

DOI:10.3969/j.issn.1672-1144.2016.04.043

对栾城地区降雨蒸发条件下的土壤 水分运动模拟研究

何青^{1,2}, 朱飞^{3,4}, 彭红明^{3,4}

(1. 中国地质大学(武汉)环境学院, 湖北 武汉 430074;

2. 陕西工程勘察研究院, 陕西 西安 710068; 3. 青海省环境地质勘查局, 青海 西宁 810007;

4. 青海省环境地质重点实验室, 青海 西宁 810007)

摘要: 数值模拟方法是评价地下水资源量、模拟自然界一些水文地质过程发生和发展的主要方法和手段之一。HYDRUS-1D 是用于模拟变量饱和和孔隙介质中水流和溶质运移的模型软件。本文应用 HYDRUS-1D 软件, 模拟了河北省栾城县实验地在降雨蒸发条件下的土壤水分运动情况。通过对模型的校正与识别, 得出了栾城地区的水分运动形式。

关键词: HYDRUS-1D 软件; 数值模拟; 土壤水分运动; 栾城

中图分类号: P641.1

文献标识码: A

文章编号: 1672—1144(2016)04—0222—04

Simulation of Soil Water Movement in Luancheng Under Precipitation Evaporation

HE Qing^{1,2}, ZHU Fei^{3,4}, PENG Hongming^{3,4}

(1. School of Environmental Studies, China University of Geosciences, Wuhan, Hubei 430074, China;

2. Shaanxi Institute of engineering prospecting, Xi'an, Shaanxi 710068, China;

3. Qinghai Environmental Geology Exploration Bureau, Xining, Qinghai 810007, China;

4. Key Laboratory of Geological Environment of Qinghai Province, Xining, Qinghai 810007, China)

Abstract: Numerical simulation is one of the main methods to evaluate groundwater resources quantity and simulate the occurrence and development of some hydrogeological processes. HYDRUS has been used to simulate the flow and solute transport in the saturated porous media. In this paper, HYDRUS1D was used to simulate the soil water movement in Luancheng County, Hebei province. Through the correction and identification of the model, the water movement condition in Luancheng area was obtained.

Keywords: HYDRUS-1D; numerical simulation; soil water movement; Luancheng

近年来由于地下水的过量开采造成地下水位大幅度下降。地下水位的持续下降已成为农业生产持续发展面临的严峻问题。为了确保区域内农业的可持续发展, 针对区域内补、排关系来建立合理的地下水开发利用方案, 本文通过 HYDRUS-1D 模型结合栾城地区相应的降雨、蒸发、地下水动态资料、土壤特性值等资料模拟在降雨蒸发条件下的一维土壤水分运动规律, 较为准确的模拟了该地区实验地在降雨蒸发条件下的土壤水分运动情况。通过对模型的校正与识别, 得出了栾城地区的水分运动形式。

1 模型的理论基础

土壤水分运动一般遵循达西定律, 且符合质量守恒的连续性原理, 土壤水分的基本运动方程可以通过达西定律和连续性方程进行推导, 通过推导以后得到土壤水分运动的基本方程^[1-2]为:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial \left[k(\theta)_x \frac{\partial H}{\partial x} \right]}{\partial x} + \frac{\partial \left[k(\theta)_y \frac{\partial H}{\partial y} \right]}{\partial y} + \frac{\partial \left[k(\theta)_z \frac{\partial H}{\partial z} \right]}{\partial z} \quad (1)$$

式中: θ 为土壤体积含水率; k 为土壤水力传导系数; x, y, z 为水流方向坐标。

2 栾城县地下水地质条件

2.1 含水层主要特征

栾城县位于河北省西南部,属暖温带半湿润地区,大陆性气候明显,温差较大^[3],地貌上属太行山前倾斜平原的一部分。该县地下水类型主要为第四系松散岩类孔隙潜水,按照含水层与隔水层的岩性以及沉积形成时代、水动力条件等相关特征,可以将含水岩组划分为以下4段:全新统(Q_4)含水岩组、上更新统(Q_3)含水岩组、中更新统(Q_2)含水岩组、下更新统(Q_1)含水岩组。含水层的单层厚度在水平方向上表现出由西向东逐渐变厚,含水层颗粒由细变粗,其富水性表现为由弱变强。在垂直方向上,含水层上部以及下部为粒度较细的细砂层,且沉积厚度较小,中部则为粒度较粗的粗砂层,且厚度相对较大。全新统(Q_4)含水岩组及上更新统(Q_3)含水岩组之间没有连续的隔水层或弱透水层,水力联系十分密切,可以视为一个含水层,该层也是目前栾城县地下水的主要开采层位,含水层岩性以粗砂、中粗砂为主,局部夹有卵砾石。据钻孔资料:含水层底板埋深一般 60 m ~ 120 m 之间,北部地区单井涌水量为 $50 \text{ m}^3/(\text{h} \cdot \text{m}) \sim 70 \text{ m}^3/(\text{h} \cdot \text{m})$,中部地区单井涌水量为 $30 \text{ m}^3/(\text{h} \cdot \text{m}) \sim 50 \text{ m}^3/(\text{h} \cdot \text{m})$,南部及西部边缘地段单井涌水量小于 $30 \text{ m}^3/(\text{h} \cdot \text{m})$ ^[4]。

2.2 地下水形成特征

该县地下水的补给来源主要为:大气降水的入渗、河流渗漏、灌溉水的入渗回归以及地下水的侧向补给。因为当地包气带岩性以砂及亚黏土为主,其降雨的入渗补给系数可达 0.25,同时平坦的地形,地表径流缓慢,也为降雨入渗提供了便利的地形条件,因此大气降水入渗补给为地下水最主要的补给方式。河流渗漏补给主要为河及总退水渠的入渗补给。由于当地河道未进行防渗,因此存在大量的河水入渗补给地下水,据区域资料,每年大约有 $0.2 \times 10^8 \text{ m}^3 \sim 0.5 \times 10^8 \text{ m}^3$ 的地表水补给地下水。当地的灌溉以大水漫灌为主,其引起的田间入渗量约占灌溉水总量的 15% 左右。侧向补给主要为西部元氏县及鹿泉市地下水的侧向径流,其多年平均值约为 $0.3 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。人工开采为栾城县地下水的主要排泄方式。其中农业灌溉用水约占地下水总用水量的 88%,时间上主要集中在 3 月—6 月的春灌。因长期开采地下水,导致地下水埋深已达 30 m 左右,故

当地的地下水蒸散量几乎为零^[5]。

3 水文地质模型的建立

3.1 地下水系统的基本分析

综上分析认为目前栾城县地下水系统为降水、灌溉补给—农业开采排泄型。本次研究区涉及完整的地下水补、径、排系统。补给源主要为:垂向上的降雨入渗、灌溉回归及河渠入渗补给以及侧向上的地下水径流补给。排泄则主要以农业开采为主,由东南方向径流出县域的地下径流很小。同时由于地下水埋深较大,蒸发量可以忽略。地下水总体流向大致为由西北—东南,水力坡度与地形坡度接近。而天然情况下,地下水的补给项主要为降雨入渗、河流入渗、侧向径流补给及地表水灌溉的入渗补给,排泄项主要为径流出县域的地下水及潜水蒸发排泄。

3.2 水文地质条件概化

本文以该地区的垂向一维入渗和补给情况为主要研究对象,本次模拟取样点分布在地下埋深 0 ~ 340 cm,通过试验分析,可以将其细分为六层(表 1)。模型时间区间是 2003 年 1 月 1 日到 2003 年 12 月 31 日,该区全年地下水位埋深在 31 m ~ 33 m 波动,属于深埋区,2003 年水面蒸发量和降雨量分别为 1187.7 mm 和 581.3 mm。其主要的补给为降雨入渗补给,排泄为人工开采。其上部边界为无径流蒸发入渗通量边界,即降水和灌溉后,水分很快下渗到下层土壤并存在蒸发,由于其地下水位埋深大于研究的土层厚度,所以其下部边界为自由排水边界。

3.3 数学模拟模型

由于包气带中的土壤水分运移以垂向运动为主。因此选用土壤水分运动模型 Richards 方程来描述一维垂向土壤水分运动:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial t} \left[D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} \right] - \frac{\partial k(\theta)}{\partial z} \quad (2)$$

$$\theta(z, 0) = \theta_i \quad (3)$$

$$-D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} - k(\theta) = R(t) \text{ 或 } E_{\text{tp}} \quad t > 0, z = 0 \quad (4)$$

式中: θ 为土壤体积含水率; k 为土壤水力传导系数, L/T ; $D(\theta)$ 为扩散度; h 为土壤基质势, L ; z 为水流方向坐标; $R(t)$ 为降雨或灌水强度; E_{tp} 潜在蒸发量。

3.4 模型的求解

3.4.1 空间离散

模型深度取地面以下 340 cm,三种岩性以壤土

为主,根据岩性分为 6 层,按 1 cm 等间隔剖分成 340 个单元,各土壤水分运动参数见表 1。

表 1 研究范围土壤水分运动参数

土壤深度/cm	土壤质地	θ_r	θ_s	a	n	k_s
0~20	壤土	0.060	0.424	0.013	1.574	35
20~40	壤土	0.069	0.430	0.014	1.382	42
40~80	壤土	0.060	0.430	0.032	1.179	20
80~120	轻黏壤土	0.229	0.383	0.033	1.150	40
120~260	黏壤土	0.089	0.411	0.015	1.147	15
260~340	轻黏壤土	0.120	0.384	0.009	1.153	10

3.4.2 时间离散

模拟时间为 2003 年 1 月 1 日—12 月 31 日,共 365 d。采用变化的时间剖分方式进行预测模拟,依据收敛的迭代次数逐渐调整时间间隔。如果某一特定时间间隔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(一般介于 1.1~1.5,本模型中为 1.3)。如果达到收敛的迭代次数 ≥ 7 ,则将下一时间段的时间增量乘以一个小于 1 的常数(一般介于 0.3~0.9,本模型中为 0.9)。在某一特定时间段,如果在任一时间达到收敛所需的迭代次数超过预先设定的最大值(一般介于 10~50,本模型中为 10),则该时间水平的迭代终止,将该时间段长度改为 $\Delta t/3$,重新进行迭代。本次模型的初始时间间隔设为 0.01 d,最小时间间隔设为 0.0001 d,最大时间步长设为 0.5 d。

3.5 模型校正与求解

本次研究采用不同的土壤参数时降水量和土壤含水量之间的关系密切与否作为判断模型是否准确。本次模拟中选取了 10 cm,20 cm,30 cm 三个不同深度的观测点,并利用这三个点的土壤含水率和降水量的变化情况作为拟合判别依据。以下为三个观测点的拟合情况,见图 1~图 3。

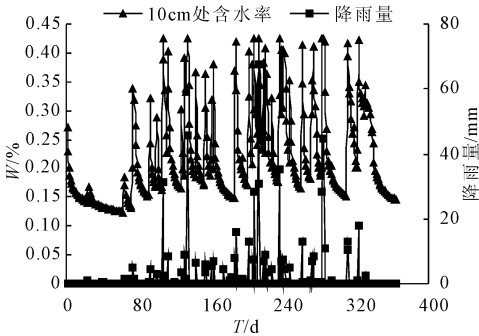


图 1 10 cm 深度处拟合情况曲线

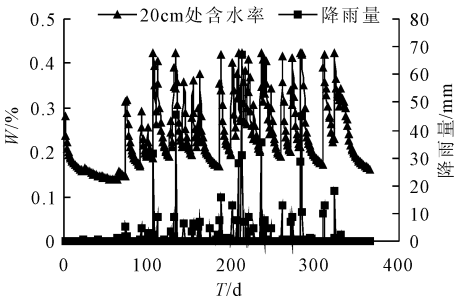


图 2 20 cm 深度处拟合情况曲线

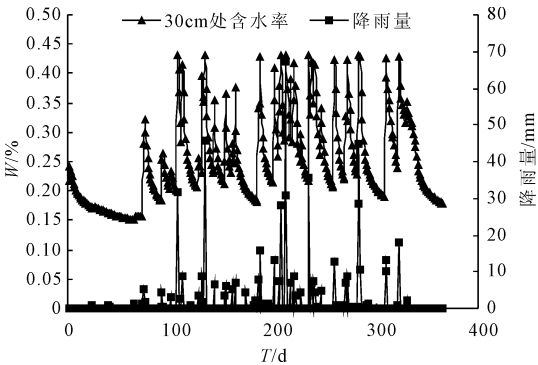


图 3 20 cm 深度处拟合情况曲线

通过不同深度的拟合可以看出:随着降水量的变化,其含水率也是不断的变化的,并且其变化的时间基本是一致的,由此我们可以认为模型是比较正确的,可以基本反映研究区的土壤水运动情况。同时本次模拟中所选取的土壤参数也是较准确的。表 2 为最终的土壤参数。

表 2 土壤水分运动最终参数

土壤深度/cm	土壤质地	θ_r	θ_s	a	n	k_s
0~20	壤土	0.060	0.424	0.010	1.600	35
20~40	壤土	0.069	0.430	0.011	1.597	42
40~80	壤土	0.060	0.430	0.024	1.533	20
80~120	轻黏壤土	0.129	0.383	0.025	1.495	40
120~260	黏壤土	0.089	0.411	0.012	1.491	15
260~340	轻黏壤土	0.120	0.384	0.007	1.499	10

3.6 模型模拟结果

模型的输出包括:剖面信息,土壤水边界信息及水势,土壤水力参数,水均衡信息等,见图 4~图 8 和表 3。

由图 4 可以看出不同深度的观测点的含水率变化是基本一致的,并且都和降雨等气象资料比较吻合。

通过对比土壤表面实际和潜在在水分水分流发现

潜在水分流量要大于实际水分流量,这主要是由蒸发和渗入等因素导致的。

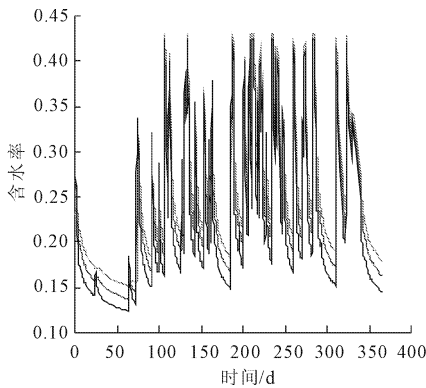


图 4 观测点不同时刻的含水率变化

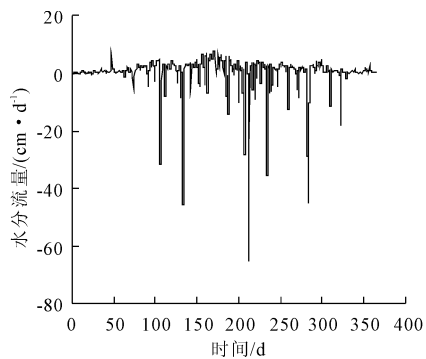


图 5 土壤表面潜在水分流量

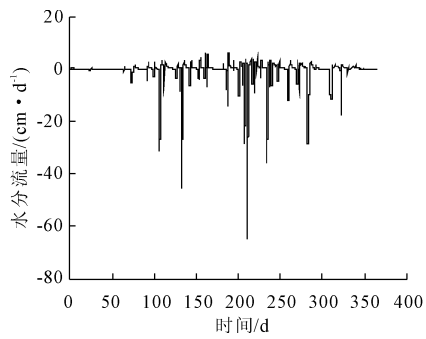


图 6 土壤表面实际水分流量

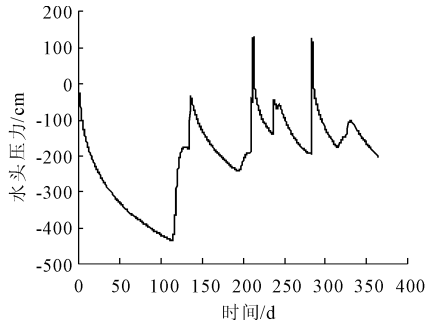


图 7 底部边界水头压力

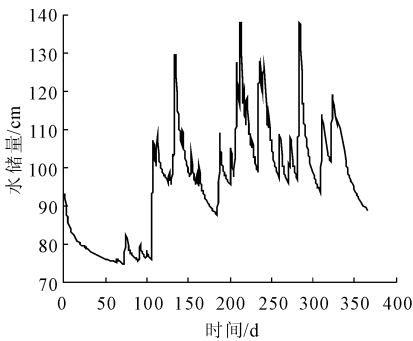


图 8 土壤水储量

表 3 水均衡信息

时间 /d	流入量 /(L·t ⁻¹)	上部边界流量 /(L·t ⁻¹)	下部边界流量 /(L·t ⁻¹)	含水率 /%
1	0.000	- 0.244	- 10.000	93.500
73	1.278	- 1.302	- 0.042	76.350
146	- 1.410	0.691	- 0.718	103.180
219	- 2.643	1.253	- 1.387	111.310
365	- 0.272	0.067	- 0.205	89.079

4 结 语

综合以上的分析可以得出,栾城地区 2003 年 4 月、7 月—9 月降雨比较集中,且雨量比较大,为此土壤水运动以入渗为主,水分运动是至上而下的;其余几个月则以蒸发为主,且水分向上向下都有运动,偶尔在有降雨的时候也有入渗现象。栾城地区当有雨水入渗补给时,地下水有明显的波动,但波动幅度不大,主要因为地下水埋深较大,雨水很难到达地下水位处,也有明显季节性变化。入渗补给地下水量主要受雨量与蒸发影响因素的控制,也与岩性特点关系较大。因此应根据气候特点合理安排农耕时间,合理选择农产品、合理种植、合理灌水,以获得最大的收获。

参考文献:

[1] 陈梦熊.中国水文地质环境地质问题研究[M].北京:地震出版社,1998.

[2] Dumer W. Hydraulic conductivity estimation for soils with heterogeneous pore structure[J]. Water Resources Research, 1994,32(9):211-223.

[3] 栾城县水政水资源综合管理办公室.石家庄市栾城县水资源开发利用现状调查报[R].栾城县水政水资源综合管理办公室,1993.

[4] 贾金生,田 冰,刘昌明.Visual MODFLOW 在地下水模拟中的应用——以河北省栾城县为例[J].河北农业大学学报,2003,26(4):71-78.

[5] 邵爱军,彭建萍,陈华辰,等.河北省栾城县地下水数值模拟[J].中国农村水利水电,2004(12):51-53.