

文章编号: 0254-0096(2004)06-0850-05

太阳辐照下湿份分层土壤中热湿传输的数值模拟

刘炳成, 刘伟, 王崇琦

(华中科技大学能源与动力工程学院, 武汉 430074)

摘要: 考虑温度对土壤湿分迁移的影响, 建立描述存在干饱和层时的土壤热湿传递的数学模型, 并就自然环境和恒定太阳辐照下两种情况进行数值模拟, 获得不同环境条件下土壤中温度和湿分分布以及水分蒸发的动态特性, 分析干饱和土壤层对土壤热湿迁移与水分蒸发以及温度对土壤湿分传输的影响。

关键词: 土壤; 干饱和层; 非饱和层; 土壤温度; 水分蒸发

中图分类号: TK124 **文献标识码:** A

0 引言

我国主要农作物(玉米、小麦、一季稻、棉花等)的主产区大多属于干旱或半干旱湿润地区, 水资源短缺是制约这些地区农业发展的主要因素。因此研究土壤水分和热量迁移规律, 提高水资源的利用效率, 发展节水新农业尤为重要。在作物种植的耕耘、播种、发芽以及幼苗期间, 土壤表面一般是裸露的, 蒸发会逐渐耗尽土壤表层孔隙内的水分, 形成干饱和土壤层(Dry Surface Layer)^[1], 并影响着土壤中的温度和湿分分布。土壤热量主要来自太阳辐射, 而在干旱、半干旱地区, 由于太阳辐射较强以及气温日变化幅度较大, 相应土壤上下层温差(即土壤垂直方向温度梯度)较大, 温度对湿分传递也有着重要影响^[2, 3]。

Ilic^[4]在恒定的环境条件下, 对含湿非饱和以及干饱和两个多孔介质区域的传输现象进行了分区研究。杨邦杰^[5]考虑水分蒸发阻力, 提出了计算土壤水分蒸发的二层模型。Guo^[6]提出了存在干饱和层时沙土水分蒸发量的计算方法, 但没有进一步研究蒸发锋面的移动对分层沙土内部湿分迁移的影响。本文则基于实际土壤中水分的分布形态, 在热、湿耦合的条件下, 对自然环境和恒定太阳辐照条件下土壤水分的分层和迁移进行理论描述和数值计算, 并分析了干饱和层对土壤热、湿迁移以及土壤温度对湿分传递的影响。

1 湿份分层时土壤中水、热迁移的数学模型

表层土壤变干后, 实际土壤包括非饱和层和干饱和层(如图1所示)。在非饱和土壤层存在固、气、液三相, 液相具有水含量梯度, 水分运动受到毛细力、重力、达西阻力以及温度梯度和湿分梯度的共同作用。在干饱和土壤层: 土壤颗粒表面的自由水被蒸发, 水分以吸附水的方式存在, 且没有宏观运动, 但土壤孔隙内存在水蒸汽扩散和混合气(空气+水蒸汽)运动。水分蒸发锋面由土壤表面下移至非饱和层与干饱和层的界面附近, 水蒸汽经过干饱和层向大气环境扩散迁移。

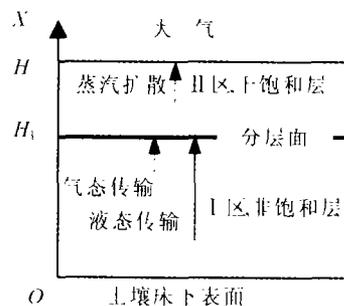


图1 土壤湿份分层的示意图

Fig. 1 Soil bed with wet and dry layers

温度对土壤水分运移的影响, 主要表现在两个方面: 对土壤水分性状的影响和对土壤水分运动的

收稿日期: 2003-06-17

基金项目: 国家重点基础研究发展规划(G2000026303);
国家自然科学基金项目(50376015)

影响。随着温度升高, 非饱和土壤水导率逐渐增大^[7]。根据非平衡态热力学理论, 当非平衡体系同时存在多个不可逆过程时, 不可逆过程之间有可能发生耦合^[8]。在非饱和土壤中, 同样存在由温度梯度所引起的湿分流动的热扩散现象^[9]。建立数学模型时, 将土壤看成是均匀、各向同性的多孔介质, 并假定固、气、液三相各自满足连续的相结构模式。参考 Phillip & De Vries^[9] 的土壤热、湿耦合运移的双场量模型, 采用 Whitaker^[10] 的多相系传输理论和体积平均化方法, 建立了具有多场作用机制的湿份分层土壤热、湿、气耦合迁移数学模型。

1.1 非饱和土壤层

1.1.1 连续性方程

液相:

$$\frac{\partial(\rho_l \varepsilon_l)}{\partial \tau} + \nabla \cdot (\rho_l \varepsilon_l \vec{V}_l) + \nabla \cdot (D_{Tl}) \nabla T = -\dot{m} \quad (1)$$

水蒸汽:

$$\frac{\partial(\rho_v \varepsilon_g)}{\partial \tau} + \nabla \cdot [\rho_v \varepsilon_g (\vec{V}_g + \vec{V}_v)] = \dot{m} \quad (2)$$

气相混合物:

$$\frac{\partial(\rho_g \varepsilon_g)}{\partial \tau} + \nabla \cdot (\rho_g \varepsilon_g \vec{V}_g) = \dot{m} \quad (3)$$

1.1.2 动量方程

液相:

$$\frac{\partial \vec{V}_l}{\partial \tau} + (\vec{V}_l \cdot \nabla) \vec{V}_l - \frac{\dot{m}}{\rho_l \varepsilon_l} \vec{V}_l = -\frac{g D_l}{K_l} \nabla \varepsilon_l - \frac{g \varepsilon_l \vec{V}_l - g \varepsilon_g (\vec{V}_l - \vec{V}_g) + v_l \nabla^2 \vec{V}_l - \vec{g}}{K_l} \quad (4)$$

气相:

$$\frac{\partial \vec{V}_g}{\partial \tau} + (\vec{V}_g \cdot \nabla) \vec{V}_g + \frac{\dot{m}}{\rho_g \varepsilon_g} (\vec{V}_g + \vec{V}_v) = -\frac{1}{\rho_g} \nabla p - \frac{g \varepsilon_g}{K_g} (\vec{V}_g - \vec{V}_l) + v_g \nabla^2 \vec{V}_g - \vec{g} \quad (5)$$

1.1.3 蒸汽扩散方程

$$\vec{V}_v = -D_{TV} \nabla T - D_{LV} \nabla \varepsilon_l \quad (6)$$

1.1.4 能量方程

$$c_{P,l} T [\vec{V}_l \cdot \nabla (\rho_l \varepsilon_l)] + c_{P,g} T [\vec{V}_g \cdot \nabla (\rho_g \varepsilon_g)] + \varepsilon_l c_{P,l} [\vec{V}_l \cdot \nabla (\rho_l T)] + \varepsilon_g c_{P,g} [\vec{V}_g \cdot \nabla (\rho_g T)] = \nabla \cdot (\lambda_m \nabla T) - L_m \dot{m} \quad (7)$$

1.2 干饱和土壤层

1.2.1 连续性方程:

$$\frac{\partial(\rho_g \varepsilon_g)}{\partial \tau} + \nabla \cdot (\rho_g \varepsilon_g \vec{V}_g) = 0 \quad (8)$$

1.2.2 气相动量方程:

$$(\vec{V}_g \cdot \nabla) \vec{V}_g = \frac{1}{\rho_g} \nabla p - \frac{g \varepsilon_g}{K_g} (\vec{V}_g) + v_g \nabla^2 \vec{V}_g - \vec{g} \quad (9)$$

1.2.3 能量方程:

$$\frac{\partial}{\partial \tau} [(\rho c)_m T] + c_{P,g} T [\vec{V}_g \cdot \nabla (\rho_g \varepsilon_g)] + \varepsilon_g c_{P,g} [\vec{V}_g \cdot \nabla (\rho_g T)] = \nabla \cdot (\lambda_m \nabla T) \quad (10)$$

1.3 定解条件

由于是对两种不同情况进行模拟, 初始条件将在讨论中分别给出。在土壤床水平方向上, 土壤温度、湿份含量及水分蒸发的变化很小, 可看作均匀分布, 故本文只进行一维数值计算。

1.3.1 土壤床下边界($x=0$):

$$\frac{\partial T}{\partial x} = 0, \varepsilon_g = 0, u_1 = u_g = 0 \quad (11)$$

1.3.2 土壤床上边界($x=H$):

$$-\lambda_m \frac{\partial T}{\partial x} = h_o (T_o - T) + \omega \sigma (T_{sky}^4 - T^4) + R_s - \gamma \dot{m}_s \quad (12)$$

$$\dot{m}_s = H_m (\alpha_m \rho_{v_o} - \rho_{v_\infty}) \quad (13)$$

土壤表面形成干饱和层后, $\dot{m}_s = 0$ 。

1.3.3 干饱和层与非饱和层的界面($x=H_1$):

$$-\lambda_I \frac{\partial T}{\partial x} \Big|_I + \lambda_{II} \frac{\partial T}{\partial x} \Big|_{II} = -\gamma \dot{m}_s, T_I = T_{II}, u_{gI} = u_{gII} \quad (14)$$

$$\dot{m}_s = \alpha \frac{D}{R_A T (H - H_1)} \frac{\rho}{p - p_v} \ln \left(\frac{p - p_{v_\infty}}{p - p_v} \right) \quad (15)$$

上述各式中: x ——高度坐标, 以圆柱土壤床下表面为参考面, 向上为正; H ——土壤床高度; H_1 ——非饱和层高度; t ——时间; \dot{m} ——土壤中的水分蒸发(冷凝)率; h_o ——土壤表面与环境间的换热系数; T_o ——环境温度; T_{sky} ——天空辐射温度; R_s ——土壤表面获得的净辐射; $K_g(\varepsilon_g)$ ——气体传导系数; K_l ——与湿份含量和温度有关的土壤水力传导系数, 其修正表达式为: $K(\varepsilon_l, T) = K(\varepsilon_l, T_o) \frac{1 + a_1 T + a_2 T^2}{1 + a_1 T_o + a_2 T_o^2}$; D_l 、 D_{Tl} ——分别为由液相梯度和温度梯度引起的土壤水扩散系数; γ ——水的汽化潜热; $\lambda_m = \varepsilon_g \lambda_g + \varepsilon_l \lambda_l + \varepsilon_g \lambda_g$ 为表观导热系数; $(\rho c)_m = \varepsilon_g \rho_g c_g + \varepsilon_l \rho_l c_l + \varepsilon_g \rho_g c_g$ 表观热容量; c ——比热; D_{TV} 和 D_{LV} ——分别为由温度梯度和液相含量梯度引起的水蒸汽的扩散系数; \dot{m}_s ——蒸发面处土壤水分的蒸发率; H_m ——蒸发面处水蒸汽的传质分系数; D ——水蒸汽质扩散率; α_m ——与蒸发锋面相接触的混合气体的相对湿度; p ——大气

压力; $p_{,s}$ ——大气中的水蒸气分压; p_v ——蒸发锋面处蒸汽压力; ω ——土壤表面黑度; T_1 、 T_{II} ——分别为紧邻分层界面上、下侧的温度; u_{gI} 、 u_{gII} ——分别为紧邻分层界面上、下侧的气相速度; 下标 s、l、g 分别代表土壤中的固、液、气相。

2 计算结果与分析

2.1 自然环境下土壤中的热、湿迁移规律

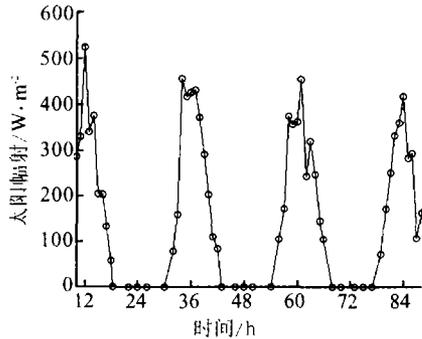


图2 太阳辐射强度
Fig. 2 Solar radiation intensity

以实验期间 2002 年 9 月 17 日 10:00 ($t = 10h$) 至 20 日 18:00 ($t = 88h$) 测得的太阳辐射、大气温度和环境相对湿度作为数值模拟的环境条件, 对 $H = 30cm$ 的一维土壤床进行数值计算, 得到了土壤温度、湿分以及水分蒸发的动态变化特性, 并与实测值比较, 验证模型的准确性。

在自然环境下, 环境因素是随时间变化的。从图 2 可以看出, 太阳辐射随时间呈周期性变化, 每天中午达到峰值, 太阳落山后则降为零。另外, 环境相对湿度在 34% ~ 85% 之间变化, 早上 7:00 左右最高, 下午 14:00 时则降到一天中的最小值; 大气温度的变化规律与太阳辐射强度基本一致, 它每天的峰值出现在 13:00 左右, 比太阳辐射强度的峰值滞后约 1h, 最低温度出现在早上 6:00 左右。

如图 3 所示, 随着水分不断地被蒸发, 土壤含水量逐渐减少。到 $t = 37h$ 时, 干饱和土壤层的厚度已达 5mm。在干饱和层内, 湿分以吸附水的方式存在并基本保持不变。同时, 由于土壤表层变干后水分蒸发强度减弱, 干饱和层的厚度增长缓慢, 从 37h 到 85h, 总共只增长了 10mm。观察 $t = 13h$ 时水分分布计算曲线可以发现, 靠近土壤表面处的水分含量不但没有减少, 反而比初始水分含量有所增大。这是因为当温度梯度所引起的水蒸汽向土壤

内部运动的作用大于由湿度梯度所引起的液态水方向表面传质的作用时, 表层土壤的水分就会因水蒸汽的凝结而使得土壤内局部湿度增大。这种由于传热与传质的耦合作用而造成的土壤内部湿度升高的现象, 被称为“局部增湿”现象。

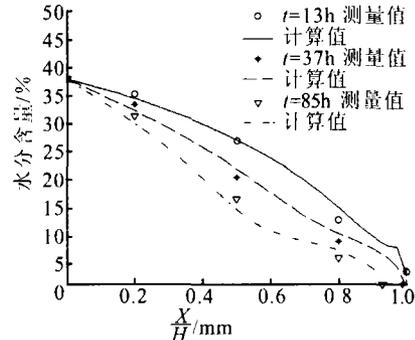


图3 土壤床水分分布
Fig. 3 Soil water distribution

图 4, 图 5 为 4cm 和 10cm 深处的土壤温度和水分含量随时间的变化曲线。在自然环境下, 土壤床内各点的温度在上午开始升高且每天 13:00-15:00 达到最大值, 然后随着太阳辐射强度的减弱而逐渐降低。白天浅层土壤温度高于深层土壤, 而晚上则反之, 并且随着深度的增加, 土壤温度变化有明显的滞后性。土壤表面形成干饱和层后, 水分蒸发减弱, 蒸发所吸收的热量减少, 土壤温度的日变化幅度随之增大。

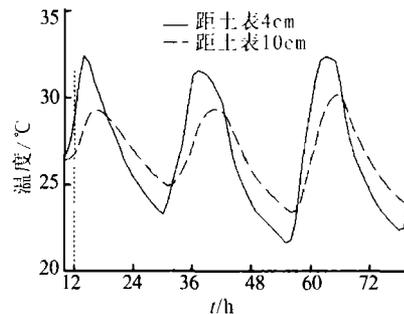


图4 土壤温度
Fig. 4 Soil temperature

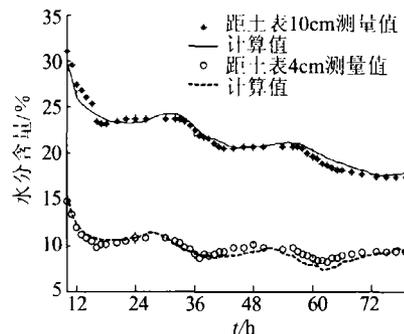


图5 土壤水分含量
Fig. 5 Soil water content

由方程(1~4)可知，土壤水分迁移受重力、达西阻力、水液梯度以及温度等的共同作用。比较图4，图5可以看到，白天随着温度升高，土壤水分含量降低；晚上，土壤温度逐渐降低，土壤含水量出现略有增加的情况。同时可以看到，表层土壤温度在一天内的变化幅度比深层土壤大，其水分含量的昼夜变化也较为明显。

图6，7分别为8cm和11cm深处土壤温度梯度和土壤内部水分蒸发的变化曲线。在自然环境下，土壤内部温度梯度呈周期性变化，昼夜变化方向相反，且浅层土壤温度梯度的变化幅度大于深层土壤。出现干饱和和土壤层后，温度梯度的峰值明显增大。由方程(6)可知，土壤内水蒸汽的扩散受温度梯度和湿分梯度的共同作用。白天，水分蒸发主要发生在土壤表面或非饱和层与干饱和层的界面处，绝大部分水蒸汽由蒸发锋面向大气迁移；另一部分则在温度梯度的控制下向土壤内部扩散，遇到较低温度的土壤即发生冷凝。晚上，土壤内部温度梯度方向与白天相反，非饱和土壤层内出现水分蒸发。因而土壤内部水分蒸发和冷凝在一天内交替发生，并且水分的蒸发或冷凝量随着深度的增加，逐渐减少。综合观察图6，7可以发现，随着土壤温度梯度的增大，非饱和土壤层内水分的蒸发和冷凝明显加剧。

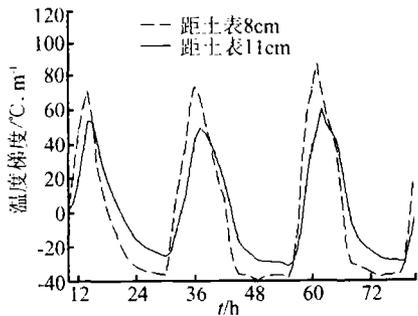


图6 温度梯度
Fig. 6 Soil temperature gradient

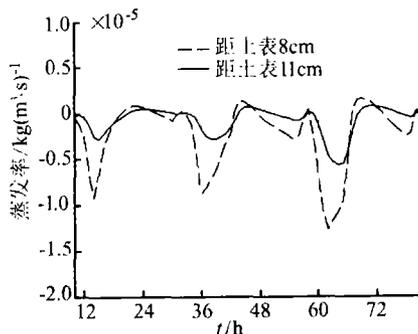


图7 土壤内部蒸发(冷凝)量
Fig. 7 Evaporation rate inner soil

2.2 恒定环境条件下土壤中的热、湿迁移规律

图8~图10分别给出了环境相对湿度为40%、环境温度为30℃、辐射热流为300W/m²时土壤床水分和温度分布。

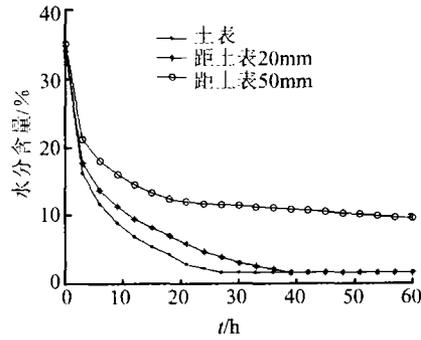


图8 土壤水分含量

Fig. 8 soil water content

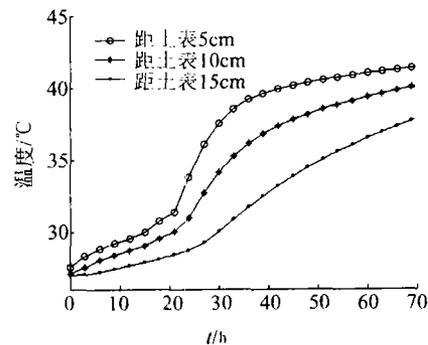


图9 土壤温度

Fig. 9 soil temperature

从图8可以看出，在最初的几小时里，不同深处土壤的水含量变化都很快，变化趋势基本一致。这是因为在开始阶段，水分梯度较小，毛细吸力的作用要弱于重力，水含量的变化受水分下渗的影响较大。土表水分在 $t = 30h$ 完全被蒸发，干饱和土壤层在 $t = 40h$ 发展到土深3cm处。形成干饱和层后，土壤水分蒸发减弱，干饱和层发展缓慢。对比图5和图8可以看到，在恒定环境条件下土壤水分含量没有出现略有增加的现象。

由图9可见，在恒定环境条件下，土壤温度逐渐升高。形成干饱和层后，水蒸汽向大气扩散距离增大，蒸发强度减弱，传递到土壤床内部的热量增多。因此从图中可见，出现干饱和层后($t > 25h$)，土壤温度曲线变得较为陡峭。

从图10可以看到，在恒定太阳辐射条件下，土壤床温度逐渐升高，且随着深度的增加，土壤温度的

变化呈现较明显的滞后性。干饱和层内热量传递主要依靠导热方式, 温度梯度较大。同时, 随着温度不断升高, 土壤表面与大气之间的对流换热加剧, 土壤与环境之间的热量交换趋于平衡, 土表温度变化缓慢。

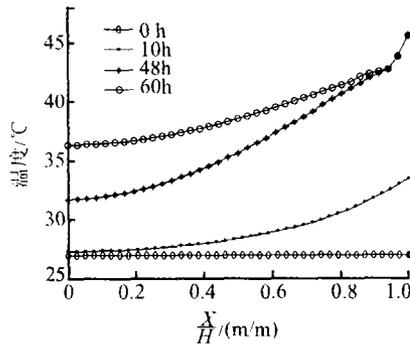


图 10 土壤床温度分布
Fig. 10 Soil temperature

3 结 论

通过上述计算与分析, 可以得出如下结论:

- 1) 建立了描述存在湿分分层的土壤热、湿传递的数学模型, 数值模拟了自然环境和恒定环境下土壤中热、湿迁移规律和水分蒸发的动态特性。
- 2) 形成干饱和和土壤层后, 水分蒸发锋面下移至干包层与非饱和层界面处, 水分蒸发减弱, 土壤温度升高, 干饱和层增长缓慢。
- 3) 在自然环境下, 土壤温度在一天内变化, 且温度梯度方向昼夜相反。受其影响: 土壤水分含量在夜间会出现略有增加的现象; 土壤内部的水分蒸发和冷凝在一天内交替发生, 并且随着温度梯度

的增大, 水分的蒸发和冷凝明显加剧。

[参考文献]

- [1] Yamanaka T. Dynamics of the evaporation zone in dry sandy soils [J]. *Journal of Hydrology*, 1999, 217: 135—148.
- [2] Hopmans J W, Dane J H. Effect of temperature - dependent Hydraulic properties on soil water Movement [J]. *Soil Sci Soc Am J*, 1985, 49: 51—58.
- [3] Gialoumakis S G. Eliminating the effect of temperature form unsaturated soil hydraulic functions. *Journal of Hydrology* [J]. 1991, 129: 109—125.
- [4] Illic M. Convective drying on consolidated slab of wet porous material [J]. *Int J Heat Mass Transfer*, 1989, 32: 2351—2362.
- [5] Guo Yu Qiu, Tomohisa Yano. An improved methodology to measure evaporation from bare soil based on comparison of surface temperature with a dry soil surface [J]. *Journal of Hydrology* 1998, 210: 93—105.
- [6] 杨邦杰, BlackWell P S. 土壤表面蒸发阻力模型与田间测定方法 [J]. *地理学报*, 1997, 52: 177—182.
- [7] 刘思春, 张一平, 温度对非饱和土壤水分运动的影响 [J]. *西北农业大学学报*, 2000, 28, (4): 28—33.
- [8] 张永祥, 陈鸿汉. 多孔介质溶质运移动力学 [M]. 北京:地震出版社, 2000, 60—62.
- [9] Philip J R, De Vries D A. Moisture Movement in porous materials under temperature gradients [J]. *Trans Am Geophys Union*, 1957, 38: 222—232.
- [10] Whitaker S. The transport equations for multi-phase system [J]. *Chem Eng Sci*, 1973, 28: 139—147.

DYNAMIC SIMULATION OF HEAT AND MASS TRANSPORTATION IN SOIL WITH WET AND DRY REGIONS UNDER SOLAR RADIATION

Liu Bingcheng, Liu Wei, Wang Chongqi

(School of Energy and Power Engineering Huazhong University of Science and Technology, Wuhan 430074, China)

Abstract: A general mathematical model for investigating simultaneous heat and moisture transfer and water evaporation in porous soil with unsaturated and dry regions was proposed by considering of the temperature effect on soil moisture migration, based on the volume-averaging method and a set of governing equations were developed. By use of numerical method, the transient distributions of temperature and moisture inner soil were obtained under two different conditions, the natural condition and the steady solar radiation. Both the influence of dry soil region on heat and moisture transfer in soil and water evaporation and the influence of temperature on moisture transport were analyzed.

Keywords: soil; dry soil layer; unsaturated region; soil temperature; water evaporation

联系人 E-mail: bingchengL@163.com