

土壤-植物系统水分运移过程的阻容电模拟

刘文兆

(中国科学院水利部水土保持研究所, 西北农林科技大学, 陕西 杨凌 712100)

摘要: 把土壤-植物系统水分运移作为一维水流运动由阻容电路进行模拟, 在于将 Darcy-Richards 方程从对单点的描述扩展到对一段流路的描述。由此出发, 考虑到水流的非稳态性, 某一流路的水阻定义为其水势差与平均流量之比, 水容为其贮水量对平均水势的导数。与 Darcy-Richards 方程相对应, 水阻、时间常数分别为导水度、水分扩散度的倒数, 相应地单位化的水阻率、比时间常数分别为导水率、水分扩散率的倒数。把 SP 系统沿水流通道路分为若干部分, 每一局部的水阻与其水容相并联, 各局部间相串联。在此基础上, 文章给出了土壤-植物系统水流模拟通式、总水容与分水容间的关系式、总水阻与分水阻间的关系式及特定条件下叶水势随时间变化的关系式。

关键词: 土壤-植物系统; 水分运动; 电模拟; 水流阻力; 水容

文章编号: 1000-0933(2005)11-2947-07 **中图分类号:** Q 959 **文献标识码:** A

Electric resistance-capacitance model of water flow through soil-plant system

L U Wen-Zhao (1. Institute of Soil and Water Conservation, Chinese Academy of Sciences and Ministry of Water Resources, Yangling, Shaanxi 712100, China; 2. Northwest Sci-Tech University of Agriculture and Forestry, Yangling, Shaanxi 712100, China). Acta Ecologica Sinica, 2005, 25(11): 2947~ 2953

Abstract Water flow through a soil-plant system can be simulated by an electric resistance-capacitance circuit when the flow is considered as one-dimensional Darcy-Richards flow. The hydraulic resistance is a ratio of the water potential difference to the average rate of outflow and inflow, and the water capacitance is a derivative of the water storage with respect to the average water potential because of the nonsteady nature of water transport. Corresponding to the Darcy-Richards equation, hydraulic resistance and resistivity are the reciprocals of conductance and conductivity respectively; time constant is the reciprocal of the diffusance; and time constant per unit squared length is the reciprocal of diffusivity. If the soil-plant system is taken as a catenary series of segments along the water flow path, the hydraulic resistance and water capacitance are connected in parallel with each other in each segment, and all segments are connected in series. The study gave universal formula of water flow through the soil-plant systems, formula of the relationship between the total capacitance and partial capacitances of individual segments, formula of the relationship between the total resistance and partial resistances, and formula of temporal change of leaf water potential under a certain condition.

Key words: soil-plant system; water flow; electrical analog; hydraulic resistance; water capacitance

土壤-植物系统(SP)中, 叶片蒸腾失水时, 须由根系不断吸收土壤水分给予补充。水从土壤被吸收入植物体, 最终到达

基金项目: 国家自然科学基金重大研究计划资助项目(90202011); 国家科技部重大基础研究前期研究专项资助项目(2003CCB001); 国家“973 计划”资助项目(2005CB121102)

收稿日期: 2005-04-28; **修订日期:** 2005-09-29

作者简介: 刘文兆(1960~), 男, 陕西省乾县人, 博士, 研究员, 主要从事作物-水分关系、水文生态与节水型生态农业研究。E-mail: wzliu@msiswc.ac.cn

Foundation item: Major Research Plan of National Natural Science Foundation of China (No. 90202011), Special Pre-project on Major Fundamental Research of the Ministry of Science and Technology of China (No. 2003CCB001) and National Basic Research Program of China (No. 2005CB121102)

Received date: 2005-04-28; **Accepted date:** 2005-09-29

Biography: L U Wen-Zhao, Ph. D., Professor, mainly engaged in crop-water relation, hydro-ecology and ecological agriculture with water saving. E-mail: wzliu@msiswc.ac.cn

叶面,从叶肉细胞表面蒸发之前,都以液态水形式运动。整个运移过程包括短距离的径向流动和经由木质部导管的长距离的轴向流动。对 SP 系统水分运移的总体研究,通常以土-根-茎-叶这样一个概化路径来描述其实际的复杂通道。

对土壤-植物系统水分运移的模拟,以采用电路模拟的方法居多。van der Honert 最早用此法进行土壤-植物系统水流研究^[1]。Cowan 和 Philip 将这一方法扩展到整个 SPAC 中水流问题^[2,3],此后相关的工作包括 Rose^[4], Tayler 等^[5], Campbell 等^[6],其中 Rose 的工作考虑到非稳态流问题,并提出可变水阻的概念,但以上都没有考虑到水容问题。Hillel^[7]和 Huck 等^[8]顾及随时空变化的根系分布,用阻容网络来描述根土系统。1991 年 Hillel 提出了 SPAC 阻容电模拟模型^[9],即“SPACE”,其中对水容的考虑更多地集中在根层土壤中。针对土壤-植物系统中水流的非稳态性,以通过阻容电模拟方法,考虑植物体本身储水量的影响,建立非线性模式为趋势。就此,有一定代表性的工作包括 Wallace-Biscoe 的结果^[10]与邵明安的结果^[11],这些都在水分运移阻容电模拟方面取得了重要进展,但仍有须进一步探讨之处:其一,前者对系统储水量变化的考虑不全面,叶水势的变化并不代表整个系统的水势变化;后者以储水量对水势差的导数作为水容定义其意义尚有待进一步明确;其二,二者在水阻的含义上没有考虑系统水流的非稳态性。关于总水容与分水容的关系,有以并联电容关系定之者^[12],有以串联电容关系定之者^[11],关系不一表明了研究的分歧,其客观关系尚有待进一步探讨。时间常数(水容与水阻的乘积)是非线性模型的一个重要参数,以对水阻与水容的正确定义为基础,分析所谓“时间常数”问题,仍有许多工作可做。以 SP 系统水分运移模式为基础,探讨叶水势的动态变化是 SP 系统水分运动研究的一个重要方面,就此已有的个别模式在数学推导过程中尚存在错误,且在推求叶水势与蒸腾速率 T 关系时,随意假定在较短时段 Δt 内, T 不变化,这既不符合客观实际,当然也增加了结果的误差程度^[13]。

土壤-植物系统水分运移的研究是整个土壤-植物-大气连续体(SAPC)水分运动研究中相对薄弱的部分。就土壤水分运动而言,诞生于 60 多年前的 Darcy-Richards 方程是相当经典、完备和得到广泛应用的。关于植物蒸腾,包括著名的 Penman-Monteith 模式在内的若干模式都已经给予了相当深入的描述。然而,对于处于两者之间的土壤-植物系统之水分运动,考虑到水分经由土壤进入植物而后扩散入大气这样一个连续过程以及在蒸腾汽化之前以液态水形式运动的事实,以与描述作为多孔介质的土壤中水分运动的 Darcy-Richards 方程相衔接并具有可比性为要求,分析现有的关于 SP 系统水分运移模型,需要深入分析研究的空间仍很大。从数学上看,达西定律与欧姆定律以及其他经典物理学中的线性传导公式有相似之处。把 SP 系统水分运动作为稳态流,以欧姆定律模拟之,其水阻率的倒数与达西定律中的导水率在本质上是一样的,因而两种状况下水流运动的模拟式也是一致的。然而,对于实际条件下的非稳态流,问题却颇为复杂。

1 思路与方法

本研究针对土壤-植物系统水分运移的非稳态性的客观实际,以与 Darcy-Richards 方程相衔接并具有可比性为要求,通过阻容电路的方法构造 SP 系统水流通式,探讨其中涉及的若干关系,说明水阻、水容和时间常数 3 个运动参数与土壤水分运动中导水率、比水容及水分扩散率 3 参数间的联系与特征,文内涉及的主要参变量的符号、量纲与国际制单位汇总见表 1。

对于土壤水分运动,Darcy 定律可表示如下:

$$q = -k(\psi) \nabla \psi \quad (1)$$

式中, q 为水流量, $k(\psi)$ 为非饱和导水率, ψ 为土水势, ∇ 为 Hamilton 算子。

连续性方程式,即质量守恒定律的数学式为:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\nabla q \quad (2)$$

式中, θ 为土壤容积含水量, t 为时间。

把达西定律代入连续性方程式,得 Darcy-Richards 方程,即非饱和水分运动基本方程如下,

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \nabla [k(\psi) \nabla \psi] \quad (3)$$

对于一维运动,上式可表示为,

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[k(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial x} \right] \quad (4)$$

上两式为不考虑源汇项情况下土壤非饱和水分运动方程,其用于土壤-植物系统水分运动依然是合适的,只是若干参数的取值有别于土壤水分运动。考虑到通常人们以土-根-茎-叶这样一个概化路径来描述土壤-植物系统其实际的相当复杂的水分运移通道,人们更关心的是系统内各主要部分,如土-根段、根段、茎段、叶段等的水分运动特征,因而获取各部分水分运动参数的平均值是重要的。

把土壤-植物系统水分运动概括为沿土-根-茎-叶这样一个通道的运动,即将其看成一维运动。设所分析第 i 部分其长度为 $\Delta x_i = x_{i2} - x_{i1}$, 平均截面为 $\bar{\omega}$, 容积为 $V_i = \bar{\omega} \Delta x_i$, 第 i 部分总贮水量为 W_i , 则平均水流量、平均水势、平均容积含水率由下式求得:

$$\begin{aligned}\bar{q}_i &= \frac{1}{V_i} \int_{V_i} q_i dv = \frac{1}{\Delta x_i} \int_{x_{i1}}^{x_{i2}} q_i dx \\ \bar{\psi}_i &= \frac{1}{V_i} \int_{V_i} \psi_i dv = \frac{1}{\Delta x_i} \int_{x_{i1}}^{x_{i2}} \psi_i dx \\ \bar{\theta}_i &= \frac{1}{V_i} \int_{V_i} \theta_i dv = \frac{1}{\Delta x_i} \int_{x_{i1}}^{x_{i2}} \theta_i dx = \frac{W_i}{V_i}\end{aligned}\quad (5)$$

定义水阻 R 为水势差与平均水流量的比, 水阻率 r 为单位距离的水势差与平均水流量的比, 两者分别为导水度 K 与导水率 k 的倒数; 水容 C 为贮水量对平均水势的导数, 比水容 c 为平均容积含水量对平均水势的导数, 即有:

$$\begin{aligned}R_i &= \frac{\Delta \psi_i}{\bar{Q}_i}, r_i = \frac{\Delta \psi_i}{q_i \Delta x_i}, R_i = \frac{\Delta x_i}{\bar{\omega}} r_i \\ K_i &= \frac{\bar{Q}_i}{\Delta \psi_i}, k_i = \frac{\bar{q}_i \Delta x_i}{\Delta \psi_i}, K_i = \frac{\bar{\omega}}{\Delta x_i} k_i \\ C_i &= \frac{dW_i}{d\bar{\psi}_i}, c_i = \frac{d\bar{\theta}_i}{d\bar{\psi}_i}, C_i = V_i c_i\end{aligned}\quad (6)$$

式中, $\Delta \psi_i = \psi_{i, in} - \psi_{i, out}$, $\bar{Q}_i = \bar{\omega} \bar{q}_i$.

就所分析的部分而言, 连续性方程式(2)可表示为:

$$\frac{dW_i}{dt} = Q_{i, in} - Q_{i, out} \quad (7)$$

式中, $Q_{i, in}$, $Q_{i, out}$ 分别为整个截面的入流量与出流量, $Q_{i, in} = \omega_i q_{i, in}$, $Q_{i, out} = \omega_i q_{i, out}$.

土壤-植物系统各部分根、茎、叶在水流通道上, 既是水阻, 又兼水容, 用阻容电路类比, 其联结如图 1 所示, T 为蒸腾流, 即 SP 系统的出流量, ψ_s , ψ_l 分别为叶水势与土水势。

分析图 1 中土壤-植物系统水流过程, 可以看到有如下几个基本特征: (1) 每一局部的水阻与其水容相并联, 各局部间相串联; (2) 总体的储水量的变化等于各局部的储水量变化的和; (3) 总水势差等于各局部的水势差之和; (4) 前一部分的出流量即为该部分的入流量。土壤-植物系统水分运移过程模拟, 即在考虑这些特征的基础上, 结合(6)式与(7)式进行。

2 结果

2.1 土壤-植物系统水流通式

首先考虑整个 SP 系统。此条件下系统水流的入流量与出流量即为根系吸水流量与蒸腾流量, 分别以 $Q_{sl, in}$, T 表示, 由(7)式知, 入流与出流之差等于系统贮水量的变化, 所以,

$$Q_{sl, in} - T = C_{sl} \frac{d\bar{\psi}_i}{dt} \quad (8)$$

式中, C_{sl} 为 SP 系统的总水容, $\bar{\psi}_i$ 为系统平均水势。另由(6)式知水阻为水势差与平均水流量的比, 假设 SP 系统平均水流量可以用根系吸水流量与蒸腾流量的平均值表示, 则有:

$$R_{sl} = \frac{\psi_s - \psi_l}{\frac{Q_{sl, in} + T}{2}} \quad (9)$$

式中, 下角 s, l 分别代表根层土壤与叶片, R_{sl} 为 SP 系统总水阻。于是有:

$$Q_{sl, in} + T = 2 \frac{\psi_s - \psi_l}{R_{sl}} \quad (10)$$

(3) 式减去(1)式, 整理得:

$$T = \frac{\psi_s - \psi_l}{R_{sl}} - \frac{1}{2} C_{sl} \frac{d\bar{\psi}_i}{dt} \quad (11)$$

此即为土壤-植物系统水流通式。

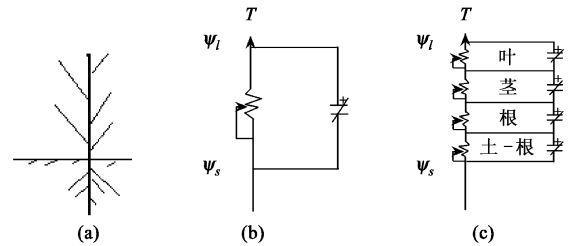


图 1 土壤-植物系统水电模拟示意图

Fig 1 Schematic representation of the water flow through soil-plant system as an electric resistance-capacitance network

(a) 简化的土壤-植物系统 simplified soil-plant system; (b) 把 SP 系统作为整体的阻容电模拟 the soil-plant system depicted as one object; (c) 分别考虑根、茎、叶的阻容电模拟 the soil-plant system depicted as a catenary series of segments, including soil-root, root, stem and leaf

按照阻容电路分析,如图 1 示,出流量应为通过水阻的流量与水容释放的水量之和, C_{sl} 前是不应有系数 $1/2$ 的。之所以有系数 $1/2$,是由于电流与水流的本质区别,水流的电模拟要考虑到水流自身的特点。在 SP 系统水流过程中,水阻与水容在实体上是合二为一的,而不是电路中的电阻与电容为二个分开的实体。由于水流的非稳态性,当平均化所分析流路的水阻含义,以出流与入流的平均值为平均流量后,通过 R_{si} 的水流即为系统平均水流,与 T 相比,其中已包括了 C_{sl} 贮水量变动的二分之一,因而再加上 C_{sl} 释放水量的一半即成蒸腾流量 T 。 C_{sl} 前的负号表示 T 与 Ψ_{sl} 的变化方向相反。

类似地,对于第 i 个部分或称子系统(如叶、茎、根等),可推得相应的水流通式为:

$$Q_{i,out} = \frac{\Delta\Psi_i}{R_i} - \frac{1}{2}C_i \frac{d\Psi_i}{dt} \quad (12)$$

式中, $\Delta\Psi_i$ 为第 i 部分入端水势与出端水势之差。

2.2 总水容与分水容间的关系

由于总的储水量的变化等于各局部的储水量变化的和,即有:

$$dW_{sl} = C_{sl}d\Psi_{sl} = \sum_{i=1}^n dW_i = \sum_{i=1}^n C_i d\Psi_i \quad (13)$$

式中, n 为总的部分(子系统)数。所以有:

$$C_{sl} = \sum_{i=1}^n C_i \frac{d\Psi_i}{d\Psi_{sl}} \quad (14)$$

2.3 总水阻与分水阻间的关系

由(5)式知:

$$Q_{i-1,out} = \frac{\Delta\Psi_{i-1}}{R_{i-1}} - \frac{1}{2}C_{i-1} \frac{d\Psi_{i-1}}{dt} \quad (15)$$

第 $i-1$ 部分的出流通量即为第 i 部分的入流通量,因而有:

$$\frac{Q_{i-1,out} + Q_{i,out}}{2} = \frac{\Delta\Psi_i}{R_i} \quad (16)$$

结合上两式,可推得:

$$Q_{i-1,out} = \frac{\Delta\Psi_{i-1}}{R_{i-1}} - \frac{1}{2}C_{i-1} \frac{d\Psi_{i-1}}{dt} = \frac{\Delta\Psi_i}{R_i} + \frac{1}{2}C_i \frac{d\Psi_i}{dt} \quad (17)$$

由上式可推得下两式成立:

$$\frac{\Delta\Psi_i}{R_i} = \frac{\Delta\Psi_{i-1}}{R_{i-1}} - \frac{1}{2}C_i \frac{d\Psi_i}{dt} - \frac{1}{2}C_{i-1} \frac{d\Psi_{i-1}}{dt} \quad (18)$$

$$\frac{\Delta\Psi_i}{R_i} = \frac{\Delta\Psi_{i+1}}{R_{i+1}} + \frac{1}{2}C_i \frac{d\Psi_i}{dt} + \frac{1}{2}C_{i+1} \frac{d\Psi_{i+1}}{dt} \quad (19)$$

依此类推有:

$$\frac{\Delta\Psi_{i-1}}{R_{i-1}} = \frac{\Delta\Psi_{i-2}}{R_{i-2}} - \frac{1}{2}C_{i-1} \frac{d\Psi_{i-1}}{dt} - \frac{1}{2}C_{i-2} \frac{d\Psi_{i-2}}{dt} \quad (20)$$

$$\frac{\Delta\Psi_{i+1}}{R_{i+1}} = \frac{\Delta\Psi_{i+2}}{R_{i+2}} + \frac{1}{2}C_{i+1} \frac{d\Psi_{i+1}}{dt} + \frac{1}{2}C_{i+2} \frac{d\Psi_{i+2}}{dt} \quad (21)$$

进而推得:

$$\frac{\Delta\Psi_i}{R_i} = Q_{sl,in} + \frac{C_i}{2} \frac{d\Psi_i}{dt} - \sum_{j=1}^i C_j \frac{d\Psi_j}{dt} \quad (22)$$

$$\frac{\Delta\Psi_i}{R_i} = T - \frac{C_i}{2} \frac{d\Psi_i}{dt} + \sum_{j=1}^n C_j \frac{d\Psi_j}{dt} \quad (23)$$

(22) 式与 (23) 式两端相加得:

$$\begin{aligned} 2 \frac{\Delta\Psi_i}{R_i} &= Q_{sl,in} + T + \sum_{j=1}^n C_j \frac{d\Psi_j}{dt} - \sum_{j=1}^i C_j \frac{d\Psi_j}{dt} \\ &= Q_{sl,in} + T + \sum_{j=1}^n C_j \frac{d\Psi_j}{dt} - \sum_{j=1}^{i-1} C_j \frac{d\Psi_j}{dt} - \sum_{j=i}^n C_j \frac{d\Psi_j}{dt} \\ &= Q_{sl,in} + T + C_{sl} \frac{d\Psi_{sl}}{dt} - C_i \frac{d\Psi_i}{dt} - 2 \sum_{j=i+1}^n C_j \frac{d\Psi_j}{dt} \end{aligned} \quad (24)$$

变型得:

$$\frac{Q_{sl.in}+T}{2}=\frac{\Delta\psi}{R_i}-\frac{1}{2}C_{sl}\frac{d\psi_{sl}}{dt}+\frac{1}{2}C_i\frac{d\psi_i}{dt}+\sum_{j=0}^{i-1}C_j\frac{d\psi_j}{dt}$$

(25)

已知总水势差等于各局部的水势差之和, 因而:

$$R_{sl}=\frac{\psi_s-\psi_l}{\frac{Q_{sl.in}+T}{2}}=\frac{\sum\limits_i^n\Delta\psi_i}{\frac{Q_{sl.in}+T}{2}}$$
$$=\sum\limits_i^n\frac{\Delta\psi_i}{\frac{\Delta\psi_i}{R_i}-\frac{1}{2}C_{sl}\frac{d\psi_{sl}}{dt}+\frac{1}{2}C_i\frac{d\psi_i}{dt}+\sum\limits_{j=0}^{i-1}C_j\frac{d\psi_j}{dt}}$$

(26)

其中, 设 $C_0=0$ 由上式得:

$$R_{sl}=\sum\limits_i^nR_i\left[1+\frac{1}{2}\frac{R_i}{\Delta\psi_i}\left(C_i\frac{d\psi_i}{dt}+\sum\limits_{j=0}^{i-1}C_j\frac{d\psi_j}{dt}-C_{sl}\frac{d\psi_{sl}}{dt}\right)\right]^{-1}$$

(22)

此即总水阻与分水阻的关系式.

2.4 时间常数

时间常数是指水阻与水容的乘积. 就土壤-植物系统整体而言, 其时间常数为 $R_{sl}C_{sl}$, 简记为 RC_{sl} 由(6)式得:

$$RC_{sl}=\frac{C_{sl}}{K_{sl}}=\frac{1}{D_{sl}}$$

(28)

式中, $D_{sl}=K_{sl}/C_{sl}$ 为 SP 系统水分扩散度, 即时间常数与水分扩散度成反比. 由 $R_{sk}C_{sl}$ 各自与 $r_{sk}C_{sl}$ 的关系得:

$$RC_{sl}=(\Delta x_{sl})^2r_{sl}C_{sl}=(\Delta x_{sl})^2\frac{1}{d_{sl}}$$

(29)

式中, $r_{sl}C_{sl}$ 为比时间常数, 简记为 rc_{sl} , $d_{sl}=k_{sl}/C_{sl}$ 为水分扩散率, 相应地, 二者互为倒数.

由(11)式求得:

$$RC_{sl}=\frac{\psi_s-\psi_l}{\frac{T}{C_{sl}}+\frac{1}{2}\frac{d\psi_{sl}}{dt}}$$

(30)

此即 SP 系统时间常数的一般表达式.

3 讨论

本项研究中, 为了与描述单点水分运动的Darcy-Richards方程相对应, 就 SP 系统整体或其一部分, 定义水阻为水势差与平均流量的比值, 水容为贮水量对平均水势的导数, 以阻容电路的观点, 在分析其水流过程特征的基础上, 推得 SP 系统整体及局部的水流通式, 进而给出总水阻与分水阻、总水容与分水容各自的关系式, 以及时间常数的通式表达. 水阻、时间常数分别与导水度、水分扩散度互为倒数, 相应地单位化的水阻率、比时间常数与导水率、水分扩散率互为倒数.

3.1 关于水阻与水容

水阻率是导水率的倒数. 关于土壤非饱和导水率, 已有大量的实验研究, 认为 k 是土水势的函数, $k(\psi)$ 随着 ψ 的降低而减少, 与之对应水阻率也是土水势的函数. 对于 SP 系统, 水阻率亦应当是其水势的函数, 当然生物系统的复杂性与影响因素的多样化, 会使函数形式很复杂, 但在 SP 系统水分运动中, 水阻随其水势而变化, 则是可以肯定的. 大量模拟实验, 提出可变水阻的概念, 即证明了这一点.

(27) 式表明, 只有当 SP 系统各部分水势不随时间变化时, 即在稳态流条件下, 总水阻为各部分水阻之和, 而对于非稳态流, 这一关系不成立. SP 系统各部分水阻的相对重要性为学术界很多学者所关注^[12, 14], 一方面是在比较各部分阻力

表 1 主要参变量之符号、量纲与国际制单位

Table 1 Symbol, dimension and unit of major quantity

参变量 Quantity	符号 Symbol	量纲 Dimension	国际制单位 Unit of the international system
容积水势 Volume water potential	ψ	$ML^{-1}T^{-2}$	Pa
流量 Rate of flow	Q	L^3T^{-1}	m^3/s
蒸腾流量 Rate of transpiration	T	L^3T^{-1}	m^3/s
水流通量 Water flux density	q	LT^{-1}	m/s
导水度 Hydraulic conductance	K	L^4TM^{-1}	$m^3/s Pa$
导水率 Hydraulic conductivity	k	L^3TM^{-1}	$m^2/s Pa$
贮水量 Water storage	W	L^3	m^3
容积含水量 Volume water content	θ		m^3/m^3
时间 Time	t	T	s
容积 Volume	V	L^3	m^3
水阻 Hydraulic resistance	R	$MT^{-1}L^{-4}$	$Pa s/m^3$
水阻率 Hydraulic resistivity	r	$MT^{-1}L^{-3}$	$Pa s/m^2$
水容 Water capacitance	C	$L^4T^3M^{-1}$	m^3/Pa
比水容 Water capacitivity	c	T^3LM^{-1}	$1/Pa$
水扩散度 Hydraulic diffusance	D	T^{-1}	$1/s$
水扩散率 Hydraulic diffusivity	d	L^2T^{-1}	m^2/s
时间常数 Time constant	RC	T	s
比时间常数 Time constant per unit of the squared length	rc	TL^{-2}	s/m^2

的大小, 另一方面也是在比较各部分导水度的大小。由于水阻率是水势的函数, 水势变化时, 水阻率亦会随之而变, 因此这种比较结果会是变动的。此外, 部分水流阻力或导水度与其空间尺寸大小有关, 更有可比性的是水阻率或导水率, 这一点在现有的研究中并未给予应有的重视。SP 系统中, 土壤阻力的计算可考虑直接由土壤导水率的倒数求得, 而所用的土水势值可通过考虑根系的空间分布求取加权平均。

把水容定义为贮水量对平均水势的导数, 当所分析的部分缩为一个点时, 这一定义与传统的点水容定义吻合。由 (14) 式知, 仅当 SP 系统的平均水势取得一微小增量, 各部分的平均水势的增量与之相等的特殊条件下, 总水容等于各部分水容之和, 这在通常条件下, 几乎是不可能发生的。此外, (14) 式是就系统水势发生变化而言, 否则, 该式不成立。与对水阻的讨论相似, 关于各部分水容大小的比较, 亦有各部分的空间尺寸问题, 更具有可比性的是比水容。

3.2 关于时间常数

把 RC 称为“时间常数”, 是完全照搬电学中的阻容电路概念。依阻容电路模拟 SP 系统水流, 仅是“模拟”, 不可顾名思义, 以为 RC 为常数。前面的分析表明, 时间常数与水分扩散度互为倒数, 单位化的比时间常数与水分扩散率互为倒数, 因而可以推定, 时间常数必然是随水势等有关因素而变化的变量。关于土壤水分扩散率, 已有不少作者通过实验测定, 推出它与含水量关系的经验公式^[15, 16], 扩散率与土水势的关系随之而定(当然有滞后效应问题)。这些实验结果对于分析理解 SP 系统水分运动模拟中的 RC 的意义是很有帮助的。一般情况下, 当水势降低时, 扩散率随之减少, 时间常数便随之增加了。

由 (30) 知, 当蒸腾被抑制, $T = 0$ 时, RC_{sl} 由系统水势差与平均水势随时间的变率确定。由此亦形成了计算 RC_{sl} 的一种方法。假定 ψ_s 不变(土水势在短时间内可以认为不变), $\bar{\psi}_{sl} = (\psi_s + \psi_l)/2$, 则当 $T = 0$, SP 系统充水过程中, 由于:

$$d\bar{\psi}_{sl} = \frac{1}{2} d\psi_l = \frac{1}{2} d(\psi_l - \psi_s) \quad (31)$$

所以:

$$RC_{sl} = 4(\psi_s - \psi_l) [d(\psi_l - \psi_s)/dt]^{-1} \quad (32)$$

以 $\Delta\psi_{sl}$ 代表 $\psi_s - \psi_l$, 则由上式可推得当时间 t 从 t_0 变化到 t 时, 有下式成立:

$$\Delta\psi_{sl}(t) = \Delta\psi_{sl}(t_0) e^{-4 \int_{t_0}^t \frac{dt}{RC_{sl}}} \quad (33)$$

如果说, 在此过程中, 作为一种特例, 使 RC_{sl} 为常数, 则有下式:

$$\Delta\psi_{sl}(t) = \Delta\psi_{sl}(t_0) e^{-\frac{4}{RC_{sl}}(t - t_0)}$$

当 $t - t_0 = RC_{sl}$ 时, 由于 $e^{-4} = 0.0183$, 即在此特殊条件下, RC_{sl} 的意义是 $\Delta\psi_{sl}$ 下降到初始值的 1.83% 时所需要的时间。

3.3 特定条件下叶水势随时间的变化式及水流通式

设定 ψ_s 不变, $\bar{\psi}_{sl} = (\psi_s + \psi_l)/2$, 此时同样有 (31) 式成立, 将其代入 (11) 式, 得:

$$T = \frac{\psi_s - \psi_l}{R_{sl}} - \frac{1}{4} C_{sl} \frac{d(\psi_l - \psi_s)}{dt} \quad (34)$$

当 t 从 t_0 变化到 t 时, 对上式变形求积分得:

$$\psi_l(t) = \psi_s - e^{-4 \int_{t_0}^t \frac{dt}{RC_{sl}}} \left[4 \int_{t_0}^t \frac{T}{C_{sl}} e^{4 \int_{t_0}^t \frac{dt}{RC_{sl}}} dt + \psi_s - \psi_l(t_0) \right] \quad (35)$$

在一较短时间 $\Delta t = t_2 - t_1$, 假定 $R_{sk} C_{sl}$ 不变, T 随 t 线性变化, 则有:

$$\psi_l(t_2) = \psi_s - R_{sl} \left[T_2 - T_1 e^{-\frac{4\Delta t}{RC_{sl}}} + \frac{RC_{sl}\Delta T}{4\Delta t} (e^{-\frac{4\Delta t}{RC_{sl}}} - 1) \right] - [\psi_s - \psi_l(t_1)] e^{-\frac{4\Delta t}{RC_{sl}}} \quad (36)$$

上式是在假定 $R_{sk} C_{sl}$ 在 Δt 时间内不变的条件下推得的。目前学术界由阻容电路模拟推求叶水势的时间变化式的研究中, 均是如此假定的^[10, 13, 17]。这是一种近似, 关于客观上这种近似的程度, 甚至于能否这样近似, 则有待于做深入的探讨。

目前为部分学者所采用的 Wallace-Biscoe 模式, 如下示:

$$T = \frac{\psi_s - \psi_l}{R_{sl}} - C_{sl} \frac{d\psi_l}{dt} \quad (37)$$

在 Wallace 的原文中, 上式中 ψ_s 处符号为 ψ_b , 称为所论水源(土壤或自由水)的实效水势, 指抑制植物蒸腾后, 植株与水源相平衡后的水势, 对于土壤, 可理解为考虑根系分布的加权土水势。

对比 (11) 式, 当假定 $\bar{\psi}_{sl} = \psi_l$, 且定义水阻等于水势差与入流量(根系吸水流量)的比时, 二式则具有相同的形式。

3.4 若干问题

生物系统远不像非生物系统那样简单, 那样符合一定的物理规则。欧姆定律作为概念性工具, 对于人们认识 SP 系统水分运动规律, 起到了重要作用。随着认识的深化, 把“不变水阻”改进为“可变水阻”, 从不考虑水容到考虑水容, 从而发展到对 SP

系统水分运动进行阻容电模拟阶段。尽管如此, 须始终明白, 人们面对的是活的植物体, 这里大量的内在的生理过程和其对环境变化的动态反应(如气孔调节)影响着人们试图从物理的角度上进行模拟与描述的关系。人们的工作在整体上有可能是过于简化了。

在对 SP 系统水分运动进行模拟时, 通常是在给定的模型构造下, 依研究者各自设计的实验与测定给出计算结果, 并进行应有的解释和说明, 其中有两方面的原因使结果错综复杂, 使研究者莫衷一是。(1)模型不一; (2)实验测定未经标准化, 因而缺乏可比性。不同模型可通过对其思路的分析与结构的比较, 而说明孰优孰劣; 然而对于实验测定结果, 则由于在方法上的不标准或不成熟, 而难以比较, 难以说明谁错谁对。在模拟模型不断发展完善的前提下, 如同对土壤水分运动参数测定那样, 对 SP 系统水分运动参数的测定实现标准化, 是一项迫切需要进行的工作。

References

- [1] Van den Honert T H. Water transport in plants as a catenary process. *Discuss Faraday Soc*, 1948, 3: 146~ 153
- [2] Cowan I R. Transport of water in the soil-plant-atmosphere system. *J. Appl Ecol*, 1965, 2: 221~ 239
- [3] Philip J R. Plant water relations: some physical aspects. *Annu. Rev. Plant Physiol*, 1966, 17: 245~ 268
- [4] Rose C W. *Agricultural Physics*, Oxford: Pergamon Press, 1966
- [5] Taylor H M and Klepper B. The role of rooting characteristics in the supply of water to plants. *Adv. Agron*, 1978, 30: 99~ 128
- [6] Campbell G S and Campbell M D. Irrigation scheduling using soil moisture measurements: Theory and practice. In: Hillel D ed. *Advances in Irrigation*. New York: Academic Press, 1982. 1: 25~ 86
- [7] Hillel D. *Computer Simulation of Soil Water Dynamics: A Compendium of Recent Work*. Ottawa, Canada: International Development Research Center, 1977.
- [8] Huck M G and Hillel D. A model of plant growth and root activity accounting for photosynthesis, transpiration, respiration. In: Hillel D ed. *Advances in irrigation*. New York: Academic Press, 1983. 2: 273~ 334
- [9] Hillel D. "SPACE": A modified soil-plant-atmosphere-continuum model. *Soil Sci*, 1991, 15(6): 399~ 404
- [10] Wallace J S and Biscoe P V. Water relations of winter wheat, 4 hydraulic resistance and capacitance in the soil-plant system. *J. Agric Sci Cambridge*, 1983, 100: 591~ 600
- [11] Shao M A. Hydraulic capacitance in soil-plant system. *J. Hydraulic Eng.*, 1992, (6): 1~ 8
- [12] Kang S Z. Advances on water dynamics in soil-plant-atmosphere continuum. In: The Chinese Association of Mechanics and the Chinese Association of Agricultural Engineering ed. *Mechanics and Agricultural Engineering*. Beijing: Science Press, 1994. 178~ 186
- [13] Jones H G. *Plants and Microclimate—A Quantitative Approach to Environmental Plant Physiology*. Cambridge: Cambridge University Press, 1983. 77~ 81
- [14] Shao M A. On the change of time constant in soil-plant system. *Chinese Sci Bull*, 1991, 36(24): 1890~ 1893
- [15] Hua M and Wang J eds. *Soil physics*. Beijing: Press of Beijing Agriculture University, 1993
- [16] Wang W Y and Zhang J F. Correlation between the size distribution of loess particle and the parameters of water movement. *J. Hydraulic Eng.*, 1991, (1): 40~ 45
- [17] Liu X and Wang T D. Dynamic simulation of the leaf water status and its balance. *Acta Phytophysiology Sinica*, 1988, 14: 136~ 144

参考文献:

- [11] 邵明安. 土壤-植物系统中的水容研究. *水利学报*, 1992, (6): 1~ 8
- [12] 康绍忠. 土壤-植物-大气连续体水分动力学的一些进展. 见: 中国力学学会办公室、中国农业工程学会办公室编. *力学与农业工程*. 北京: 科学出版社, 1994. 176~ 186
- [14] 邵明安. 论土壤-植物系统中水流电模拟时间常数的变性. *科学通报*, 1991, 36(24): 1890~ 1893
- [15] 华孟, 王坚, 主编. *土壤物理学(附实验指导)*. 北京: 北京农业大学出版社, 1993
- [16] 王文焰, 张建丰. 黄土的粒度组成与水分运动参数的相关性. *水利学报*, 1991, (1): 40~ 45
- [17] 刘萱, 王天铎. 叶片水分状况及水量平衡的动态模拟. *植物生理学报*, 1988, 14: 136~ 144