

应用HYDRUS- 1D 模型评价土壤水资源量

王水献¹,周金龙¹,余 芳²,董新光¹

(1. 新疆农业大学水利与土木工程学院, 乌鲁木齐 830052;
2. 新疆巴音郭楞蒙古自治州西尼尔水库管理处, 库尔勒市 841000)

摘 要: 利用焉耆盆地典型试验区观测资料,以土壤水动力学原理为基础,建立起浅埋区(埋深 2 m)植被覆盖条件下田间土壤水分数学模型,对典型试验区土壤水资源量补给项、排泄项和消耗项进行计算与评价,评价结果表明: 地下水资源和土壤水资源转化十分频繁,水量交换是双向的、动态的;在浅埋区土壤水库调蓄能力较弱,造成部分灌溉水的渗漏。
关键词: HYDRUS- 1D 模型; 土壤水资源量; 焉耆盆地
中图分类号: S 152. 7 文献标识码: A 文章编号: 1005-3409(2005) 02-0036-03

Application of HYDRUS- 1D Model to Evaluating Soil Water Resource

WANG Shui-xian¹,ZHOU Jin-long¹,YU Fang²,DONG Xin-guang¹

(1. College of Water Conservancy and Civil Engineering, Xinjiang Agriculture University, Urumqi 830052, China;
2. Xinier Reservoir Management Department of Bayingolinq Mongolia Autonomous Prefecture, Kuerle, Xinjiang 841000, China)

Abstract: Based on the principles of soil water dynamics and observation data of typical experiment area, a dynamic soil water model of vegetation coverage conditions is presented, as well as the application of numerical model to calculating recharge, drainage and consumption of soil water resource, the results indicate that groundwater resource and soil water resource transform is quite frequent, water quantity exchange is bidirectional and dynamic, the soil reservoir action is rather weak and results in the leakage of irrigation water.
Key words: HYDRUS- 1D model; soil water resource; Yanqi basin

土壤水是四水转化的中枢,无论是灌溉水、还是天然降水,都要转化为土壤水后才能被作物根系吸收。人们对土壤水的研究已有很长的历史,但把土壤水作为一种资源加以研究的时间并不长。自20世纪70年代苏联地理学家李沃维奇首次使用“土壤水资源”这一术语至今,越来越多的理论与实践证明,土壤水不但可以计其量,而且可以辨其质。因此,从科学的角度上,应该把它当作一种自然资源来加以研究。然而,目前大多数评价土壤水资源的方法是时段水量平衡法。此种方法误差较大,特别是对于灌区土壤水。而数值方法具有常规方法不能比拟的优点,它可以正确地反映出农田土壤水的动态特征。

基于以上,笔者利用在焉耆盆地开展了土壤水盐试验研究工作,采用数值模拟的方法对典型试验区进行了土壤水资源量的计算与评价。

1 试验区及试验概况

试验区位于新疆焉耆盆地焉耆县苏海良种繁育场内。焉耆盆地是南天山褶皱断块山系中的一个半封闭的大型山间盆地。典型试验区面积40 000 m²,中心地理坐标为N42 01

48, E88 22 34。地下水位埋深在2 m 以内,属于浅埋区,土壤质地以粉土为主。设置了地下水、土壤水和灌溉水监测点;监测项目包括地下水埋深、灌溉水量、降水量、排水量、土壤含水量和水势,各监测项目的监测方法见图1。监测时间为2001年4月15日至12月31日,共计260 d。试验区在该年种植小麦。

2 模型的建立

2.1 模型的基本方程

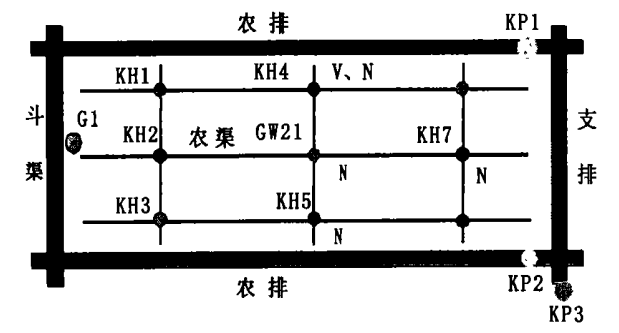
2.1.1 HYDRUS- 1D 模型的水分运动的基本方程

由于GW21 地处试验区中心,包气带中的土壤水分运移以垂向运动为主。因此,选用一维饱和——非饱和模型来模拟该土壤剖面上的水分变化规律。其数学模型为:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} [K (\frac{\partial h}{\partial z} + \cos \alpha) - S (z, t)] \tag{1}$$

式中: θ ——土壤含水率(体积%); K ——土壤水导水率(cm / d),在饱和土壤中,其值与渗透系数相同; $S (z, t)$ —— t 时刻 z 深度处耗水速率,取该处根系吸水率(cm³ / d); h ——压力水头值(cm); α ——水流方向与垂直方向上的夹角。

① 收稿日期: 2004-09-23
基金项目: 世界银行贷款项目(TBJZ- 005); 新疆水利水电工程重点学科基金资助项目(2004003)
作者简介: 王水献(1975-), 河南临颖人, 在读硕士, 主要从事于地下水资源利用与研究。



说明: 重点地下水水位、水质、土壤水盐监测井(剖面); GW21; 辅助地下水水位、水质、土壤水盐监测井(剖面) KH2、KH4、KH5、KH7; 地下水位统测井: KH1、KH3、KH6、KH8; 排水水位、水量、水质监测断面: KP1、KP2、KP3; 灌水水量、水质监测断面; G1; 负压计监测剖面: KH3; 中子仪监测剖面: KH2、KH4、KH5、KH7。

2. 1. 2 土壤水分特征方程

$$\theta = \begin{cases} \theta + \frac{\theta_s - \theta}{(1 + |\alpha h|^n)^m} & h < h_s \\ \theta_s & h \geq h_s \end{cases}$$
$$K(h) = K_s S_e [1 - (1 - S_e^{1/m})^m]^2 \quad (2)$$
式中: θ ——饱和含水率; θ_s ——残余含水率; α, m, n ——经验参数; S_e ——有效含水率; K_s ——饱和渗透系数; K_r ——相对渗透系数; h ——土壤基质势。

2. 2 模型的概化

2. 2. 1 空间离散

模型深度取地面以下 200 cm, 根据岩性分为 5 层, 按 2 cm 等间隔剖分成 101 个单元。

2. 2. 2 时间离散

模拟时段从 2001 年 4 月 15 日至 12 月 30 日, 共 260 d。采用变时间剖分方式, 根据收敛的迭代次数调整时间间隔。如果在某一特定时间步(Δt)达到收敛所需的迭代次数 3, 则下一时间段的时间增量可以乘以一个大于 1 的常数(一般在 1.1~1.5 之间)。如果迭代次数 7, 则下一时间段的时间增量乘以一个小于 1 的常数(一般在 0.3~0.9 之间)。在某一特定时间段(Δt), 如果再任一时间水平中收敛的迭代次数超过给定的最大值(一般在 10~50 之间)时, 该时间水平的迭代终止, 该时间段长度改为 $\Delta t/3$, 并重新开始迭代过程。初始时间间隔为 1 d, 最小时间间隔为 0.01 d, 最大时间步长为 10 d。

2. 3 模型的求解

2. 3. 1 初始条件与边界条件

上边界为开放边界, 接受降水、灌溉水补给和蒸发及作物蒸腾排泄, 在 HYDRUS-1D 中直接赋实测降水量和蒸发量, 而作物蒸腾采用根系吸水模块。

下边界取为已知水头边界, 在 HYDRUS-1D 中采用压力水头(水位以下为正), 根据实测地下水埋深数据确定。

土壤水分运动基本方程的初始条件和边界条件为:

$$\begin{aligned} h(x, t) &= h_0(t) & \text{at } x = 0 \text{ or } x = L \\ -K \left(\frac{\partial h}{\partial x} + \cos \alpha \right) &= q_0(t) & \text{at } x = 0 \text{ or } x = L \\ \frac{\partial h}{\partial x} &= 0 & \text{at } x = 0 \end{aligned} \quad (3)$$

2. 3. 2 作物根系吸水模型

根系吸水率表示由于根系吸水而在单位时间内从单位体积土壤中流失的水分体积, HYDRUS-1D 软件采用

Feddes 模型计算, 即:

$$S(z, t) = \alpha(h, z) \beta(z) T_p \quad (4)$$

式中: $\alpha(h, z)$ ——水分胁迫反应方程; $\beta(z)$ ——根系吸水分布函数, cm^{-1} , 描述根系吸水的空间变异; T_p ——作物潜在蒸腾率, cm/d 。

从土壤含水率的角度来说, 当土壤含水率大于毛管破裂含水率而小于田间持水率时植物易吸收水分, 而当土壤含水率大于凋萎含水率而小于毛管破裂含水率时, 或土壤含水率趋于饱和时, 植物吸水都比较困难。典型试验区种植小麦, 其吸水参数取值见表 1。

表 1 小麦吸水参数取值						
P_0	$P_0 P_t$	$P_2 H$	$P_2 L$	P_3	$r_2 H / (\text{cm} \cdot \text{d}^{-1})$	$r_2 L / (\text{cm} \cdot \text{d}^{-1})$
0	-1	-500	-900	-16000	0.5	0.1

备注: 以上参数参考 Wesseling (1991) 的小麦数据库。

2. 3. 3 蒸发、蒸腾量的确定

作物潜在蒸发量的计算方法有很多, 常用的有空气动力学、能量平衡法、彭曼公式法和经验公式法。由于研究区的相关资料较少, 因此, 选用所需参数较少的水面蒸发经验公式法, 即:

$$ET_p = \alpha E_{20} \quad (5)$$

式中: E_{20} ——实测的水面蒸发量; α ——经验系数, 取决于参考作物和蒸发皿的类型, 根据清华大学尚松浩等人在叶尔羌河绿洲所作的研究, 取 $\alpha = 0.54$ 。

2. 4 模型中土壤水分参数的确定

USSL 根据 1913 个不同岩性的颗粒组成、干密度、土壤水分特征曲线、饱和渗透系数等实测数据, 利用神经网络技术建立了土壤水分特征曲线参数和饱和渗透系数与土壤颗粒组成、干密度之间的函数关系——(Rosetta 软件) 根据实测的 GW21 点土壤颗粒组成和干密度(见表 2), 并结合实测饱和含水率, 利用 Rosetta 软件提供的神经网络模型预测土壤水分特征曲线参数。

表 2 GW21 处土壤颗粒分析一览表					
编号	取样深度 / cm	土粒成分 / %			干密度
		0.25~0.05 mm	0.05~0.005 mm	< 0.005 mm	
GW21-1	0~30	32.0	57.7	10.4	1.478
GW21-2	30~80	23.0	72.4	4.6	1.628
GW21-3	80~140	16.1	83.5	0.4	1.549
GW21-4	140~180	56.8	39.4	3.8	1.528
GW21-5	180~200	20.1	78.7	1.2	1.529

3 模型的率定与参数识别

根据实测土壤含水率, 利用试估——校正法对非饱和土壤参数进行识别。由土壤水分特征曲线方程可知, 由于负值 h 相对较大, α 在 0.05~0.2 之间, 含水率的变化对 α 不敏感; 而 n 为的指数次幂, 土壤含水率的变化对其最敏感; 残余含水率和饱和含水率的变化不大。因此, 在参数识别过程中主要对 n 进行识别, 识别后参数如表 3 所示。

表 3 模型识别后土壤水分参数							
深度 / cm	岩性	θ_r	θ_s	α	n	m	$K_s / (\text{cm} \cdot \text{d}^{-1})$
0~30	粉质黏土	0.0449	0.3579	0.0071	1.5911	0.3715	22.33
30~80	粉土	0.0368	0.3366	0.0100	1.5226	0.3433	22.63
80~140	粉土	0.0378	0.3676	0.0094	1.5955	0.3732	41.57
140~180	粉土	0.0295	0.3408	0.0296	1.4044	0.2880	40.92
180~200	粉土	0.0371	0.3601	0.0089	1.5874	0.3701	43.74

9 月冬灌后, 田内无作物, 只有土面蒸发, 因此选用 9 月 30 日~12 月 30 日进行土壤水分运移模拟, 以此来对参数进

行识别。由于此段时间土壤水分的变化主要发生在0~100 cm之间,因此,主要对160 cm以内的土壤水分参数进行细调,观测点深度设置在20 cm、40 cm、60 cm、100 cm和120

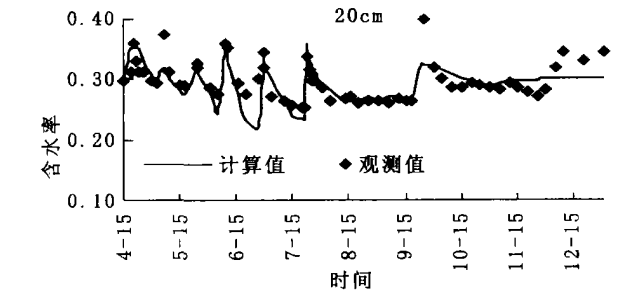


图2 不同观测点土壤含水率模拟计算值与实际观测值对比图

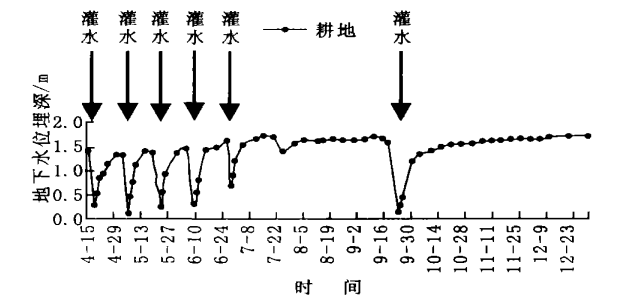


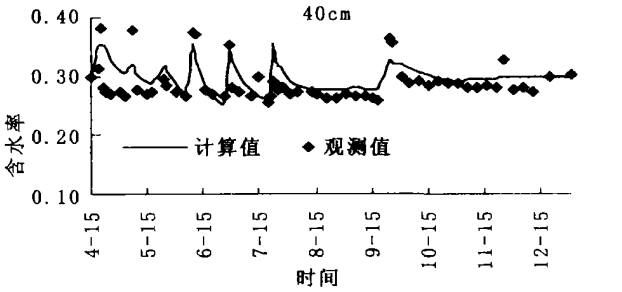
图3 地下水位埋深历时曲线图

4 模型的应用与结果分析

在上述土壤水分参数条件下,对2001年4月15日~2001年12月30日的土壤水分运移进行模拟。通过模拟结果和实测结果的对比(见表4),验证了所建立的数值模拟模型是合理的。

由表4可以看出,有78.6%的灌溉水和降水入渗成为土壤水,约占土壤水总补给量的83%,其中56.3%通过包气带补给潜水;潜水垂向补给仅占17%。土壤水排泄以入渗补

cm。从图2中可以看出模拟土壤含水率和实测含水率吻合得较好。



给潜水为主,并通过排水渠排泄,约占总排泄量的49%;蒸发和蒸腾量相差不大,占总排泄量的51%。利用模拟结束时刻和初始时刻的土壤含水率,计算出土壤水分储存量增加了3 420 m³。计算相对误差为5%,符合精度要求。

表4 土壤水分模拟结果汇总表

补给项			排泄项		
均衡项	补给量/m ³	比例/%	均衡项	排泄量/m ³	比例/%
灌溉和降水	55 120	83	蒸发蒸腾	3 2028	51
潜水补给	11 344	17	入渗地下水	3 10 16	49
合计	66 464	100	合计	6 30 44	100
土壤水增加量				3420	
相对误差/%				5	

5 结 语

综合以上:在地下水浅埋区,排水洗盐条件下地下水和土壤水之间的交换转化关系十分频繁,水量交换是双向的、动态的;土壤水库调蓄能力有限,造成部分灌溉水渗漏补给地下水。总之,在地下水浅埋区,人为地将地下水资源与土壤水资源分割开来是不适宜的,评价土壤水资源应将土壤水——潜水作为一个系统统一评价。

参考文献:

[1] 马传明.不同补排条件下的土壤水流与溶质运移特征研究[D].武汉:中国地质大学,2004.

[2] 刘延峰.新疆焉耆盆地地表水——地下水转化及水资源可持续利用[D].武汉:中国地质大学,2004.

[3] 夏自强,李琼芳.土壤水资源及其评价方法研究[J].水科学进展,2001,12(4):535~540.

[4] 张洪业.土壤水资源研究的两个重要方面记载农业节水中的意义——华北黄河以北平原地区为例[J].资源科学,1999,21(6):29~33.

[5] 靳孟贵,张人权,Ian Simmers,等.土壤水资源评价的研究[J].水利学报,1999,8(8):30~34.

[6] 周凌云,陈志雄,李卫民.土壤水资源合理利用潜力评价[J].土壤通报,2003,34(1):15~18.

[7] 周金龙,虎胆·吐马尔白,董新光,等.新疆平原区大气降水、灌溉水、土壤水与地下水水量转化关系实验研究[M].乌鲁木齐:新疆科技卫生出版社,2002.

[8] 夏自强,李琼芳.土壤水资源开发利用研究[J].河海大学学报,2001,29(6):41~45.

[9] 夏自强.土壤水资源特性分析[J].河海大学学报,2001,29(4):23~26.

[10] 杨建锋,李宝庆,李颖.浅埋区地下水—土壤水资源动态过程及其调控[J].灌溉排水,2000,19(1):5~8.

[11] 曹巧红,龚元石.应用Hydrus-1D模型模拟分析冬小麦农田水分氮素运移特征[J].植物营养与肥料学报,2003,9(2):139~145.

[12] 毕经纬,张佳宝,陈效民,等.应用HYDRUS-1D模型模拟农田土壤水渗漏及硝态氮淋失特征[J].农村生态环境,2004,20(2):28~32.

[13] 孟江丽,董新光,周金龙,等.HYDRUS模型在干旱区灌溉与土壤盐化关系研究中的应用[J].新疆农业大学学报,2004,27(1):45~49.

[14] Simunek J, M Sejna, M Th van Genuchten. The Hydrus-1D Software Package for Simulating the One Dimensional Movement of Water, Heat, and Multiple Solutes in Variably-Saturated Media[R]. U.S. Salinity Laboratory, 1998.