

在植物耗水条件下土壤水分 动态的数值模拟*

姚德良 邱克俭 冀伟 孙菽芬

(中国科学院力学研究所, 100080)

A NUMERICAL MODEL OF DYNAMICS IN SOIL MOISTURE UNDER CONDITION OF PLANT CONSUMPTION

Yao Deliang, Qiu Kejian, Ji Wei and Sun Shufen
(Institute of Mechanics, Chinese Academy of Sciences, 100080)

关键词 植物根系吸水, 层状土壤

一、前言

研究非饱和土壤水分运动的基本途径是数值模拟和实验。用计算机模拟非饱和土壤水分运动从60年代以来不断有研究成果,非饱和土壤水分运动的研究经验到理论,由定性到定量的深刻变化。

由于土壤水分运动是一个十分复杂的过程,很多模拟研究的成果只能适用于某些特定的情况,通用性差。在土壤水分运动方面, Gardner W.R.^[1], Hanks R.J. Bowers S.A.^[2], Molz F.J. 和 Irwin Remson^[3], Hillel, D. Talpaz H. 和 Van Keulen H.^[4] 等人先后作过很多工作,有较大的参考价值。我国近年来也开始了用数学物理方法定量地研究土壤中水分、溶质和热量的运移问题,但是,直接模拟农田土壤中水分运动真实情况的研究工作还较少见。本文视土壤-植物-大气为物理上的连续统一体(也称为 SPAC 系统),给出了在蒸散条件下有植物根系吸水的层状土壤中水分运动的数学模型,并与黄淮海平原地区的雨养麦田的实测数据进行了比较,数值模拟结果和农田实测值吻合较好,因而本模型可有效地应用于土壤含水量的前期预报工作。

二、数学模型

(一) 基本方程

水分由土壤进入植物体再向大气扩散,然后又由大气回入土壤,这是一个连续而统一的过程。在这个过程中,不断变化着的天气条件、作物根系的错综分布,以及土壤质地和结构的特性等,都对过程的定量描述起着关键性的影响。对平行于地面各方向上的空间变异性取平均效果,并忽略土壤温度的影响,以及本文考虑的是非均质层状土壤,土壤含

* 中国科学院重大项目和国家自然科学基金资助项目。

水量在通过层状交界面时是不连续的,而水势在通过交界面时是连续的,为了便于计算,水分运动方程采用下面形式:

$$\begin{cases} C \frac{\partial \phi}{\partial t} = - \frac{\partial q}{\partial z} + S(z, t) \\ C = \frac{\partial \theta}{\partial \phi} \\ q = K(\phi) - K(\phi) \frac{\partial \phi}{\partial z} \\ Q = Q(\phi) \end{cases} \quad (2-1)$$

其中, Q 为土壤体积含水量, q 为水通量, C 为水容, $K(\phi)$ 为土壤导水率, ϕ 为水势, $S(z, t)$ 为源汇项,此处为作物根系吸水率。

(二) 定解条件

1. 初始条件: 由水势 ϕ 的初始分布曲线给出,即为

$$\phi(z, t)|_{t=0} = \phi_0(z) \quad (2-2)$$

2. 边界条件:

(1) 上边界(土壤表面)

若 $Q_w = 0$, 则 $q_{*} = -E_t$ (2-3)

若 $Q_w \neq 0$

$$Q_w > \bar{q}, \text{ 则 } q_{*} = -\bar{q} \quad (2-4)$$

$$Q_w \leq \bar{q}, \text{ 则 } q_{*} = Q_w \quad (2-5)$$

式中, Q_w 为降雨率, E_t 为表层蒸发率, \bar{q} 为表层的最大入渗率,表示为:

$$\bar{q} = K_r \left(1 - \frac{\partial \phi}{\partial z} \Big|_{*} \right) \quad (2-6)$$

其中, K_r 为饱和导水率。

(2) 下边界(底部)

第一类边界条件为: $\phi = \phi_B(t)$ (2-7)

第二类边界条件为:

$$\begin{cases} q_B = 0 \\ \frac{\partial \phi}{\partial z} = 1 \end{cases} \quad (2-8)$$

第三类边界条件为:

$$q_B = q_B(t) = K(\phi) \left(1 - \frac{\partial \phi}{\partial z} \right) \quad (2-9)$$

根据以上定解条件, 求解基本方程 (2-1), 便可得出蒸散条件下土壤水势的变化过程,再由 Q 和 ϕ 的关系式就可求出土壤含水量的分布和变化。

(三) 其它各通量的决定

1. 根吸水率和蒸腾强度的确定: 对于低矮作物如小麦,其蒸腾强度 E_T 可由 Penman 公式计算,在考虑表面覆盖率 β 的影响后有

$$E_T = \frac{\Delta R_n + \rho C_p [e^*(T_a) - e(T_a)] / r_a}{\lambda [\Delta + r(1 + \bar{r}_c / r_a)]} \beta \quad (2-10)$$

式中, R_n 为太阳净辐射, ρ 为大气密度, C_p 为等压比热, $e^*(T_a)$ 为饱和水汽压, $e(T_a)$ 为水汽压, λ 为水的汽化潜热, r 为水汽与空气的分子量比, Δ 为饱和水汽压与温度关系曲线的斜率, r_a 为空气动力学阻力, \bar{r}_c 为对应于平均水势的气孔阻力, 计算公式为:

$$\bar{r}_c = r_c(\psi) \quad \psi = \frac{1}{L_r} \int_0^{L_r} \phi dz \quad (2-11)$$

其中 r_c 为气孔阻力, L_r 为根达到的最大深度。

上面由土壤水分的平均信息确定了蒸腾强度 E_T , 再将 E_T 根据吸水根分布情况和土壤含水量分布情况将蒸腾强度与根的吸水率 $S(z, t)$ 建立联系:

$$S(z, t) = \frac{-\alpha(z, t) f_r[\phi(z)] E_T}{\int_0^{L_r} \alpha(z, t) f_r(\phi) dz} \quad (2-12)$$

式中 $\alpha(z, t)$ 为吸水根的分布密度函数, 满足 $\int_0^{L_r} \alpha(z, t) dz \equiv 1$ (2-13)

$f_r(\phi)$ 为 z 点处水分状态与平均水分状态偏差引起的根吸水率偏差, 保证

$$\begin{cases} f_r(\phi) = 0 & \phi < \phi_w \\ f_r(\phi) = \left(\frac{\phi_w - \phi}{\phi_w - \phi_f} \right)^2 & \phi_w \leq \phi \leq \phi_f \\ f_r(\phi) = 1 & \phi > \phi_f \end{cases} \quad (2-14)$$

其中, ϕ_f 和 ϕ_w 分别表示田间持水量和萎蔫点所对应的水势。

2. 蒸发强度 E_s 的计算: 土壤表面的蒸发强度 E_s 和土壤表面覆盖率 β 有关,

$$\begin{aligned} E_s &= 0.01 E_T & \beta > 85\% \\ E_s &= \frac{\rho C_p [e_g - e(T)]}{\gamma_1 (r_a + r_s)} \beta & \beta \leq 85\% \end{aligned} \quad (2-15)$$

其中 r_s 为土壤表面对蒸发的阻力, 与土壤表面含水量有关。

$$e_g = e^*(T_a) \exp(g\phi_w / R_w T_a) \quad (2-16)$$

若 $e_g < e^*(T)$ 应为结露, 这时 $E_s = 0$, 其他参数和求蒸腾 E_T 公式中的参数相同。

3. 求太阳净辐射量 R_n : 太阳净辐射 R_n 包括净短波辐射和净长波辐射, 因本文不考虑温度的影响, 所以只将净短波辐射考虑在内, 由此得

$$R_n = I_s (1 - A) \sin \alpha \exp(-na, m) (0.2 + 0.8\eta) \quad (2-17)$$

其中

$$\sin \alpha = \sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \delta \cos \left[\frac{\pi}{12} (t_r - 12) \right] \quad (2-18)$$

$$m = \frac{1}{\sin \alpha} \quad (2-19)$$

$$a_1 = \begin{cases} 0.128 + 0.054 \ln \sin \alpha & \alpha > 14.5^\circ \\ 0.054 & \alpha \leq 14.5^\circ \end{cases} \quad (2-20)$$

式中 a_1 为分子散射系数, $A = 0.12$ 为反射率, n 为大气散系数, 对农村 $n = 2$, α 为太阳高度角, I_s 为太阳常数, ϕ 为地理纬度, δ 为太阳赤纬, m 为大气层厚度, t_r 为当地时间, η 为日照时数。

4. 求水分曲线, 水容曲线和导水率:

(1) 土壤体积含水量与土壤水势的关系为

$$\begin{cases} \theta = \theta_1 e^{p(\psi - \psi_1)} & (\psi \leq \psi_1) \\ \theta = \alpha \psi^2 + \beta \psi + \gamma & (\psi_1 < \psi < 0) \end{cases} \quad (2-21)$$

其中 p , θ_1 , ψ_1 , α , β , γ 为表征土壤特性的参数, 与土壤质地有关。

(2) 水容与土壤水势的关系为

$$\begin{cases} C = P \theta_1 e^{p(\psi - \psi_1)} & (\psi \leq \psi_1) \\ C = 2\alpha \psi + \beta & (\psi_1 < \psi < 0) \end{cases} \quad (2-22)$$

(3) 导水率与土壤水势的关系为

$$\begin{cases} K = a_r (-\psi)^{-1.4} & (\psi \leq \psi_r) \\ K = K_r \exp(\alpha_r \psi) & (\psi > \psi_r) \end{cases} \quad (2-23)$$

其中 a_r , K_r , α_r , ψ_r 为土壤特性参数。

5. 计算阻力的公式: 计算空气动力学 r_a 的公式为

$$r_a = \left[\ln \left(\frac{z_r - d_0}{z_0} \right) \right] / (K^2 v_a) \quad (2-24)$$

其中, z_r 为风速测高, d_0 为排移厚度, z_0 为地面粗糙度, K 为 Karman 常数, v_a 为大气风速。

$$r_c = \begin{cases} I_a r_{\min} & (\psi > \psi_f) \\ I_a [r_{\min} + K_r (\psi - \psi_f)] & (\psi \leq \psi_f) \end{cases} \quad (2-25)$$

6. 计算粗糙度 z_0 , 排移厚度 d_0 以及覆盖率 β_0 : 在小麦开始返青之前, 其叶子和根的变化不太显著, 所以, 地面粗糙度 z_0 , 排移厚度 d_0 和覆盖率 β 基本不变, 为一常数。在小麦返青阶段, 小麦的根叶生长变化较快, 使这三个参数相应增大, 到返青结束, 小麦开始分行结穗时, 长势趋于稳定。这三个参数也为常数。若以线性发展规律近似代表返青期这三个参数的变化规律, 则有

$$z_0 = \begin{cases} z_1 & (T_d \leq T_1) \\ z_1 + \frac{T_d - T_1}{T_2 - T_1} (z_2 - z_1) & (T_1 < T_d \leq T_2) \\ z_2 & (T_d > T_2) \end{cases} \quad (2-26)$$

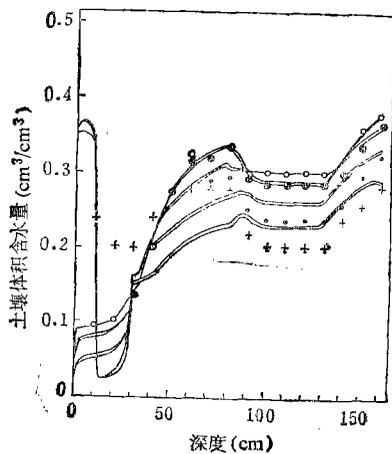
$$d_0 = \begin{cases} d_1 & (T_d \leq T_1) \\ d_1 + \frac{T_d - T_1}{T_2 - T_1} (d_2 - d_1) & (T_1 < T_d \leq T_2) \\ d_2 & (T_d > T_2) \end{cases} \quad (2-27)$$

$$\beta_0 = \begin{cases} \beta_1 & (T_d \leq T_1) \\ \beta_1 + \frac{T_d - T_1}{T_2 - T_1} (\beta_2 - \beta_1) & (T_1 < T_d \leq T_2) \\ \beta_2 & (T_d > T_2) \end{cases} \quad (2-28)$$

式中, T_1 为返青日, T_2 为分行日, T_d 为以每年春分日为起始点的时间(天)。

三、数值模拟结果讨论

为了检验模型,利用上述方法,对河南省封丘地区 1986 年 4 月 30 日至 5 月 30 日的田间含水量变化情况进行了模拟计算,其土壤从表层开始往下分三层,交界面位于深度 30cm, 80cm 处,计算区域为 160cm 深^[1]。图 1 表示的是含水量分布的计算结果与实测值的比较。图 2 表示是相应的水势变化过程。图 1 中的八条曲线为四天中上午 6 点 30 分和下午 5 点 30 分的计算结果而绘出的土壤含水量分布曲线。从图中可以看出,计算结果与实测的结果是基本一致的。4 月 30 日、5 月 5 日、5 月 15 日是晴天,土壤表层含水量较小;5 月 30 日是下雨,土壤表层含水量较大;并且,同一天上午 6 点 30 分和下午 5 点 30 分的土壤体积含水量较接近,这些在计算的结果中都能较好地反映了出来。另外,在土壤分层处含水量曲线存在间断(无过渡段情况下),图 2 土壤中水势的变化状况也验证了水势通过界面时是连续的,所有上述结果都表明了和理论分析是一致的。由此可以看出,本文所建立的数学模型,其可靠性是令人满意的。



○ 4月30日实测值 □ 5月5日实测值
● 5月15日实测值 + 5月30日实测值

图 1 田间含水量分布的计算结果与实测值

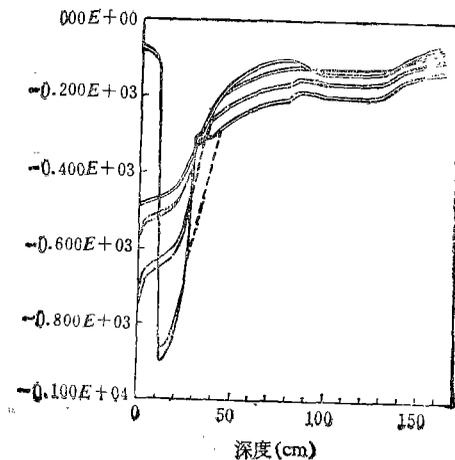


图 2 水势变化过程

参 考 文 献

1. 陈志雄, Vauclin Michel, 1987: 农田水分合理利用与调节(封丘地区浅水位麦田雨养条件下的水分平衡研究)。土壤,第 19 卷 3 期,142—156 页。
2. Gardner, W. R., 1960: Dynamic aspects of water availability to plants. Soil Sci. Vol. 89, No. 2, pp: 63—73.
3. Hanks, R. J., and Bowers, S. A., 1962: Numerical solution of the moisture flow equation for infiltration into layered Soils. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 26.
4. Molz, F. J. and Irwin Remson, 1970: Extraction term models of soil moisture use by transpiring plants. water Resources Research. 6(5): 1346—1356.
5. Hillel, D., Talpaz, H. and Van Keulen, H., 1976: A macroscopic-scale model of water uptake by a nonuniform root system and of water and salt movement in the soil profile. Soil Sci., 121(4): 242—255.