

定西半干旱地区春小麦农田土壤 水分动态的计算机模拟

王季槐 赵松岭 叶振欧*

(兰州大学生物系)

COMPUTER SIMULATION OF WATER REGIME IN SOIL OF SPRING WHEAT IN SEMI-ARID REGION OF DINGXI

Wang Jihuai, Zhao Songling and Ye Zhenou

(Lanzhou University)

在半干旱地区,水是制约农作物生产的最重要的因素之一。研究土壤水分动态,掌握土壤水分变化规律是在这一地区蓄水保墒提高水分利用效率的前提条件。对土壤水分动态的研究,国内外学者已做了许多工作,但以计算机作为工具来研究农田土壤水分动态的报道还不多见。我们在 Goodwin^[2] 的工作的基础上建立了描述半干旱地区麦田水分动态的数字模型并进行了计算机模拟。

为了估计春小麦的蒸散量,1985年我们在甘肃定西地区水土保持科学试验站的试验田里布设了一组盆栽试验。供试土壤为黄绵土,从麦田里取得。供试材料选用定西24春小麦品种。盆栽试验采用 $\phi 26 \times 30\text{cm}$ 的塑料桶,置于大田土坑内,用活动遮雨棚避雨。人工喷灌供水控制土壤含水量。春小麦的整个生长期分成播种—三叶,分蘖—拔节,孕穗—抽穗,开花、灌浆—完熟5个阶段。每个阶段按每日土壤起始含水率的不同分成6%,8%,10%,12%,14%,16%,20%,30%,35%和40%10个处理。每处理重复2次。设置了每日起始含水率分别为6%,8%,10%,14%,16%和40%的空白对照,观察不同含水率的裸土蒸发量。以试验地附近气象站测观的日降水量、日水面蒸发量作为模拟所需气象数据。根据模型要求,我们还测定了土壤水分特征曲线和饱和导水率。供试土壤在同一地点取样。坡地改梯田的过程中,0—150cm土层受到搅动,原土壤结构已经改变,所以,分别在耕作层(10—30cm)、下部搅动层(30—150cm)和未搅动层(150—200cm)取样。用离心机法测定了各层土壤脱水特征曲线。用离心机法只能测得一些离散的数据,在模型中很难应用。为此,我们进行了曲线拟合。首先对数据取对数进行直线回归,然后取指数。这样,得到了表达3层土壤基质吸力与含水率之间关系的特征曲线分别为(从上到下) $Y = 23.67 \cdot (X - 0.23)^{-0.131} - 7.98$; $Y = 23.06 \cdot (X -$

* 叶振欧系定西水土保持科学试验站工程师。

$0.31)^{-0.19} - 6.625$; $Y = 22.83 \cdot (X - 0.026)^{-0.141} - 7.98$ 。式中, Y 是容积含水率, X 是基质吸力(单位: 巴)。对回归直线进行了检验, 相关系数分别为 0.9992, 0.9984, 0.9989; F 检验分别为 6586, 3478, 4927 $> F_{0.001} = 19.69$; 剩余标准误分别为 0.001, 0.016, 0.012, 回归效果极显著。因此, 用所得曲线描述麦田的土壤含水率与基质吸力之间的关系误差较小。测得各层的平均饱和导水率为 1.4188×10^{-4} 毫米/秒。

通过对定西水保站历史观测资料的分析, 发现在含有小麦绝大部分根系的 2 米深土层中, 上部 (0—60cm) 水分变化比较活跃, 水分梯度较大, 下部 (60—200cm) 水分变化比较稳定, 水分梯度较小。所以, 在计算土壤水分动态时, 我们人为地把 0—60cm 划分为 6 个层次, 每层 10cm, 60—200cm 划分为 7 个层次, 每层 20cm, 200—300cm 作为一个深层储水层。从上到下把土层编号。

我们的模型基于下面的水分平衡公式:

$$SW(I, T+1) = SW(I, T) - AET(I, T) + EW(I, T) + DR(I, T) \quad (1)$$

式中 T 表示播种后的日数, I 表示土层编号 (下同), $SW(I, T+1)$, $SW(I, T)$ 分别表示第 $T+1$ 日, T 日 I 层土壤的含水总量, $AET(I, T)$ 、 $EW(I, T)$ 、 $DR(I, T)$ 分别表示第 T 日 I 层的实际蒸散量、外来水总量、水分再分配量。以上各变量的单位均为毫米/日。下面分别讨论各变量。

实际蒸散量 实际蒸散量 $AET(I, T)$ 等于实际蒸腾量 $AT(I, T)$ 与实际蒸发量 $AE(T)$ 之和。因土壤蒸发仅发生在表面, 故当 $I \neq 1$ 时, $AE(T) = 0$ 。气象条件和土壤含水率决定了春小麦在不同生长期的实际蒸散量的大小。因此, 在计算 AET 前还需估计在春小麦不同生长期气象因子决定的潜在蒸散量 PET 。本文使用 Penman 公式: $PET = aE_0$, 估计 PET 。式中 a 是不同作物和生长期决定的一个系数, E_0 是水面蒸发量。从实验中求出春小麦的 a 值列于表 1。用直线内插法可以求得所列日期中某日的 a 值。我们用水分不受限制处理 (16%) 的春小麦蒸散量与空白对照 (16%) 即裸土蒸发量求出了比值 R (图 1)。可用它计算 PE 和潜在蒸腾量 PT 。计算公式分别为 $PE = R \cdot PET$, $PT = PET - PE$ 。由此可计算第 T 日的实际蒸腾总量 AT 和实际蒸发总量 AE 。计算公式为 $AT = B \cdot PT$, $AE = B \cdot PE$, 式中的 B 值是土壤含水率的函数。我们从实验中发现 B 值还受气象条件的制约。为较简便地估计在不同气象条件下的 B 值, 我们把 E_0 的定义域分成 $[0, 6)$, $[6, 11)$, $[11, +\infty)$ 三个区间, 当 $E_0 \in [0, 6)$, $[6, 11)$, $[11, +\infty)$ 时分别用 L_1 , L_2 , L_3 三条曲线 (图 2) 表示土壤含水率与 B 值的关系。蒸腾总量 AT

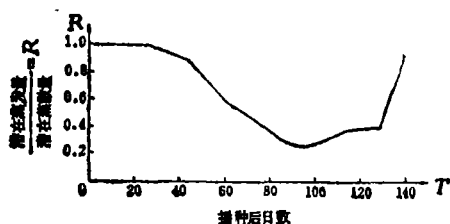


图 1 R 值与播种后日数的关系

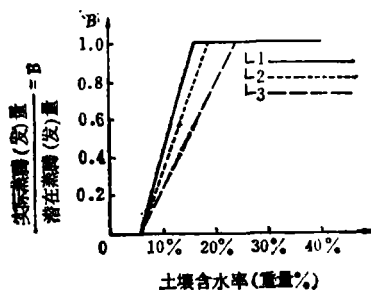


图 2 B 值与土壤含水率的关系

表 1 不同生长期的 α 值

播种后日数	0	26	43	60	75	85	94	101	128	138
α 值	0.37	0.43	0.552	0.89	1.39	1.32	1.32	1.09	0.955	0.478

在各层土壤的分配除了与 B 值有关外, 还由当时小麦根系在各层的量占总根量的百分比 $Y(I, T)$ 所决定。于是, $AT(I, T) = Y(I, T) \cdot B \cdot PT(T)$, $Y(I, T)$ 的值由我们 1984 和 1985 年所得数据求出(表 2)。用直线内插法可求出表 2, 所列日期中某日的根系深度和根量比。

表 2 不同生长期的根深及根量比 (%)

日 数	土 层												
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
第 43 日	28.6	57.3	9.4	4.62	0.08	0	0	0	0	0	0	0	0
第 75 日	21.1	42.3	13.8	8.7	6.6	4.2	3.22	0.06	0	0	0	0	0
第 101 日	15.2	30.3	17.9	9.2	7.5	5.8	7.9	4.3	1.72	0.06	0	0	0
第 115 日	12.2	24.3	14	12.9	7	6.8	8.7	6.5	4.2	2.3	0.92	0.044	0.016
第 138 日	12.2	24.3	14	12.9	7	6.8	8.7	6.5	4.2	2.3	0.92	0.044	0.016

土壤剖面的水分再分配 DR 的计算公式是达西方程的一维差分形式^[1]:

$$DR(I, T) = -K \frac{T(WR(I+1), T) - T(WR(I), T)}{C(I)}$$

式中 $WR(I+1)$, $WR(I)$ 分别是第 $I+1$, I 层土壤的平均容积含水率, $T(WR(I+1), T)$, $T(WR(I), T)$ 分别是用土壤特征曲线计算出的平均势能状态。用特征曲线算出的势能单位为“巴”, 需换算成毫米水柱。 $C(I)$ 等于地面到第 $I+1$ 层的中点距离减去地面到第 I 层中点距离之差。非饱和导水率 K 的计算公式为: $K = K_{sat} \cdot \varepsilon^{-\frac{10}{3}} \cdot WR^{\frac{10}{3}}$ ^[3], 式中 $WR = (WR(I+1) + WR(I))/2$, K_{sat} 是实验求出的饱和导水率。 ε 是土壤孔隙度, 测当地麦田的平均孔隙度为 57%。

外来水 梯田基本上不产生径流, 故假设外来水(降水等)全部进入土壤。为计算方便, 假定某日的降水在这一日末瞬时渗入土壤, 渗入方式为从上一层向下一层渗入, 当第一层的水含量达到田间持水量后, 若还有剩余, 才渗入第二层。依次继续下渗, 最后使上部 13 层土壤均达到田间持水量, 多余的水全部进入第 14 层。

对上述数学模型用 BASIC 语言编成计算机程序, 并在 IBM 计算机上进行了模拟。

为了验证模型的有效性, 1985 年我们在试验点附近的两块春小麦地的不同部位用土钻取样。每块地取 9 个样点, 每个样点取土 13 层。(第 1—6 层每层 10cm, 第 7—13 层每层 20cm), 取土深度 2 米。用恒温箱烘干法测定其含水率。取所测每层 18 个样点的含水率的算术平均值作为该层的实测含水率。用定西水保站测得的土壤容重换算成各层含水毫米数。一般播种后 13 日各层土壤才基本解冻完, 故取样时间从播种后 13 日起始, 取样间隔 12—23 日。由于工作量较大, 只取样 8 次。我们把第 13 日的实测值作为初始值输入计算机进行模拟。

为了便于对照, 我们把模拟结果以图 3、图 4、图 5 示出, 从图中可看出模拟值与实测

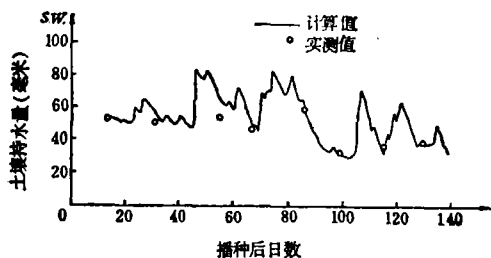


图3 1985年0—30cm耕作层水分动态

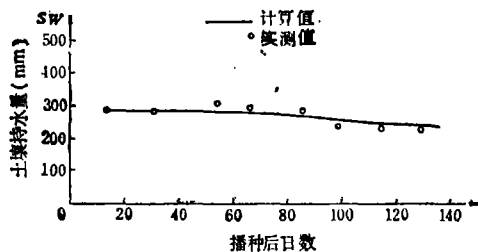


图4 1985年30—200cm土层水分动态

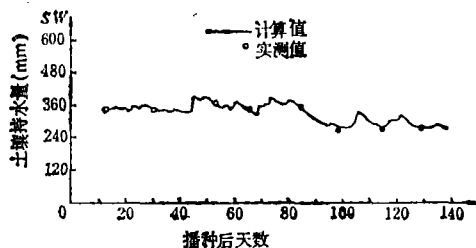


图5 1985年0—200cm土层水分动态

值,两者相比,除个别点外,相对误差一般不超过10%。0—200cm土层的模拟值与实测值吻合更好,这似乎可以说明由实验求出的小麦蒸散量的估计值有较好的准确性。但是,由于某些取样间隔时间过长,故还难以断定取样间隔期中模拟结果的误差大小。

本文建立的半干旱地区春小麦农田土壤水分动态模型,以计算机作为研究工具,考虑了土壤的物理特性,在模拟中使用了各层土壤的特征曲线得到了比较好的结果。采用计算机模拟方法观察土壤水分变化可以大大地减少野外工作量,并可迅速地提供墒情报道,以便及时为生产管理提供决策依据。

如果在以下两个方面对模型进行一些改进,可进一步改善模型的有效性:

1. 考虑土壤水分运动的滞后作用,在模拟中还应使用土壤特征曲线的吸水曲线;
2. 增加一个外来水渗透子模型,而不是假设外来水瞬时进入土壤。

参 考 文 献

- [1] 汉克斯 R. J. 等,(杨诗文等译) 1984: 土壤中的水流应用土壤物理——土壤水和温度的应用, 77—79 页。水利电力出版社。
- [2] Goodwin, J. B., 1982: Modelling soil-water-plant relationships in the Cerrado soil of Brazil: the case of maize. *Agr. Sys.*, 8: 115—127.
- [3] Millington, R. J., 1961: Permeability of porous solids. *Trans. Faraday Soc.*, 57: 1200—1207.