随溶质势的降低线性减小,且由于  $p_{os}=0$  时,  $\beta=1$ , 有

$$\beta = 1 + k_p p_{os} \quad (16)$$

式中  $k_p$  为斜率系数,当气象条件在前述基准状态附近时,  $k_p$  约为  $1.5 \times 10^{-4}$ 。

## 2.4 水盐补给条件下地表蒸发规律

在自然条件下,地表蒸发会影响到表层土壤的水盐状况,而且由于下层土壤的补给作用,表层土壤的水盐含量处于不断变化之中,导致蒸发速率和蒸发速率系数也不断变化。为此,本文将通过模型进行模拟计算,分析不同水盐补给速率条件下表层土壤的水盐状况和地表蒸发规律。

采用 A 土壤参数进行计算,假设气象条件恒定,为  $T_a = T_s = 25^\circ\text{C}$ ,  $\chi_a = 50\%$ ,  $u = 2.0 \text{ m/s}$ ; 土壤初始体积分含水率  $\theta_0$  为 35%; 为分析盐分对蒸发速率的影响,设置 3 种土壤初始盐分浓度  $c_0$  分别为 0 mol/L、0.5 mol/L 和 1.0 mol/L; 设置 3 种水分补给速率  $q_{in}$  分别为 0 mm/h、0.10 mm/h 和 0.20 mm/h, 补补水盐中盐分浓度  $c_{in}$  与土壤初始盐分浓度  $c_0$  相同。

计算得到不同水盐补给速率条件下各含盐量土壤蒸发过程如图 6 所示。在蒸发速率方面,各条件下土壤蒸发速率均随着蒸发过程的进行而逐渐减小,直至达到稳定。当水分补给速率相同时,初始阶段土壤蒸发速率由土壤初始含盐量决定,并随着土壤含盐量的增加而显著降低,但不含盐或低浓度盐分土壤快速的蒸发损失会使得土壤含水率快速下降,从而导致蒸发速率也较快下降。

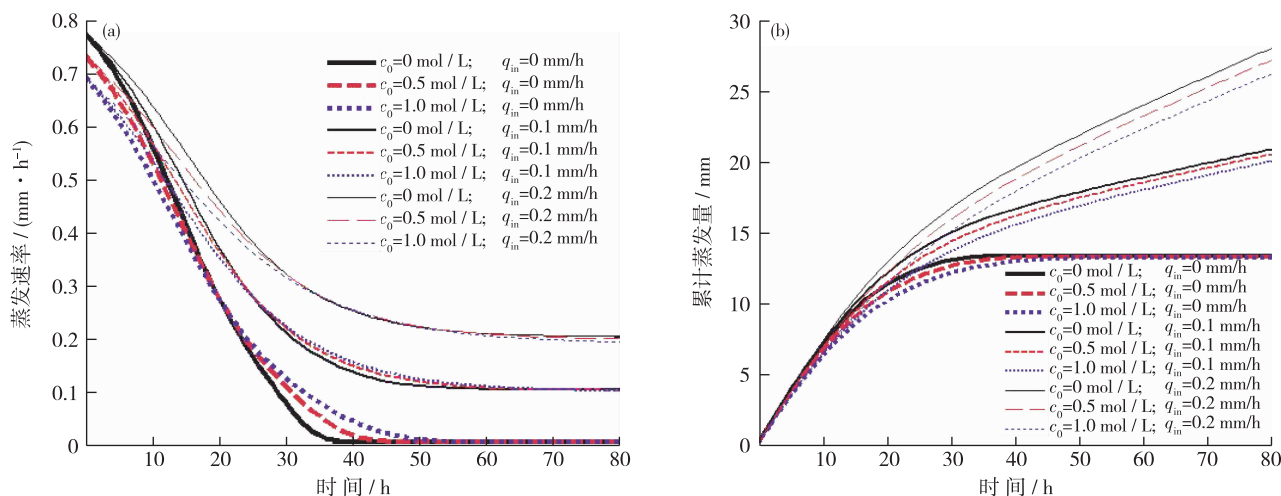


图 6 不同水盐补给速率条件下各含盐量土壤蒸发过程

Fig. 6 Evaporation processes of salinized soils under different supply rate

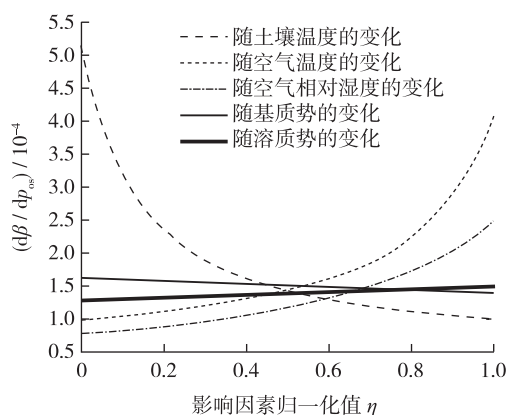


图 5 不同条件下蒸发速率系数随溶质势的变化率 ( $d\beta/dp_{os}$ )

Fig. 5 Regimes of  $d\beta/dp_{os}$  changing along with impact factors

因此,随着蒸发过程的进行,尽管蒸发速率仍保持随着土壤含盐量的增加而降低,但不同含盐量土壤蒸发速率差别逐渐减小,直至某一时刻各含盐量土壤蒸发速率达到相同,值得注意的是,这一时刻的时间受到水分补给速率的影响,水分补给速率越大,达到这一时刻的时间越晚。

随着蒸发过程的继续进行,蒸发速率仍高于水分补给速率,土壤含水率继续下降,因此各条件下土壤蒸发速率继续降低,而且降低速率仍保持随着盐分浓度的增加而减小,因此在这段时间内,盐分浓度较高的土壤反而具有较快的蒸发速率,但若水分补给速率较大,不同含盐量土壤蒸发速率的差别则会较小。在这期间,尽管蒸发速率继续下降,但下降速率逐渐减缓,蒸发速率逐渐趋于稳定,对于不含盐土壤来说,其稳定蒸发速率即为水分补给速率,但含盐土壤蒸发速率则较水分补给速率略低,这主要是由于随着蒸发过程的进行,一方面土壤盐分浓度增加,蒸发速率系数降低,会降低蒸发速率,因此只有使蒸发速率略低于水分补给速率,使得土壤含水率保持上升,以增大蒸发速率,当二者之间达到平衡,蒸发速率才会趋于稳定。

在累计蒸发量方面,如图6所示,当水分补给速率较大时,土壤能在长时间内保持较大的蒸发速率,而且稳定蒸发速率也较大,因此其累计蒸发量较大,而且增长更快。在无水分补给的条件下,土壤含水率达到一定值时蒸发速率便趋近于0,因此尽管各含盐土壤蒸发速率不同,但最终累计蒸发量会达到基本一致。而在其他水分补给速率条件下,累计蒸发量总是随着盐分浓度的增加而降低,而且由于稳定蒸发速率随含盐量的增加而减小,这还会使得不同盐分浓度土壤累计蒸发量的差距越来越大。

### 3 结 论

(1) 当土壤中盐分没有沉淀结晶时,溶质势是盐分引起地表蒸发速率降低的主要原因,而且土壤盐分浓度越高,溶质势越低,地表蒸发速率和蒸发速率系数就越低。

(2) 但蒸发速率系数不仅仅与溶质势有关。当溶质势一定时,随空气温度或空气相对湿度的升高、或土壤温度的降低,蒸发速率系数会显著降低,同时也会随着土壤基质势的增加会有所增加,但变化并不显著。因此当气象条件一定时,蒸发速率系数与溶质势之间有近似线性的关系。

(3) 当表层土壤存在水盐补给时,地表蒸发速率总是趋向于水分补给速率,但含盐土壤蒸发速率变化较慢,而且若补给水分中含盐,那么稳定蒸发速率会低于水分补给速率。

#### 参考文献:

- [1] FUJIMAKI H, SHIMANO T, INOUE M, et al. Effect of a salt crust on evaporation from a bare saline soil[J]. *Vadose Zone Journal*, 2006(5): 1246-1256.
- [2] TANAKA M, TAKAHASHI K. The chemical behavior of silica in water in saline area comparison for region and evaporation process [J]. *Spectrochimica Acta Part A*, 2007, 68(1): 21-28.
- [3] WU Jingwei, ZHAO Lirong, HUANG Jiesheng, et al. On the effectiveness of dry drainage in soil salinity control[J]. *Science in China Series E: Technological Sciences*, 2009, 52(11): 3328-3334.
- [4] SHIMOJIMAA E, YOSHIOKA R, TAMAGAWA I. Salinization owing to evaporation from bare-soil surface and its influence on the evaporation[J]. *Journal of Hydrology*, 1996, 178(1): 109-136.
- [5] LETEY J, KEMPER W D, NOONAN L. The effect of osmotic pressure gradients on water movement in unsaturated soil[J]. *Soil Sci Soc Am Proc*, 1969, 33(1): 15-18.
- [6] QAYYUM M A, KEMPER W D. Salt concentration gradients in soils and their effects on moisture movement and evaporation[J]. *Soil Sci*, 1962, 93(2): 333-342.
- [7] NASSAR I N, HORTON R. Salinity and compaction effects on soil water evaporation and water and solute distributions[J]. *Soil Sci Soc Am J*, 1999, 63(4): 752-758.
- [8] YAKIREVICH A, BERLINER P, SOREK S. A model for numerical simulating of evaporation from bare saline soil[J]. *Water Resource Research*, 1997, 33(5): 1021-1033.

- [9] GRUNBERGER O, MACAIGNE P, MICHELOT J L, et al. Salt crust development in paddy owing to soil evaporation and drainage: Contribution of chloride and deuterium profile analysis[J]. *Journal of Hydrology*, 2008, 348(1): 110-123.
- [10] MMOLAWA K, OR D. Root zone solute dynamics under drip irrigation[J]. *A review Plant Soil*, 2000, 222(1): 163-190.
- [11] AL-SHAMMIRI M. Evaporation rate as a function of water salinity[J]. *Desalination*, 2002, 150(1): 189-203.
- [12] OROUD I M. Temperature and evaporation dynamics of saline solutions[J]. *Journal of Hydrology*, 1999, 226(1): 1-10.
- [13] OROUD I M. Evaluation of saturation vapor pressure over hypersaline solutions at the southern edge of the Dead Sea, Jordan[J]. *Solar Energy*, 1994, 53(3): 497-503.
- [14] NOBORIO K, MCINNES K J, HEILMAN J L. Two dimensional model for water, heat, and solute transport in furrow-irrigated soil [J]. *Soil Sci Soc Am J*, 1996, 60(5): 1001-1009.
- [15] van GENUCHTEN M T. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils[J]. *Soil Sci Soc Am J*, 1980, 44(5): 892-898.
- [16] BITTELLI M, VENTURA F, CAMPBELL G, et al. Coupling of heat, water vapor, and liquid water fluxes to compute evaporation in bare soils[J]. *Journal of Hydrology*, 2008, 362(1): 191-205.
- [17] SUN Shufen. Moisture and heat transport in a soil layer forced by atmosphere conditions [D]. Storrs: University of Connecticut, 1982.
- [18] WEBB E K. Profile relationships: The log-linear range, and extension to strong stability[J]. *Q J R Meteorol Soc*, 1977, 96(1): 67-90.

## Contribution of osmotic potential on bare soil evaporation rate \*

PENG Zhenyang<sup>1</sup>, GUO Hui<sup>1,2</sup>, WU Jingwei<sup>1</sup>, HUANG Jiesheng<sup>1</sup>, ABUDUHENI<sup>1</sup>

(1. *State Key Laboratory of Water Resource and Hydropower Engineering Science, Wuhan University, Wuhan 430072, China*;

2. *Institute of Survey, Planning, Design & Research, Changjiang Water Resources Commission, Wuhan 430015, China* )

**Abstract:** A combined approach of evaporation experiment and mathematical modeling is used to analyze the influence of osmotic potential on the bare soil evaporation rate. The result shows that the osmotic potential is proven to be the main reason for the decline of evaporation rates in saline soils when no salt precipitation occurs. The rate decline is almost linearly proportional to the decrease in osmotic potential, and is also affected by air temperature, air relative humidity, soil temperature, and soil matrix potential. When a constant water flux is supplied to the topsoil, the evaporation rate would always tend to be the constant value. However, the evaporation rate in saline soils is rather slower if the saline water is supplied to the topsoil, and the steady evaporation rate would tend to be a bit slower than the water supply rate.

**Key words:** salt; osmotic potential; bare soil evaporation; evaporation rate

---

\* The study is financially supported by the National Key Technologies R&D Program of China during the 12th Five-year Plan Period (No. 2011BAD25B07) and the National Natural Science Foundation of China (No. 51279142).