降水入渗补给过程中优先流的确定

齐登红1,2, 靳孟贵2, 刘延锋2

- 1. 河南省地质环境监测院, 河南郑州 450006
- 2. 中国地质大学环境学院, 湖北武汉 430074

摘要:优先流是降水、灌溉水等入渗补给地下水的主要形式之一,流速快,流动路径复杂,难以定量描述,针对优先流难以定 量描述的问题, 以郑州地中渗透仪观测资料为基础, 探讨了新乡亚砂土等试筒降水入渗过程及其中的优先流补给量比例. 根据土壤的水力性质、气候等资料建立不存在优先流的数值模拟模型来刻画降水入渗补给过程,通过模拟获得的地下水入 渗补给量与实测地下水入渗补给量的历时曲线。将大于模拟值的实测值视为优先流的量及确定其在总补给量中所占的比 例. 结果表明, 优先流占总补给量的比例在 10%~80%之间; 随着土壤粘性增加, 优先流所占比例呈增加趋势; 随地下水位 埋深的增大,优先流所占比例呈逐渐下降趋势,

关键词: 地中渗透仪; 优先流; 降水入渗补给; 模拟模型

中图分类号: P641

文章编号: 1000-2383(2007)03-0420-05

收稿日期: 2006-08-12

Determination of Preferential Flow in Precipitation Infiltration Recharge

QI Deng-hong^{1, 2}, JIN Meng-gui², LIU Yan-feng²

- 1. General Geo-environmental Monitoring Station of Henan Province, Zhengzhou 450006, China
- 2. School of Environmental Studies, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China

Abstract: Preferential flow is one of main forms of infiltration recharge from rainfall and irrigation to groundwater. It has the characteristics of rapid flow rate, complicated flow path and being very difficult to be quantified. To quantify the preferential flow in the infiltration recharge process and its percentage in total infiltration recharge, a new method has been developed based on the measured infiltration recharge of lysimeters in Zhengzhou Groundwater Balance Test Field. The numerical simulation model that can describe the piston flow in lysimeters by rechards equation was constructed and calibrated according to the soil hydraulic parameters, weather data and so on. The surplus part in the calculated flux can be regarded as the preferential flow because the preferential flow flows faster than piston flow and reaches groundwater earlier. By comparing the measured recharge flux and calculated recharge flux, the quantity of preferential flow and its percentage in total precipitation infiltration recharge can be determined. The preferential flow makes up 10%-80% in total precipitation infiltration recharge. The percentage is higher when the soil contains more clay, and the percentage is lower when the groundwater level is deeper.

Key words: lysimeter; preferential flow; precipitation infiltration recharge; simulation modeling.

引言 0

土壤中的优先流是指土壤在整个入流边界上接受 补给,但水分和溶质绕过土壤基质,只通过少部分土壤 体的快速运移(Andreini and Steenhuis, 1990). 优先流的 产生是由于土壤中往往存在大量的根孔、虫孔等大孔

隙以及裂隙等. 根据其形成原因, 又被称为大孔隙 流、绕流、漏斗流、指状流、沟槽流、捷径流、部分驱替 流和地下强径流等(Beven and Germann, 1982; Brusseau and Rao, 1990; Bouma, 1991; Czapar et al., 1992). 优先流的运移速度快, 对地下水补给 起重要作用.准确确定优先流的量,对干深入认识入

渗补给过程、准确评价地下水补给资源以及地下水 污染分析具有重要意义,但土壤中分布复杂的大孔 隙和裂隙导致优先流的量难以确定,目前用于描述 土壤中优先流的模型有基于可动一不可动概念的二 流域模型、双重空隙模型、双重渗透性模型、运动波 模型、两阶段模型等(Kung, 1990a, 1990b; Kluitenberg and Horton, 1990; Roth et al., 1991; Śmijonek,2003). 这些模型大都需要了解十体的结 构、渗透性等信息。而土壤大孔隙和裂隙的分布不规 则性使这些模型的使用存在局限性,本文通过分析 郑州地中渗透仪监测资料,研究了降水入渗补给过 程、利用数值模拟技术计算假定均质各向同性情况 下地中渗透仪中的活塞式入渗补给过程,通过对比 降水入渗实际观测资料和十壤水分运移模拟结果来 分离降水入渗过程中的活塞流量和优先流量,并计 算出优先流量和所占比例.

1 降水入渗补给模式

降水入渗方式有 2 种: 活塞式和捷径式(优先流).活塞式入渗是鲍得曼(Bodman)等人于 1943 年对均质砂进行室内入渗模拟试验的基础上提出的(王大纯, 1995).这种入渗方式是入渗水的湿锋面整体向下推进, 犹如活塞的推移, 故称为活塞式入渗.活塞式入渗过程中的水分整体运移过程可直接用基于连续理论的理查德(Richards)方程刻画(雷志栋等, 1988).

土壤中除了粒间孔隙和颗粒集合体内和颗粒集合体间的孔隙外,还存在根孔、虫孔和裂缝等大的孔隙通道. 当降水强度较大,细小孔隙来不及吸收全部水量时,一部分降水将沿着渗透性良好的大孔隙通道优先快速下渗,并沿下渗通道水分向细小孔隙扩散,下渗水通过大孔隙通道的捷径流优先到达地下水.

2 优先流的确定方法

2.1 确定机理

降水入渗过程中往往同时存在2种补给模式. 由于降水入渗补给过程中包气带中水分除存在垂向运移外,还存在水平运移,而且大孔隙、裂隙的分布规律很难刻画,因此优先流的量及其在总入渗补给中所占的比例很难确定.地中渗透仪可以直接测量降水入渗补给量,而且其四周封闭,土体内水分以垂向

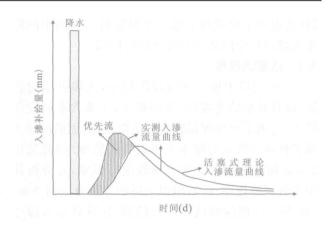


图 1 优先流模式与活塞式模式入渗曲线对比 Fig. 1 Recharge flux of preferential flow vs. piston flow

一维运移为主.测量值包括了优先流及活塞流,假定活塞流可用 Richards 方程刻画,比活塞式先补给地下水的那部分实测补给量即为优先流的量(图 1).

2.2 活塞流描述

地中渗透仪中活塞流可用一维非饱和土壤水分运移方程(即 Richards 方程)描述,即:

$$\begin{cases}
\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} [K(\theta) \frac{\partial h}{\partial z}] + \frac{\partial K(\theta)}{\partial z} \\
\theta(z, t) = \theta_0(z) \\
h(z, t) \mid_{z=B} = h(B, t) \\
-K(\theta) (\frac{\partial h}{\partial z} + 1) \mid_{z=0} = q_0(t)
\end{cases}$$
(1)

(1)式中: θ 为土壤体积含水量[一]; h 为负压水头 [L]; z 为垂向坐标,零点取在地面,向上为正[L]; t 为时间[T]; 0 为初始时刻(t=0)的土壤体积含水量 [一]; $K(\theta)$ 为对应含水量时的土壤渗透系数[L/T]; $q_0(t)$ 为上边界处的水分通量[L/T]; h(B,t) 为下边界处负压值[L],地中渗透仪的底边界取为定水头边界,其压力水头为 0; B 为深度[L]. 模型中不考虑土壤吸、脱水之间的滞后作用.

式(1)为一非线性偏微分方程,而且上边界条件复杂多变,难以用解析法求解;一般用数值方法求解.本文采用迦辽金有限单元进行求解.将实测补给流量与模拟结果进行比较,确定优先流的量.

3 降水入渗补给过程中优先流量确定

根据上述方法,以郑州地下水均衡试验场新乡亚砂土为例,确定其降水入渗过程中的优先流的量. 选择地下水位埋深为2,m,,3,m,5,m,和7,m,的4,个试,

?1994-2014 China Academic Journal Electronic Publi森棕地區及中華流和子思亞和巴多斯科·/ WWW 2.161私

筒(内设中子仪观测土壤含水量资料),对其中的降水入渗过程中的活塞流部分进行模拟.

3.1 活塞流模拟

2 m 试筒中地下水位埋深较小,入渗补给过程短,而且补给的速度快,补给量大,土壤含水量变化较大.与地下水位埋深较大的试筒相比,更能反映土壤岩性水力性质对降水入渗过程的影响.因此选用2 m 试筒对该岩性的水力参数进行识别,并分析其中水分运移规律.然后用识别后的参数分别对3 m、5 m 和 7 m 埋深的试筒进行模拟,计算降水入渗过程中优先流的量.

土壤水分运移模拟一般按如下过程进行:首先 进行离散化.模型深度取至地下水面(即整个试筒), 按照 2 cm 间隔进行剖分,模拟时段自 2000 年 5 月 1日-2001年12月31日,共609 d. 第2 步确定边 界条件和初始条件. 试筒顶部土体裸露于空气中, 直 接接受降水入渗补给和蒸发,处理为已知流量边界, 直接在模型顶部单元上赋实测降水量和潜在蒸发 量,各试筒均采用马里奥特瓶来观测降水入渗补给 量和地下水蒸发量,地下水位保持恒定,下界面处理 为定水头边界. 从 2000年 4月 1日开始监测土壤含 水量, 为尽量避免由于中子仪安装等可能造成的误 差,且整个2000年4月份几乎没有降水,因此可取 2000年5月1日作为初始时刻.将2000年5月1日 实测的不同深度土壤含水量按线性插值的方式为各 节点赋初始含水量, 第3 步选取水力参数, 十壤水分 特征参数采用常用的 van Genuchten 模型. 由于缺 少土壤水分特征曲线试验资料,利用土壤颗粒分析 资料和经验模型初选相关参数. USSL (United States Salinity Laboratory, 美国国家盐改中心)根 据 1913 个不同岩性的颗粒组成、干密度、土壤水分 特征曲线参数、饱和渗透系数等实测数据,利用人工 神经网络技术建立了土壤水分特征曲线参数和饱和 渗透系数与土壤颗粒组成、干密度之间的函数关系 (Rosetta 软件). 根据该试筒实测土壤颗粒组成 (表 1), 利用 Rosetta 软件提供的神经网络模型来初

表 1 新乡亚砂土岩性颗粒分析资料

Table 1 Particle analysis of clayey loam in Xinxiang

粒径	砂粒(m m)	粉粒(mm)	粘粒(mm)	UNSODA 定名	
私1全	2~0.05	0.05~0.005	< 0.005	ж. ц	
新乡亚砂土	45. 0	40. 5	13. 5	Loam	

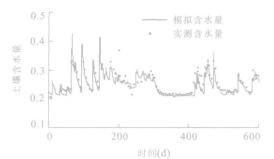


图 2 模拟含水量与实测含水量对比曲线

Fig. 2 Curves of simulated soil moisture vs. measured soil moisture

表 2 识别后的新乡亚砂土水力参数值

Table 2 Calibrated parameters of loam in Xinxiang

岩性	θ_{r}	$\theta_{\rm s}$	α
新乡亚砂土	0.0496	0. 455 0	0. 012 4
 岩性	n	m	K _s (cm/d)
新乡亚砂土	1. 635 8	0. 388 7	28. 15

 θ_r 为土壤的最大分子持水率[-]; θ_s 为土壤的饱和含水量[-]; K_s 为土壤的饱和渗透系数[L/T]; $\alpha \times n \times m$ 为 van Genuchten 公式系数[-],均需通过试验获得.

步计算该岩性的土壤水分特征曲线参数.

根据建立的土壤水分运移模型,用计算的土壤含水量和实测土壤含水量进行拟合和对比分析,反复修改参数,当两者之间误差达到标准后,即认为此时的参数值代表该土壤的入渗参数.计算土壤含水量和实测含水量之间误差的目标函数如下:

$$E = \sum_{i=1}^{m} \sum_{j=1}^{n} W_{j} (\theta_{ij}^{e} - \theta_{ij}^{0})^{2}.$$
 (2)

(2)式中: m 为时段总数; n 为观测点总数; W_i 为权系数; % 为 i 时刻第 j 个观测点的计算土壤含水量; % 为 i 时刻第 j 个观测点的实测土壤含水量. 当目标函数 E"最小"时的参数值即为待求的参数, 实测浅层土壤含水量与拟合土壤含水量对比曲线(图 2), 同时结合 Rosetta 软件初选的经验参数对参数进行识别, 识别后的参数见表 2.

3.2 优先流部分的确定

利用表 2 中的参数分别对地下水位埋深为 2 m、 3 m、 5 m 和 7 m 的新乡亚砂土中降水入渗补给过程进行模拟. 由图 3 可以看出, 亚砂土中普遍存在优先流. 按照前述分离优先流量的方法计算各试筒中优先流入渗量, 并按照模拟入渗补给曲线和实测曲线的关系分段统计不同埋深的优先流补给量, 结果如表 3 所示.

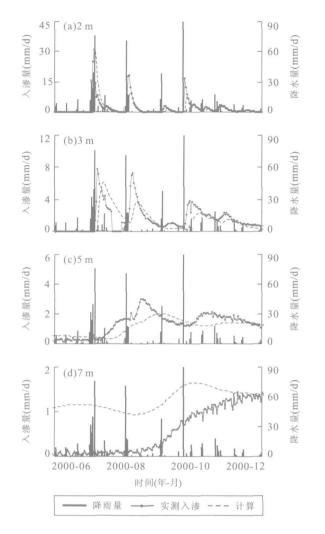


图 3 不同埋深模拟入渗流量与实测值对比

Fig. 3 Curves of simulated recharge flux vs. measured recharge flux in loam

由表 3 可以看出, 2 m 埋深试筒中, 优先流的量较大, 约占总补给量的 46. 19%, 随着地下水位埋深的增加, 优先流所占比例逐渐减小, $3 \text{ m} \cdot 5 \text{ m} \cdot 7 \text{ m}$ 试筒中优先流所占比例分别为 $40.91\% \cdot 34. 13\%$ 和 11.72%.

利用相同的方法,计算郑州均衡试验场中开封 粉细砂和驻马店亚粘土试筒中优先流的量(表 4). 从表 4 可以看出,随着地下水位埋深的增加,优先流 补给量占总入渗补给量的比例成逐渐下降趋势.土 壤粘粒含量越高,优先流所占比例越高.

4 结论

利用基于 Richards 方程的数值模拟方法计算不同埋深和岩性地中渗透仪中的活塞式入渗补给流

表 3 不同埋深新乡亚砂土中优先流量

Table 3 Quantity of preferential flow in loam in Xinxiang

时间段	降水量 (mm)	不同埋深优先流的量 (mm)			
		2 m	3 m	5 m	7 m
2000-05-01~07-02	77. 3	0.0	0.0	0.0	0.0
2000-07-03~08-02	220. 1	53. 2	18.8	13.0	0.0
2000-08-03~09-02	118.9	35. 2	24. 0	23.5	0.0
2000-09-03~09-23	58.0	10.6	7. 2	0.0	0.0
2000-09-24~10-21	131.5	32. 5	24. 8	12.4	0.0
2000-10-22~11-14	52.4	12.0	8.3	9. 2	0.0
2000-11-15~2000-12-31	17.6	7.6	15.9	0.8	0.0
2001 - 01 - 01 ~ 05 - 31	76.0	23. 9	33.8	20. 1	0.0
2001-06-01~06-30	66. 6	0.0	0.1	8.4	3.0
2001 - 07 - 01 ~ 09 - 04	188.7	16.0	6.7	33.3	11.8
2001-09-05~12-31	96. 5	21.2	7.7	35. 2	24. 5
总计	1 103.6	212. 1	147. 1	156.0	39. 2
实测总补给量(mm)		459. 2	359.6	457. 1	334.3
优先流所占比例(%)		46. 2	40. 9	34. 1	11.7

表 4 不同岩性试筒中优先流所占比例

Table 4 Percentages of preferential flow in total precipitation infiltration recharge

——————— 埋深	优先流所占比例(%)			
连/木	2 m	3 m	5 m	7 m
开封粉细砂	32. 93	35. 75		19. 71
新乡轻亚砂土	46. 19	40. 91	34. 13	11.72
驻马店亚粘土	66.03	79.83	77. 97	46. 17

量,并与实测入渗补给流量进行对比,将大于模拟值的入渗补给流量视为优先流式补给量.计算结果表明:土壤粘性越高,越容易产生裂隙和虫孔等大孔隙,优先流明显,所占比例越高;在埋深较浅(2~3 m)的粘性土试筒中,优先流补给形式占主导地位,约占41%~80%;随着地下水位埋深增大,优先流所占比例呈递减趋势,说明导致优先流的大孔隙和裂隙等主要发育于浅部.

优先流是一个普遍存在的复杂问题,难以准确刻画.本文所提出的方法从理论上反映了优先流与活塞流的区别,在不需要查明土壤孔隙结构的情况下可以比较准确地确定降水入渗补给过程中优先流的量,但其精度取决于岩性参数的获取,此外还需要进行入渗补给流量的观测.

References

Andreini M.S., Steenhuis T.S., 1990. Preferential paths of flow under conventional and conservation tillage. Geo-

的活基式入渗补给流 *derma*, 46, 85—120. Journal Electronic Publishing House: All rights reserved. http://www.cnki.net

- Beven, K., Germann, P., 1982. Macropores and water flow in soils. *Water Resour. Res.*, 18: 1311—1325.
- Bouma, J., 1991. Influence of soil macroporosity in environmental quality. *Advanced in Agronomy*, 46: 137.
- Brusseau M. L., Rao, P. S. C., 1990. Modeling solute transport in structured soils. *Geoderma*, 46, 169-192.
- Czapar, G. F., Horton, R., Fawcett, R. S., 1992. Herbicide and tracer movement in soil columns containing an artificial macropore. *J. Environ. Qual.*, 21, 110—115.
- Kluitenberg, G. J., Horton, R., 1990. Effect of solute application method on preferential transport of solute in soil. *Geoderma*, 46: 283–297.
- Kung, K-J. S., 1990a. Preferential flow in a sandy vadose zone; 1. Field observation. *Geoderma*, 46; 51—58.
- Kung K-J. S., 1990b. Preferential flow in a sandy vadose zone: 2. Mechanism and implications. *Geoderma*, 46: 59-71.
- Lei, Z. D., Yang, S. X., Xie, S. C., 1988. Soil water dynamics.

- Tsinghua University Press, Beijing, 25-29 (in Chinese).
- Roth, K., Jury, W. A., Flühler, H., et al., 1991. Field scale transport of chloride through an unsaturated field soil. Water Resour. Res., 27: 2533—2541.
- Šmunek, J., Jarvisb, N. J., van Genuchten, M. T., et al., 2003. Review and comparison of models for describing non-equilibrium and preferential flow and transport in the vadose zone. *Journal of Hydrology*, 272: 14—35.
- Wang, D. C., Zhang, R. Q., Shi, Y. H., et al., 1995. Foundation of hydrogeology. Geological Publishing House, Beijing, 63-65 (in Chinese).

附中文参考文献

- 雷志栋, 杨诗秀, 谢森传, 1988. 土壤水动力学. 北京: 清华大学出版社, 25-29.
- 王大纯, 张人权, 史毅虹, 等, 1995. 水文地质学基础. 北京: 地质出版社, 63-65.