

综述评价

滞后效应对 SPAC 中水流运动的影响研究述评

黄明斌

(中国科学院水土保持研究所·陕西杨陵·712100)
水利部

摘要 对土壤水分运动的滞后效应(包括水分特征曲线、导水率的滞后效应)、植物体内水分传输的滞后效应的形成机制、数学模型、对 SPAC 内水流运动的影响及该领域研究的新课题等,作了述评。

关键词 滞后效应 土壤—植物—大气系统

Overview of Hysteretic Effect on Water Movement in the SPAC

Huang Mingbin

(Institute of Soil and Water Conservation, the Chinese Academy of Sciences and
Ministry of Water Resources, 712100, Yangling, Shaanxi)

Abstract The hysteretic effects which have been discovered and studied in the soil-plant-atmosphere continuum are the moisture characteristics, the hydraulic conductivity characteristics and the rate of water flow in plant-water potential relationships. The actual phenomena of considerable hysteresis characterizing the hydraulic conductivity-capillary head relationships, and the less significant hydraulic conductivity-moisture content hysteresis, is proposed. The theories and predicting models of hysteretic effects are reviewed in this paper. The problems and new tasks are discussed at last.

Key words hysteretic effect; soil-plant-atmosphere continuum

所谓滞后效应,是指一系统从某一状态 A 到新状态 B 所经过的路径,与系统从状态 B 回到状态 A 所经过的路径不重合。土壤—植物—大气系统(简称 SPAC)中的非饱和流,尤其是土壤—植物系统中的非饱和流,常存在着这种滞后现象。根据水分运动的媒介不同,可将其分为土壤水分运动的滞后效应和植物体内水分传输的滞后效应。土壤水分运动的滞后效应又可分为土壤水分特征曲线的滞后效应和土壤导水率的滞后效应。

土壤水分的滞后效应是 Haines(1930 年)^[1]首次发现的,主要是指土水势(基质势)与土壤含水量之间的非单值函数关系,对于一定的水势,土壤含水量不仅与水势有关,而且与水分运动的过程有关(脱湿过程和吸湿过程)。在此基础上,人们又进一步发现了土壤导水率(K)与土壤含水量(θ)或土水势(ψ)之间也存在滞后效应,而且 $K \sim \psi$ 的滞后程度远比 $K \sim \theta$ 的滞后程度要

强^[2,3]。

植物体内水分运动的滞后效应是 Powell 和 Thorpe(1977 年)^[4], Liu *et al* (1978 年)^[5]等先后发现的,系指植物体内的水势梯度与水流通量之间运动过程的不可逆。在实践分析时,人们往往讨论的是叶水势(ψ_l)与蒸腾速率(E)间的滞后关系。已有研究显示叶水势与蒸腾速率之间的滞后效应受有效土壤水势的影响^[6]。

土壤的多孔性和植物体内部结构的复杂性使得系统中的非饱和流产生了滞后效应,反过来滞后效应又影响 SPAC 内的水分运动。为此,本文将对滞后效应的产生机理、数学模型,对水流运动的影响以及 SPAC 中滞后作用的新课题作一述评。

1 滞后效应形成的原因

目前对土壤水分的滞后机理,可信的解释主要有如下 3 种理论:(1)瓶颈理论。瓶颈理论认为脱水过程主要取决于孔隙的狭小半径(r),而吸水过程主要取决于大孔隙的最大半径(R),由 kelvin 的毛管理论可知, $\psi_{r,脱} < \psi_{R,吸}$ 。当水势在 ψ_r 和 ψ_R 之间时,对于一定的土水势,脱水过程的含水量大于吸水过程的含水量,从而产生滞后效应。(2)弯液面延迟理论。该理论主要考虑单个孔隙中的滞后现象,水分在单个毛管凝结时,随着凝结水的增加,水分将在孔隙中间处结合。在水分结合以前,体系的压力为正,水分结合之后,体系的压力突然变为负值;反之如果毛管破裂,体系突然由负值变成正值,产生滞后。(3)接触角理论。该理论认为毛管在吸水时,接触角大,在脱水时接触角小。同样由 kelvin 方程知,在相同的含水量下,由于水分运动的历史和状态不同,吸水时的 ψ 要小于脱水时的 ψ 。

植物体内水分传输的滞后效应,其形成原因目前尚无理想的说法,大多数研究者认为植物体内的水容特性——充、放水能力是滞后现象形成的原因。水容的概念同电学中电容的概念类似,是组织充、放水能力的度量,其定义是组织的储水量随水势差的变化率^[7]。在稳态流下,叶水势与蒸腾速率是单值函数关系,而当环境迅速变化时, ψ_l 与 E 的变化不同步,系统内的水容起调节作用。在叶水势相同时,组织释水时的蒸腾速率大于充水时的蒸腾速率,从而产生滞后现象^[8]。

2 滞后效应的数学模型

2.1 $\psi \sim \theta$ 的数学模型

Philip(1964 年)^[9], Enderby J A (1954 年,1955 年)^[10], Mualem(1974 年,1975 年,1977 年,1979 年,1984 年)^[11], Dane 和 Wierenge (1974 年)^[12], Hanks *et al* (1969 年)^[13], Poulouvassilis (1977 年)^[14]和沈荣开(1988 年)^[15]等先后对土壤水分特征曲线的滞后效应进行了数学模拟,模型可分为理论和经验两种。理论模型又分为独立微域模型和非独立微域模型;经验模型可分为点模型、斜率模型和线性模型。目前国内学者较多使用的是 Mualem 的理论模型和线性的经验模型,下面分别予以介绍。

2.1.1 Mualem 的理论滞后模型

Mualem (1984 年)提出的理论模型的特点是,由 MDC(主脱湿线)和 MWC(主吸湿线)的资料,就可推算任一扫描阶段的 θ^{+1} 值的计算式。从主吸湿开始的扫描过程中,初始脱湿扫描时 θ 值的计算式为:

$$\theta(h_{min}^1, h) = \theta_w(h_1) - \frac{[\theta_s - \theta_d(h)]}{[\theta_s - \theta_w(h)]^2} [\theta_s - \theta_w(h)] [\theta_w(h_1) - \theta_w(h)] \quad (1)$$

式中: h_{min} ——相应残留含水量 θ_r 时的水势; h_1 ——在主吸湿过程开始转为脱湿扫描时, 转换点的水势值; h ——在初始脱湿扫描中的水势, 相当于 h^{i+1} ; $\theta(h_{min}^i, h)$ ——扫描的发展过程(亦即历史状态), 表示自 h_{min} 开始, 沿 MWC 线至 h_1 处转为初始脱湿扫描时, 相应 h 的含水量; $\theta_w(h)$ ——主吸湿线上相应于 h 的含水量; $\theta_d(h)$ ——主脱湿线上相应于 h 的含水量; θ_s ——饱和含水量。

第二级吸湿扫描时, θ 值的计算式为:

$$\theta(h_{min}^i, h_2) = \theta(h_{min}^i, h_1) + \frac{[\theta_s - \theta_d(h_2)]}{[\theta_s - \theta_w(h_2)]^2} [\theta_s - \theta_w(h_2)] [\theta_w(h) - \theta_w(h_2)] \quad (2)$$

从主脱湿过程开始的扫描过程中, 初级吸湿扫描时, θ 值计算式为:

$$\theta(h_{min}^i, h) = \theta_d(h_1) + \frac{[\theta_s - \theta_d(h_1)]}{[\theta_s - \theta_w(h_1)]^2} [\theta_s - \theta_w(h_1)] [\theta_w(h) - \theta_w(h_1)] \quad (3)$$

第二次脱湿扫描时, θ 值的计算式为:

$$\theta(h_{min}^i, h_2) = \theta(h_{min}^i, h_1) - \frac{[\theta_s - \theta_d(h)]}{[\theta_s - \theta_w(h_1)]^2} [\theta_s - \theta_w(h_1)] [\theta_w(h_2) - \theta_w(h)] \quad (4)$$

适合于任一历史状况, 任一扫描阶段的通式为:

$$\theta^{i+1} = \theta_i + \sum_{i=2}^m G(\theta^i) H_i \quad (5)$$

其中:

$$G(\theta) = [\theta_s - \theta_d(h)] / [\theta_s - \theta_w(h)]^2,$$

$$H_i = [\theta_s - \theta_w(h^i)] [\theta_w(h_i) - \theta_w(h_{i-1})]$$

θ_i ——转折点的含水量; i ——扫描图的序数; θ^i, h^i ——扫描线中的最小含水量和相应的水势。

2.1.2 线性模型

Hanks, Klute 和 Bresler 用直线代替各级扫描曲线, 如初级扫描线为经过转折点 P_{ir} 在主滞后回路之间与实际扫描线大致拟合的直线, 经过一些实验标定, 从而创立了线性模型。由线性模型计算初级扫描线的比水容量为:

初级脱湿扫描线:

$$C = [\theta_w(P_{ir}) + 1.2\beta_3\theta_d(P_{ir})] / 0.2\beta_3 \quad (6)$$

初级吸湿扫描线:

$$C = [\theta_w(P_{ir}) - \theta_d(P_{ir} - 1.8\beta_3)] / 1.8\beta_3 \quad (7)$$

式中: β_3 ——两主级之间在同一含水量下的水势差的最大值; 1.2, 1.8——经验参数, 对不同质地的土壤可稍作修正。

理论模型与经验模型相比, 理论模型可以反映滞后效应形成的物理机制, 但应用起来相当繁琐; 线性模型不能反映滞后效应的本质, 但形式简便, 适于应用。彭新德(1992年)分别用理论模型和经验模型模拟了滞后效应对黄土区几种典型土壤水分再分布的影响, 结果表明模拟的效果相近^[16]。

2.2 $K \sim \psi$ 的滞后模型

土壤导水率的滞后程度与表达它的变量有关, 一般 $K \sim \theta$ 的滞后现象不明显, 实际工作中可忽略^[2,3]。下面我们介绍一下 $K \sim \psi$ 的模型。

Mualem (1976年)^[3]借助于土壤水分运动的独立微域滞后理论, 建立了 $K \sim \psi$ 的数学模型。

主吸湿线 $K_r(\psi_{min}^{\phi}) = S_r^* KL(\psi) \quad (8)$

主脱湿线 $K_r(\psi_{max}^{\phi}) = S_r^* \{KL(\psi) + [1 - KL(\psi)]KH(\psi)\} \quad (9)$

$$\text{初级吸湿扫描线} \quad K_r(\psi_{max}, \psi) = S_r^n \{KL(\psi) + [1 - KL(\psi)]KH(\psi_1)\} \quad (10)$$

初级脱湿扫描线

$$K_r(\psi_{min}, \psi) = S_r^n \{KL(\psi) + [KL(\psi_1) + KL(\psi)]KL(\psi)\}KH(\psi) \quad (11)$$

式中:

$$KL(\psi) = \int_{\psi_{min}}^{\psi} \frac{dL(\psi)}{\psi} / \int_{\psi_{min}}^{\psi_{max}} \frac{dL(\psi)}{\psi} \quad (12)$$

$$KH(\psi) = \int_{\psi_{min}}^{\psi} \frac{dH(\psi)}{\psi} / \int_{\psi_{min}}^{\psi_{max}} \frac{dH(\psi)}{\psi} \quad (13)$$

$$L(\psi) = \theta_w(\psi), \quad H(\psi) = \frac{\theta_d(\psi) - \theta_w(\psi)}{\theta_u - \theta_w(\psi)}$$

ψ_1 ——转折点的水势; $S_r = \theta/\theta_u$; θ_u ——饱和含水量; n ——土壤限制因子, 沙壤 $n = 3$ 。

Mualem 的导水率滞后模型相当复杂, 使用极不方便, 国内学者在研究非饱和土壤水分运动时, K 一般表示为 θ 的函数, 忽略滞后效应, 因此对模型的适用性少作检验。

2.3 $\psi_t - E$ 的滞后模型

Wallace 等(1983 年)在田间实测到不同水分条件下 $\psi_t \sim E$ 的滞后关系^[17], 并建立了模拟模型。

$$\theta_{(t)} = \frac{\psi_B - \psi_t(t)}{R} + (-c \cdot \frac{d\psi_t}{dt}) \quad (14)$$

式中: $\theta_{(t)}$ ——水流量; ψ_B, ψ_t ——有效土壤水势和叶水势; R, C ——是 SP 系统中水流阻力和水容; t ——时间。

用(14)式模型 $E \sim \psi$ 的关系, 在一天的某些时刻较准确, 但在早、中、晚时刻效果较差。后来研究显示, R, C 均随水流量、时间和 ψ_t 而变化, 为非定值常数。在此基础上, 邵明安等(1992 年)^[7]又提出了一通用网络模型。

$$\theta_{(t)} = \frac{\psi_B - \psi_t(t)}{R} + \frac{d}{dt}[C(\psi_B - \psi_t)] \quad (15)$$

无论是用(14)式或(15)式来模拟 $\psi_t \sim E$ 之关系, 均假定系统内的水容是滞后效应形成的原因。因此 $\psi_t \sim E$ 之滞后机理的探明必将导致数学模型的进一步完善。

3 滞后效应对 SPAC 内水流运动的影响

考虑滞后效应时, 土壤水分的一维运动方程可写为:

$$C(h) \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}[K(h)(\frac{\partial h}{\partial z} - 1)] \quad (16)$$

式中: $C(h)$ ——比水容量, 其值决定于土壤水运动的历史和计算时刻土壤水运动所处的状态。在数值计算时, C 值可按式计算:

$$C = (\theta^{k+1} - \theta^k)/(h^{k+1} - h^k) \quad (17)$$

上式 $k, k+1$ 分别表示时段的始、末, 时段初的水势及含水量是已知的。

利用(17)式, Biggar 和 Nielsen, Staple 等研究了滞后作用对于土壤水分运动过程的影响。结果指出, 滞后作用的影响是相当显著的, 忽略这种作用可带来 50% 以上的误差; 滞后作用对土壤入渗或排水过程中含水量分布的影响是: 滞后作用限制了湿润锋的前进, 增加了地下水的出流速

率,从而增加了表面径流。

沈荣开等(1988年)研究显示,在间歇入渗情况下,考虑滞后与否与实测资料的拟合程度差异较大;考虑滞后的计算水势剖面无论是低次扫描还是高次扫描,均有很好的精度^[15]。

彭新德(1992年)分析了土壤水分再分布过程中滞后作用的影响,发现滞后作用对于含水量分布的影响随土壤含水量的降低而减小,但对水势的影响则随土壤含水量的降低而有增大的趋势,且考虑滞后作用的模拟结果较理想。

夏卫生(1992年)研究了滞后作用对蒸发条件下土壤水分运动的影响,他指出滞后作用使土壤蒸发速率和水分再分布速率变慢^[18]。

近年来在研究多维、非恒温及土壤非均质性等条件下土壤水分运动滞后作用的影响方面,取得了一些进展,同时对田间土壤水分运动的滞后作用进行了尝试性的探讨,而滞后作用对根系吸水及植物体内水分运动的影响尚无人研究,是该领域研究的新方向。

4 本领域研究的新课题

滞后效应的形成机理及对 SPAC 内水分传输的影响研究,各国学者已作了大量的工作,在理论探讨,应用及数学模型的建立等方面均取得了突出性进展。由于滞后理论的复杂性,测量困难,涉及面较广,使得该领域仍有许多工作亟需研究,具体表现在如下几方面:

1. 植物体内水分传输的滞后效应,具体指 $\psi_s \sim E$ 的关系,其形成的理论及与土壤水分滞后效应的关系,以及土—根界面水分运动的贡献等均需做深入研究。

2. $K \sim \psi, \psi \sim \theta$ 的滞后模型,理论的、经验的及半理论、半经验的,文献资料很多,但既反映滞后的物理机制又简便实用的模型则很少。

3. 土壤水分的滞后效应对根系吸水的影响,建立含滞后效应的 SPAC 水分运动模型等研究工作均具有重大的理论和实践意义。

参 考 文 献

- 1 Haines. Studies in the Physical Properties of Soil: V The hysteresis effect in capillary properties and the modes of moisture distribution associated there with. Agric Sci, 1930,20;
- 2 Topp G C, Miller E E. Hysteretic moisture characteristics and hydraulic conductivities for glass-bead media. Soil Sci Soc Proc, 1966,30;
- 3 Mualem. Hysteretical models for prediction of hydraulic conductivity of unsaturated porous media. Water Resour Res, 1976,12(6);
- 4 Powell *et al.* Dynamic aspects of plant-water relations. In: Landsberg J J, Cutting C V. Environmental effects on crop Physiology, London: Academia Press. 1977.
- 5 Liu W T *et al.* Soil-plant water relations in a New York vineyard: resistances to water movement. J Am Soc Hort Sci, 1978,103;
- 6 黄明斌,邵明安. 土壤有效水势对植物叶水势与蒸腾速率之关系的影响. 水利学报,1995(12);
- 7 邵明安. 土壤—植物系统中的水容研究. 水利学报,1992(6);
- 8 黄明斌,邵明安. 冬小麦叶水势—蒸腾速率间的滞后效应. 科学通报,1995,40(12);
- 9 Philip J R. Similarity hypothesis for Capillary hysteresis in Porous materials. J Gophys Res. 1964,69;
- 10 Enderby J A. The domain model of hysteresis: I Independent domains. Trans Faraday Soc, 1955,50;
- 11 Mualem Y. Prediction of the soil boundary wetting curve. Soil Sci, 1984,137(5);
- 12 Dane J H *et al.* Effect of hysteresis on the prediction of infiltration redistribution and drainage of water in lay-

- ered soil. *J Hydrol.* 1975, 25;
- 13 Hanks R J *et al.* A numeric method for estimating infiltration redistribution drainage and evaporation of water from soil. *Water Resour Res.* 1969, 5;
- 14 Paulovassilis A *et al.* Hysteresis steady state soil water profiles. *Water Resour Res Ees.* 1977, 113;
- 15 沈荣开等. 间歇入渗情况下土壤水运动滞后作用的影响. *水利学报*, 1988(10):
- 16 彭新德. 土壤水分再分布过程中滞后作用的影响分析. [学位论文]. 中科院水土保持研究所, 1992
- 17 Wallace *et al.* Water relations of winter wheat: 4 Hydraulic resistance and capacitance in the soil-plant system. *Agric Sci J Camb.* 1983, 100;
- 18 夏卫生. 蒸发条件下土壤水分运动规律及滞后作用影响研究. [学位论文]. 中科院水土保持研究所, 1992.
-

书 讯

《小流域水土流失与综合治理遥感监测》一书出版

该书是国家科技攻关项目“遥感技术开发中的专题研究成果”专著。全面系统地介绍了小流域水土流失与综合治理遥感监测的理论和技術方法。主要内容有：小流域遥感监测的总体设计；航天、航空遥感监测试验研究与应用评价；低空与地面遥感监测试验研究与精度分析；地面水土流失监测系统的建立与水土流失规律研究；小流域地理信息系统与综合分析评价模型等。它反映了水土保持遥感技术研究与应用的最新成果。

本书是在中国科学院、水利部水土保持研究所和中国科学院遥感应用研究所的有关科技人员合作攻关的基础上，由李壁成主编的。著名遥感专家、中国科学院院士徐冠华教授和著名水土保持专家李玉山教授为本书题写序言，并给予高度评价。

本书可供水利水保、农林牧业等部门和水土保持、地理、生物、遥感等学科的研究、规划设计人员及大专院校有关专业师生参考，亦可作为研究生辅助教材。

全书 46 万字，大 16 开本，已由科学出版社出版，每册定价 25 元。存数有限，售完为止，欲购此书请与焦峰同志联系。

地址：陕西省咸阳市杨陵区中国科学院·水利部水土保持研究所

邮编：712100

电话：0910—712197

电挂：陕西杨陵 3932