DOI:10.11705/j. issn. 1672 - 643X. 2019. 02. 38

# 浅层包气带土壤水昼夜分布变化规律模拟研究

马稚桐<sup>1,2</sup>,王文科<sup>1,2</sup>,张在勇<sup>1,2</sup>,赵明<sup>1,2</sup>,陈立<sup>1,2</sup>,宋浩<sup>1,2</sup>,虞佩媛<sup>1,2</sup> (1.长安大学 环境科学与工程学院,陕西 西安 710054; 2. 长安大学 早区地下水文与生态效应教育部重点实验室,陕西 西安 710054)

摘 要:西北干旱半干旱地区,浅层包气带含水率与地温等地下水文要素的分布特征对保护旱区表生生态环境起到至关重要的作用。以鄂尔多斯风沙滩地区原位土柱试验为基础,采用 HYDRUS - 1 D 对一维入渗过程的水蒸汽变化、含水率和温度分布进行数值模拟并通过实测值进行验证。结果表明:温度梯度对浅层包气带土壤含水率昼夜变化及水蒸汽通量分布起到主控作用;日尺度剖面水蒸汽运动过程可分为3个阶段:阶段1(1:00-7:00),阶段2(8:00-16:00)及阶段3(17:00-23:00);当温度梯度方向向上,水蒸汽通量向上运动时,含水率变小,反之,含水率变大。利用 HYDRUS 模型分析水蒸汽的运动规律,揭示了土壤温度对土壤水分布的影响机制,为旱区蒸发过程及生态环境保护提供科学依据。

# Simulation study on diurnal distribution variation of soil water in shallow vadose zone

MA Zhitong<sup>1,2</sup>, WANG Wenke<sup>1,2</sup>, ZHANG Zaiyong<sup>1,2</sup>, ZHAO Ming<sup>1,2</sup>, CHEN Li<sup>1,2</sup>, SONG Hao<sup>1,2</sup>, YU Peiyuan<sup>1,2</sup>

(1. School of Environmental Science and Engineering, Chang'an University, Xi'an 710054, China;

2. Key Laboratory of Subsurface Hydrology and Ecological Effects in Arid Region, Xi'an 710054, China)

Abstract: In the arid and semi-arid regions of Northwest China, the distribution characteristics of subsurface hydrological elements such as soil water content and temperature in shallow vadose zone play vital roles in protecting the epigenetic ecological environment. Based on the in-situ soil column experiment in wind-blown sand area of Ordos Basin, the water vapor movement, soil water content and temperature distributions of one-dimensional infiltration process were numerically simulated using HYDRUS – 1 D model, and verified by the measured values. The results showed that the temperature gradient plays a dominate role in the diurnal distributions of soil water content and water vapor flux in shallow vadose zone. Water vapor movement process can be divided into three stages in daily-scale; stage 1 (1:00 – 7:00), stage 2 (8:00 – 16:00), and stage 3 (17:00 – 23:00). Water vapor flux moved upwards and the water content decreased when the direction of temperature gradient was upward; conversely, the water content increased. Using the HYDRUS model to analyze the water vapor movement, and reveal the mechanism of soil temperature on soil water distribution can provide a scientific basis for evaporation process and ecological environment protection in arid areas.

**Key words:** vadose zone; soil water diurnal distribution; soil water content; variation law of soil water; temperature gradient; vapor transport; arid and semi-arid regions

收稿日期:2018-11-13; 修回日期:2019-01-29

基金项目:国家自然科学基金联合基金项目(U1603243); 国家自然科学基金项目(41230314)

作者简介:马稚桐(1994-),男,甘肃定西人,硕士研究生,主要从事旱区地下水文与生态效应研究。

通讯作者:王文科(1962-),男,陕西西安人,博士后,教授,博士生导师,主要从事旱区地下水文与生态效应研究。

## 1 研究背景

降雨稀少的西北干旱半干旱地区,包气带水汽 热的迁移转化对蒸发过程和生态环境保护起到关键 作用,并且土壤温度对含水率分布影响显著<sup>[1]</sup>。因 此,考虑温度影响的水汽运移对干旱半干旱地区能 量传输、质量迁移和减少蒸发损失等具有重要的实 践意义<sup>[2-3]</sup>。

Richards 方程在早期多孔介质中仅考虑液态水 流的传输过程,缺少水热耦合运移过程,后期考虑了 液态水和热的耦合运移,但水蒸汽在很大程度上影 响着水热运移。当土壤水蒸发或凝结时,水蒸汽流 传输携带能量[4-5],并影响土壤含水率的变化,尤其 在干燥条件下, Liu Changming [6], Sun Shufeng 等[7] 发现非饱和水蒸汽在运动过程中对水通量的贡献量 远大于液态水;曾亦键等[8]通过实验研究发现浅层 包气带含水率昼夜变化明显,但没有考虑造成该现 象的土壤内部复杂的水汽运动过程。Philip 等<sup>[9]</sup>提 出关于液态水和汽态水通量的数学表达式,明确水 通量由4部分组成,包括等温液态水通量、等温汽态 水通量、非等温液态水通量和非等温汽态水通量。 经过多年发展,当前版本的 Philip & de Vries 模型 (PDV)得到明显改善[10],虽然 PDV 模型在实际应 用过程中还存在诸多问题,但仍被许多学者作为研 究水汽运动的重要基础[11]。以上研究表明水蒸汽 对水热传输过程的重要性,Fetzer等[12]再一次重申 忽略蒸汽传输将对近地表土壤含水率和温度的分布 产生重要影响。

目前,研究包气带水汽热运动的方法主要分为直接方法和间接方法。其中,直接方法指通过仪器监测土壤含水率和温度变化<sup>[13-15]</sup>,间接方法是通过微气象学的方法来间接解决热传输和水汽运动问题<sup>[16-17]</sup>。Wang Wenke 等<sup>[18]</sup>、Banimahd 等<sup>[19]</sup>认为连续的含水率温度监测结合数值模拟对认知复杂的水文过程具有十分重要的意义。

虽然国内外学者就以上方法已经对含水率变化、热传输和水汽运动等进行了一系列的研究,但对含水率昼夜变化的内在原因还鲜有研究。本文采用

原位实验结合数值模拟的方法,基于实测含水率、温度以及地下水位变化,量化了土壤水蒸汽通量的分布规律,从而揭示其对土壤含水率昼夜变化过程的影响机制。

## 2 数据来源和数值模型

#### 2.1 试验区概括

原位试验场位于内蒙古鄂尔多斯市乌审旗河南 乡国家气象站内,属典型干旱半干旱气候。分析了 气象站多年监测的气象要素,包括降雨量、风速、相 对湿度、净辐射等。试验区多年平均气温为8℃,最 小、最大月平均气温分别是1月的-8.6℃和7月 的23.9℃,多年平均降雨量和蒸发量为320 mm 和 2266 mm,蒸发强烈,降雨主要集中在每年的7-9 月,占全年降雨量的75%左右,实验监测时间为 2017年8月1日至8月15日,图1为研究区监测期 内降雨量、气温和地下水位变化图。

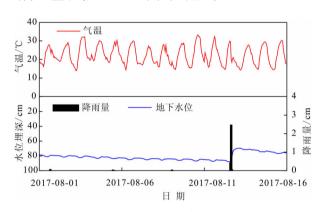


图 1 研究区试验期间降雨量、气温和地下水位波动

#### 2.2 数据来源

试验设置高度 190 cm、直径 60 cm 的土柱,中间设有地下水位监测孔,利用 DI501 (Diver Inc.,±0.05%)仪器对地下水位进行监测;土柱剖面 5、10、50 cm 深度处分别布设土壤体积含水率和土壤温度传感器(ECH20-5TM,±0.5%),监测变量通过数据采集器(CR-3000,Campbell)每隔 5 min 自动记录。原位试验场土柱剖面图见图 2,土柱填充为毛乌素沙地的风积沙,其物理特性见表 1。

表 1 土柱填充风积沙物理特性

土壤类型	容重/(g·cm <sup>-3</sup> )	比重/(g·cm <sup>-3</sup> )	孔隙度/%	$K_s / (\text{cm} \cdot \text{h}^{-1})$	$\theta_s/(\mathrm{cm}^3\cdot\mathrm{cm}^{-3})$	$\theta_r / (\mathrm{cm}^3 \cdot \mathrm{cm}^{-3})$
粉砂	1.65	2.68	42	8.5	0.36	0.02

注:  $\theta_s$  为饱和含水率;  $\theta_r$  为残余含水率;  $K_s$  为饱和渗透系数。

#### 2.3 水分运移模型建立

HYDRUS - 1 D 软件是美国盐度实验室开发的,用于模拟一维变饱和介质中液态水、热和溶质的运动,它是基于有限元法,原始水流模型被扩展到额外模拟一维水蒸汽流和热量以及表面能量和水平衡的计算模型。

2.3.1 基本方程 垂直一维入渗实验中的水汽运动属于一维水流运动问题,扩展后的 HYDRUS – 1 D 模型同时考虑了水、汽、热耦合运移,其控制方程为:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial q_i}{\partial z} + \frac{\partial q_v}{\partial z} \tag{1}$$

式中:  $\theta$  为体积含水率, cm³/cm³;  $q_l$  和  $q_v$  分别为液态水和汽态水的水流通量, cm/h; z 为空间坐标, 以向上为正, cm。

其中液态水流方程为:

$$q_{l} = -K_{lh}(\frac{\partial h}{\partial z} + 1) - K_{lT}\frac{\partial T}{\partial z}$$
 (2)

式中: $K_{lh}$ (cm²/s) 和  $K_{lT}$ (cm²/(s·K)) 分别为等温液态水力渗透系数和非等温液态水渗透系数; h 为负压水头,cm; T 为温度, $\mathbb{C}$  。

水蒸汽流定义为:

$$q_v = -K_{vh}(\frac{\partial h}{\partial z} + 1) - K_{vT}\frac{\partial T}{\partial z}$$
 (3)

式中: $K_{th}$ (cm/s)和 $K_{tT}$ (cm<sup>2</sup>/(s·K))分别为等温水蒸汽渗透系数和非等温水蒸汽渗透系数;h为负压水头.cm:T为温度. $\mathbb{C}$ 。

2.3.2 土壤水力参数 基于 Van Genuchten 和 Mualem 方程,土壤水分特征曲线  $\theta(h)$  和非饱和导水率  $K(\theta)$  表示如下:

$$\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \frac{1}{(1 + |ah|^n)^m} \tag{4}$$

$$K_{lh}(h) = K_s S_e^l \left[ 1 - \left( 1 - S_e^{\frac{1}{m}} \right)^m \right]^2$$
其中:  $S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta - \theta_s}$  (5)

式中:  $K_s$  为土壤饱和渗透系数, cm/s;  $S_e$  为有效饱和度;  $m_s$  a 和 n 为经验形状参数;  $\theta_s$  和  $\theta_r$  分别为体积饱和残余含水率, cm³/cm³; l 为孔隙连通性参数,试验介质假设为均匀介质。

土壤水分特征曲线是模拟包气带土壤水分运移的基础,包含了反映土壤水力特征的 6 个参数( $\theta_r$ ,  $\theta_s$ , a, n, l,  $K_s$ ); 试验采集原状土样获得实测含水率和基质势,通过 MATLAB 软件包(curve fitting 工具箱)对实测值进行拟合,得到 6 个模型参数:  $\theta_r$  = 0.01 cm³/cm³,  $\theta_s$  = 0.31 cm³/cm³, a = 0.045, n =

1.6, $K_c = 8.1 \text{ cm/h}$ ,  $l = 0.5_{\odot}$ 

2.3.3 初始条件和边界条件 本文基于 Hydrus -1 D 软件建立一维水汽热传输模型,并通过实测土壤含水率和温度进行识别验证。模型采用等间隔方法,模型域剖面长为 190 cm,将剖面按 1 cm 等间距剖分为 190 个网格(图 2),模拟时长为 360 h。初始条件设为 8 月 1 日实测剖面土壤含水率和温度。

土柱的上边界由微气象数据和地表能量平衡方程组成。对于水分传输,上边界为开放边界,接受降水补给和土壤蒸发,因此上边界设置为大气边界条件;由于地下水位常年波动,将下边界设置为变压力水头边界。对于热传输,上边界条件定义为第一类边界类型(Dirichlet type),其中0表示土壤表层的位置,下边界条件定义为第二类边界类型(Neumann type)。

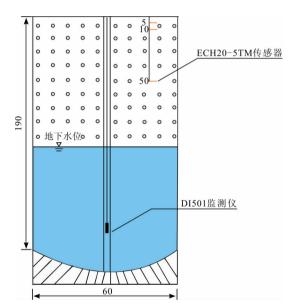


图 2 原位试验场土柱剖面示意图(单位:cm)

2.3.4 误差分析 在模拟过程中,为了评估模拟结果的准确性,通过均方根误差 RMSE 和相关系数  $R^2$ 来对比实测值与计算值之间的拟合程度。

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} (x_i - y_i)^2}$$
 (6)

$$R^{2} = 1 - \left[ \frac{\sum_{i=1}^{n} (x_{i} - y_{i})^{2}}{\sum_{i=1}^{n} (|x_{i} - \bar{x}| + |y_{i} - \bar{y}|)^{2}} \right]$$
 (7)

式中:  $x_i$  和  $y_i$  分别为第 i 个实测值和估计值; RMSE 为均方根误差,反映模拟数据的精确程度;  $R^2$  为相关系数。

## 3 结果与讨论

#### 3.1 模拟结果

图 3 和 4 分别为地下 5、10 及 50 cm 处含水率和温度的实测值与模拟值的对比图,模拟值与实测值吻合较好。不同深度处土壤含水率的 RMSE(土壤埋深 5,10,50 cm)依次为 0.0134、0.0135 和 0.0076, R² 依次为0.976,0.977 和 0.947。分析结果显示,越接近地下水位,土壤含水率越高,土壤浅层 5 cm 处的含水率日变化特征明显且变幅较深层更加剧烈。当降雨发生时(8 月 12 日),浅层土壤含水量的波动明显比埋深为 50 cm 处的大,深层含水率对降雨响应有滞后效应,这与 Yeh 等[20]提出的观点相似,归其原因为土壤层对包气带水分运动存在滤波作用。

图 4 显示土壤温度在相应位置处呈明显的日尺度正弦分布特征。表层土壤受大气太阳辐射和空气温度的直接影响,浅层 5 cm 处土壤温度的变化范围为 16 ~  $40^{\circ}$ C,地下 10 cm 处的变化范围为 17 ~  $35^{\circ}$ C,而深层 50 cm 处温度变幅较小,温度变幅随深度的增加而减小。由于浅层土壤包气带受外界等复杂因素的影响,所以越接近地表,模拟的温度误差越大(RMSE < 2.  $243^{\circ}$ C, $R^2$  > 0. 937 ),但 Timlin等[21]认为模拟温度的可允许误差在  $2^{\circ}$ C ~  $3^{\circ}$ C 之内,所以温度模拟值在可接受范围内。

### 3.2 土壤含水率的昼夜分布

为分析影响浅层含水率昼夜变化的内在原因, 通过原位试验与数值模拟相结合的方法,本文选取 模拟期蒸发较强的时段(8月10日-11日)进行研 究。图 5 为 8 月 10 日土壤近地表处含水率模拟值 随深度变化的动态分布,由图5可以发现,近地表土 壤含水率在白天存在润湿现象, Goss 等[22]、Zhang 等[23]同样发现当大气温度较高时,近地表含水率变 大。选取8月10-11日近地表5和10cm处含水 率、净辐射和气温的日动态分布,见图 6,图 6 中显 示净辐射在6:00-18:00之间为正值,其他时段转 为负值,其最大值出现在正午12:00 左右;大气温度 最大值和最小值分别出现在下午15:00-16:00与 早晨5:00-6:00;地表5 cm 处含水率的变化范围 在 0.085 ~ 0.10 m³/m³, 其日最大值出现在中午 10:00 - 12:00, 日最小值出现在下午 18:00 -20:00; 地下 10 cm 处含水率的变化范围在 0.124~ 0.132 m³/m³,其最大值和日最小值分别出现在下午 15:00-17:00 之间和早晨6:00-8:00 之间;含水 率极值随深度的增加发生滞后,相比 5 cm 处,地下 10 cm 的含水率最大值滞后 5 h,最小值滞后 12 h。图 7 为土壤表层含水率与大气温度的相关关系,当大气温度高于 25℃左右时,表层土壤含水率与大气温度呈明显的负相关关系,且含水率呈快速减小的趋势,这与 Wang Wenke 等<sup>[18]</sup>、Chen Li 等<sup>[24]</sup>提出的观点相似,即 25℃是影响土壤水分重分布和水汽通量的一个阈值,所以识别土壤温度的分布特征能更好地认知土壤水的日变化规律。

#### 3.3 土壤剖面温度的变化特征

太阳辐射作为地球能量的主要来源,不断对地 气系统进行加热,土面热状态的改变体现在土壤剖 面温度的变化,本次实验使用净辐射表示太阳辐射 的变化(图6)。在白天,随着光照强度的增大,太阳 辐射到达地面后很快被吸收,地表吸收的热量通过 多孔介质孔隙向下传导。图 8 为日尺度模拟的土壤 剖面温度,由图 8 可看出,10 cm 以上土壤温度梯度 绝对值远大于 10 cm 以下,地下 70 cm 处的温度基 本保持不变。综合分析图 6 和 8 可以得出: 在 0:00 -6:00 之间,净辐射为负,土壤表面温度不断下降, 浅层(0~20 cm) 温度梯度为正值;在6:00-12:00 之间,随着净辐射的逐渐增大,地面吸热导致温度逐 渐增大,浅层土壤剖面温度梯度变为负值;12:00 -18:00 之间,净辐射逐渐减小,但土壤表面吸收的热 量仍多于放出的热量,因此到下午15:00左右,地面 温度才出现最大值,之后随净辐射的变小而逐渐减 小;在18:00-24:00之间,地表放热多于吸热,地表 温度变小,浅层温度梯度变为正值。Assouline 等[25] 发现忽略温度梯度后,随深度变化的土壤含水率动 态分布特征不会呈现日尺度的润湿现象, Fetzer 等[12] 通过水汽热耦合研究发现土壤温度变化与水 蒸汽运动密切相关。

下面将通过温度梯度影响下的剖面水蒸汽通量分布规律对包气带水分分布进行探讨。

#### 3.4 包气带水分布特征讨论

在土壤温度梯度的作用下,水蒸汽流的剖面分布决定着浅层包气带的水分分布特征,土壤水蒸汽流与含水率的关系表示如下:

$$q_v = -k_v \left[ \eta R_h \frac{\mathrm{d} P_0}{\mathrm{d} T} \, \nabla T + \frac{R_h M_w g}{RT} \left( \frac{\mathrm{d} \varphi_m}{\mathrm{d} \theta} \right) \, \nabla \theta \right]$$
 (8)  
式中: $k_v$  为蒸汽转移系数,cm/s;  $\eta$  为提高因子;  $R_h$  为分数相对湿度;  $M_w$  为水的分子量,g/mol;  $g$  为重力加速度,cm/s²;  $\varphi_m$  为基质势,cm;  $\frac{\mathrm{d} \varphi_m}{\mathrm{d} \theta}$  为土水特

征曲线的斜率;  $P_0$  为饱和蒸汽压强;  $\frac{\mathrm{d}P_0}{\mathrm{d}T}$  为饱和蒸汽压曲线随温度变化曲线的斜率,其表达式为:

$$\frac{dP_0}{dT} = \frac{1}{100g} \cdot \frac{4098}{(T+237.3)} \cdot 0.611 \exp(\frac{17.27}{T+237.3})$$
(9)

公式(8)表明水蒸汽压强大小受温度影响显著,忽略温度梯度将对估算蒸汽通量产生较大误差,靠近土壤表层尤为明显[12],因此饱和蒸汽压与剖面

温度密切相关。结合上节对土壤剖面温度分布的描述可知,10 cm 以上的土壤温度随时间呈明显的昼夜变化,当埋深为 0~10 cm 时土壤温度剧烈变化时,水蒸汽也会产生明显的运动,导致土壤水进行重新分布。图 9显示浅层包气带水蒸汽运动过程在日尺度内可分为 3 个阶段:阶段 1(1:00-7:00),阶段 2(8:00-16:00)及阶段 3(16:00-23:00),这与 Zeng 等[15]研究浅层包气带的土壤水的动力学过程所得出的通量变化模式相似。

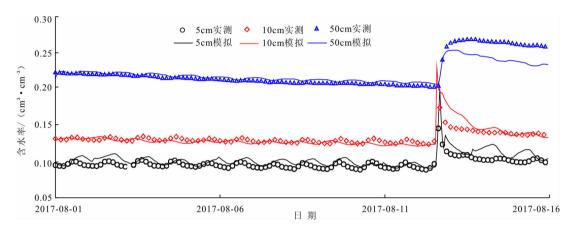


图 3 试验期土壤剖面不同埋深的含水率实测值与模拟值对比

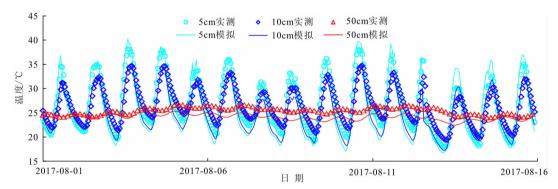


图 4 试验期土壤剖面不同埋深的温度实测值与模拟值对比

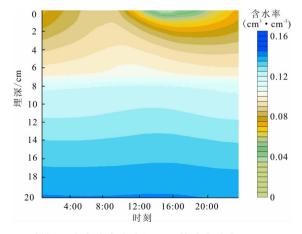


图 5 模拟昼夜变化含水率沿埋深的动态分布(8月10日)

由图9可看出,阶段1中,整个剖面均产生向上运动的水蒸汽,并且水蒸汽通量随着时间的推移逐渐收敛,这是因为温度梯度在该时段内为正值。随着日照的出现,土壤表层温度逐渐变大,温度梯度趋势变反(方向向下),阶段2主要产生向下运动的水蒸汽,该时段水蒸汽保持在土壤中不被蒸发,造成日尺度土壤含水率在该时段较其他时段更高。随着温度梯度的变化,阶段3产生向上运动的水蒸汽并被逐渐蒸发,进而造成含水率的逐渐减小,水蒸汽在剖面运动所产生的零通量面随时间逐渐下移,然而在17:00左右,地下10cm附近产生了向下的水蒸汽运动,所以10cm以下的土壤水分保持在土壤中不

被蒸发,导致地下 10 cm 处土壤的最大含水率滞后于 5 cm 处。

分析可知,浅层包气带中,当近地表处土壤温度 梯度为负时,产生向下的汽态水通量,造成土壤含水 率变大。曾亦键等[8]采用原位测试方法进行观测, 通过热传导方程得出相似的含水率昼夜变化规律, 但忽略了造成该现象的内在物理机制。液态水保持 着水力连接性,很多研究者对温度动力学影响含水 率变化的机理过程仅做了浅显的解释[11]。Assouline 等[26]同样发现温度梯度的变化会造成这种润 湿现象; Shahraeeni 等[27]利用孔隙尺度下的干燥模 拟,发现温度梯度对水分传输产生相似的影响。另 一方面,Goss 等[22] 发现当空气温度最高时,近表层 土壤含水率增加,认为向上的土壤水通量造成了地 下土壤含水率的积累;Zhang等<sup>[23]</sup>认为土壤内部汽 化带的存在可能是造成含水率日变化升高的原因之 一。本研究考虑了温度梯度影响下的土壤水蒸汽运 动的变化模式,阐述了水蒸汽运动对土壤含水率变 化的影响过程,揭示了影响土壤水分昼夜分布的内 在物理过程。

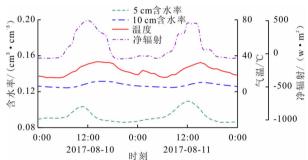


图 6 土壤含水率、净辐射和大气温度的日变化规律

上述结果与分析表明,浅层包气带的土壤水分变化特征受剖面温度和水蒸汽运移方向的影响较大,当温度梯度向上时,产生向上运动的水蒸汽通量,含水率变小,反之,含水率变大。鄂尔多斯盆地风沙滩区位于西北地区东部,蒸发强烈,生态环境脆弱,植被蒸腾主要消耗包气带水分,而且土壤蒸发是一种在近地表附近由液态水转为汽态水的过程,与包气带水的分布规律存在一定的互馈作用,因此,研究浅层包气带的水分分布特征对维持该地区植被生态环境保护和调节土壤含水量等具有重要作用。

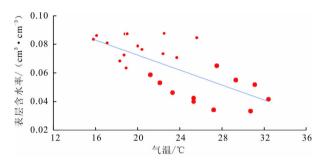


图 7 土壤表层含水率与空气温度的相关关系

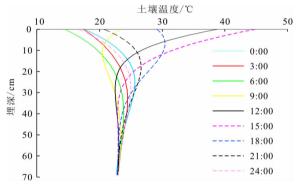


图 8 剖面土壤温度模拟值昼夜不同时刻分布规律

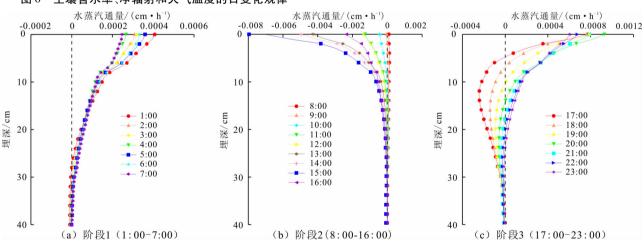


图 9 浅层包气带土壤剖面水蒸汽通量的昼夜不同时刻分布规律

## 4 结 论

(1)本研究在鄂尔多斯风沙滩地区,采用原位

试验与数值模拟相结合的方法,分析了土壤水分布 及昼夜含水率变化机理。结果表明,模型能够很好 地模拟土壤内部水蒸汽通量随时间的变化趋势,模 型具有较好的仿真性,可用于分析土壤水昼夜分布规律。

- (2)通过构建水汽热耦合模型得出日尺度剖面温度的变化规律,发现土壤温度受太阳辐射的直接影响,当净辐射为负时,土壤表层放热导致温度变小;当净辐射为正且逐渐变大时,土壤表层不断吸热导致地温逐渐变大,表层土壤温度的最大值出现在15:00 左右。
- (3)浅层包气带水蒸汽运动过程在日尺度内分为3个阶段,蒸汽通量的大小受土壤温度的影响。当温度梯度为正时(阶段1 1:00-7:00),水蒸汽向上运动,使土壤含水率从极小值逐渐增大;当温度梯度为负时(阶段2 8:00-16:00),水蒸汽向下运动,使土壤含水率从极大值逐渐减小;受温度梯度影响,阶段3(16:00-23:00)初期地下10 cm 处产生向下运动水蒸汽,造成地下10 cm 处的极值含水率滞后于3 cm 处的极值含水率。
- (4)从生态环境保护和水能平衡等要素衡量, 包气带土壤水分的合理分配可对进一步维持该地区 水资源可持续利用提供技术支撑。

#### 参考文献:

- [1] DEB S K, SHUKLA M K, SHARMA P. et al. Coupled Liquid Water, Water Vapor, and Heat Transport Simulations in an Unsaturated Zone of a Sandy Loam Field [J]. Soil Science, 2011,176(8):387-398.
- [2] 王文科, 宫程程, 张在勇, 等. 旱区地下水文与生态效应研究 现状与展望[J]. 地球科学进展, 2018, 33(07); 702-718.
- [3] WANG Wenke, ZHANG Zaiyong, YEH T C J, et al. Flow Dynamics in Vadose Zones with and without Vegetation in an Arid Region[J]. Advances in Water Resources, 2017, 106:68-79.
- [4] BITTELLI M, VENTURA F, CAMPBELL G S, et al. Coupling of heat, water vapor, and liquid water fluxes to compute evaporation in bare soils [J]. Journal of Hydrology, 2008, 362(3-4):191-205.
- [5] SCANLON B R, REEDY R C, KEESE K E, et al. Evaluation of Evapotranspiration Covers for Waste Containment in Arid and Semiarid Regions in the Southwestern USA [J]. Vadose Zone Journal, 2005, 5(2):55-71.
- [6] LIU Changming. Study on interface processes of water cycle in soil – plant – atmosphere continuum [J]. Acta Geographica Sinica, 1997, 52(4):366 – 373.
- [7] SUN Shufeng, NIU Guoyue, HONG Zhongxiang, et al. Water and Heat Transport Model in Arid and Semi – arid Regions[J]. Scientia Atmospherical Sinica, 1998,22(1): 1-10.

- [8] 曾亦键,万力,王旭升,等.浅层包气带地温与含水量昼夜动态的实验研究[J].地学前缘,2006(1):52-57.
- [9] PHILIP J R, VRIES D A D. Moisture movement in porous materials under temperature gradients [J]. Eos Transactions American Geophysical Union, 1957, 38(2):222 –232.
- [10] SHURBAJI A R M, PHILLIPS F M, CAMPBELLA A R, et al. Application of a numerical model for simulating water flow, isotope transport, and heat transfer in the unsaturated zone[J]. Journal of Hydrology, 1995, 171(12):143-163.
- [11] SAITO H, ŠIMŮNEK J, MOHANTY B P. Numerical Analysis of Coupled Water, Vapor, and Heat Transport in the Vadose Zone [J]. Vadose Zone Journal, 2006, 5;784 800
- [12] FETZER T, VANDERBORGHT J, MOSTHAF K, et al. Heat and water transport in soils and across the soil - atmosphere interface: 2. Numerical analysis [J]. Water Resources Research, 2017, 53(2):1080-1100.
- [13] SAKAI M, TORIDE N, ŠIMŮNEK J. Water and vapor movement with condensation and evaporation in a sandy column. [J]. Soil Science Society of America Journal, 2009, 73(3):707-717.
- [14] 曾亦键, 万 力, 苏中波,等. 浅层包气带水汽昼夜运移 规律及其数值模拟研究[J]. 地学前缘, 2008,15(5): 330-343.
- [15] ZENG Yijian, WAN Li, SU Zhongbo, et al. Diurnal soil water dynamics in the shallow vadose zone (field site of China University of Geosciences, China) [J]. Environmental Geology, 2009, 58(1):11-23.
- [16] SAITO H, ŠIMŪNEK J. Effects of meteorological models on the solution of the surface energy balance and soil temperature variations in bare soils [J]. Journal of Hydrology, 2009, 373(3-4):545-561
- [17] JASSAL R S , NOVAK M D , BLACK T A . Effect of surface layer thickness on simultaneous transport of heat and water in a bare soil and its implications for land surface schemes [J]. Atmosphere – Ocean, 2003, 41 (4): 259 – 272.
- [18] WANG Wenke, ZHAO Guizhang, LI Junting, et al. Experimental and numerical study of coupled flow and heat transport
  [J]. Water Management, 2011,164(10):533-547.
- [19] BANIMAHD S A, ZAND PARSA S. Simulation of evaporation, coupled liquid water, water vapor and heat transport through the soil medium [J]. Agricultural Water Management, 2013, 130:168 177.
- [20] YEH P J F, ELTAHIR E A B. Representation of Water Table Dynamics in a Land Surface Scheme. Part I: Model Development [J]. Journal of Climate, 2003, 18 (12): 1861-1880.

(下转第260页)

- [J]. 中国农村水利水电,2005(1):115-117.
- [5] 刘广荣,叶春松,邓迎春,等.两种叠片式过滤器的工艺性能比较试验[J].工业水处理,2008,28(7):27-29.
- [6] 王 栋, 薛瑞清. 滴灌用水动活塞叠片式自动过滤装置的 研制[J]. 节水灌溉, 2010(3):15-18+22.
- [7] 王燕燕. 自清洗叠片过滤器的设计与研究[D]. 北京: 北京化工大学,2010.
- [8] 张娟娟,徐建新,黄修桥,等. 国内微灌用叠片过滤器研究现状综述[J]. 节水灌溉,2015(3):59-61+65.
- [9] 李 楠. 叠片过滤器过滤性能及叠片流道优化试验研究 [D]. 北京:中国农业科学研究院,2016.
- [10] 肖新棉,董文楚,杨金忠,等. 微灌用叠片式砂过滤器性能试验研究 [J]. 农业工程学报,2005,21(5):81 84.

- [11] 肖新棉,董文楚,潘 林,等. 叠片式砂过滤器水力特性模拟计算[J]. 农业工程学报,2008,24(8):1-5.
- [12] 李 浩,李 红,黄修桥,等. 微灌用叠片过滤器全流场数值模拟与优化分析[J]. 灌溉排水学报,2016,35(6):1-5+47.
- [13] 申祥民,阿不都·沙拉木,崔春亮,等. 自主研发的大流量叠片过滤器的性能分析[J]. 中国农村水利水电,2011(4):85-87.
- [14] 崔春亮,阿不都·沙拉木,申祥民,等. 自主研发的叠片过滤器与国外同类产品的性能比较研究 [J]. 节水灌溉,2010(12);16-18.
- [15] 王 君,崔春亮,崔 瑞,等. 自主研发的水动活塞式单体 叠片过滤器水力学性能研究[J]. 黑龙江水利科技, 2016,44(9):4-6.

#### (上接第251页)

- [21] TIMLIN D J, PACHEPSKY Y, B. A. ACOCK, et al. Error analysis of soil temperature simulations using measured and estimated hourly weather data with 2DSOIL[J]. Agricultural Systems, 2002, 72(3):215 239.
- [22] GOSS K U, MICHAEL M. Estimation of water transport based on in situ measurements of relative humidity and temperature in a dry Tanzanian soil[J]. Water Resources Research, 2007, 43:160-163.
- [23] ZHANG Zaiyong, WANG Wenke, WANG Zhoufeng, et al. Evaporation from bare ground with different water table depths based on an in situ experiment in Ordos Plateau, China [J]. Hydrogeology Journal, 2018, 26(5): 1683 1691.
- [24] CHEN Li, WANG Wenke, ZHANG Zzaiyong et al. Estimation of bare soil evaporation for different depths of water

- table in the wind blown sand area of the Ordos Basin, China, Hydrogeology Journal, 2018, 26(5):1-12.
- [25] ASSOULINE S, NARKIS K, TYLER S W, et al. On the diurnal soil water content dynamics during evaporation using dielectric methods[J]. Vadose Zone Journal, 2010, 9(3):709-718.
- [26] ASSOULINE S , TYLER S W , SELKER J S , et al. E-vaporation from a shallow water table: Diurnal dynamics of water and heat at the surface of drying sand [J]. Water Resources Research , 2013 , 49(7):4022 4034.
- [27] SHAHRAEENI E, OR D. Pore scale mechanisms for enhanced vapor transport through partially saturated porous media [J]. Water Resources Research, 2012, 48 (5): 5511 5527.

# 喜 讯

《水资源与水工程学报》被中国科学引文数据库(Chinese Science Citation Database, 简称 CSCD) 收录为 2019 - 2020 年度来源期刊(核心库);2008 - 2019 年连续 12 年被中国科学技术信息研究所评为中国科技论文统计源期刊(中国科技核心期刊)。