

浅层包气带水汽昼夜运移规律及其数值模拟研究

曾亦键^{1,2}, 万力¹, 苏中波², Hirotaka Saito³, 王旭升¹, 曹文炳¹

1. 中国地质大学(北京)水资源与环境学院, 北京 100083
2. 国际地理信息科学及地球观测学院, 荷兰 恩斯赫德 7500AA
3. 东京农工大学 共生科学技术研究院, 日本 东京 183-8509

Zeng Yijian¹, Wan Li¹, Su Zhongbo², Hirotaka Saito³, Wang Xusheng¹, Cao Wenbing¹

1. School of Water Resources and the Environment, China University of Geosciences (Beijing), Beijing 100083, China
2. International Institute for Geo-information Science and Earth Observation, Enschede 7500AA, Netherlands
3. Institute of Symbiotic Science and Technology, Tokyo University of Agriculture & Technology, Tokyo 183-8509, Japan

Zeng Yijian, Wan Li, Su Zhongbo, et al. The diurnal pattern of soil water fluxes in subsurface zone and its simulation analysis. Earth Science Frontiers, 2008, 15(5): 330-343

Abstract: In desert and semi-desert areas, vapor movement is often an important part of the total flux since it controls the partitioning of available energy into latent and sensible heat fluxes into the atmosphere. In addition, biological processes such as soil microbial activity and plant growth depend on the moisture and temperature status in the vadose zone, which are mainly influenced by the vapor movement. An experiment, in which the hourly measurements of water vapor flux in the vadose zone were reported, was conducted in a sand-filled bunker at a field site. It was found that the soil moisture reached the daily maximum value ($5.9\sim 6.1\text{ cm}^3/\text{cm}^3$ at 10 cm and $11.9\sim 13.1\text{ cm}^3/\text{cm}^3$ at 30 cm) and minimum value ($4.4\sim 4.5\text{ cm}^3/\text{cm}^3$ at 10 cm and $10.4\sim 10.8\text{ cm}^3/\text{cm}^3$ at 30 cm) at midday (12:00-13:00 for 10 cm and 14:00-15:00 for 30 cm) and before dawn (02:00-03:00 for 10 cm and 04:00-05:00 for 30 cm), respectively. The modified HYDRUS-1D code, which refers to the coupled water, vapor and heat transport in soil, was used to develop a deeper understanding of the physical processes of soil water dynamics in this experiment. The numerical analyses provided insight into the diurnal movement of liquid water and water vapor driven by the gradients of pressure heads and temperatures in the subsurface zone. The simulated temperature and water content were in good agreement with the measured values. The spatial-temporal distribution of liquid water flux, of water vapor flux and of soil temperature showed a detailed diurnal pattern of soil water dynamics in relatively coarse sand.

Key words: vadose zone; soil water dynamics; coupled water, vapor and heat transport

摘要:西北干旱、半干旱地区,浅层包气带水分通量主要由水汽组成,而水汽在运移过程中产生的能量转换和质量迁移是地表质能平衡计算不可缺少的重要源汇项。在野外进行一个沙坑实验,发现土壤水在中午(12:00—15:00)达到最大值(10 cm深度, $5.9\sim 6.1\text{ cm}^3/\text{cm}^3$; 30 cm深度, $11.9\sim 13.1\text{ cm}^3/\text{cm}^3$),而在凌晨(02:00—05:00)出现最小值(10 cm深度, $4.4\sim 4.5\text{ cm}^3/\text{cm}^3$; 30 cm深度, $10.4\sim 10.8\text{ cm}^3/\text{cm}^3$)。为进一步验证该实验条件下的土壤水运移及分布规律,考虑了土壤水、汽、热耦合运移的HYDRUS-1D模型被用来对实验过程进行模拟,模拟结果与实测结果吻合较好。为描述土壤水分昼夜运移模式,笔者将土壤水耦合运移的时间信息和空间信息进行同步分析;并根据土壤水运移的不同驱动力,分别对温度梯度、基质势梯度作用下的液

态水及气态水通量进行了分析。

关键词:包气带; 土壤水机制; 水汽热耦合运移

中图分类号:P641 **文献标识码:**A **文章编号:**1005-2321(2008)05-0330-14

浅层包气带中, 土壤水以液态水、气态水不断相互转换的形式运移, 并伴随着蒸发、凝结产生的能量变化。浅层包气带水汽运移规律的研究对于干旱地区蒸发过程中能量转换和质量迁移机理、地表覆盖物的温度效应及减少蒸发作用、荒漠地区土壤冻融作用等方面的研究具有重要的理论和实践意义。

早在 19 世纪初期, Boucoyous^[1]就对包气带中的水汽运移进行研究, 认为包气带土壤含水量变化主要受温度场的影响。在 19 世纪 20 年代末期, Lebedeff^[2]在试验中发现温度梯度是土壤中水汽运移的主要驱动力。此后, 温度梯度对土壤水运移的影响作用成为热点研究问题^[3-7], 出现了温度梯度作用下水汽运移的初期理论, 但由于初期理论忽略了水汽热的耦合作用, 水汽运移的理论计算值小于实际观测值。到了 19 世纪 50 年代末, Philip & de Vries^[8] (PDV 模型)将热力学理论中的局地平衡假设应用到土壤孔隙水汽运移的研究中, 他们指出土壤水运移实际上是一种汽-液流, 气态水会在土壤孔隙间液态水的一端凝结, 另一端蒸发, 且这种凝结和蒸发的速率最后会与水汽运移的速率相等。在同一时期, Taylor 等人^[9-11]提出基于不可逆热力学理论的土壤水汽热耦合模型 (Thermodynamics theory of irreversible process-TIP 模型)。此后, 为了验证 TIP 模型, 从 1962 年到 1979 年, Cary 等人报告了一系列理论与实际观测对比的室内试验结果^[12-15]; 同一时期, Rose 等人也进行了许多室内试验来验证 PDV 模型^[16-20]。除了室内试验, 许多定量的野外试验也被用来检验 PDV 和 TIP 模型^[21-22]。

通过上述将近 20 年的试验讨论, PDV 模型由于其合理的力学机制考虑而被研究者广泛采用。Milly^[23-25]考虑滞后效应及介质不均匀性等因素, 对 PDV 模型进行扩展, 并用有限元方法计算了该耦合模型, 认为在复杂的土壤环境下该模型能够较好地符合实际情况。Nassar 和 Horton^[26]基于 PDV 模型, 建立了水、热、溶质耦合运移模型。国内土壤水热耦合运动的研究主要是以 PDV 模型及 Milly 的改进模型为基础。杨金忠等人^[27-30]采用 Milly 的改进模型, 对蒸发条件下土壤水分的运动情况进行分析; 隋红建等人^[31-34]分别对不同覆盖条件下的田间

水热运移进行数值模拟研究, 对不同覆盖层下非均质土壤水热分布进行定量分析; 胡和平等^[35-36]分析冻土土壤水、热、盐耦合运移, 并对其一般分布规律进行了讨论。

虽然, 国内外学者对土壤中的水汽热耦合运移进行了广泛的研究和验证, 但对土壤水通量及热通量的时间、空间信息进行同步分析的研究还未见报道。目前, 对土壤中质量与能量运移进行定量分析的方法主要有两种: 第一种是在特定的时间点上, 对土壤水通量及热通量的整个空间剖面信息进行研究^[37-41]; 第二种是在空间剖面的某个深度上, 对土壤水、热通量的完整时间系列信息进行分析^[42-46]。本文用一个沙坑试验^[47]的观测结果来判断 HYDRUS-1D^[41]模型在沙漠地区的适用性。利用校正后的 HYDRUS-1D 模型, 笔者将土壤水、汽、热耦合运移的时间、空间信息进行同步分析。根据土壤质能运移的不同驱动力, 分析了温度梯度、基质势梯度作用下的液态水及气态水的运移及分布规律, 最后描述了浅层包气带土壤水分昼夜运移的模式, 为进一步研究浅层包气带中气态水与液态水的循环运移规律奠定了基础, 并为土壤-植物-大气连续体中非饱和流模型的建立提供重要参考。

1 实验数据

实验场地位于中国地质大学(北京)校内, 实验观测历时 59 小时(2004 年 10 月 4 日至 10 月 7 日)。观测期间, 场地无降水, 日照充足, 与干旱、半干旱地区的气候条件相似, 场地最大、最小气温分别在 28.3~35 °C (12:00—14:00)、10.8~12 °C (05:00—07:00) 之间变化; 其相对湿度最大值出现在凌晨(04:00—07:00)约为 97.9%, 最小值出现在下午(12:00—15:00)约为 34%; 大气压强平稳, 在 1 012.25 hPa 到 1 017.54 hPa 之间变化, 风速较小, 在 0 m/s 到 1.45 m/s 之间变化。除了上述微气象因素的观测, 本次实验还对日照强度、地表温度、土壤剖面温度、土壤含水量、土壤基质势进行了观测^[47]。

图 1 是实测土壤温度和土壤含水量随时间的变

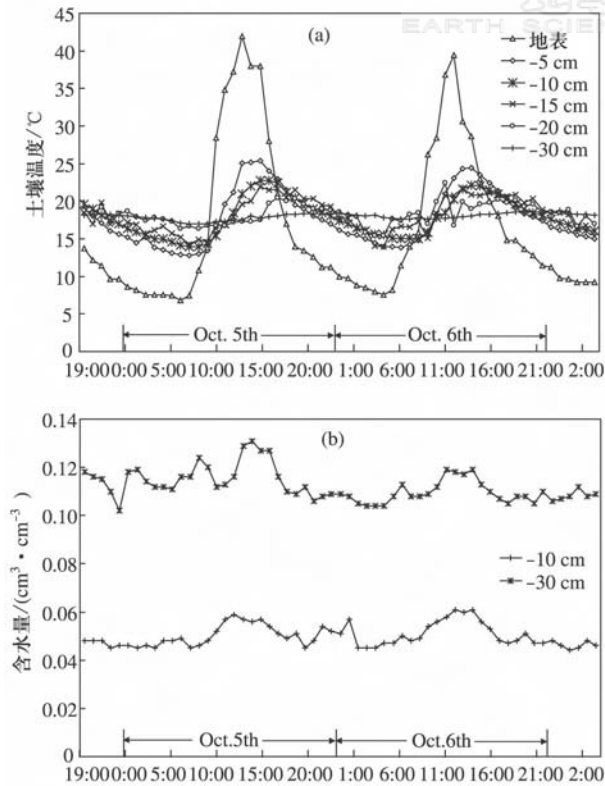


图1 土壤温度(a)、土壤含水量(b)随时间变化图
Fig.1 Diurnal changes in soil temperature (a) and soil moisture (b)

化图。土壤温度在地表变化最为剧烈,变化幅度达到 35.2°C ;但随着深度的增加,土壤温度变幅趋小,在 30 cm 深度下,变幅只为 1.8°C ,与地表温度变化相比,小了约16倍,其变化趋势与理论相符。土壤含水量在 10 cm 深度变化很小,其最小值出现在凌晨(02:00—03:00)约 $0.044\sim 0.045\text{ cm}^3/\text{cm}^3$,最大值出现在中午(12:00—13:00)约 $0.059\sim 0.061\text{ cm}^3/\text{cm}^3$;在 30 cm 深度,土壤含水量变化较大,其最大值可达 $0.131\text{ cm}^3/\text{cm}^3$,出现在下午(14:00—15:00),其最小值为 $0.104\text{ cm}^3/\text{cm}^3$,出现在凌晨(04:00—05:00)。

目前,对土壤孔隙中水汽通量进行直接观测的仪器还没有出现,研究者们通常都是利用土壤孔隙水汽密度的观测来间接获得水汽通量^[48]。土壤孔隙中的水汽压 e_v (mbar, $1\text{ m bar}=100\text{ Pa}$)可表示为土壤温度 T (K)和土壤水势 h ($\text{cm H}_2\text{O}$)的函数^[49]:

$$e_v = e_{v0}(T) \exp\left(\frac{M}{RT}h\right) \quad (1)$$

其中 e_{v0} 是温度 T 下的标准饱和水汽压(mbar)。R是气体常数, $R=8.315\times 10^7\text{ J}/(\text{mol}\cdot\text{K})$;M是水

分子的摩尔质量(18 g/mol)。饱和水汽压的计算公式如下^[50]:

$$e_{v0} = E_0 \times 10^{7.45(T-273)/(T-38)} \quad (2)$$

其中 E_0 表示在 0°C 时的饱和水汽压($E_0=6.1078\text{ mbar}$), T 是土壤温度(K)。一定体积空气所含的水汽质量除以该空气体积可得到空气的绝对湿度,这表明绝对湿度就是空气的水汽密度 ρ_v ,水汽密度 ρ_v (g/cm^3)可表示为水汽压 e_v 与土壤温度 T (K)的函数^[50]:

$$\rho_v = 216.8e_v/T \quad (3)$$

式中符号意义与前同。水汽在土壤孔隙中扩散,可用Fick定律^[49]来表述:

$$q_v = -D_0(n-\theta)\frac{\rho_{v1}-\rho_{v2}}{L} \quad (4)$$

式中 D_0 (cm^2/s)是水汽在空气中的扩散率 $D_0=0.299(T/273)^{1.75}$, $(n-\theta)$ (cm^3/cm^3)是孔隙含气率, n 是土壤孔隙度(cm^3/cm^3), θ 是土壤体积含水量(cm^3/cm^3), L (cm)是水汽通过的有效距离。观测表明,深度 $10\sim 30\text{ cm}$ 间不存在土壤温度的极值点,因此可用(4)式计算本次实验的温度梯度水汽通量。根据(4)式,得到深度 $10\sim 30\text{ cm}$ 间的温度梯度水汽通量变化曲线(图2),水汽通量为正值说明水汽运移方向向上,负值说明水汽运移方向向下。图2说明在实验观测期间,10 cm深度以下有水汽在晚间(22:00—11:00)往地表运移,而在白天(12:00—22:00)则往沙土深处运移。

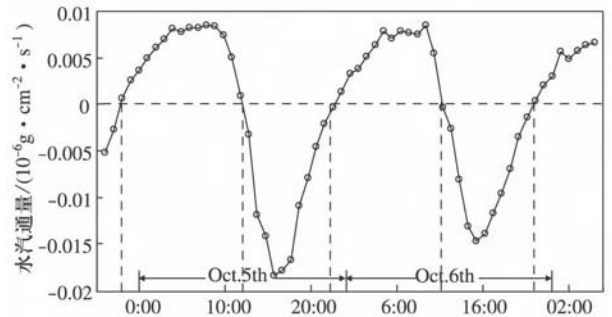


图2 水汽通量变化曲线

Fig.2 Curve of water vapor flux changing with time

2 数学模型

2.1 基本方程

扩展后的HYDRUS-1D模型考虑了土壤水、汽、热耦合运移,其控制方程可表示为^[41]:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial q_L}{\partial z} - \frac{\partial q_v}{\partial z} - S \quad (5)$$

式中 q_L 、 q_v 分别为液态水、汽态水的体积通量 (cm/d); t 为时间 (d); z 为垂直坐标轴, 向上为正 (cm); S 为考虑了植物根系土壤水的源汇项 (cm/d)。本次实验没有植物在沙坑中, 故不考虑此源汇项。

液态水的体积通量, q_L , 可定义为

$$q_L = q_{Lh} + q_{LT} = -K_{Lh} \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) - K_{LT} \frac{\partial T}{\partial z} \quad (6)$$

式中 q_{Lh} 、 q_{LT} 分别为土壤水势梯度、温度梯度作用下的液态水体积通量 (cm/d); h 是土壤水势 (cm H₂O); T 是土壤温度 (K); K_{Lh} (cm/d) 和 K_{LT} (cm²/K·d) 分别是土壤水势梯度及温度梯度作用下的液态水水力传导度。

汽态水的体积通量, q_v , 可表示为

$$q_v = q_{vh} + q_{vT} = -K_{vh} \frac{\partial h}{\partial z} - K_{vT} \frac{\partial T}{\partial z} \quad (7)$$

式中 q_{vh} 、 q_{vT} 分别为土壤水势梯度、温度梯度作用下的汽态水体积通量 (cm/d); K_{vh} (cm/d) 和 K_{vT} (cm²/K·d) 分别是土壤水势梯度及温度梯度作用下的汽态水水力传导度。将式(6)、(7)代入(5)中, 可得土壤水、汽、热耦合运移控制方程的另一个表达:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \theta}{\partial t} &= \frac{\partial}{\partial z} \left[K_{Lh} \frac{\partial h}{\partial z} + K_{Lh} + K_{LT} \frac{\partial T}{\partial z} + K_{vh} \frac{\partial h}{\partial z} + K_{vT} \frac{\partial T}{\partial z} \right] - S \\ &= \frac{\partial}{\partial z} \left[K_{Th} \frac{\partial h}{\partial z} + K_{Lh} + K_{TT} \frac{\partial T}{\partial z} \right] - S \end{aligned} \quad (8)$$

式中 K_{Th} (cm/d) 和 K_{TT} (cm²/K·d) 分别为土壤水势梯度、温度梯度下总的水力传导度, 可表示为:

$$K_{Th} = K_{Lh} + K_{vh} \quad (9)$$

$$K_{TT} = K_{LT} + K_{vT} \quad (10)$$

以上为扩展后 HYDRUS-1D 模型的核心数学方程, 关于考虑了水汽运移的 HYDRUS-1D 模型的详细描述, 请读者参考 Saito 等人的文章^[41]; 此外, 土壤水势梯度、温度梯度下的液态水及汽态水的水力传导度由以下方程确定^[51-52]:

$$K_{LT} = K_{Lh} \left(h G_{wT} \frac{1}{\gamma_0} \frac{d\gamma}{dT} \right); K_{Lh} = K_s S_e^l [1 - (1 - S_e^l)^m]^2 \quad (11)$$

$$K_{vT} = \frac{D}{\rho_w} \eta H_r \frac{d\rho_{sv}}{dT}; K_{vh} = \frac{D}{\rho_w} \rho_{sv} H_r \frac{Mg}{RT} \quad (12)$$

式中, K_s (cm/d) 为饱和水力传导度, 根据沙土中饱和水力传导度的经验值^[53], 本文取值 37 cm/d; S_e^l 是有效饱和度, 无量纲; l 和 m 是经验参数, 无量纲;

K_{Lh} 是基质势梯度非饱和水力传导度 (cm/d); G_{wT} 是评价土壤水分特征曲线受温度影响的参数, 对于粗沙土, 其值可设定为 7^[53], 无量纲; γ 是土壤水的表面张力 (J/cm²), γ_0 是土壤水在 25 °C 时的表面张力 (J/cm²); D 是水汽在土壤中的扩散度 (cm²/d); η 是水汽扩散增强因子, 无量纲; ρ_w 是液态水密度 (g/cm³); ρ_{sv} 是饱和水汽密度 (g/cm³); H_r 是相对湿度, 无量纲, 可表示为 $\exp(hMg/RT)$; M 是水分子的摩尔质量 (g/mol); g 是重力加速度 (m/s²); R 是气体常数 (J·mol⁻¹·K⁻¹)。

2.2 土壤水分特征曲线

土壤水分特征曲线 (water retention curve-WRC) 是模拟土壤水运移的最基本水力特征参数之一, 且此参数模型可表示为^[54]:

$$\theta(h) = \begin{cases} \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{[1 + |\alpha h|^n]^m} & h \leq 0 \\ \theta_s & h > 0 \end{cases} \quad (13)$$

式中 θ 是土壤水势为 h (cm) 时的体积含水量 (cm³/cm³); θ_r 和 θ_s 是土壤残余含水量、土壤饱和含水量 (cm³/cm³); α (>0 , cm⁻¹) 是水分特征曲线进气值的倒数; n (>1) 是水分特征曲线坡度的指示参数, 也是反映土壤孔隙分布的参数。

用土壤水分特征曲线模型对实测土壤含水量和土壤基质势进行拟合, 得到 4 个模型参数: $\theta_r = 0.01$ cm³/cm³, $\theta_s = 0.39$ cm³/cm³, $\alpha = 0.0316$ cm⁻¹, $n = 3.3$ (图 3), 其拟合的好坏程度可由均方根误差来判定^[55]:

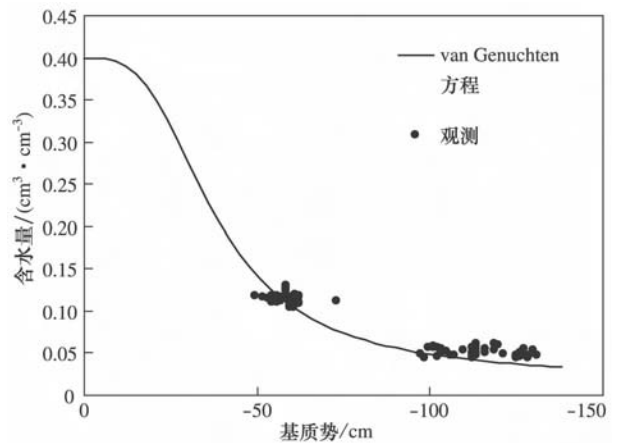


图 3 拟合土壤水分特征曲线

Fig. 3 Fitted soil water retention curve using the field data

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{N_w} (\theta_i - \theta'_i)^2}{N_w - n_p}} \quad (14)$$

式中, N_w 是土壤含水量与土壤基质势的观测对数; θ 和 θ' 分别是实测土壤含水量和利用拟合水分特征曲线计算得到的土壤含水量; n_p 是拟合参数的个数 (此处为 4 个)。

虽然, 由 106 对实测土壤含水量、土壤基质势拟合的土壤水分特征曲线的均方根误差 RMSE 仅为 0.01%, 实验中并未测到较高范围内的土壤基质势 ($0 \text{ cm} > h > -50 \text{ cm}$) 及对应的土壤含水量, 这使得拟合的土壤水分特征曲线在代表潮湿状态的沙土时会产生不确定性。然而, 本次实验过程中, 场地没有降水, 沙坑中的沙土保持较干的状态, 30 cm 深度以上, 土壤含水量最大值为 $0.131 (\text{cm}^3/\text{cm}^3)$ 。

2.3 初始及边界条件

根据本次实验, 在模型中, 土壤剖面考虑到 80 cm 深度, 5 cm、10 cm、15 cm、20 cm 及 30 cm 深度在计算过程中被选为观察点, 以用来与实测土壤含水量及土壤温度进行对比。空间步长为 1 cm, 整个剖面有 81 个节点。模型计算周期为 59 h。时间步长由 HYDRUS-1D 的一个子程序控制在设定的最小值和最大值之间^[41]。为了运行模型, 需要确定模型的初始条件和边界条件。整个模型剖面的基质势和土壤温度初始值由 10 月 4 日不同深度的实测值经过插值得到。地表边界条件由实测的微气象数据确定, 为了使得实测的微气象数据能够对应模型的时间步长, 从而满足模型计算要求, Saito 等人^[41]使用了一个相对简单的子程序。地表边界条件的具体确定过程如下: HYDRUS-1D 利用实测的微气象数据计算地表能量平衡方程, 以获得地表热通量, 并将此地表热通量作为已知的热通量地表边界条件; 同时, 地表蒸发量由方程(15)确定, 并作为土壤水通量的地表边界条件^[41]:

$$E = \frac{\rho_{vs} - \rho_{va}}{r_v + r_s} \quad (15)$$

式中, ρ_{vs} 、 ρ_{va} 分别为地表的水汽密度 (g/cm^3) 和大气水汽密度 (g/cm^3); r_v 、 r_a 分别为水汽的空气动力阻力 (d/cm) 和土壤地表阻力 (d/cm)。此外, 土壤水分运移及热量运移的下边界条件均为 Neumann 型边界条件, 具体确定方法, 请读者参考 Simunek 等人^[56]的文章。

3 模拟结果

图 4 是深度 5 cm、10 cm、15 cm、20 cm 及 30 cm 温度计算值与实测值的对比图, 二者吻合的好坏程度由相对均方根来判定:

$$RRMSE = \frac{\sqrt{\sum_{i=1}^{N_w} (M_i - C_i)^2 / N_w}}{\text{Max}(M_1, M_2, \dots, M_{N_w}) - \text{Min}(M_1, M_2, \dots, M_{N_w})} \quad (16)$$

式中, N_w 是总的观测样本数; M_i 是土壤温度或土壤含水量的观测值, C_i 是对应的计算值; $\text{Max}(M_1, M_2, \dots, M_{N_w})$ 和 $\text{Min}(M_1, M_2, \dots, M_{N_w})$ 分别是最大、最小的土壤温度或土壤含水量观测值。RRMSE 是一个无量纲参数, $RRMSE=0$ 说明计算值与观测值之间完全吻合, RRMSE 越小就说明吻

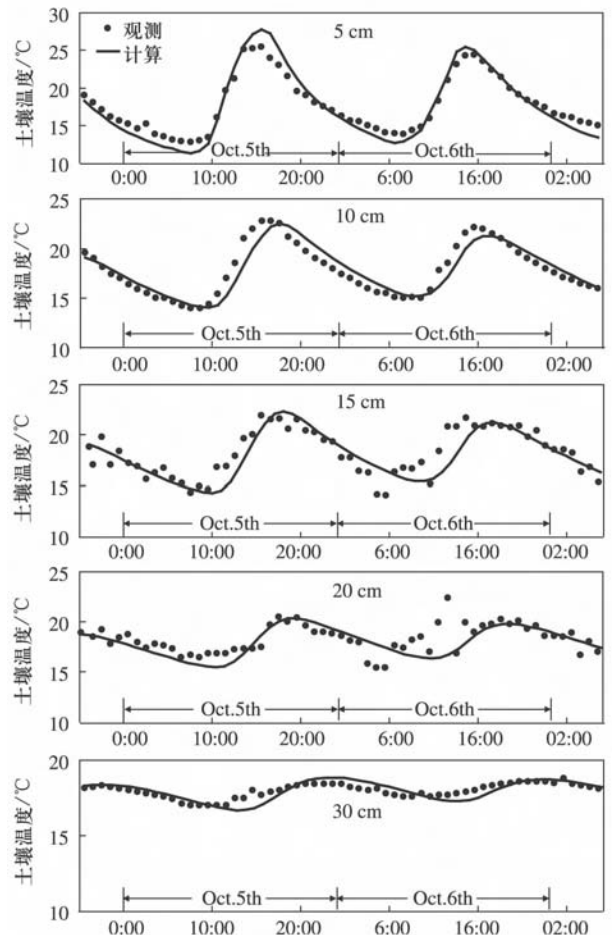


图 4 温度计算值与实测值对比图

Fig. 4 The comparison between simulation results and measured value about soil temperature

合程度越好。根据图 4, 不同深度的 RRMSE (5~30 cm) 依次为: 0.094, 0.108, 0.152, 0.184 和 0.199。虽然 15 cm、20 cm 深度在观测后期出现了异常点, 但在总土壤剖面上, 计算的土壤温度与实测土壤温度吻合较好。

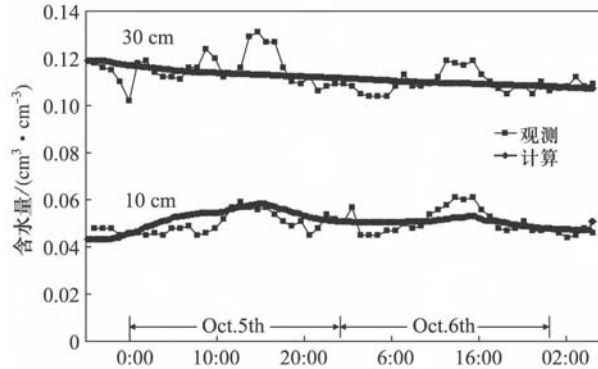


图 5 土壤含水量计算值与实测值
Fig. 5 Simulated and measured soil moisture

图 5 是土壤含水量计算值与实测值的对比图, 由图可见, 二者之间拟合程度不好, RRMSE 在 10 cm 为 0.289, 30 cm 为 0.211。在 10 cm 深度, 计算值基本遵循实测值的变化趋势, 在 10 月 5 日及 6 日中午均出现日最高值; 但在 30 cm 深度, 计算值没有表现出实测值的起伏变化。虽然土壤含水量计算值不能很好地表现出实测值的变化, 但其总体趋势与实测值是一致的。在 10 cm 深度, 土壤含水量计算值的平均值是 $0.05 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$, 而实测值的平均值为 $0.05 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$; 在 30 cm 深度, 计算值的平均值为 $0.1122 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$, 而实测值为 $0.1124 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ 。此外, 两个深度含水量计算值的平均相对误差分别为 1.022 (10 cm) 和 1.001 (30 cm), 均接近 1。这说明, HYDRUS-1D 模型的土壤含水量计算结果与大部分实测含水量的吻合程度还是较好的。平均相对误差可定义为^[57]:

$$AVRE = \sum (C_i/M_i)/N_w \quad (17)$$

式中符号与前同。图 6 是温度梯度水汽通量的计算值与实测值的对比图, 二者吻合较好, 其 RRMSE 仅为 0.111。综上, 扩展后的 HYDRUS-1D 模型可用于对本次实验进行模拟, 可利用模拟结果对土壤水、汽、热耦合运移做进一步的分析。

4 讨论

土壤水、汽、热耦合运移数值模拟在理解陆面模

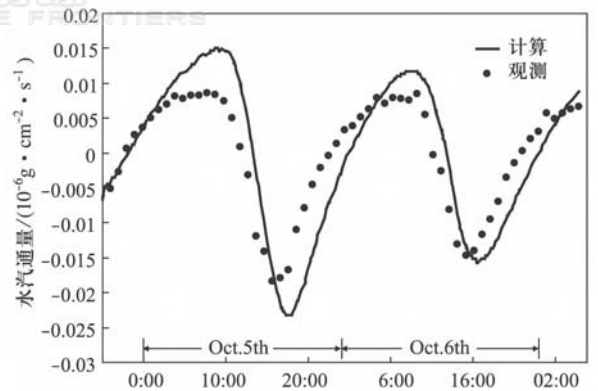


图 6 水汽通量模拟计算结果与实测值
Fig. 6 Simulated and measured thermal water vapor flux

式水热交换等物理过程中是不可缺少的。在本小节, 根据模拟结果, 土壤温度、土壤基质势、水汽通量以及液态水通量的时空分布信息以等值线图的形式展现。本次实验, 土壤水分运移主要受两种驱动力作用: 温度及土壤基质势。因此, 本节分析了土壤剖面的温度场、温度梯度场、基质势场和基质势梯度场, 同时分析了与不同场相对应的水汽水力传导度和液态水水力传导度的一般分布规律。

4.1 温度及其梯度

土壤热状况是影响土壤温度剖面发生变化的主要因素, 土壤热状况的改变体现在土壤温度的变化上。为了解土壤热量运移机制及其日变化, 有必要对土壤温度及其梯度的时空分布规律进行分析。图 7a 是土壤温度在时空场中的等值线图, 等值线间隔为 2°C 。

由图 7a 可知, 10 月 5 日 07:00 前, 地表的等值线比较稀疏, 地表温度变化缓慢, 其变化率仅为 $0.53^\circ\text{C}/\text{h}$ 。但在 07:00 至 19:00 之间, 等值线开始变密集, 地表温度急剧起落, 其变化率达 $5.2^\circ\text{C}/\text{h}$, 比前者变化快 10 倍。在此时间段, 地表温度从 07:00 的 7.4°C 升高至 13:00 的 42°C , 并在 19:00 下降至 14°C 。此后, 温度等值线在地表的分布, 由密集变回稀疏。10 月 5 日 19:00 至 10 月 6 日 06:00, 等值线由密变疏, 地表温度降低。此时间段内, 地表温度从 14°C (5 日 19:00) 降到 8.2°C (6 日 06:00), 温度变化率为 $0.52^\circ\text{C}/\text{h}$ 。06:00 后, 等值线图将经历又一个密集, 如此反复。需要注意, 等值线的密集和稀疏代表土壤温度变化的剧烈和缓慢。

由图 7a 还可看出, 等值线的密集程度是随着深度的增加而减弱的, 这说明土壤温度变化是随着深

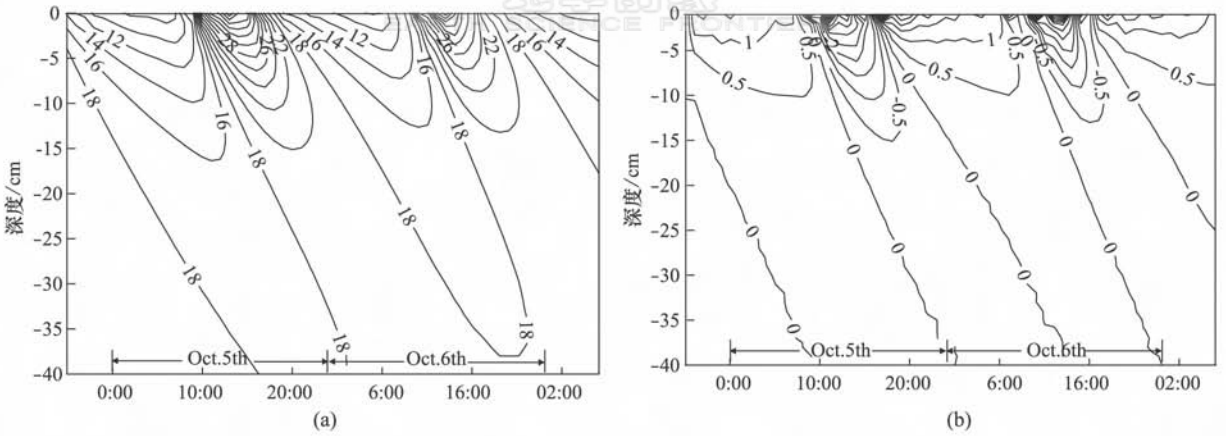


图7 土壤温度及(a)其梯度(b)在时空场中的分布
Fig. 7 Distributions of soil temperatures (a) and temperature gradients (b) in space and time

度增加, 逐渐由急变缓。在观测期间, 地表温度从 6.8°C 变化至 42°C ; 而在 30 cm 深度, 土壤温度仅从 17°C 变化至 18.8°C 。到 40 cm 深度, 土壤温度几乎不变, 在整个观测期间, 其变化仅为 0.3°C 。因此, 在土壤温度等值线图中, 省略了 40 cm 深度以下的土壤温度场。

图 7b 是土壤温度梯度在时空场中的分布, 此处温度梯度 $\Delta T = T_{i+1} - T_i$ ($^{\circ}\text{C}/\text{cm}$), T_i 指的是 $i\text{ cm}$ 深度的土壤温度。土壤温度梯度等值线的分布规律与土壤温度等值线类似, 即土壤温度梯度等值线在地表也经历了疏密交替变化的过程, 并且其密度也是随着深度的增加而减小。从土壤温度及其梯度的分布可看出, 10 cm 深度范围内 ($0\sim 10\text{ cm}$), 存在土壤热量运移的活跃层。在此土壤层内, 平均温度梯度可达 $3.6^{\circ}\text{C}/\text{cm}$, 而在 10 cm 深度以下的土壤剖面, 其平均温度梯度仅为 $0.3^{\circ}\text{C}/\text{cm}$, 小于前者 12 倍。

此外, 由图 7b 可看出, 温度梯度的时空分布存在 5 条温度梯度为零的等温线; 在等温线上没有热量交换, 故将此 5 条等温线定义为热量零通量面。根据温度梯度空间分布图, 可看出存在两种热量零通量面: 第一种是发散型零通量面, 零通量面上温度梯度为正, 梯度方向向上, 零通量面下温度梯度为负, 梯度方向向下; 第二种为聚集型零通量面, 零通量面上梯度方向向下, 零通量面下梯度方向向上。在整个观测期间, 共出现 3 个发散型热量零通量面和 2 个聚集型热量零通量面。热量零通量面可视为温度梯度方向改变的转折点, 发散型零通量面出现在下午 ($16:00\sim 17:00$), 而聚集性零通量面出现在

上午 ($06:00\sim 08:00$)。

4.2 温度梯度水分通量

图 8 是温度梯度液态水通量和水汽通量的时空分布图, 对应图 7b 热量零通量面的位置, 出现了温度梯度零液态水通量面和零水汽通量面。根据不同热量零通量面的定义, 零液态水通量面与零水汽通量面亦可分为聚集型和发散型零通量面 (此后, 聚集型零通量面称为聚集面, 发散型零通量面称为发散面)。由图可知, 零液态水通量面、零水汽通量面在时空场中的发展及分布规律与热量零通量面一致。此外, 由图还可看出, 在 $q_{L,T}$ 和 $q_{V,T}$ 时空分布场中, 有许多圈闭出现在聚集面和发散面之间, 尤其是 $q_{L,T}$ 场中的圈闭最为明显。圈闭的出现与温度梯度土壤水分通量剖面随时间发展的过程是分不开的。根据图 8a, 可看出, 存在三种类型的温度梯度液态水通量剖面。

(1) 第一类通量剖面出现在午夜至凌晨 ($01:00\sim 07:00$), 此时段内, 只有发散面出现在剖面上。 $07:00$ 以后, 发散面大概发展至 40 cm 深度, 使得该深度以上土壤剖面的液态水通量方向全部向上 (图 9a)。此外, 由图 9a 可看出, 剖面大约以 5 cm 深度为分界点, 分界点上、下通量剖面发展规律不同。 5 cm 深度以下, 整个通量剖面随时间往土壤深处发展, 且剖面的通量值增加, 剖面最大通量值从 $01:00$ 的 $0.012\text{ cm}/\text{d}$ 变化到 $07:00$ 的 $0.02\text{ cm}/\text{d}$ 。这种趋势说明, 温度梯度作用下, 土壤深层的液态水在晚间 ($01:00\sim 07:00$) 向地表运移。通量剖面随时间其通量值增加以及往土壤深处发展的特征是图 8a 中圈闭形成的原因。 5 cm 深度以上, 液态水通量仍然

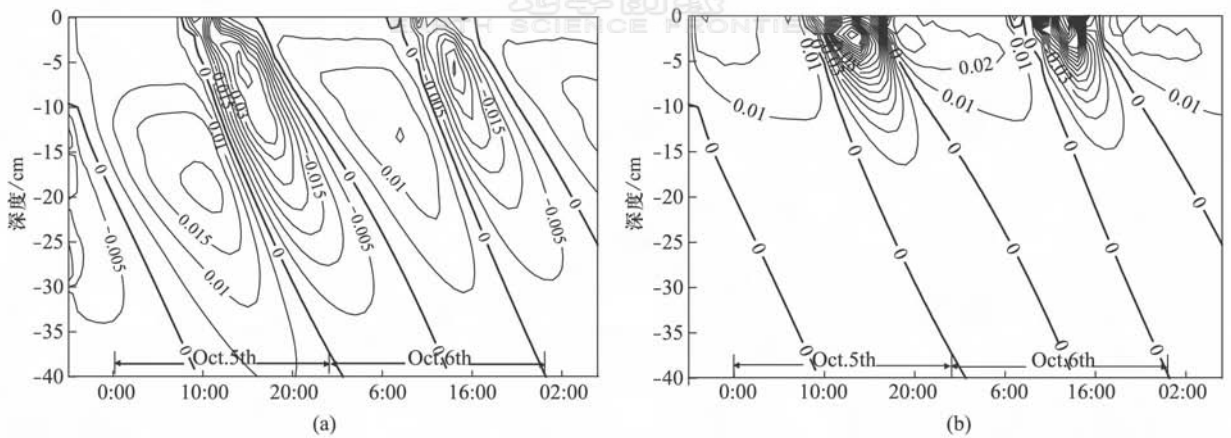


图8 温度梯度液态水通量(a)与温度梯度水汽通量(b)时空分布图

Fig. 8 Distributions of the thermal liquid fluxes (a) and the thermal vapor fluxes (b) in space and time

为正,但其值在减小,从正值往负值方向发展,且其变化幅度小、变化速率慢,使得图 8a 在该深度以上范围,无明显圈闭形成。

(2)第二类通量剖面出现在白天(08:00—17:00),此剖面中,只存在聚集面(图 9b),且通量运移方向与第一类剖面相反,方向向下。第二类剖面同样存在发展规律不同的分界点,该分界点是各时刻通量剖面的极值点;极值点所在深度以上,通量剖面往下发展,且其通量值逐渐减小,从负值往正值方向发展;极值点所在深度以下,通量剖面也往土壤深处运移,但其通量值增加,剖面最大通量值从 08:00 的 -0.036 cm/d 发展至 17:00 的 -0.04 cm/d 。此时段内,聚集面发展至 24 cm 深度,说明在 24 cm 深度以上范围,液态水通量在向下温度梯度作用下,在白天(08:00—17:00),往土壤深处运移。

(3)第三类通量剖面是第二类通量剖面向第一类通量剖面转变的过渡剖面,出现在傍晚至午夜(18:00—24:00)。此剖面中,聚集面和发散面同时出现,但发散面位于聚集面上方,说明通量剖面正向第一类剖面转变(图 9c)。此时段内,发散面从地表发展至 -15 cm ,聚集面则从 -25 cm 发展至 -38 cm 。这说明在土壤浅层(-25 cm 以上),液态水通量已开始由第二类剖面中的向下运移转为向上运移,且其值由 0.004 cm/d 增加为 0.01 cm/d ;而在 -25 cm 以下,液态水通量开始从 0.008 cm/d 减小为 0.001 cm/d ,当减小为 0 时,第三类剖面就转变成第一类剖面。

温度梯度水汽通量时空分布场(图 8b),与 q_{LT} 分布场相比,也有对应的三类通量剖面(图 9d~f)。

从图 9d 至图 9f 可知, -20 cm 以上范围,水汽通量变化剧烈,其剖面上的通量极值在 -0.177 cm/d 和 0.061 cm/d 之间波动; -20 cm 以下范围,水汽通量变化缓慢,比较稳定,其剖面上的通量极值在 -0.004 cm/d 和 0.003 cm/d 之间变化。温度梯度水汽通量的变幅在 -20 cm 以上可达 0.238 cm/d , -20 cm 以下为 0.007 cm/d ;在同样深度范围内,温度梯度液态水通量的变幅分别为 0.063 cm/d 和 0.042 cm/d 。通过对比可知,在地表浅层(-20 cm 以上),温度梯度水汽通量比温度梯度液态水通量大一个数量级;而在土壤深层(-20 cm 以下),液态水通量则比水汽通量大一个数量级。这说明温度梯度水汽通量在浅层包气带的水分运移中占主导地位,而温度梯度液态水通量则在深层土壤的水分运移中占主导。以下对温度梯度水汽通量的不同剖面进行介绍。

第一类水汽通量剖面如图 9d 所示,在 05:00 后, -40 cm 以上剖面的温度梯度水汽通量全部向上,说明土壤中的蒸发发生在夜间至凌晨(01:00—07:00);图 9e 展示了第二类水汽通量剖面,由图可知,水汽在温度梯度作用下,在白天(08:00—17:00)往土壤深处运移;第三类水汽通量剖面与第三类液态水通量剖面一样(图 9e),也是一个过渡型剖面,但由于水汽通量在土壤深层的变化幅度小,由第二类水汽通量剖面向第一类水汽通量剖面过渡的现象并不明显(18:00—24:00)。

4.3 基质势及其梯度

土壤水势反映了土壤水的能量状态,控制着包气带中的水、汽、热耦合运移。土壤水的运移方向由

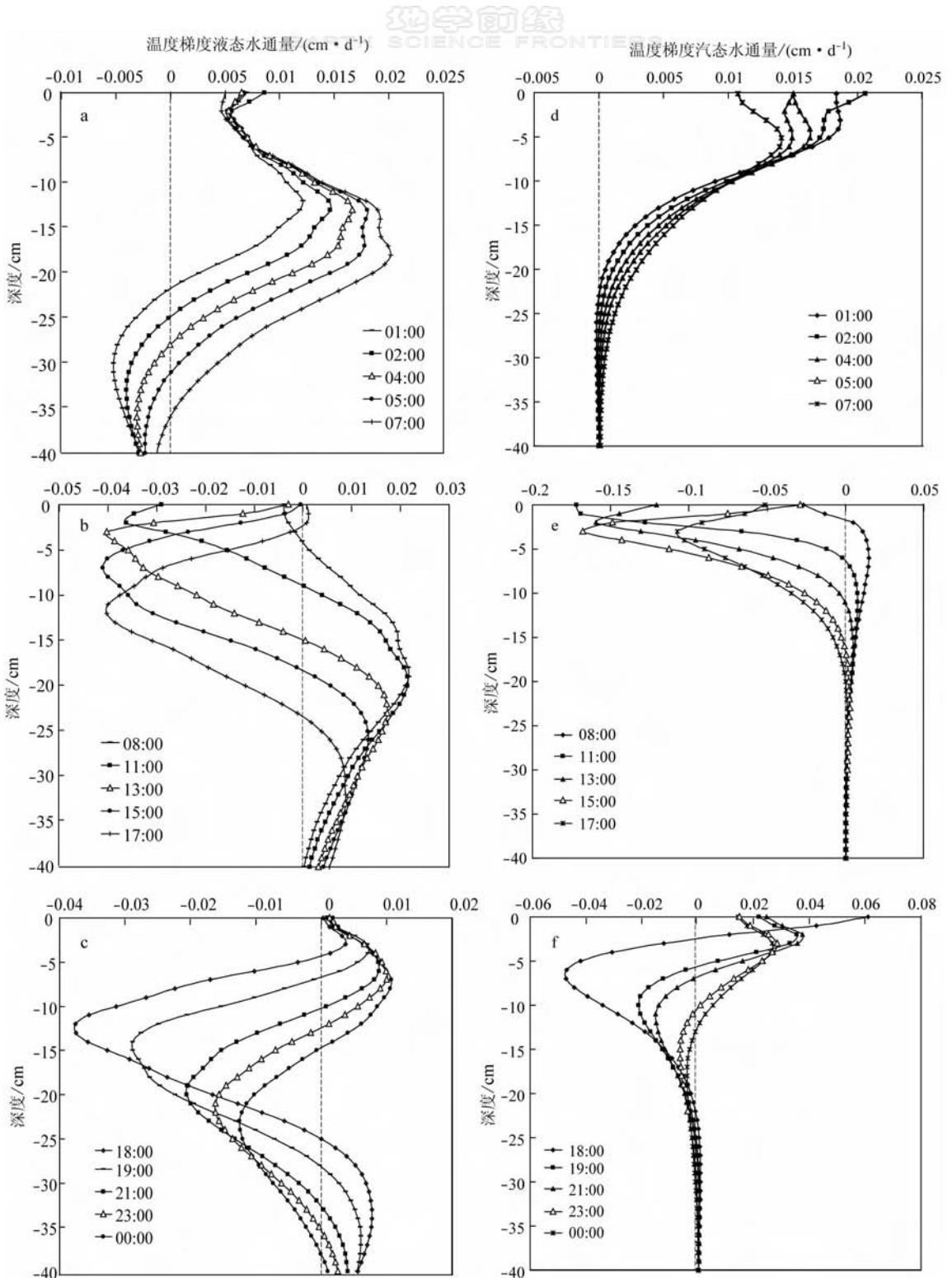


图9 温度梯度液态水通量剖面(a, b, c)及温度梯度水汽通量剖面(d, e, f)
Fig. 9 Different types of thermal liquid flux profiles (a, b, c) and thermal vapor flux profiles (d, e, f)

土壤水势梯度方向决定, 因为土壤水总是从能量高的区域运移到能量低的区域^[58]。本次研究中, 土壤水势主要包括基质势和重力势。

图10a是土壤基质势在时空场中的等值线图, 等值线间隔 -10 cm (水柱高)。由图可知, 基质势在地表最小, 但随着深度增加而变大, 且在整个模拟期

间,都保持着此趋势。这说明,土壤中一直存在着方向向上的基质势梯度,驱动着液态水和水汽往地表运移。基质势在地表变化最为剧烈,其变幅可达 $-2\ 989.891\text{ cm}$,但随着深度增加,变化迅速趋缓,到 40 cm 深度时,其变幅仅为 5.322 cm 。根据图10a中等值线的密疏程度,可知道,基质势的剧烈变化发生在每天的10:00至23:00,且仅限于地表浅层 5 cm 深度范围内。

图10b是土壤基质势梯度在时空场中的等值线分布图,等值线间隔为 0.2 cm/cm 。此处,基质势梯度 $\Delta h = h_{i+1} - h_i\text{ (}^\circ\text{C/cm)}$, h_i 指的是 i 厘米深度的土壤基质势。由图10b可知,在 5 cm 深度范围内的等值线最为密集,这说明基质势梯度在地表附近变化最为剧烈。在地表,基质势梯度在 1.027 和 $2\ 923.627\text{ cm/cm}$ 之间变化;在 5 cm 深度处,其变化范围缩小至 $1.281\sim 4.229\text{ cm/cm}$; 5 cm 深度以下,基质势梯度趋于稳定,变化平缓。

4.4 基质势梯度水分通量

基质势梯度水分通量包含基质势梯度水汽通量和基质势梯度液态水通量。图11a是基质势梯度水汽通量的时空分布图。 5 cm 深度范围内,水汽通量变化最为剧烈。在地表,水汽通量可从 $6.749 \times 10^{-9}\text{ cm/d}$ 变化至 $4.018 \times 10^{-4}\text{ cm/d}$,其范围达到5个数量级;在 5 cm 深度,水汽通量变化趋缓,其变化范围仅1个数量级,从 $5.132 \times 10^{-8}\text{ cm/d}$ 变化至 $2.365 \times 10^{-7}\text{ cm/d}$ 。 5 cm 深度以下,水汽通量几乎不发生变化;在 40 cm 深度,水汽通量最大值为 $5.309 \times 10^{-9}\text{ cm/d}$,最小值为 $1.743 \times 10^{-11}\text{ cm/d}$,虽然变化范围也有一个数量级,但其最大值已小于 5 cm 深度水汽通量最小值1个数量级。模拟期间,在向上基质势梯度的驱动下,整个土壤剖面的水汽往地表运移(图12a)。

虽然基质势梯度在整个时空场中都为正值,但基质势梯度液态水通量并未像水汽通量那样,整个剖面的通量都向地表运移,而是既有向上的通量也有向下的通量(图11b)。由图11b可知,在 $13\sim 17\text{ cm}$ 深度范围内,存在发散型的基质势梯度液态水零通量面,发散面上液态水向上运移,发散面下液态水向土壤深处渗透。发散面的形成是由于液态水通量不仅受基质势的驱动,还同时受重力势的驱动。相邻的两个节点间,其重力势梯度为 -1 cm/cm ,当基质势梯度大于 1 cm/cm 时,液态水通量往上运移;当基质势梯度小于 1 时,液态水通量受重力作用向

下运移。在基质势梯度时空分布场中,存在着梯度值为 1 的梯度面(图10b),且其分布及发展规律与图11b中的发散面一致。模拟期间,基质势梯度液态水通量保持着发散面上通量向上,发散面下通量向下的趋势(图12b)。

4.5 土壤水分昼夜运移模式

总的来说,根据液态水通量及水汽通量的时空分布,可将土壤水分昼夜运移分为3个阶段(图13):子夜至凌晨为第一阶段,白天为第二阶段,傍晚至子夜为第三阶段。由于基质势梯度水汽通量剖面在整个模拟期间保持不变,且最少小于其他通量2个数量级,在考虑土壤水分运移的概念模型时,可将其忽略,故在下面的讨论中将不包括基质势梯度水汽通量。

如图13左所示,第一阶段始于01:00,止于07:00,此阶段内,只存在发散型水分零通量面。在发散面上,温度梯度水汽通量 q_{vT} 的数量级($0.238\sim 0.0007\text{ cm/d}$)与温度梯度液态水通量 q_{LT} 一致($0.202\sim 0.0002\text{ cm/d}$);而基质势梯度液态水通量 q_{Lh} 在此阶段内却可忽略,因其数量级($0.064\sim 0.0001\text{ cm/d}$)与前两者相比,均小了一个数量级。然而,在发散面以下, q_{Lh} 的数量级最大($-0.329\sim -0.378\text{ cm/d}$),在水分运移中占主导作用,而 q_{vT} 则成数量级最小的通量($-2.146 \times 10^{-6}\sim 3.833 \times 10^{-4}\text{ cm/d}$)。此阶段开始时,发散面在 -23 cm 处,至此阶段末,发散面发展至 -36 cm 。此阶段表明,在地表浅层(发散面上),温度梯度作用下向上运移的水分通量占主导;而在土壤深处(发散面下),基质势梯度液态水通量则为主要通量。

第二阶段始于08:00,止于17:00,此阶段内,聚集面和发散面并存(图13);聚集型水分零通量面从 -3 cm 处发展至 -24 cm ,而发散型水分零通量面则是固定在 -13 cm 至 -17 cm 范围内(图12b)。在聚集面上, q_{vT} ($-0.244\sim -2.409 \times 10^{-3}\text{ cm/d}$)的数量级比 q_{LT} ($-0.04\sim -5.509 \times 10^{-5}\text{ cm/d}$)大,但 q_{vT} 却不是此阶段浅层地表的主要通量。发散面上的基质势液态水通量 q_{Lh} 的数量级($0.423\sim 0.029\text{ cm/d}$)超过了聚集面上向下运移的温度梯度水分通量 q_{vT} 和 q_{LT} 的数量级。此外,发散面下的 q_{Lh} ,在土壤深处也是主要通量。此阶段表明,在白天,基质势梯度液态水通量在整个土壤剖面都是主要通量。

第三阶段始于18:00,止于00:00。此阶段内,2个发散面与1个聚集面并存(图13右),发散型温度

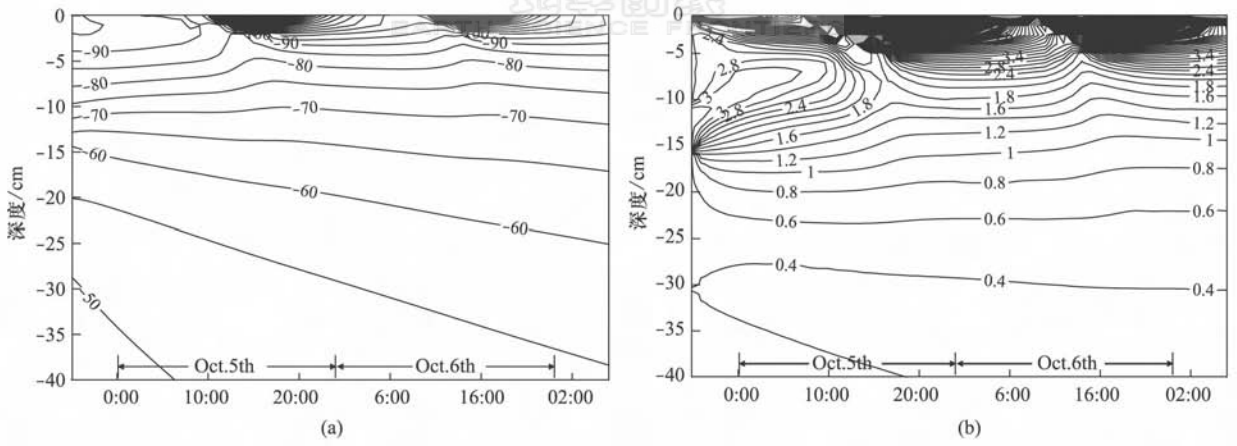


图 10 土壤基质势(a)及其梯度(b)时空分布图

Fig. 10 Distribution of the matric potentials (a) and the matric potential gradients (b) in space and time

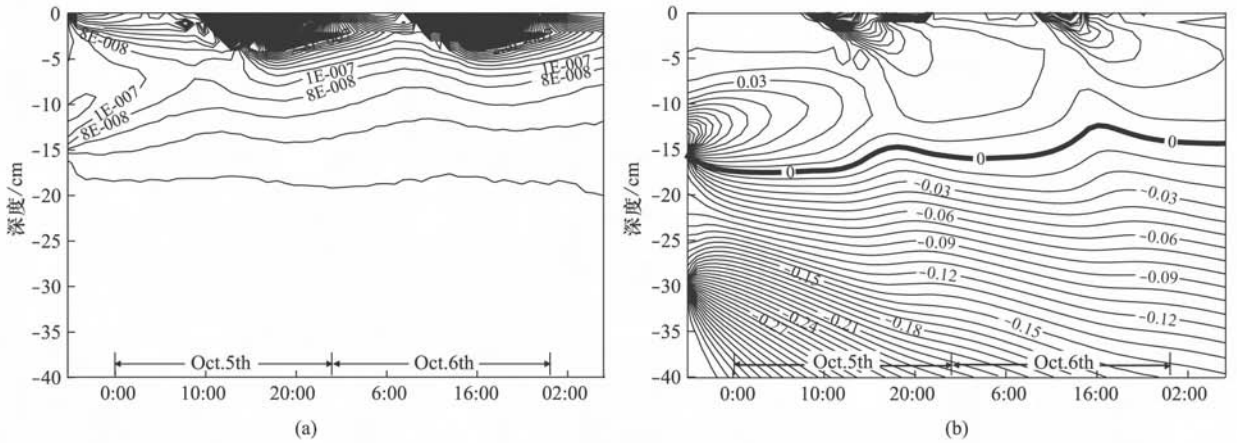


图 11 基质势梯度水汽通量(a)及基质势梯度液态水通量(b)时空分布图

Fig. 11 Distribution of the isothermal vapor fluxes (a) and the isothermal liquid fluxes (b) in space and time

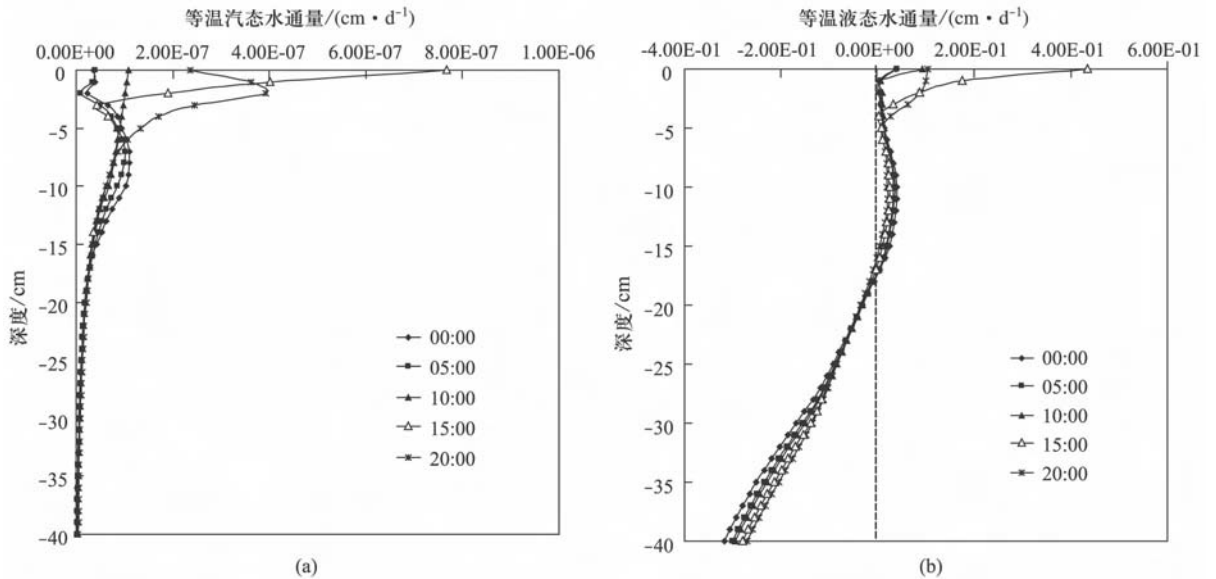


图 12 基质势梯度水汽通量剖面(a)及基质势梯度液态水通量剖面(b)

Fig. 12 Isothermal vapor flux profiles (a) and isothermal liquid flux profiles (b)

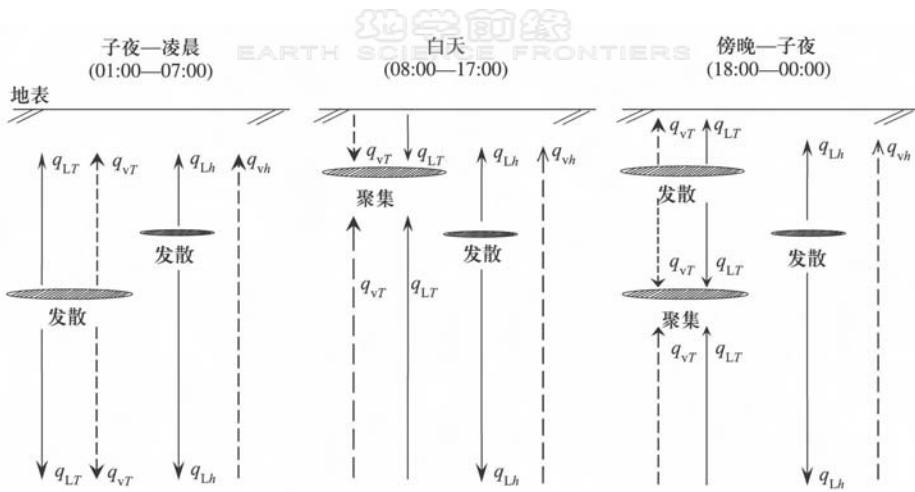


图 13 土壤水分昼夜运移模式示意图

Fig. 13 Schematic illustration of the diurnal soil water dynamics

梯度水分零通量面从-5 cm 发展至-15 cm, 而聚集型温度梯度水分零通量面则从-24 cm 发展至-38 cm; 此阶段是第二阶段向第三阶段转变的过渡阶段。在此阶段初期(18:00—19:00), 基质势液态水通量 q_{Lh} 在发散面上占主导; 在 5 cm 深度范围内, q_{Lh} 的平均通量是 0.033 cm/d, 而 q_{vT} 和 q_{LT} 则分别是 0.031 cm/d 和 0.004 cm/d。在此阶段其他时间, 5 cm 深度范围内, q_{vT} 的平均通量是 0.022 cm/d, 与 q_{Lh} 的 0.021 cm/d 相当, 但却比 q_{LT} (0.005 cm/d) 大一个数量级。在发散面与聚集面之间(-15 cm 至-24 cm), 三个通量(q_{vT} 、 q_{LT} 及 q_{Lh}) 的方向是一致的, 但只有 q_{Lh} 是主要通量。到了 24 cm 深度以下(聚集面下), 虽然温度梯度水分通量方向向上, 但此处依然是向下运移的基质势梯度液态水通量 q_{Lh} 占主导的区域, 所以总体水分运移方向向下。在此过渡阶段, 5 cm 深度范围内的主要通量是温度梯度水汽通量 q_{vT} 及基质势梯度液态水通量 q_{Lh} , 这是液态水与气态水运移同时为主要通量的阶段; 到了土壤深处, 基质势梯度液态水通量依然为主要通量, 而水汽通量则可忽略。

5 结论

考虑了土壤水、汽、热耦合运移的 HYDRUS-1D 模型可用于模拟本实验过程, 可用于对影响土壤水运移的各种机制进行分析。对模拟结果的时间信息和空间信息进行同步分析有利于全面了解土壤中的质能运移及其分布规律。根据温度梯度及基质势

梯度作用下的液态水通量和水汽通量的时空分布图, 土壤水分昼夜运移可分为三个阶段: 子夜至凌晨为第一阶段(01:00—07:00), 白天为第二阶段(08:00—17:00), 傍晚至子夜为第三阶段(17:00—00:00)。总的来说, 晚间(17:00—07:00), 在浅层包气带中, 温度梯度水汽通量和液态水通量是土壤中的主要通量; 而基质势梯度液态水通量则是白天(08:00—17:00)整个土壤剖面的主要通量。模拟结果说明, 在考虑土壤非饱和和流模型时, 必须考虑温度梯度水汽通量、基质势梯度液态水通量及温度梯度液态水通量, 而基质势梯度水汽通量则可忽略。本次研究的介质是粗沙, 但由于实验设计本身的不确定性, 对自然条件下的粗沙(特别是在沙漠地区)进行观测实验是下一步研究的重点; 此外, 还应增加对地表蒸发量的实际观测以及地表 5 cm 深度范围内的土壤湿度、基质势及温度的观测, 以探明地表边界条件变化对整个模型计算结果的影响。

References:

- [1] Bouyoucos G T. Effect of temperature on the movement of water vapor and capillary moisture in soils[J]. J Agric Res, 1915, 5: 141-172.
- [2] Lebedeff A F. The movement of ground and soil water[J]. Proc 1st Int Congr Soil Sci, 1927, 1: 459-472.
- [3] Smith W O. Thermal transfer of moisture in soils[J]. Trans Am Geophys Union, 1943, 24: 511-560.
- [4] Gurr C G, Marshall T J, Hutton J T. Movement of water in soil due to a temperature gradient[J]. Soil Sci, 1952, 74(5): 335-345.

- [5] Rollins R L, Spangler M G, Kirkham D. Movement of soil moisture under a thermal gradient[J]. *Proc Highw Res Bd*, 1954, 33: 492-502.
- [6] Taylor S A, Cavazza L. The movement of soil moisture in response to temperature gradient[J]. *Proc Soil Sci Soc Am*, 1954, 18: 351-360.
- [7] Staple W J, Lehane J J. Movement of moisture in unsaturated soils[J]. *Can J Agr Sci*, 1954, 34: 329-342.
- [8] Philip J R, de Vries V D. Moisture movement in porous materials under temperature gradient[J]. *Trans Am Geophys Union*, 1957, 38(2): 222-232.
- [9] Taylor S A, Stewart G L. Some thermodynamic properties of soil water[J]. *Soil Sci Soc Am Proc*, 1960, 24: 243-247.
- [10] Taylor S A, Cary J W. Linear equations for the simultaneous flux of matter and energy in a continuous soil system[J]. *Soil Sci Soc Am Journal*, 1964, 28: 167-172.
- [11] Groenevelt P H, Kay B D. On the interaction of water and heat transport in frozen and unfrozen soils: II. The Liquid Phase[J]. *Soil Sci Soc Am Proc*, 1974, 38: 400-404.
- [12] Cary J W. Onsager's relation and the non-isothermal diffusion of water vapor[J]. *The Journal of Physical Chemistry*, 1963, 67(1): 126-129.
- [13] Cary J W. An evaporation experiment and its irreversible thermodynamics[J]. *Int J Heat Mass Transfer*, 1964, 7: 531-538.
- [14] Cary J W. Water flux in moist soil: thermal versus suction gradients[J]. *Soil Sci*, 1965, 100(3): 168-175.
- [15] Cary J W. Soil heat transducers and water vapor flow[J]. *Soil Science Society of America Journal*, 1979, 43(5): 835-839.
- [16] Rose D A. Water movement in porous materials: Part 1. Isothermal vapour transfer[J]. *British Journal of Applied Physics*, 1963, 14(5): 256-262.
- [17] Rose D A. Water movement in porous materials: Part 2. The separation of the components of water movement[J]. *British Journal of Applied Physics*, 1963, 14(8): 491-496.
- [18] Rose D A. Water movement in dry soils; 1. physical factors affecting sorption of water by dry soil[J]. *J Soil Sci*, 1968, 19(1): 81-93.
- [19] Rose D A. Water movement in porous materials. 111. Evaporation of water from soil[J]. *Brit J Appl Phys*, 1968, 2(1): 1779-1791.
- [20] Rose D A. Water movement in dry soils. II. An analysis of hysteresis[J]. *J Soil Sci*, 1971, 22(4): 490-507.
- [21] Cary J W. Soil moisture transport due to thermal gradients; practical aspects[J]. *Soil Sci Soc Am Proc*, 1966, 30: 428-433.
- [22] Jackson R D. Diurnal changes in soil water content during drying[J]. *Field Soil Water Regime*, 1973, 33: 37-55.
- [23] Milly P C D. Moisture and heat transport in hysteretic, inhomogeneous porous media; a matric head-based formulation and a numerical model[J]. *Water Res Res*, 1982, 18(3): 489-498.
- [24] Milly P C D. Simulation analysis of thermal effects on evaporation from soil[J]. *Water Res Res*, 1984, 20(8): 1087-1098.
- [25] Milly P C D. Effects of thermal vapor diffusion on seasonal dynamics of water in the unsaturated zone[J]. *Water Res Res*, 1996, 32(3): 509-518.
- [26] Nassar I N, Horton R. Heat, water, and solution transfer in unsaturated porous media; I. Theory development and transport coefficient evaluation[J]. *Transport in Porous Media*, 1997, 27(1): 17-38.
- [27] Yang J Z, Cai S Y. A coupled model of water-vapor-heat transport in porous media and simulation analysis of evaporation[J]. *J Wuhan Univ Hydr Elec Eng*, 1989, 22(4): 35-44 (in Chinese).
- [28] Cai S Y, Zhang Y F. A numerical analysis of evaporation from soil under the effect of temperature[J]. *Journal of Hydraulic Engineering*, 1991, 11: 1-8 (in Chinese).
- [29] Yang B J, Zeng D C, Tang D Y. The numerical simulation of evaporation from bare soils[J]. *Acta Geographica Sinica*, 1988, 43(4): 352-361 (in Chinese).
- [30] Yang B J, Sui H J. Numerical simulation of water and heat movement in soils: modeling, simulation and optimization of soil tillage operations and water use in agriculture [M]. Beijing: Science and Technology of China Press, 1997: 1-283 (in Chinese).
- [31] Sui H J, Zeng D C, Chen F Z. Modeling of the influence of different mulches on the distribution of soil water and heat: I. numerical model[J]. *Acta Geographica Sinica*, 1992, 47(1): 74-79 (in Chinese).
- [32] Kang S Z, Liu X M. Simulation of soil water and heat transport under mulching[J]. *Journal of Hydraulic Engineering*, 1993, 3: 11-17 (in Chinese).
- [33] Sun J S, Chen Y M, Kang S Z. Numerical simulation of the coupled soil water and heat transport in summer maize field [J]. *Irrigation and Drainage*, 1995, 14(3): 24-29 (in Chinese).
- [34] Guo Q R, Li Y S. Numerical simulation of coupled soil water and heat transport under non-isothermal condition[J]. *Journal of China Agricultural University*, 1997, 12(Suppl): 33-38 (in Chinese).
- [35] Hu H P, Yang S X. Simulation of water and heat transport in freeze soil[J]. *Journal of Hydraulic Engineering*, 1992, 7: 1-8 (in Chinese).
- [36] Huang X F, Zeng D C. Simulation of soil water and solute transport during freezing period[J]. *Journal of Beijing Agricultural Engineer University*, 1993, 13(3): 43-50 (in Chinese).
- [37] Zhang T, Berndtsson R. Analysis of soil-water dynamics in time and space by use of pattern-recognition[J]. *Water Re-*

- sources Research, 1991, 27(7): 1623-1636.
- [38] Athavale R N, Rangarajan R, Muralidharan D. Influx and efflux of moisture in a desert soil during a 1 year period[J]. Water Resources Research, 1998, 34(11): 2871-2877.
- [39] Mmolawa K, Or D. Experimental and numerical evaluation of analytical volume balance model for soil water dynamics under drip irrigation[J]. Soil Science Society of America Journal, 2003, 67(6): 1657-1671.
- [40] Grifoll J, Gast J M, Cohen Y. Non-isothermal soil water transport and evaporation[J]. Advances in Water Resources, 2005, 28: 1254-1266.
- [41] Saito H, Simunek J, Mohanty B P. Numerical analysis of coupled water, vapor, and heat transport in the vadose zone[J]. Vadose Zone Journal, 2006, 5(2): 784-800.
- [42] Starr J L, Paltineanu I C. Soil water dynamics using multi-sensor capacitance probes in non-traffic inter-rows of corn[J]. Soil Science Society of America Journal, 1998, 62(1): 114-122.
- [43] Kemp P R, Reynolds J F, Pachepsky Y, et al. A comparative modeling study of soil water dynamics in a desert ecosystem[J]. Water Resources Research, 1997, 33(1): 73-90.
- [44] Schelde K, Thomsen A, Heidmann T, et al. Diurnal fluctuations of water and heat flows in a bare soil[J]. Water Resources Research, 1998, 34(11): 2919-2929.
- [45] Wang D. Dynamics of soil water and temperature in aboveground sand cultures used for screening plant salt tolerance[J]. Soil Science Society of America Journal, 2002, 66(5): 1484-1491.
- [46] Starr J L, Timlin D J. Using high-resolution soil moisture data to assess soil water dynamics in the vadose zone[J]. Vadose Zone Journal, 2004, 3(3): 926-935.
- [47] Zeng Y J, Wan L, Wang X S, et al. An experimental study of day and night trends of soil temperature and moisture in the shallow unsaturated zone[J]. Earth Science Frontiers, 2006, 13(1): 52-57(in Chinese).
- [48] Sun S F, Niu G Y, Hong Z X. A water and heat transport model in arid and semiarid regions[J]. Scientia Atmospherica Sinica, 1998, 22(1): 1-10(in Chinese).
- [49] Ghildyal B P, Tripathi R P. Soil Physics[M]. India: Rajkarnal Electric Press, 1987: 1-656.
- [50] Shen C K. Atmosphere thermodynamics[M]. Beijing: China Meteorological Press, 1983: 1-299(in Chinese).
- [51] Noborio K, McInnes K J, Heilman J L. Two-dimensional model for water, heat, and solute transport in furrow-irrigated soil: II. Field Evaluation[J]. Soil Science Society of America Journal, 1996, 60(4): 1010-1021.
- [52] Fayer M J. UNSAT-H Version 3.0: Unsaturated soil water and heat flow model-theory, user manual, and examples[R]. Washington: Pacific Northwest National Laboratory, 2000.
- [53] Carsel R F, Parrish R S. Developing joint probability distributions of soil water retention characteristics[J]. Water Resources Research, 1988, 24(5): 755-769.
- [54] 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.
- [55] Schaap M G, Leij F J. Improved prediction of unsaturated hydraulic conductivity with the Mualem-van Genuchten model[J]. Soil Science Society of America Journal, 2000, 64(3): 843-851.
- [56] Simunek J, Sejna M, van Genuchten M T. The HYDRUS-1D software package for simulating the one-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably-saturated media[R]. University of California-Riverside Research Reports, 2005.
- [57] Kleijnen J P C, Cheng R C H, Bettonvil B. Validation of trace-driven simulation models: bootstrap tests[J]. Management Science, 2001, 47(11): 1533-1538.
- [58] Jury W A, Gardner W R, Gardner W H. Soil physics[M]. New York: John Wiley, 1991.

参考文献:

- [27] 杨金忠, 蔡树英. 土壤中水、汽、热运动的耦合模型和蒸发模拟[J]. 武汉水利电力学院学报, 1989, 22(4): 35-44.
- [28] 蔡树英, 张瑜芳. 温度影响下土壤水分蒸发的数值模拟[J]. 水利学报, 1991, 11: 1-8.
- [29] 杨邦杰, 曾德超, 唐登银. 裸地蒸发过程的数值模拟[J]. 地理学报, 1988, 43(4): 352-361.
- [30] 杨邦杰, 隋红建. 土壤水热运动模型及其应用[M]. 北京: 中国科学技术出版社, 1997: 1-229.
- [31] 隋红建, 曾德超, 陈发祖. 不同覆盖条件对土壤水热分布影响的计算机模拟: I. 数学模型[J]. 地理学报, 1992, 47(1): 74-79.
- [32] 康绍忠, 刘晓明. 作物覆盖条件下田间水热运移的模拟研究[J]. 水利学报, 1993, 3: 11-17.
- [33] 孙景生, 陈玉民, 康绍忠, 等. 夏玉米田水热耦合运移的数值模拟[J]. 灌溉排水, 1995, 14(3): 24-29.
- [34] 郭庆荣, 李玉山. 非恒温条件下土壤中水热耦合运移过程的数学模拟[J]. 中国农业大学学报, 1997, 12(增刊): 33-38.
- [35] 胡和平, 杨诗秀. 土壤冻结时水热迁移规律的数值模拟[J]. 水利学报, 1992, 7: 1-8.
- [36] 黄兴法, 曾德超. 冻结期土壤水盐热运动规律的数值模拟[J]. 北京农业工程大学学报, 1993, 13(3): 43-50.
- [47] 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, 13(1): 52-57.
- [48] 孙淑芬, 牛国跃, 洪钟祥. 干旱及半干旱区土壤水热传输模式研究[J]. 大气科学, 1998, 22(1): 1-10.
- [50] 沈春康. 大气热力学[M]. 北京: 气象出版社, 1983: 1-229.