DOI: CNKI: 32-1309/P. 20110313. 2236. 018

蒸发条件下土壤水分响应模拟

杨德军^{1,3}, ZHANG Ke-feng², 张土乔³

(1. 中国矿业大学环境与测绘学院,江苏 徐州 221116; 2. Warwick HRI, The University of Warwick, Wellesbourne,
 Warwick CV35 9EF, UK; 3. 浙江大学建筑工程学院,浙江 杭州 310058)

摘要:基于有限元(FEM)和改进的积分型 Richards 方程解法(IRE 方法)对蒸发条件下5种土体土壤水分响应进行了研究。数值实验结果表明:在土壤表面潜在蒸发量 0.50 cm/d 的情况下,5种土体土壤含水率变化曲线均呈现单拐 点两阶段的特点,拐点出现在地表下 20 cm 左右,拐点上部区域曲线曲率大于下部区域,两阶段的划分以 15 d 左右 为界,前阶段比后阶段的土壤水分变化快;蒸发模拟结果很好的证明了蒸发三阶段理论。总蒸发量和下边界排水量 与土壤结构密切相关,而总水量变化量和变化率与土壤质地有关。IRE 方法与 FEM 模拟结果基本一致,解法相对简单,模拟结果可靠性高。

关键词:有限元;积分型 Richards 方程解法;土壤含水率;蒸发 中图分类号: P334.1; P334.2 文献标志码:A 文章编号: 1001-6791(2011)02-0208-07

农田水利和岩土工程中土壤蒸发问题的研究比较广泛,实验和模型主要在小尺度范围内研究和使用。目前 蒸散耗水量的测定计算方法主要包括水文学法、微气象学法、植物生理学法、遥感法和 SPAC 综合模拟法等^[1]; 杨洋等^[2]建立了蒸发条件下路基对气候变化的响应模式;Cui 等^[3]采取 Wilson 模型对试验场地非饱和土含水率 和温度变化进行了模拟;杨永红等^[4]基于西藏高原区气象观测资料,利用 FAO-56 标准 Penman-Monteith 公式, 分析了参考作物蒸发蒸腾量的变化规律。近年来,基于遥感技术的中大尺度下蒸散发模型的研究逐渐成为热 点。吴炳方等^[5]基于 ETWatch 方法,对 2002~2005 年海河流域和河北省馆陶县的蒸散状况进行了连续监测; 张友静等^[6]基于 ASAR-APP 影像数据和光学影像数据,根据水云模型研究了小麦覆盖条件下地表土壤含水量的 反演方法;李琴等^[7]基于 MODIS 遥感影像和表观热惯量法,以新疆为研究区,建立了适用于干旱半干旱1 m 土 体的土壤含水量反演模型;黄耀欢等^[8]采用 GMS 静止气象卫星数据进行遥感反演全国地表缺水分区。土壤水 分运动基本方程主要是基于 Richards 方程,目前比较通用的数值方法包括有限元法^[9]和有限差分法。Lee 和 Abriola^[10]研发的积分型 Richards 方程解法(Integrated Richards Equation Model, IRE)可用于降雨条件下的土壤水 分运动模拟,Yang等^[11]对上述方法进行了改进,并通过算例进行了验证。

由于地形、土壤异质性和蒸发蒸腾的时间非均一性,导致土壤水分在时空尺度上表现出不同的特性。蒸 发条件下土壤水分响应模拟研究,对探讨不同尺度不同土体土壤水分对蒸发的响应模式、小尺度下土壤蒸发 参数的反演研究和中大尺度下遥感数据与陆面过程模型的同化^[12-13]等研究具有一定的参考价值。本文基于 有限元(FEM)和改进的积分型 Richards 方程解法,对蒸发条件下土壤水分响应模拟进行研究。

1 数值实验概况和方法

1.1 数值实验概况

土体选自文献[14]中代表了欧洲地区典型的上层土特征,且与蒸发作用密切相关的上层土的粗土、中等 土、中等细土、细土和极细土为研究对象,土的物理定义见表1^[14]。设定土体单元长100 cm,土体的初始

收稿日期: 2010-05-28; 网络出版时间: 2011-03-13

网络出版地址: http://www.cnki.net/kcms/detail/32.1309. P. 20110313.2236.018.html

基金项目:国家自然科学基金资助项目(51009134);中国博士后科学基金资助项目(20100471414)

作者简介:杨德军(1981-),男,山东烟台人,讲师,博士,主要从事土壤水动力学和污染物运移方面研究。 E-mail: yangdj81@163.com

含水率和 Mualem-Van Genuchten 水力特征参数见表 2^[14],其中, θ_s 为饱和含水率; θ_r 为枯萎点含水率; α 为进气值的倒数; K_s 为土壤饱和水力导水率;n,m和 l为土壤水力方程参数;基于 FEM 和 IRE 两种方法,进行蒸发条件下 100 d 的土壤水分响应模拟。综合考虑后,将每日潜在蒸发量定为 0.50 cm,土体下边界设为自由出流。

表 1 5 种土体的物理定义 Table 1 Physical definitions of 5 soils

粗土	中等土	中等细土	细土	极细土
胶粒 < 18%	18% <胶粒 < 35% , 砂粒 < 15%	胶粒 < 35%	胶粒 < 35%	胶粒 < 60%
砂粒 >65%	胶粒 < 18% , 15% < 砂粒 < 65%	砂粒 < 15%	砂粒 < 15%	

表 2 5 种土体的初始含水率和水力特征参数

Table 2 Initial soil water content and hydraulic parameters of 5 soils

类别	$\theta_0 \\ /(\mathrm{cm}^3 \cdot \mathrm{cm}^{-3})$	饱和度	$\theta_{\rm s}$ /(cm ³ ·cm ⁻³)	$\theta_{\rm r}$ /(cm ³ ·cm ⁻³)	α /(cm ⁻¹)	n	m	$K_{\rm s}$ /(cm·d ⁻¹)	l	进气值 /cm
粗土	0.390	0.97	0.403	0.025	0.0383	1.3774	0.2740	60.000	1.2500	26.11
中等土	0.421	0.96	0.439	0.01	0.0314	1.1804	0.1528	12.061	- 2. 342 1	31.85
中等细土	0.420	0.98	0.430	0.01	0.0083	1.2539	0. 202 5	2.272	-0.5884	120.48
细土	0.511	0.98	0.520	0.01	0.0367	1.1012	0.0919	24.8	- 1. 977 2	27.25
极细土	0.600	0.98	0.614	0.01	0.0265	1.1033	0.0936	15.000	2.5000	37.74

1.2 土壤水动力学基本方程

无根系吸水项的一维土壤水动力学模型如下^[9]:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(h) \left(\frac{\partial h}{\partial z} - 1 \right) \right] \tag{1}$$

$$h(z, 0) = h_0(z) \quad 0 \le z \le L$$
(2)

$$\left[-K(h)\left(\frac{\partial h}{\partial z}-1\right)\right]_{z=0} = q_0 \qquad t > 0$$
(3)

$$\frac{\partial h(L, t)}{\partial z} = 0 \qquad t > 0 \qquad (4)$$

其中

$$K(\theta) = K_{s} \Theta^{l} \left[1 - (1 - \Theta^{1/m})^{m} \right]^{2}, \quad \Theta = \frac{\theta - \theta_{r}}{\theta_{s} - \theta_{r}} = \left[\frac{1}{1 + |\alpha h|^{n}} \right]^{m}$$
(5)

式中 θ 为土壤体积含水率, cm³/cm³; h为土壤负压水头, cm; K(h)和 $K(\theta)$ 为土壤非饱和水力导水率, cm/d; h, h₀(z)为土壤负压水头初始值, cm; q₀为净降雨密度或可能的土壤表层蒸发速率, cm/d; L为下边界深度, cm; h(L, t)为下边界的土壤负压水头值, cm; z 为竖向坐标, 以地表为原点, 向下为正, cm。式(3)和式(4)分别为上、下边界条件。式(5)为 Mualem-Van Genuchten 的土壤水力参数方程, Θ 为土壤饱和度; 式(1)也可以表达成含水率 θ 的方程^[10]:

$$\frac{\partial\theta}{\partial t} = \frac{\partial W(\theta)}{\partial z} \tag{6}$$

式中 W(θ)为土壤水流通量, cm/d, 由式(7)计算。

$$W(\theta) = D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} + K(\theta)$$
(7)

式中 $D(\theta)$ 为扩散率, cm²/d, 由式(8)计算。

$$D(\theta) = \frac{K(\theta)}{\alpha m n (\theta_s - \theta_r)} (1 - \Theta^{-1/m})^{1/n - 1} \Theta^{-1/m - 1}$$
(8)

1.3 土壤水动力学模型 FEM 方法

本文基于美国盐土实验室 SWMS-2D 源程序进行再开发,改进后的有限元模型能够模拟式(5)类型的土体在蒸发条件下的土壤水分响应。具体求解方法见文献[15]。

1.4 土壤水动力学模型 IRE 方法

土层编号从下到上依次递增,从第 i-1 层到第 i 层,式(6)进行差分得

$$\frac{\partial \theta_{\alpha}}{\partial t} = \frac{W_i - W_{i-1}}{\Delta z} \qquad i = 2, 3, \dots, N+1$$
(9)

式中 第*i*-1 层和第*i* 层分别代表相邻两层的下层和上层, W_{i-1} 和 W_i 分别为第*i* 层的下边界和上边界的土壤 水流通量, cm/d; θ_a 为第*i* 层中心点的含水率, cm³/cm³, 联立求解式(5)、式(7)、式(8)和式(9)即为 IRE 方法。每次迭代, 使用第*t* 时刻的 θ 计算第*t*+1 时刻的 $K(\theta)$ 和 $D(\theta)$, 模拟计算从下至上。使用文献[11]推 荐的时间步长 0.001 d 和土层厚度 3 cm 进行计算。本文基于文献[10-11]的研究成果,将 IRE 方法的边界条 件进行扩展改进。

(1) 上边界改进^[11] 无降雨条件下,蒸发占主要作用:

$$W_{N+1} = \min\left(D_{N}\frac{\partial\theta}{\partial z} + K_{N}, W_{PE}\right)$$
(10)

式中 W_{PE}为每日潜在蒸发量, cm/d。

(2) 下边界的改进 增加了自由出流边界条件:

$$W_{1} = \begin{cases} D_{1}(\theta_{1} - \theta_{0})/\Delta z + K_{1} & 常含水率边界 \\ K_{1} & 自由出流边界 \end{cases}$$
(11)

2 结果与分析

图 1 为两种方法模拟 5 种土体含水率分布图。粗土、中等土、中等细土、细土和极细土分别从接近饱和含水率开始变化(表 2),体积含水率变化率在第 1 d 最大,随着时间的推移,含水率变化率变小,并逐步达到稳定状态。100 d 后下边界含水率分别稳定在 0.20,0.30,0.32,0.42 和 0.50 左右。



图 1 土体含水率分布图(线性表示 FEM 模拟结果;离散点表示 IRE 模拟结果) Fig. 1 Soil water content distribution down the soil profile 土壤含水率对蒸发的响应模式为:5种土体土壤含水率曲线均呈现单拐点两阶段的特点,拐点出现在地 表下20 cm 处,由此说明,蒸发对0~20 cm 区域的作用明显,该区域土壤含水率曲率大,蒸发后期表层土 壤含水率接近甚至低于枯萎点含水率。20~100 cm 区域的土壤含水率曲率小,除粗土外,其它土的下边界 在模拟后期还保持极高的含水率。两阶段的划分以15 d 左右为界,前阶段土壤含水率变化较快,后阶段变 化较慢。

图 2 为两种方法模拟 5 种土体每日蒸发量和累积蒸发量。从图中可以看出,两种方法模拟的每日蒸发量 基本吻合,由于算法的不稳定性等原因,FEM 模拟结果在后期略有振荡现象;IRE 模拟结果基本保持单调递 减。累积蒸发量的模拟中,IRE 方法初期结果偏大,后期结果与 FEM 基本吻合。模拟结果很好地证明了蒸 发三阶段理论^[16],包括常速率阶段,第一下降速率阶段(大约第 5 d)和第二速率下降阶段(大约第 13~16 d)^[16]。



Fig. 2 Daily evaporation and cumulative evaporation of 5 soils

利用 FEM 计算得到 5 种土体模拟结束时刻的土体水量损失,见表 3。从表 1 ~ 表 3 可以得到不同土体对 下边界排水量和总蒸发量的影响。粗土的含砂量高,空隙大,为轻质土壤,进气值最低,下边界排水量较 多,为 12.75 cm,占总储水量的 32.69%,总蒸发量较少,为 6.12 cm,占总储水量的 15.69%;中等细土的 含砂量低,含有适量的粘土,砂粒和粘粒形成的结构进气值最大,不利于水从下边界排出,仅有 1.45 cm 的 水从下边界排除,占总储水量的 3.45%,而粘合后的土易于蒸发,总蒸发量为 10.4 cm,占总储水量的 24.76%;极细土的粘粒含量很高,空隙小,为重质土壤,进气值较高,不利于蒸发和水从下边界排出,虽 然其饱和含水率最大,但极细土的总蒸发量最低,总蒸发量为 4.58 cm,占总储水量的 7.63%。由此可知, 总蒸发量和下边界排水量与土壤结构密切相关。

从总含水量变化量和变化率来看,土壤质地由粗到细,总含水量变化量和变化率逐渐变小。由此可以得出,总水量变化量和变化率与土壤质地相关。对于粗土,总含水量变化量为18.87 cm,变化率为48.38%,远高于其它4种土,说明粗土最易失水,其中下边界排水占主要作用,为32.69%。除粗土外,另外4种土的蒸发占主要作用。

表 3 土体水量损失									
Table 3 Soil water losses of 5 soils									
土体	储水量 /cm	含水量 变化量/cm	下边界 排水量/cm	总蒸发量 /cm	含水量 变化率/%	蒸发量占储水 量的百分比/%			
粗土	39.00	18.87	12.75	6.12	48.38	15.69			
中等土	42.10	12.56	3.31	9.25	29.83	21.97			
中等细土	42.00	11.85	1.45	10.4	28.21	24.76			
细土	51.10	9.14	2.82	6.32	17.89	12.37			
极细土	60.00	7.06	2.48	4.58	11.77	7.63			

图 3 为 5 种土体总含水量随时间变化图。土体在 大约 15 d 后稳定。极细土含水量曲线变化坡度最小, 到达稳定状态时,还保持极高的含水量,接近 0.5;粗 土含水量曲线变化坡度最大,到达稳定状态时,土体的 平均含水量仅为 0.2 左右。

表4为IRE 方法模拟总水量随时间的变化和最大相 对误差。与有限元对比来看,IRE 方法模拟细土和极细 土的相对误差较小,最大相对误差为4.58%;其它模 拟最大相对误差不超过8%。总体看来,IRE 方法与 FEM 方法的模拟结果基本一致。此外,文献[10-11]分 别在降雨条件和含有根系吸水条件下进行过验证,表明 该方法可以满足实际应用的需要,是一个求解 Richards 方程很有前途的数值分析方法。





Fig. 3 Variations of soil water with time for 5 soils

						-		
				时间/d				最大相对
工14	1	2	4	10	20	40	100	误差/%
粗土	39.00	32.98	29.39	25.30	23.05	21.06	18.70	7.37
中等土	42.10	41.02	39.17	35.54	33.18	30.45	27.67	6.54
中等细土	42.00	41.20	39.69	36.23	33.90	31.45	27.99	7.43
细土	51.10	49.99	48.23	45.82	43.96	42.33	40.08	4.58
极细土	60.00	59.25	57.85	56.08	54.73	53.31	51.34	3.07

表 4 IRE 方法模拟总水量随时间变化及最大相对误差 Table 4 Water amount and max relative error simulated by IRE method

3 结 论

基于 FEM 和 IRE 两种数值方法,以欧洲地区 5 种土体为研究对象进行蒸发数值实验,得到如下结论:

(1) 5 种土体土壤含水率对蒸发的响应模式为:土壤含水率变化曲线均呈现单拐点两阶段的特点,拐点 出现在地表下 20 cm 左右,两阶段的划分以 15 d 左右为界,模拟结果较好地证明了"蒸发三阶段理论"。

(2) 总蒸发量和下边界排水量与土壤结构密切相关,总水量变化量和变化率与土壤质地有关。粗土的下边界排水占主要作用,其它4种土的蒸发占主要作用。

(3) IRE 方法与 FEM 模拟结果基本一致, 100 d 模拟结果的最大相对误差不超过 8%。该解法相对简单,是求解土壤水动力学基本方程的一个具有应用前景的数值方法。

本文研究成果为蒸发蒸腾模型参数的反演研究和遥感数据与陆面过程模型的同化等研究提供了一定的理 论依据和参考价值。此外,考虑不同蒸发强度、不同灌溉方式和有植被覆盖条件下,土壤水分对蒸发响应模 式的研究还有待于进一步的深入。

参考文献:

- [1] 司建华, 冯起, 张小由, 等. 植物蒸散耗水量测定方法研究进展[J]. 水科学进展, 2005, 16(3):450-459. (SI Jian-hua, FENG Qi, ZHANG Xiao-you, et al. Research progress on surveying and calculation of evapotranspiration of plants and its prospects
 [J]. Advances in Water Science, 2005, 16(3):450-459. (in Chinese))
- [2] 杨洋,姚海林,卢正. 蒸发条件下路基对气候变化的响应模型及影响因素分析[J]. 岩土力学,2009,30(5):1209-1220.
 (YANG Yang, YAO Hai-lin, LU Zheng. Model of subgrade soil responding to change of atmosphere under evaporation and its influential factors [J]. Rock and Soil Mechanics, 2009, 30(5): 1209-1220. (in Chinese))
- [3] CUI Y J, LU Y F, DELAGE P, et al. Field simulation of in site water content and temperature changes due to ground-atmospheric interactions[J]. Geotechnique, 2005, 55(7): 557-567.
- [4] 杨永红,张展羽,阮新建.西藏参考作物蒸发蒸腾量的时空变异规律[J].水科学进展,2009,20(6):775-761. (YANG Yong-hong, ZHANG Zhan-yu, RUAN Xin-jian. Temporal and spatial variation law of reference crop evapotranspiration in Tibet [J]. Advances in Water Science, 2009, 20(6):775-761. (in Chinese))
- [5] 吴炳方,熊隽,闫娜娜,等. 基于遥感的区域蒸散量监测方法: ETWatch. [J]. 水科学进展, 2008, 19(5): 671-678. (WU Bing-fang, XIONG Juan, YAN Na-na, et al. ETWatch for monitoring regional evapotranspiration with remote sensing[J]. Advances in Water Science, 2008, 19(5): 671-678. (in Chinese))
- [6] 张友静,王军战,鲍艳松. 多源遥感数据反演土壤水分方法[J]. 水科学进展, 2010, 21(2): 222-228. (ZHANG You-jing, WANG Jun-zhan, BAO Yan-song. Soil moisture retrieval from multi-resource remotely sensed images over a wheat area [J]. Advances in Water Science, 2010, 21(2): 222-228. (in Chinese))
- [7] 李琴,陈曦,FRANK V,等.干旱半干旱区土壤含水量反演与验证[J].水科学进展,2010,21(2):201-207. (LI Qin, CHEN Xi, FRANK V, et al. Validation of soil moisture retrieval in arid and semi-arid areas [J]. Advances in Water Science, 2010,21(2):201-207. (in Chinese))
- [8] 黄耀欢,王建华,江东,等.基于蒸发遥感反演的全国地表缺水分区[J].水利学报,2009,40(8):927-933.(HUANG Yaohuan, WANG Jian-hua, JIANG Dong, et al. Regionalization of surface water shortage of China based on evapotranspiration [J]. Journal of Hydraulic Engineering, 2009, 40(8):927-933. (in Chinese))
- [9] 杨德军,张土乔, ZHANG Ke-feng,等.土-作物-大气系统中动态根系生长及水动力学模拟[J].浙江大学学报:工学版, 2009,43(11):2048-2053. (YANG De-jun, ZHANG Tu-qiao, ZHANG Ke-feng, et al. Simulation of dynamic root growth and water transfer in soil-crop-atmosphere system[J]. Journal of Zhejiang University: Engineering Science, 2009, 43(11): 2048-2053. (in Chinese))
- [10] LEE D H, ABRIOLA L M. Use of the Richards equation in land surface parameterizations [J]. Journal of Geophysical Research, 1999, 104(22): 519-526.
- [11] YANG D J, ZHANG T Q, ZHANG K F, et al. An easily implemented agro-hydrological procedure with dynamic root simulation for water transfer in the crop-soil system: Validation and application [J]. Journal of Hydrology, 2009, 370: 177-190.
- [12] 易永红,杨大文,刘钰,等. 区域蒸散发遥感模型研究的进展[J]. 水利学报,2008,39(9):1118-1124. (YI Yong-hong, YANG Da-wen, LIU Yu, et al. Review of study on regional evapotranspiration modeling based on remote sensing [J]. Journal of Hydraulic Engineering, 2008, 39(9): 1118-1124. (in Chinese))
- [13] 谢先红,崔远来,代俊峰,等.农田节水灌溉尺度分析方法研究进展[J].水利学报,2007,38(8):953-960. (XIE Xianhong, CUI Yuan-lai, DAI Jun-feng, et al. Review on scaling analysis approaches for agricultural water saving irrigation [J]. Journal of Hydraulic Engineering, 2007, 38(8): 953-960. (in Chinese))
- [14] WÖSTEN J H M, LILLY A, NEMES A, et al. Development and use of a database of hydraulic properties of European soils[J]. Geoderma, 1999, 90: 169-185.
- [15] ŠIMÙNEK J, VOGEL T, VAN G M TH. The Swms:2d code for simulating water flow and solute transport in two-dimensional variably saturated media[R]. California: U S Salinity Laboratory, Agricultural Research Service, U S Department of Agriculture Riverside, 1994.
- [16] YANFUL E R, CHOO L P. Measurement of evaporative fluxes from candidate cover soils [J]. Canadian Geotechnical Journal, 1997, 34: 447-459.

Modeling soil moisture responses under evaporative conditions *

YANG De-jun^{1,3}, ZHANG Ke-feng², ZHANG Tu-qiao³

(1. School of Environment Science and Spatial Informatics, China University of Mining and Technology, Xuzhou 221116, China;

2. Warwick HRI, The University of Warwick, Wellesbourne, Warwick CV35 9EF, UK;

3. School of Civil Engineering and Architecture, Hangzhou 310058, China)

Abstract: Based on the finite element method (FEM) and the modified integrated Richards equation model (IRE), the responses of soil moisture under the evaporative condition for 5 different soil types were numerically studied in this paper. Numerical experiments were carried out on the 100-cm high soil columns subject to a constant potential evaporation of 0.5 cm/d and free drainage from near saturation. The results show that the variations in vertical distributions of soil moisture content for the 5 soil types exhibit a single inflexion at about the depth of 20 cm, and the curvature in upper region is greater than that in lower region. The variation in soil moisture content is more rapid in the first 15 days than that in the late period. The three-phase theory for evaporation can thus be confirmed by the results. The cumulative evaporation and water loss at the lower boundary are highly related to the soil textures. Furthermore, the changes in the amount and rate of total soil moisture are also found to be soil texture specific. Results obtained by both IRE and FEM methods are in good agreement, indicating that the simple IRE method is reliable and can be used for modeling soil water dynamics.

Key words: finite element method; integrated Richards equation model; soil water content; evaporation

・シーチーターチーターチーターチーターチーター

论文优先数字出版

为即时确认作者科研成果、彰显论文传播利用价值,从 2011 年起,将《水科学进展》印刷版期刊出版的定稿论文在"中国知网"(http://www.cnki.net)以数字出版方式提前出版(优先数字出版)。欢迎读者在中国知网"中国学术期刊网络出版总库"检索、引用本刊作者最新研究成果。

《水科学进展》编辑部

ゆゆゆゆゆゆゆゆゆゆゆゆ

^{*} The study is financially supported by the National Natural Science Foundation of China (No. 51009134) and the China Postdoctoral Science Foundation (No. 20100471414).