

DOI:10.3876/j.issn.1000-1980.2015.06.010

地下水作用下土壤水蓄量变化及其 对蒸发通量影响的模拟

黄远洋^{1,2,3}, 陈喜^{1,2}, 张志才^{1,2}, 郑健^{1,2,4}

(1. 河海大学水文水资源与水利工程科学国家重点实验室, 江苏 南京 210098;

2. 河海大学水文水资源学院, 江苏 南京 210098; 3. 中国科学院重庆绿色智能技术研究院, 重庆 400714;

4. 浙江省水利水电勘测设计院, 浙江 杭州 310002)

摘要: 将基于数值积分的土壤水平衡计算与稳态蒸发通量解析解相耦合, 提出一种逼近 Richards 方程的迭代计算模型, 分析不同地下水位下土壤水蓄量变化及其对土壤水蒸发量和潜水蒸发量的影响。采用 Hydrus-1D 模型对迭代模型进行对比验证, 并将模型应用于安徽五道沟实验站地下水埋深分别为 0.4 m、0.6 m 和 1.5 m 的 3 个蒸渗仪的土壤水蓄量变化及蒸发通量的模拟。结果表明, 迭代模型具有较高的计算精度, 能较好地模拟受地下水位以上毛细管力作用的土壤水蓄量动态过程及蒸发通量, 还能反演不同地下水埋深下的土壤渗透系数和孔径分布系数。

关键词: Richards 方程; 土壤水稳定状态; 土壤水蓄量; 土壤水蒸发; 潜水蒸发

中图分类号: P339

文献标志码: A

文章编号: 1000-1980(2015)06-0562-07

Modeling of variation of soil water storage with groundwater table and its influences on transpiration flux

HUANG Yuanyang^{1,2,3}, CHEN Xi^{1,2}, ZHANG Zhicai^{1,2}, ZHENG Jian^{1,2,4}

(1. State Key Laboratory of Hydrology-Water Resources and Hydraulic Engineering,
Hohai University, Nanjing 210098, China;

2. College of Hydrology and Water Resources, Hohai University, Nanjing 210098, China;

3. Chongqing Institute of Green and Intelligent Technology, Chinese Academy of Sciences,
Chongqing 400714, China;

4. Zhejiang Design Institute of Water Conservancy and Hydroelectric Power, Hangzhou 310002, China)

Abstract: An iterative model was proposed to approximate the Richards' equation by coupling the soil water budget method and the analytical solution of steady-state transpiration flux, and was used to analyze the variation of soil water storage with groundwater table and its influences on soil water evaporation and groundwater evaporation. The coupled model was verified against the Hydrus-1D model. Then, the model was applied to simulation of the variation of soil water storage and transpiration flux at the groundwater depths of 0.4 m, 0.6 m, and 1.5 m at the Wudaogou Hydrological Experimental Station in Anhui Province, and the results were compared with observations from three lysimeters. The results indicate that the coupled model can effectively simulate the effects of the groundwater table on soil water storage and evaporation flux under capillary forces, and conduct a reasonable inversion of the hydraulic conductivity and pore size distribution index at different groundwater depths.

Key words: Richards' equation; steady state of soil water; soil water storage; soil water evaporation; groundwater evaporation

收稿日期: 2014-09-26

基金项目: 国家自然科学基金(51079038, 40930635, 51190091); 江苏省普通高校研究生科研创新计划(CXLX12_0250)

作者简介: 黄远洋(1985—), 男, 重庆人, 博士研究生, 主要从事水文物理规律模拟研究。E-mail: huangyuanyang@cigit.ac.cn

通讯作者: 陈喜, 教授。E-mail: xichen@hhu.edu.cn

土壤蒸发和潜水蒸发通量估算是水文循环的重要环节,也是水资源评价的重要内容。土壤水分运动以及蓄量变化是蒸发通量计算的核心,理论上可采用 Richards 运动方程^[1]推求,如目前常使用的 Hydrus-1D 模型^[2]、FEFLOW 模型^[3]和 SUTRA 模型^[4]等。该类模型采用有限差分或有限元方法对 Richards 方程进行求解,容易因时空分辨率选择不恰当而不收敛,且在流域尺度上计算耗时长。采用特定边界条件或简化土壤水动力方程推求水通量的解析解和半经验模型,因计算简单而得到广泛使用。如 Gardner^[5]、Eagleson^[6]以及 Famiglietti 等^[7]给出的土壤水运动上边界基质势无穷大情形下的稳态潜水蒸发量计算公式;Warrick^[8]、Salvucci^[9]以及 Sadeghi 等^[10]给出的任意稳态蒸发量情况下土壤剖面基质势及含水量分布;雷志栋等^[11]和唐海行等^[12]基于 Gardner 公式提出的考虑气象条件潜水蒸发量的半经验公式。但是,该类模型缺乏对土壤水蓄量动态变化的描述。

基于土壤水蓄量动态变化的水平衡计算方法是水文模型构建的基础。但在目前概念性水文模型中,对潜水面以上毛细管力等外应力如何影响土壤水蓄量以及土壤蒸发和潜水蒸发等水文变量还缺乏描述,如新安江模型中的分层蒸发模型^[13],在模型概化中对蒸散发作用的土层深度缺乏定量分析,也缺乏显式描述地下水位变动对蒸发通量的影响。基于土壤水运动规律与水平衡计算,Soylu 等^[14]将根系层的土壤水蓄量作为土壤水流运动上边界条件,改进潜水蒸发量计算的 Gardner-Eagleson 公式^[5-6],并采用数值积分方法对公式进行求解,有效改善了模型的收敛性。但该方法对没有根系层的裸土及根系以下土壤水蓄量推求不适用。

笔者以 Sadeghi 等^[10]提出的稳态蒸发通量解析解及其对土壤水分剖面分布的数学分析为基础,将基于数值积分的土壤水平衡计算与稳态蒸发通量解析解相耦合,提出一种逼近 Richards 方程的水通量迭代计算模型,使得模型适用于裸土及根系以下土壤,同时具有良好的收敛性。通过对不同地下水埋深下的土壤蒸发和潜水蒸发量的模拟,将迭代计算模型与 Hydrus-1D 模型进行对比验证。将模型应用于五道沟水文实验站蒸渗仪土壤水蓄量变化及蒸发通量的模拟,反演了不同地下水埋深下的土壤渗透系数和孔径分布系数。

1 模型基本原理及计算方法

1.1 土壤水分运动方程

在地下水位以上一维土柱内,非饱和土壤水分的运动可以采用 Richards 方程进行描述:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\psi) \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} - 1 \right) \right] \quad \psi \Big|_{z=0} = 0 \tag{1}$$

式中: θ ——土壤含水率; t ——时间; z ——以地下水位为参考的垂向高度,向上为正; K ——土壤非饱和渗透系数; ψ ——土壤基质势。

求解式(1)需要 θ 和 K 与 ψ 的关系,本文采用 Brooks-Corey^[15]模型:

$$\begin{cases} K_r = \left(\frac{\psi}{\psi_b} \right)^{-p} & S_e = \left(\frac{\psi}{\psi_b} \right)^{-\lambda} & \psi > \psi_b \\ K_r = 1 & S_e = 1 & \psi \leq \psi_b \end{cases} \tag{2}$$

其中 $K_r = K/K_s$ $p = 2 + 3\lambda$ $S_e = \Theta/\Theta_e$ $\Theta = \theta - \theta_r$ $\Theta_e = \theta_s - \theta_r$

式中: K_s ——饱和渗透系数; ψ_b ——进气势; λ ——土壤孔径分布系数; S_e ——饱和度; Θ_e ——有效含水率; θ_s ——饱和含水率; θ_r ——残余含水率。

1.2 稳态地下水面以上土壤水分分布及蓄量表述

稳态下,式(1)中 $\partial \theta / \partial t = 0$,即土柱内水通量在垂向上不发生变化:

$$- \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\psi) \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} - 1 \right) \right] = 0 \tag{3}$$

地下水位附近的水通量,即稳态潜水蒸发量可写为

$$E_g = K(\psi) \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} - 1 \right) \tag{4}$$

此时,土柱内土壤基质势剖面 $\psi(z,r)$ (图 1(a)),图中 h_m 为最大干化层厚度)可通过式(2)(4)推求。

令 $r = E_g/K_s$,当 $r = 0$ 时由式(4)可得

$$\psi(z,0) = z \tag{5}$$

当 $r>0$ 时, $\psi(z,r)$ 可通过其反函数 $z(r,\psi)$ 进行推求。Sadeghi 等^[10] 推导出式(2)(4)的 $z(r,\psi)$ 解析式, 即当 $r\leq 1$ 时:

$$z(r,\psi)=\begin{cases} (1+r)^{-1}\psi & \psi\leq\psi_b \\ z_1+\psi-(1+p)^{-1}\psi\ln\left[1+r\left(\frac{\psi}{\psi_b}\right)^p\right] & \psi_b<\psi\leq\psi_e \\ z_2+(1-p)^{-1}\psi\ln\left[1+r^{-1}\left(\frac{\psi}{\psi_b}\right)^{-p}\right] & \psi_e<\psi<\psi_{\lim} \end{cases} \tag{6}$$

其中

$$z_1=\psi_b\left[\frac{\ln(1+r)}{1+p}-\frac{r}{1+r}\right] \quad \psi_e=\psi_b r^{-1/p}$$

$$z_2=\psi_b\left\{\frac{\ln(1+r)}{1+p}-\frac{r}{1+r}-r^{-1/p}\left[\frac{\ln 2}{1-p}+\frac{\pi^2/12-\ln 2}{p(1-p)}-1+\frac{\ln 2}{1+p}\right]\right\}$$

当 $r>1$ 时:

$$z(r,\psi)=\begin{cases} (1+r)^{-1}\psi & \psi\leq\psi_b \\ z_3+(1-p)^{-1}\psi\ln\left[1+r^{-1}\left(\frac{\psi}{\psi_b}\right)^{-p}\right] & \psi_b<\psi\leq\psi_{\lim} \end{cases} \tag{7}$$

其中

$$z_3=\psi_b\left[\frac{\ln(1+\frac{1}{r})}{1-p}+\frac{r}{1+r}\right]$$

式中: $\psi_{\lim}$ ——使土壤水分保持连续的土壤基质势极限值。

蒸发作用使土壤基质势增大, 土壤含水率减小。当近地表土壤基质势超过 $\psi_{\lim}$ 后, 裸土表面发生干化现象^[5, 16-18]。干化层内的 $\psi_{\lim}$ 接近大气势(图1):

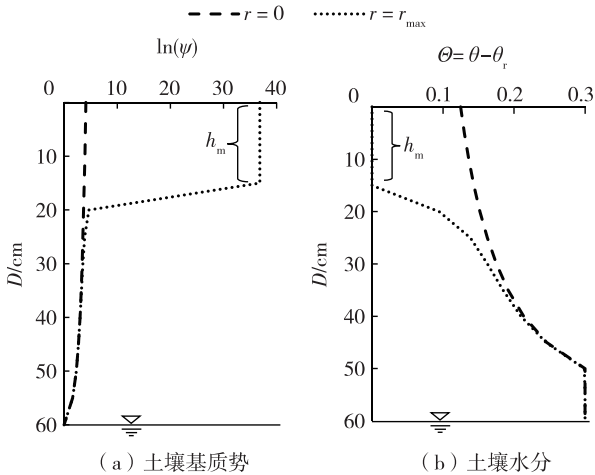


图1 稳定状态下的土壤剖面
Fig. 1 Soil profile in steady state

$$\psi(z,r)=\psi_{\text{atm}} \quad D-h\leq z\leq D$$

$$h=D-z_{\lim} \tag{8}$$

式中: ψ_{atm} ——大气势, 1 000 m 时可代表一般大气条件; D ——地下水埋深; h ——干化层厚度; $z_{\lim}$ ——毛管作用的最大高度。

Sadeghi 等^[10] 按干化层底部土壤基质势趋于无穷大推导出 $z_{\lim}$:

$$z_{\lim}=\begin{cases} z_2 & 0 < r \leq 1 \\ z_3 & r > 1 \end{cases} \tag{9}$$

将基于式(5)(6)和(8)推求的土壤基质势剖面 $\psi(z,r)$ 代入式(2), 即可推求对应于某一 r 时的土壤水分剖面 $\Theta(z,r)$ (图1(b))。将 $\Theta(z,r)$ 在土柱内进行数值积分即可推求土壤水蓄量 $W(r)$:

$$W(r) = \int_0^D \Theta(z, r) dz \tag{10}$$

1.3 非稳态下土壤水蓄量变化及蒸发计算

1.3.1 潜水蒸发量与土壤水蓄量的耦合方法

一维土柱内的水分运动处于非稳定状态时,土柱在时段长度 Δt 内的水量平衡方程由式(1)可得

$$W_2 - W_1 = - \int_{\Delta t} K(\psi) \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} - 1 \right) \Big|_{z=D} dt + \int_{\Delta t} K(\psi) \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} - 1 \right) \Big|_{z=0} dt \tag{11}$$

式中: W_1 、 W_2 ——土柱在时段初和时段末的土壤水蓄量。

无雨期式(11)右边第一项为上边界 $z=D$ 处的通量(即 Δt 内的土壤蒸发量 E_s),右边第二项为下边界 $z=0$ 处的通量(即 Δt 内的潜水蒸发量 E_g),则式(11)可写为

$$W_2 - W_1 = - E_s + E_g \tag{12}$$

E_s 可采用一层蒸发模式^[13, 19]计算:

$$E_s = E_p \frac{W_1 - W_{\min}}{W_{\max} - W_{\min}} \tag{13}$$

其中

$$E_p = \eta E_{601}$$

式中: E_p ——潜在蒸发量; E_{601} ——E601 蒸发皿蒸发量; η ——蒸发皿-潜在蒸发转换系数; $W_{\max}$ 、 $W_{\min}$ ——最大、最小土壤水蓄量。

由式(12)可知,土壤水蓄量的变化受 E_s 的消耗作用和 E_g 的补充作用影响。如在毛细管力作用下, E_g 接近 E_s , 则土柱内土壤水蓄量近似稳定状态^[14, 16]。因此,采用稳态土壤基质势剖面(式(5)~(9)),由式(10)推求 W_2 :

$$W_2 = W \frac{E_g}{K_s} \tag{14}$$

在极端干旱气候条件以及特定的土壤特性和地下水位条件下,土水势梯度最大,干化层厚度达最大 h_m (由 $E_{g, \max}$ 通过 $h=D-z_{\lim}$ 推求),此时土壤水蓄量达到最小:

$$W_{\min} = W \frac{E_{g, \max}}{K_s} \tag{15}$$

式中: $E_{g, \max}$ ——相应于 h_m 的最大潜水蒸发量,通常可以根据观测数据推求。

当蒸发通量为零时(即 $E_g=0, r=0$),土水势梯度最小,土壤水蓄量达到最大:

$$W_{\max} = W(0) \tag{16}$$

将式(13)~(16)及由迭代方法求解的 E_g 代入式(12)可推求土壤水蓄量的变化。

1.3.2 迭代求解方法

迭代求解式(12)的步骤如下:(a)已知 Δt 内的 E_p 和 W_1 , 设定潜水蒸发量初值(如 $E_g=0$);(b)代入式(13)计算土壤蒸发量 E_s ;(c)计算 $r=E_g/K_s$, 利用式(5)~(10)推求 W_2 ;(d)将 E_s 、 E_g 和 W_2 代入式(12)推求 E'_g ;(e)计算 $r'=E'_g/K_s$, 利用式(5)~(10)推求土壤水蓄量 W'_2 ;(f)计算迭代误差 $\delta_E = |E_g - E'_g|$ 、 $\delta_W = |W_2 - W'_2|$;(g)令 ε_E 和 ε_W 分别为 δ_E 和 δ_W 的误差容许值,当 $\delta_E \leq \varepsilon_E$ 且 $\delta_W \leq \varepsilon_W$ 时,迭代计算结束,否则将 E'_g 作为 E_g , 重复步骤(c)~(g)。

2 模型验证与应用

2.1 模型验证

构建如下一维土柱蒸发算例:上边界条件为土壤蒸发速率,假设其逐日过程符合均值为 1.7 mm、方差为 2 mm² 的 Gamma 分布^[20];土柱下边界条件为地下水位,埋深分别为 0.4 m、0.6 m 和 1.5 m。考虑 3 种土壤质地:砂质壤土、砂质黏壤土和粉质黏壤土,基于 Rawls 等^[21] 给定的 3 种土壤的 Brooks-Corey 模型参数,分别采用 Hydrus-1D 模型和本文基于蓄量平衡的水通量计算迭代模型,对上述 9 种情形下的潜水蒸发量(即下边界水通量)及土壤水蓄量变化进行模拟,结果如图 2 所示。

由图 2 可知,9 种情形下 Hydrus-1D 模型和迭代模型所计算的土柱日潜水蒸发量(图 2(a)~(c))和日蓄

量变化量(图 2(d)~(f))的散点都均匀分布在 1:1 线附近;当地下水埋深较大时,迭代模型的结果相对偏大,这是由于稳定状态假定在地下水埋深较大相对较难达到。总体而言,迭代模型具有较高的计算精度。

2.2 模型应用

将基于蓄量平衡的迭代模型应用于安徽五道沟大型水文水资源综合实验站 3 个蒸渗仪的潜水蒸发过程的模拟和分析,地下水埋深分别为 0.4 m、0.6 m 和 1.5 m,装填原状砂姜黑土,表层无作物,面积均为 0.3 m²。数据选取 1992—1994 年和 1996—1999 年降雨量、E601 蒸发皿蒸发量、3 个蒸渗仪的潜水蒸发量、入渗补给量和地表径流量等观测资料。将降雨结束的第三日作为无雨期的开始,假定此时的蒸渗仪水分剖面近似于通量为零时的稳态剖面,即式(5)和式(10)所描述的剖面,计算土壤含水量及潜水蒸发量。

根据五道沟实验站土壤物理性质分析资料^[22],土壤有效含水率 $\theta_e=0.3$ 。通过对 E601 蒸发皿蒸发量和地下水埋深为 0 m 的蒸渗仪潜水蒸发量进行回归分析,给定 $\eta=1$ 。

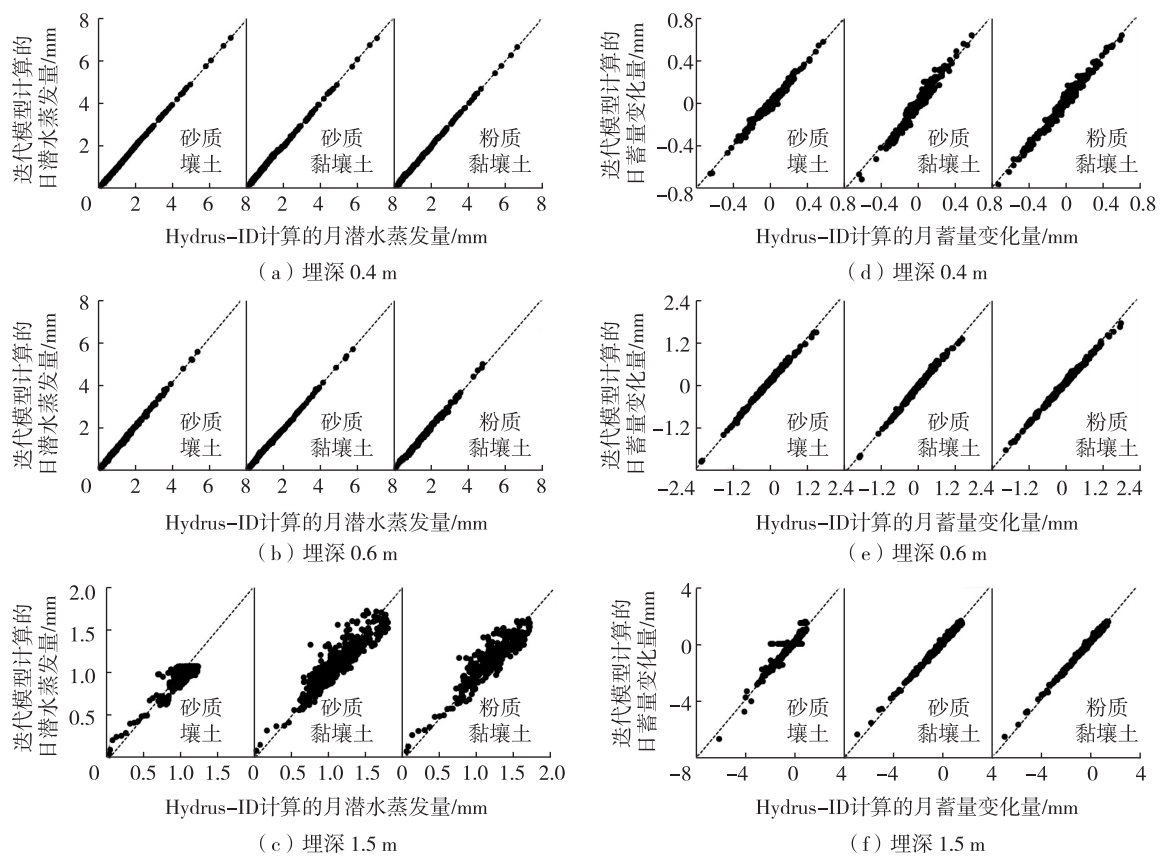


图 2 Hydrus-1D 模型和迭代算法计算的日潜水蒸发和日蓄量变化量散点图

Fig. 2 Scatter plots of daily groundwater evaporation and water storage simulated by Hydrus-1D and iterative method

2.2.1 模型参数率定与验证

分别采用 1992—1994 年和 1996—1999 年的潜水蒸发量进行参数率定和模型验证。以 E_g 的相对误差 δ 作为目标函数,采用 SCE-UA^[23] 优化方法分别率定 3 个不同地下水埋深蒸渗仪内的土壤参数。初步率定后给定 $\psi_b=10\text{ cm}$,然后对 K_s 和 λ 进行优化,参数率定结果和 δ 见表 1。

由表 1 可知, K_s 符合在五道沟实验站内对原状砂姜黑土采用单环入渗法^[24] 分层测定的结果,即 K_s 在 10~80 cm 深度内(不计 0~10 cm 的耕作层)为 9.6~163 mm/d; λ 取值在 Rawls 等^[21] 给出的砂质黏壤土的 λ 范围内。

从潜水蒸发量模拟效果来看(表 1),模型计算与实测总量的相对误差 δ 均小于 10%。从潜水蒸发系数 α_{E_g} (即 E_g/E_p) 来看(表 2),模型模拟值与实测值在率定期与验证期都十分接近。

表 1 率定的模型参数和目标函数值
Table 1 Calibrated values of model parameter and objective function

地下水埋深/ m	K_s / (mm·d ⁻¹)	λ	相对误差 δ /%	
			率定期	验证期
0.4	61	0.58	3.4	-7.0
0.6	20	0.49	-6.6	9.4
1.5	34	0.29	-6.6	7.9

2.2.2 地下水位变化对土壤缺水量及蒸发量的影响

地下水位变动影响饱和-非饱和界面水通量如潜水蒸发量,进而影响土壤蓄水量和土壤蒸发量。模拟结果显示(表 3),在模拟期和验证期平均潜在蒸发率 2.54 mm/d 情形下,当地下水埋深从 0.4 m 增加到 1.5 m 时,干化层厚度 h_m 从 15 cm 增到大 20 cm,平均潜水蒸发量 E_g 从 0.63 mm/d 减小到 0.02 mm/d,平均潜水蒸发系数 α_{E_g} 从 0.248 减小到 0.008,土壤蒸发量 E_s 从 1.73 mm/d 减小到 1.52 mm/d,最大蓄水容量 ($W_M = W_{max} - W_{min}$) 从 21.0 mm 增大到 46.4 mm。上述结果表明:随着地下水埋深的增大, E_g 和 α_{E_g} 显著减少,蓄水量减小, E_s 减小,缺水量增加, h_m 增大,且在埋深从 0.4 m 增加到 0.6 m 时,土壤和潜水蒸发通量变化显著。

表 3 不同地下水埋深下模型计算的土壤水蒸发量、潜水蒸发量及潜水蒸发系数

Table 3 Soil water evaporation, groundwater evaporation, and groundwater evaporation coefficient at different groundwater depths simulated using iterative model						
$D/$ m	$E_p/$ (mm · d ⁻¹)	$E_g/$ (mm · d ⁻¹)	$E_s/$ (mm · d ⁻¹)	α_{E_g}	$h_m/$ cm	$W_M/$ mm
0.4	2.54	0.63	1.73	0.248	15	21.0
0.6	2.54	0.08	1.52	0.031	20	29.0
1.5	2.54	0.02	1.52	0.008	20	46.4

3 结论与展望

- a. 将基于数值积分的土壤水平衡计算方法与稳态蒸发通量解析解相耦合的迭代模型,具有较高的计算精度,能较为可靠地描述地下水位对蒸发过程的影响机理。
- b. 地下水位埋深 0.4 m、0.6 m 和 1.5 m 下,砂姜黑土的饱和渗透系数分别为 61 mm/d (7.1×10^{-7} m/s)、20 mm/d (2.3×10^{-7} m/s) 和 34 mm/d (3.9×10^{-7} m/s),孔径分布参数分别为 0.58、0.49 和 0.29,它们分别反映了地下水面上土壤的渗透性和黏粒含量的平均特征。
- c. 地下水埋深 0.4 m、0.6 m 和 1.5 m 下,由蒸发作用引起的砂姜黑土潜水蒸发量分别为 0.63 mm、0.08 mm 和 0.02 mm,干化层厚度分别为 15 cm、20 cm 和 20 cm,土壤缺水量分别为 21 mm、29 mm 和 47 mm。
- 本文提出的迭代模型,适用于地下水作用显著的裸土和根系层以下土壤,参数物理意义明确,数值方法收敛稳定。但对层状土壤的适用性还有待进一步讨论。

参考文献:

[1] RICHARDS L A. Capillary conduction of liquids through porous mediums[J]. Physics, 1931,1(5):318-333.

[2] ŠIMŮNEK J, ŠEJNA M, SAITO H, et al. The hydrus-1D software package for simulating the movement of water, heat, and multiple solutes in variably saturated media, version 4.16, HYDRUS software series 3[R]. Riverside: University of California Riverside, 2013.

[3] TREFRY M G, MUFFELS C. FEFLOW: a finite-element ground water flow and transport modeling tool[J]. Ground Water, 2007,45(5):525-528.

[4] VOSS C I, PROVOST A M. SUTRA, a model for saturated-unsaturated variable-density ground-water flow with solute or energy transport[R]. Reston: US Geological Survey, 2002.

[5] GARDNER W R. Some steady-state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table[J]. Soil Science, 1958,85(4):228-232.

[6] EAGLESON P S. Climate, soil, and vegetation 3: a simplified model of soil moisture movement in the liquid phase[J]. Water Resources Research, 1978,14(5):722-730.

[7] FAMIGLIETTI J S, WOOD E F. Multiscale modeling of spatially variable water and energy balance processes[J]. Water Resources Research, 1994,30(11):3061-3078.

- [8] WARRICK A W. Additional solutions for steady-state evaporation from a shallow water table[J]. *Soil Science*, 1988,146(2): 63-66.
- [9] SALVUCCI G D. An approximate solution for steady vertical flux of moisture through an unsaturated homogeneous soil[J]. *Water Resources Research*, 1993,29(11):3749-3753.
- [10] SADEGHI M, SHOKRI N, JONES S B. A novel analytical solution to steady-state evaporation from porous media[J]. *Water Resources Research*, 2012,48(9):W9516.
- [11] 雷志栋, 杨诗秀, 谢森传. 潜水稳定蒸发的分析与经验公式[J]. *水利学报*, 1984,15(8):60-64. (LEI Zhidong, YANG Shixiu, XIE Senchuan. The analysis and the empirical formula for the steady-state groundwater evaporation [J]. *Journal of Hydraulic Engineering*, 1984,15(8):60-64. (in Chinese))
- [12] 唐海行, 苏逸深, 张和平. 潜水蒸发的实验研究及其经验公式的改进[J]. *水利学报*, 1989,20(10):37-44. (TANG haixing, SU Yishen, ZHANG Heping. The experimental study and the improvement of empirical formula for the groundwater evaporation [J]. *Journal of Hydraulic Engineering*, 1989,20(10):37-44. (in Chinese))
- [13] 赵人俊. 流域水文模拟:新安江模型与陕北模型[M]. 北京: 水利电力出版社, 1984.
- [14] SOYLU M E, ISTANBULLUOGLU E, LENTERS J D, et al. Quantifying the impact of groundwater depth on evapotranspiration in a semi-arid grassland region[J]. *Hydrology and Earth System Sciences*, 2011,15(3):787-806.
- [15] BROOKS R H, COREY A T. Hydraulic properties of porous media[M]. Fort Collins: Colorado State University, 1964.
- [16] GOWING J W, KONUKCU F, ROSE D A. Evaporative flux from a shallow watertable: the influence of a vapour-liquid phase transition[J]. *Journal of Hydrology*, 2006,321(1/2/3/4):77-89.
- [17] 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.
- [18] GRAN M, CARRERA J, MASSANA J, et al. Dynamics of water vapor flux and water separation processes during evaporation from a salty dry soil[J]. *Journal of Hydrology*, 2011,396(3/4):215-220.
- [19] ALLEN R G, PEREIRA L S, RAES D, et al. Crop evapotranspiration: Guidelines for computing crop water requirements[M]. Rome: FAO, Water Resources, Development and Management Service, 1998.
- [20] RYSZKOWSKI L. Landscape ecology in agroecosystems management[M]. Boca Raton: CRC Press, 2001.
- [21] RAWLS W J, BRAKENSIEK D L, SAXTON K E. Estimation of soil water properties[J]. *Trans Asae*, 1982,25(5):1316-1320.
- [22] 王振龙, 章启兵, 李瑞. 淮北平原区水文实验研究[M]. 合肥: 中国科学技术大学出版社, 2011.
- [23] DUAN Q, SOROOSHIAN S, GUPTA V. Effective and efficient global optimization for conceptual rainfall-runoff models[J]. *Water Resources Research*, 1992,28(4):1015-1031.
- [24] CHENG Qinbo, CHEN Xi, CHEN Xunhong, et al. Water infiltration underneath single-ring permeameters and hydraulic conductivity determination[J]. *Journal of Hydrology*, 2011,398(1/2):135-143.