

文章编号: 1001-6791(2001)01-0056-05

黄土区坡地降雨入渗产流过程中的滞后效应

刘贤赵, 康绍忠

中国科学院
(水利部水土保持研究所, 陕西 杨陵 712100)

摘要: 利用黄土高原沟壑区典型小流域坡地天然降雨入渗-产流的实测资料分别对考虑滞后效应与不考虑滞后效应的情况进行了模拟研究, 结果表明: 在降雨入渗-产流过程中, 滞后效应加快入渗速率, 减少径流量; 滞后模型使土壤含水量、产流过程更加接近实测值。由此可见, 土壤水滞后效应对土壤含水量、入渗速率、产流过程及产流量都有相当大的影响, 因此在水量转化研究工作中考虑滞后效应的影响是必要的。

关键词: 黄土区; 坡地; 降雨; 入渗; 径流; 滞后效应

中图分类号: P 641.2; P333.1 文献标识码: A

黄土区坡地降雨入渗产流问题已有较多研究^[1-7], 但这些研究均未考虑降雨入渗-产流时滞后效应的影响, 其结果与实测值有一定的差距。滞后效应是存在于许多物理现象中具有广泛外延的一个物理概念。所谓土壤水的滞后效应是指土壤含水率不是基质势的单值函数, 而取决于土壤的吸湿或脱湿历史。滞后行为对蒸发条件下的土壤水分运动及其再分布过程的影响已为人们所熟知, 但其对降雨入渗和产流的影响尚未被人们所重视。本文利用两年的野外实测资料, 首次报告了土壤水滞后效应对黄土区坡地降雨入渗和产流的影响, 为黄土区坡地水量转化精确预报及农田水分调控与管理提供了直接的理论依据。

1 试验内容与计算方法

1.1 径流小区概况

选取黄土高原沟壑区典型小流域坡面上的两个径流小区(一个为 20 m × 5 m, 坡度为 30 的刺槐林小区; 另一个为 9 m × 3 m, 坡度为 36 的荒草地小区)进行天然降雨入渗-产流试验。各径流小区均有一套测流设备, 包括集水区、输水槽、集水池以及挡水堤等。集水区周围用单砖浆砌, 高出地面 15 cm, 以防小区径流的流出和区外径流的流入。小区上方有人字形挡水堤, 防止小区上坡来水和冲刷。小区下方输水槽两端正向中央自由倾斜, 以便所产水流进入集水池中。

1.2 测定内容

降雨入渗产流过程中, 土壤含水量用时域反射仪(TDR, Time-Domain-Reflector)测定。试

· 收稿日期: 1999-08-09; 修订日期: 1999-11-16

基金项目: 国家杰出青年基金资助项目(49725102); 所长基金资助项目(B98017100)。

作者简介: 刘贤赵(1970-), 男, 湖南隆回人, 中国科学院水利部水土保持研究所助理研究员, 博士, 主

验前, 每个径流小区从坡顶到坡脚每隔一定距离布设一组测点, 在每组测点处垂直于坡面打入长分别为 15 cm、30 cm、45 cm 和 60 cm 的波导棒 4 对, 降雨时按照固定顺序沿坡从上至下逐个观测 (图 1)。根据测流设备, 用集水池测定产流过程, 每隔一定时间测定一次径流量。其它与本研究有关的气象资料由附近的气象台站测定。



图 1 试验小区波导棒的布设示意图

Fig. 1. Sketch of arranged wave guide rods at experimental small plots

1.3 计算方法

(1) 求解方法 根据已有的模型及其定解条件^[8], 采用交替隐式差分方法于每个结点处建立与原方程相对应的两个差分方程, 组成可以直接求解的三对角形代数方程组, 用迭代法对方程组进行线性化, 采用“追赶法”进行数值计算。

(2) 模型中比水容 C 与非饱和导水率 K 的计算。

①比水容 $C(\theta)$ 的计算 不考虑滞后效应时, 含水率和基质势为单值函数, 对 Van Genuchten 推荐的经验公式^[9]

$$\theta(h) = \theta_r + (\theta_s - \theta_r) / [1 + (\alpha h)^n]^m \quad (1)$$

求导即得非饱和土壤比水容

$$C(\theta) = -d\theta/dh = nm\alpha^n h^{n-1}(\theta_s - \theta_r)[1 + (\alpha h)^n]^{-(m+1)} \quad (2)$$

式中 h 为土壤水基质势; θ_s 为饱和含水率; θ_r 为残留含水率; α 、 n 、 m 为拟合参数。根据用环刀取原状土采用压力膜法测定的实测资料可得到主脱湿与主吸湿过程的比水容。

考虑滞后效应时, 含水率和基质势的关系因土壤水分运动的历史过程而异。当土壤水分运动为主脱湿或主吸湿时, 比水容的计算仍用式 (2), 但当土壤水分处于扫描过程时, 需根据 Mualem 提出的经过修正的扫描通式来计算, 具体计算过程见文献 [10]。

②非饱和导水率 $K(\theta)$ 的计算 由式 (1) 并结合 Mualem 导出的用来预测非饱和导水率的函数式^[11]

$$k(l) = k_s S_l^{1/2} [1 - S_l^{1/m}]^2 \quad (3)$$

可求得非饱和导水率的公式

$$k(h) = k_s [1 + (\alpha h)^n]^{-2/m} \{1 - [1 - (1 + (\alpha h)^n)^{-m}]\} \quad (4)$$

式中 $k(l)$ 为 Mualem 函数式中的相对非饱和导水率; $k(h)$ 为非饱和导水率; S_l 为相对饱和度, $S_l = (\theta - \theta_r) / (\theta_s - \theta_r)$; k_s 为饱和导水率, 由实测资料获得, 其它符号意义同前。

2 结果与讨论

2.1 降雨入渗过程中滞后效应对土壤含水量的影响

降雨入渗过程中, 滞后效应对土壤含水量有一定的影响。模拟结果发现: 考虑滞后效应的土

壤含水量始终大于不考虑滞后效应的土壤含水量(图2)。考虑滞后效应的回归剩余方差为0.054,不考虑滞后效应的回归剩余方差为0.1659,后者是前者的3倍多。其原因可以通过滞后机制分析得到解释。由于滞后效应的存在,在脱水和吸水的过程中,相同含水量对应的土壤水吸力不一致,即脱湿时的吸力大于吸湿时的吸力,因此在降雨入渗条件下,当考虑滞后效应时,相同含水量对应的吸力小而易于水分下渗,其结果使土壤的吸水过程加快入渗速率,提高土壤的入渗性能。这与蒸发条件下考虑滞后效应推迟土壤水的再分布过程相反。

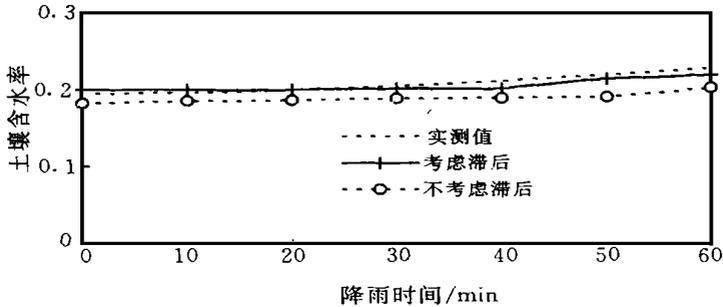


图2 降雨入渗产流过程中0~15 cm 土层含水量变化过程

Fig. 2. Variation of soil water content at 0~15 cm depth during the process of rainfall-infiltration-runoff

2.2 滞后效应对坡面径流过程、径流量的影响

滞后效应不仅影响降雨入渗过程中的土壤水分动态,而且还影响坡面径流过程、径流量。图3表明:考虑滞后效应的坡面径流过程与实测径流过程吻合较好。为进一步探讨滞后效应对径流量的影响,本文将4次降雨模拟的径流总量与实测径流总量列于表1,并进行误差分析。结果表明:考虑滞后效应的模拟值,其绝对误差变化在0.0995~0.8910 mm之间,比不考虑滞后效应的绝对误差值减少了0.1575~0.4510 mm。同时发现考虑滞后效应的模拟径流总量小于不考虑滞后效应的模拟径流总量。这是因为在降雨入渗条件下,考虑滞后效应时土壤的吸水过程加快了入渗速率,从而使表层径流量减少,相反不考虑滞后效应的表层径流量增大,再次表明滞后效应对黄土区降雨入渗产流影响显著。

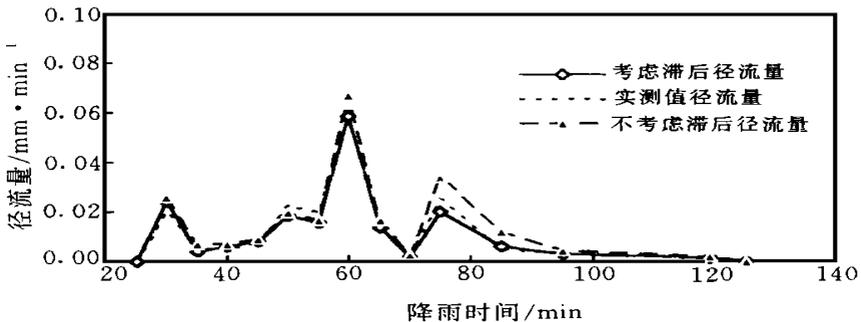


图3 考虑滞后效应与不考虑滞后效应模拟的径流过程与实测径流过程比较

Fig. 3. Comparison of simulated runoff process considered or unconsidered incorporated hysteresis and measured runoff process

土壤水滞后效应首先被海尼斯(1931)发现。此后,人们对土壤水滞后效应做了大量的研究,发现土壤水滞后效应不仅存在于 $\theta \sim \Psi_m$ 之间,而且还存在于 $D \sim \Psi$ 与 $K \sim \Psi$ 之间^[12-13]。加上降雨入渗、产流及土壤水分运动的复杂性,从而使这一问题更趋复杂。降雨入渗过程中,土壤剖面某一深度的土层不会是单一的吸水过程或脱水过程,而往往是吸水与脱水相互交替或者同时并存。对某一深度土层也可能某一时刻前是吸水过程,而过了这一时刻则是脱水过程。过去人们研究土壤水的蒸发和再分布时考虑滞后效应较多,而对降雨入渗产流过程中土壤水的滞后效应研究甚少。本研究结果表明:滞后效应对入渗产流及土壤水分运动具有一定的影响。滞后效应不仅加快降雨过程中土壤水的入渗速率,而且减少径流量的产生。因此在某种意义上说滞后效应对提高土壤水入渗性能和增加土壤蓄水具有积极的重要作用。与之相反,滞后效应降低蒸发及再分布过程中土壤水的入渗速率,推迟土壤水的再分布过程,其结果往往导致水分的无效消耗。值得一提的是滞后效应与降雨入渗产流关系十分复杂,本文只做了初步的探讨,还有许多影响土壤水分运动及精确预报与模拟滞后效应的其它因素存在^[14],在降雨入渗产流过程中如何正确全面考虑滞后效应有待于今后更进一步研究。

表 1 考虑滞后效应与不考虑滞后效应模拟的径流总量与实测值

mm

Table 1. Simulated total runoff volume of considered or unconsidered hysteresis and observed values

降雨日期	总降水量	历时 min	θ_0 cm ³ /cm ³	θ_1 cm ³ /cm ³	实测 流量	考虑滞后径流量			不考虑滞后径流量		
						模拟值	AE	RE(%)	模拟值	AE	RE(%)
1996/7/27	22.64	20	0.1273	0.1585	2.70	2.8804	0.1804	6.68	3.1543	0.4543	16.83
1996/9/14	23.72	168	0.1063	0.1421	2.20	2.5880	0.3880	17.64	2.7652	0.5650	25.68
1996/9/17	22.53	230	0.1641	0.1913	5.00	5.8914	0.8910	17.82	6.3420	1.3420	26.84
1997/8/06	31.80	144	0.1042	0.1541	1.10	1.2010	0.0995	9.04	1.3580	0.2570	23.34

注: AE 表示绝对误差, RE 表示相对误差; θ_0 为雨前 0~60 cm 含水量, θ_1 为雨后 0~60 cm 含水量; 1996/7/27 与 1997/8/6 测定的刺槐林小区坡度为 30°; 郁闭度为 0.3~0.35, 林下草本盖度为 60%~65%; 1996/9/14 与 1996/9/17 测定的荒草地小区, 坡度为 30°, 草本盖度为 75%~80%。

参考文献:

- [1] 沈冰, 王文焰, 沈晋. 短历时降雨对黄土坡地径流形成影响的实验研究. 水利学报, 1995, 3: 21-27.
- [2] 王百田, 王斌瑞. 黄土坡面地表处理与产流过程研究. 水土保持学报, 1994, (2): 19-24.
- [3] 杨建英, 赵延宁, 孙保平, 等. 运动波理论及其在黄土坡面过程中的应用. 北京林业大学学报, 1993, 1: 1-15.
- [4] 王玉宽, 王占礼, 周佩华. 黄土高原坡面降雨产流过程的试验研究. 水土保持学报, 1991, (2): 25-31.
- [5] Stone J J, Lane L J, Shirley E D. Infiltration and runoff simulation on a plane[J]. Trans ASAE, 1992, 1: 161-170.
- [6] Tayfur G, Kavas ML, Govindaraju RS, et al. Applicability of ST. Venant equations for two-dimensional overland flows over rough infiltrating surfaces[J]. J Hydr Eng, 1993, 1: 51-63.
- [7] Beese, F, van der Ploeg, R R. Influence of hysteresis on moisture flow in undisturbed soil monolith[J]. Soil Sci Soc Am J. 1976, 40: 80-84.
- [8] 刘贤赵, 康绍忠. 黄土区考虑滞后作用的坡地水量转化模型[J]. 土壤学报, 2000, 37(1): 16-23
- [9] Genuchten Van, M H. A close-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils [J]. Soil Sci Soc AM J. 1980, 44: 892-898.
- [10] Mualem Y. A modified dependent domain model of hysteresis[J]. Soil Sci. 1984, 137: 283-291.
- [11] Mualem Y. Calculating the unsaturated hydraulic conductivity with a new closed-form analytical model. 1.

W. S. , Salinity laboratory[J]. Water Resource Res., 1978, 9: 263– 268.

- [12] Staple W J. Infiltration and redistribution of water in vertical columns of loam soil[J]. Sci Soc Am Proc., 1966, 30: 53– 58.
- [13] Dane J H, Wierenga P J. Effect of hysteresis on the prediction of infiltration, redistribution and drainage of water in a layered Soil[J]. J Hydrology. 1975, 25: 229– 242.
- [14] M G Anderson, T P Burt. Soil water hysteresis: models and implication[J]. Process Studies in Hillslope Hydrology. 1990, 93– 124.

Hysteresis in Process of Rainfall–Infiltration –Runoff on Hillslope in Loess Area

LIU Xian-zhao, KANG Shao-zhong

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

Abstract: The observed data of hillslope under natural rainfall–infiltration–runoff condition on small watershed in Loess Plateau are simulated by the models considered and unconsidered hysteresis, respectively. The simulated results shows that the hysteresis increases the infiltration rate and reduces the runoff volume during the process of rainfall–infiltration–runoff. The predicted soil water content and runoff volume are approximate to the measured values. From this, we know that the hysteresis has a considerable influence on soil moisture, infiltration rate, runoff process and runoff volume. It is very necessary to consider the effects of hysteresis in the study on water exchange in the future.

Key words: loess area; hillslope; rainfall; infiltration; runoff; hysteresis