

考虑大孔隙的土壤入渗模型

解河海¹, 冯 杰², 冯 青³, 曾碧球¹

(1. 珠江水利科学研究院, 广东 广州 510611; 2. 中国水利水电科学研究院, 北京 100038;
3. 聊城市水利工程总公司, 山东 聊城 252000)

摘要 为了研究大孔隙对土壤入渗及侵蚀的影响, 建立了一个土壤入渗数学模型。模型包括 2 个流区: ①基质流区, 该区水流由达西公式模拟; ②大孔隙流区, 运用运动波方程以及与大孔隙形状相关的参数进行水流模拟。大孔隙流区和基质流区水量交换在质量守恒方程中作为汇项, 而在基质流区连续方程中则是作为源项来考虑, 大孔隙壁对基质的入渗通过扩散方程来模拟。通过土柱试验验证模型对入渗结果的模拟, 试验观测土柱底部的出流量, 用 TDR 探针在规则时段间隔记录土壤含水量。验证结果表明所建立的模型能够充分模拟土柱底孔出流过程线和含水量的时间变化。

关键词 大孔隙 基质 达西公式 运动波 土柱试验

中图分类号 TV12 P642.11+5 **文献标识码** A **文章编号** 1006-7647(2011)05-0035-04

Infiltration model for soils considering macropores//XIE He-hai¹, FENG Jie², FENG Qing³, ZENG Bi-qiu¹ (1. Pearl River Hydraulic Research Institute, Guangzhou 510611, China; 2. China Institute of Water Resources and Hydropower Research, Beijing 100038, China; 3. Liaocheng Hydraulic Engineering Corp., Liaocheng 252000, China)

Abstract : In order to study the influences of macropores on infiltration and erosion of soils, a mathematical model consisting of two flow domains was established for the infiltration of soils, that is, the soil matrix with flows modeled by means of the Darcy equation and the macropores with flows modeled by use of a kinematic wave equation and the parameters related with the shape of the macropores. The water exchange between the macropore domain and the matrix domain was regarded as the sink term in the macropore mass conservation equation and as the source term in the matrix continuity equation. The infiltration through the macropore walls was modeled by means of the diffusion equation. The modeling of the infiltration results of this model was validated by use of the soil column experiments. The outflow rate from the bottom surface of the soil column was measured, and the water content of the soils was recorded at regular time intervals by means of TDR horizontal probes. The validated results show that the proposed model can adequately simulate the outflow hydrographs from the bottom outlet of the soil column as well as the temporal evolution of water content profile.

Key words : macropore; matrix; Darcy formula; kinematic wave; soil column experiment

大量野外观测表明, 不管土壤质地如何, 当水通过土壤入渗时将产生优先流^[1]。研究发现, 在粗质地土壤(如沙质土壤)中, 优先流与土壤的斥水性有关, 优先流产生从不稳定湿润前锋运动到指状尾流运动等^[2-3]。在细质地土壤中, 从壤质土到黏土, 为了解释优先流的产生引进了大孔隙的概念。Bouma 等^[4]、Beven 等^[5]给出了几种优先流的定义, Bouma^[6]给出了不同存在源的几种大孔隙类型: 结构孔隙、虫穴、根孔、收缩裂隙和昆虫穴等。

优先流出现的地方, 土壤入渗机理有所改变, 同时影响流域的水文响应。另外, 优先流可使溶质渗漏的速度和量增加, 例如农业中使用的杀虫剂和氮

肥, 可以被水输移到土壤的更深层, 这将影响地下水 and 地表水的质量。此外, 不是所有的大孔隙都延伸到整个土壤剖面高度, 在一端封闭的大孔隙中形成所谓的内集水区, 其影响土壤的含水量和溶质运移。

土壤大孔隙及与之相关的水流和溶质运移现象早在 19 世纪中后期就已被发现, 但以后很长一段时间没有引起人们的重视, 20 世纪六七十年代只做过少量研究, 直到 Thomas 等^[7]以及 Beven 等^[5]的文章发表后, 土壤中大孔隙流的研究才逐渐引起人们很大的兴趣, 近 50 年来已成为欧美等国从事水、环境和土壤物理等研究的热点领域之一。

近十多年来, 国内在有关大孔隙流试验方面开

展了较多的研究,而在有关大孔隙流运动机理模拟方面研究较少,与国外存在较大的差距。何凡等^[8]指出影响优先流流量的主要因子是降雨总量,两者为极显著正相关关系。冯杰等^[9]通过田间原状土和回填土渗透比较试验,揭示了大孔隙对水及溶质在土壤中运移的影响。通过回填土和原状土中含水率试验结果比较分析,指出回填土和原状土含水率的变化呈现不同分布特征。冯杰等^[10]根据 CT 扫描得到的土壤大孔隙分布、离心机法测得的土壤水分特征曲线以及计算得到的土壤大孔隙和基质的饱和水力传导度和弥散度,采用新的数值方法模拟了水及溴离子在原状土中的运移。

笔者根据大孔隙流运动机理,将土壤水运动区域分为基质流区和大孔隙流区,建立了一个土壤入渗数学模型来模拟大孔隙土壤的垂直入渗。该模型基于多流区概念,并通过实验室大孔隙土柱入渗试验对其进行了验证。

1 考虑大孔隙的入渗模型

为了建立基于大孔隙的土壤垂直入渗数学模型,需要对下面几个物理过程进行描述:①假定大孔隙在单位体积土壤中均匀分布(事实上天然土壤并非如此);②上边界条件:到达土壤表面的水分为基质和大孔隙 2 个区;③通过基质的水流符合达西定律;④通过永久大孔隙的水流可以用运动波方程模拟;⑤大孔隙中的水可以从大孔隙壁扩散入渗到基质。另外,应该给定野外或者实验室研究情况下底部边界条件,还需已知初始基质含水量。虽然在理论上大孔隙在开始是有水的,但这里假定大孔隙初始是干燥的。大孔隙土壤垂直入渗过程如图 1 所示(图中 P 为入流率, I_{pm} 为永久大孔隙入渗进入基质的部分, Q_{pm} 通过单个大孔隙横断面的流量, A_{pm} 为大孔隙水平面积)。

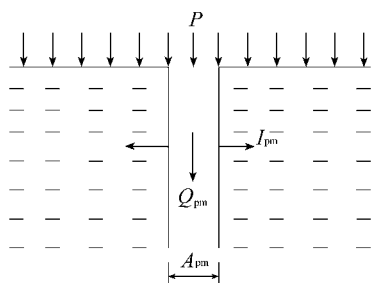


图 1 大孔隙土壤垂直入渗过程示意图

1.1 基质流区

在重力和毛细压力的作用下水入渗到土壤基质中是有势能的,其他力对基质水的能量贡献可忽略不计。因此单位质量势能为 $H = z + p/m$,其中 z 为对任意参考面的垂直高程, p 为毛细压力, m 为水的

质量,压力水头 p/m 可以表示为 h' 。

基质流区的运动方程服从达西公式:

$$q = -k(h') \frac{\partial H}{\partial z} \quad (1)$$

式中: q 为比流量; $k(h')$ 为非饱和水力传导度。

基质流区的质量守恒方程为

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial q}{\partial z} + I_{pm} \quad (2)$$

式中: θ 为基质体积含水量; t 为时间。

1.2 大孔隙流区

在大孔隙流中毛细压力不影响水能,因此,在大孔隙流区可以由运动波方程描述。大孔隙的饱和度 ϑ_{pm} 定义为 $\vartheta_{pm} = V_{w,pm}/V_{pm}$,其中 $V_{w,pm}$ 为整个大孔隙体积 V_{pm} 中的水的体积分。假定大孔隙流为层流运动,通过大孔隙水流平均流速 v_{pm} 与大孔隙特征尺度 d_{pm} 的关系可以表达为 $v_{pm} = \tau_{pm} m d_{pm}^2 \vartheta_{pm}' / \mu$,其中 τ_{pm} 为曲折系数, ϵ' 为指数, μ 为动力黏滞系数。通过单个大孔隙横断面的流量可以表示为 $Q_{pm} = \eta d_{pm}^2 \vartheta_{pm} v_{pm}$,其中 η 为形状因数。假定水所占的大孔隙横断面面积线性依赖于饱和系数,单个大孔隙内部的质量守恒方程为

$$\frac{\partial \vartheta_{pm}}{\partial t} = -\frac{1}{\eta d_{pm}^2} \frac{\partial Q_{pm}}{\partial z} - i_{pm} = -\frac{\tau_{pm} m}{\mu} d_{pm}^2 \frac{\partial \vartheta_{pm}^{\epsilon'}}{\partial z} - i_{pm} \quad (3)$$

式中: i_{pm} 为水由于吸附作用通过大孔隙壁单位体积渗入基质区的水量。

1.3 流区间水平交换

上面介绍的 2 个流区是相互作用的:沿大孔隙壁向下运动水流部分进入基质,包括 θ 自身的变化。假定为水平流动,单位湿润面积的流量为

$$i_h = -D_m(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial x} \quad (4)$$

边界条件为(只有当水膜出现时才有效)

$$\theta(x=0, t) = \theta_s \quad (5)$$

式中: $D_m(\theta)$ 为基质水力扩散系数; θ_s 为土壤基质饱和含水量; $x=0$ 表示大孔隙壁表面。

为了量化式(2)和式(3)的源汇项,要考虑流区间的水量交换,应该知道每个流区单位体积的湿润面积。在大孔隙中,湿润面积与大孔隙形状、侧面面积有关,线性依赖于 d_{pm} 和饱和度 ϑ_{pm} 。因此,高程 Δz 处单个大孔隙的湿润面积可以表示为 $A_{b,pm} = \xi' d_{pm} \vartheta_{pm}^k \Delta z$ (其中 ξ' 和 k 为系数,需要率定)。式(3)中的汇项可以表示为

$$i_{pm} = i_h \frac{A_{b,pm}}{\eta d_{pm}^2 \Delta z} = i_h \frac{\xi \vartheta_{pm}^k}{d_{pm}} \quad (6)$$

式中: ηd_{pm}^2 为大孔隙的横断面面积; ξ 为系数, $\xi =$

ξ'/η_0

上面公式中的汇项在基质区质量守恒方程中作为源项。因为后者指土壤的单位体积, i_{pm} 应该乘以 A_{pm} , 得到基质质量守恒方程源项:

$$I_{pm} = i_h \frac{\xi}{d_{pm}} \vartheta_{pm}^k A_{pm} \quad (7)$$

1.4 上边界条件

在土壤表面, 已知入流率为 P , 此入流率分为 2 个部分, 分别供给 2 个流区: 基质区和大孔隙区。由基质水力传导度函数和实际基质含水量得到单位基质表面的极限入渗率 $i_{lim,m}$, 其表达式为 $i_{lim,m} = -k[\theta(z=0, t)] \frac{\partial h}{\partial z}$ 。如果 $P \leq i_{lim,m}$, 则仅直接落入大孔隙的水产生底孔出流, 其与土壤表面相对水平面积 $A_{pm,0}$ 成正比, 其余再入渗到基质流区。当 $P > i_{lim,m}$ 时, 只有后者入渗到基质流区, 剩余部分 $P - i_{lim,m}$ 在土壤表面顶部形成水池, 当水池中水的高度超过地表微地貌将流入大孔隙。

为了防止大孔隙过饱和, 提出了大孔隙的极限入渗率这一参数, 定义为 $i_{lim,pm} = \tau_{pm} \gamma d_{pm}^2 m / \mu$ 。该表达可以通过考虑饱和时单个大孔隙水流运动得到。

考虑单位体积土壤水平面积, 最大入渗率为 $I_{lim,m} = i_{lim,m}(1 - A_{pm,0})$, $I_{lim,pm} = i_{lim,pm} A_{pm,0}$ 。如果 P 大于 2 个最大入渗率之和, 超过的部分 P_{pond} 在土壤表面形成水池(如果存在坡度则产生径流)。总的来说, 上边界条件可以表达为

情况 1 ($P \leq I_{lim,m}$):

$$\begin{cases} P_m = P(1 - A_{pm,0}) \\ P_{pm} = PA_{pm,0} \end{cases} \quad (8)$$

情况 2 ($P > I_{lim,m}$, $P - I_{lim,m} < I_{lim,pm}$):

$$\begin{cases} P_m = I_{lim,m} \\ P_{pm} = (P - I_{lim,m}) \end{cases} \quad (9)$$

情况 3 ($P > I_{lim,m} + I_{lim,pm}$):

$$\begin{cases} P_m = I_{lim,m} \\ P_{pm} = I_{lim,pm} \\ P - P_m - P_{pm} = p_{pond} \end{cases} \quad (10)$$

1.5 模型参数

除了基质流区达西流需要的水力特性函数 $k(h')$ 和 $h'(\theta)$, 模型还有其他几个土壤物理参数: 大孔隙的水平面积 A_{pm} , 大孔隙的特征尺度 d_{pm} , 曲折系数 τ_{pm} 及运动波指数 ε , 从大孔隙水平入渗进入基质的扩散系数 $D_m(\theta)$, 大孔隙壁湿润面积系数 ξ 和 k_0 。

模型中的 6 个参数 (A_{pm} , d_{pm} , τ_{pm} , ε , ξ 和 k) 与

大孔隙的密度、尺度、形状等有关。前 3 个参数可以应用序列断面的影响分析得到或者通过非破坏性 X 光技术得到; ε 与永久大孔隙的横断面形状有关, 如果断面为圆形则 $\varepsilon = 3$, 当为裂隙形状时假定 $\varepsilon = 2$; ξ 和 k 表示永久大孔隙壁湿润面积对 ϑ_{pm} 的依赖性, 取决于大孔隙断面形状和大孔隙的充水方式, 对圆形完全充水断面 $\xi = 4$, $k = 1$ 。式(4)中用到的水力扩散函数 $D_m(\theta)$ 可以通过观测数据直接得到。

2 模型验证

2.1 土壤物理性质

土柱试验是在河海大学水文水资源与水利工程科学国家重点实验室完成, 土壤取自南京市栖霞区东阳镇, 取样土层厚度范围为 0 ~ 20 cm, 根据国际土壤学会对土壤粒级的划分标准, 用吸管法测得土样的黏粒(粒径小于 0.002 mm)、粉粒(粒径为 0.002 ~ 0.02 mm)、砂粒(粒径为 0.02 ~ 2 mm)的组成, 并确定土壤质地以及土壤的其他物理性质^[11]。经过土壤颗粒级配分析, 土壤的干密度为 1.21 g/cm³, 黏粒、粉粒和砂粒的质量分数分别占 15.25%, 63.24% 和 21.51%, 土壤质地为粉砂壤土。

描述土壤水分特征曲线的 Van-Genuchten 模型对绝大多数土壤在相当宽的水势或含水量范围内具有普遍适用性, 并可得到相对导水率的解析解, 在土壤物理领域得到了最广泛的应用, 其表达式为

$$\theta = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{\left[1 + \left|\alpha h\right|^n\right]^m} \quad (11)$$

式中: θ 为体积含水量, cm³/cm³; θ_r 为残留含水量, cm³/cm³; θ_s 为饱和含水量, cm³/cm³; h 为吸力 ($h < 0$), cm; α, n, m 为拟合参数, $\alpha = 1/h_b$ (h_b 为进气吸力), $n > 1$, $m = 1 - 1/n$ 。

通过拟合得到的土壤特征曲线如下:

$$\theta(h) = 0.0297 + \frac{0.4935 - 0.0297}{\left(1 + \left|0.0137h\right|^{1.1705}\right)^{1 - \frac{1}{1.1705}}} \quad (12)$$

2.2 土柱试验

土柱为 20 cm 长的大土柱, 中间插入直径为 0.80 cm 的贯通大孔隙。

土柱规格: 内直径为 29.80 cm, 外直径为 32.00 cm, 壁厚为 1.10 cm, 柱体高度为 37.00 cm, 柱体底板由 3 层厚约 1 cm、直径为 41.40 cm、中央出流孔径约 0.80 cm 的钢板构成。

填土过程: 实填 20 cm 土层, 每 5 cm 分为 1 层, 共分 4 层, 每层质量为 4208.0 g (考虑了陶土头和软塞所占的体积)。

监测设施布置:最上面的 FDR 和陶土头距土面 6 cm,最下面的 FDR 和陶土头距土面 14 cm,溢流孔距土面 4 cm。

试验过程:前期土壤含水量为 37.54%;试验开始时刻为 11 时 00 分,撒溶质历时 16 s,降雨开始时刻为 11 时 00 分 26 秒,大雨强历时 10 min,小雨强历时 60 min;马里奥瓶初始读数为 52.90 cm;底部开始出流时刻为 11 时 01 分 12 秒。

2.3 模型与试验结果验证

通过试验观测得出了土柱的底孔出流过程和土壤含水量的变化过程。由于大孔隙的存在,在降雨开始的瞬间就有底孔出流。模型计算中的参数选择基本采用物理分析得到的土壤特性。表 1 给出了模型采用的土壤特性参数,可以看出模型参数和式(12)只有 θ_s 差别较大,其他参数基本一样。大孔隙模型参数以及取值情况为: $\tau_{pm} = 1.3$, $\theta_s = 0.413 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$, $m = 1\,000 \text{ kg}/\text{m}^3$, $\mu = 890 \text{ N} \cdot \text{s}/\text{m}^2$, $d_{pm} = 8 \text{ mm}$, $\epsilon = 3$, $\xi = 4$, $k = 1$, $\eta = 0.8$, $D_m = 0.000\,09 \text{ cm}^2/\text{s}$ 。这些参数大多可以通过物理试验或者直接观测得到。为了验证模型结果的可靠性,进行了底孔出流过程和模型计算结果的对比(图 2)以及含水量试验结果和模型模拟结果的对比(图 3)。

表 1 试验观测和模型采用的土壤特性参数对比

参数	$\theta_r/(\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3})$	$\theta_s/(\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3})$	α	n	$k_s/(\text{cm} \cdot \text{d}^{-1})$	l
模型采用参数	0.0300	0.4130	0.0140	1.1700	0.01	0.5
试验观测参数	0.0297	0.4935	0.0137	1.1705		

注: k_s 为饱和水力传导度, l 为指数参数。

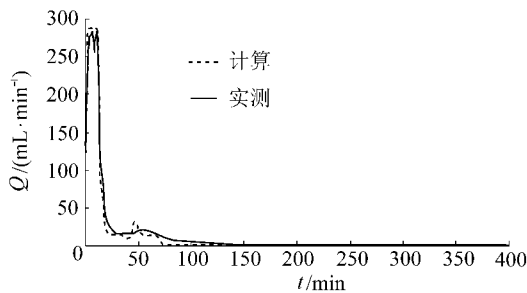


图 2 有大孔隙土柱试验与模型计算底孔出流结果对比

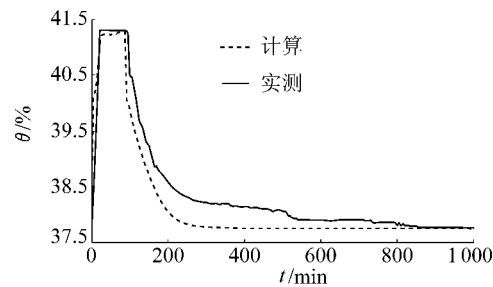


图 3 土柱含水量试验结果与模拟结果对比

从图 2 可以看出底孔出流过程模拟结果与试验结果拟合良好,前期底孔大流量是大孔隙流,反映大孔隙产流特性,大孔隙流随着降雨强度的减小而逐渐消失,随后产生基质区下渗底孔流量过程,出现一个小的峰值,最后是基质的退水过程。可以看出,在较大降雨时期,大孔隙流出现波动,可能是由于大孔隙出流流量较大导致土柱的冲刷挟带泥沙瞬时堵塞大孔隙造成的。从图 3 可以看出,土壤含水量模型模拟计算结果与试验结果在退水阶段形状相似,模型中计算的退水较快,试验土柱的含水量变化相对平缓,这与模型选择的土壤特征曲线有关。可以看出,模型土壤含水量计算结果基本能反映试验土柱的实际情况,模型是合理的。

3 结 语

建立了具有物理基础的土壤入渗数学模型,模型包括 2 个流区:土壤基质流区和大孔隙流区。在基质流区,水流由达西方程模拟;在大孔隙流区,应用与土壤形态有关的具有物理参数的运动波方程模拟,从大孔隙进入基质的水平水交换用理查德方程模拟,扩散系数通过非扰动土壤表面的吸附观测得到。为了检验模型,在实验室内进行有大孔隙的土柱入渗试验,模型和试验所需要的土壤特性参数都是从土壤形态观测得到的。模拟结果表明,该模型可以充分模拟出流和含水量的时间过程,能模拟水分在大孔隙土壤中的入渗。这些过程的描述是有物理基础的,参数具有明确的物理意义,模型具有推广应用价值。

参考文献:

[1] DEKKER L W, RITSEMA C, WENDROTH O, et al. Moisture distributions and wetting rates of soils at experimental fields in the Netherlands, France, Sweden and Germany [J]. Journal of Hydrology, 1999, 215: 4-22.

[2] RITSEMA C J, DEKKER L W, HENDRICKX J M H, et al. Preferential flow mechanism in a water repellent sandy soil [J]. Water Resources Research, 1993, 29: 2183-2193.

[3] DEKKER L W, RITSEMA C J. Preferential flow paths in a water repellent clay soil with grass cover [J]. Water Resources Research, 1993, 29: 1239-1249.

[4] BOUMA J, JONGERIUS A, BOERSMA O, et al. The function of different types of macropores during saturated flow through four swelling soil horizons [J]. Soil Science Society of America Journal, 1977, 41: 945-950.

[5] BEVEN K, GERMAN P. Macropores and water flow in soils [J]. Water Resource Research, 1982, 18: 1311-1325.

(下转第 45 页)

元/ m^3 ; Q_{E1} 和 Q_{E2} 分别为塔河流域维护与恢复重建的生态用水量, m^3 ; Q_{w} 为流域可利用的水资源量, m^3 。

依据已有资料,在维护生态环境用水目标下,塔河流域四源一干的生态环境用水约为可利用水资源量的 31.46%,可纳入农业水价的环境水价约为 0.0261 元/ m^3 。把环境水价纳入农业水价可以降低环境水价,同时保证环境水价的征收,更有利于基于环境水价的农业水价调整的实施。但是,流域环境水价仍然较高,尤其是在恢复重建生态环境用水目标下,生态环境恢复重建用水难以估算和保证,且农户水价承受力很低,自然恢复重建生态环境保护目标下纳入农业水价的环境水价的估算较为困难。因此,实际上纳入农业水价的环境水价应当是在维护现有生态环境用水目标下的环境水价,即通过经济手段保证这部分生态环境用水更为现实和急迫。

3 结论与讨论

a. 确定了塔河流域环境水价的价格形成机制和计价依据,并基于不同生态环境保护目标,确定塔河流域环境水价的计价内容和方法,构建了环境水价的计价模型。实际中,塔河流域下游生态环境不断恶化、流域绿色走廊的消失和应急输水生态环境恢复都表明生态环境用水对于流域生态环境维护的重要作用。然而,生态用水无价,农业水价未能充分发挥调节水资源配置和利用与生态环境保护的作用^[7-8]。为此,水资源费和环境水价应当成为未来塔河流域农业水价调整的主要研究内容^[3]。目前虽然对环境水价的作用已有研究,但是有关环境水价的形成机制、计价依据、计价方法和计价内容尚不是很明确,影响了环境水价计价模型的建立。因此,本研究对未来塔河流域环境水价的调整具有一定的理论和现实指导意义。

b. 在维护现有生态环境用水目标下塔河流域环境水价为 0.083 0 元/ m^3 ,在恢复重建生态环境用水目标下为 2.828 0 元/ m^3 ,纳入农业水价的环境水价为 0.026 1 元/ m^3 。未来环境水价很高,仅纳入农业水价的环境水价就基本与当前水价相同。显然,

环境水价不仅能够使流域环境外部成本得到补偿,还能够提高流域未来农业水价,促进灌溉节水^[8],尤其是纳入农业水价的环境水价可以保证环境水价的征收,维护流域当前的生态环境^[9]。为此,环境水价能够成为流域生态环境外部成本补偿的重要经济手段^[5-7]。但是,今后环境水价的调整将大幅度提高农业水价,降低了农户水价的承受力,影响水价的征收和实施,因此环境水价的补偿机制与补偿效应研究非常必要。环境水价的实施需要加强生态水权界定及其相关配套法律、法规与相关制度和政策的研究,否则环境水价实施缺少相应的制度环境保障。此外,目前农业水价中相应的农业用水有一部分是渗漏入地下水,这成为生态环境用水的一部分,而这部分水价却由农户承担,是不合理的,为此今后环境水价的水量计量中应当考虑扣除这部分,这成为塔河流域未来环境水价进一步调整的着眼点。

参考文献:

[1] 倪红珍,王浩,阮本清,等.基于环境价值论的商品水定价[J].水利学报,2003,34(10):101-107.
[2] 王浩.面向可持续发展的水价理论与实践[M].北京:科学出版社,2003.
[3] 孙建光,韩桂兰.塔里木河流域未来农业水价进一步调整的理论分析[J].水利经济,2008,26(2):37-39.
[4] 孙建光,韩桂兰.基于生态用水的塔里木河流域环境水价及其计量模型研究[J].生态经济,2009(4):150-152.
[5] 孙建光,韩桂兰.塔里木河流域未来农业水价调整的经济补偿效应及其管理研究[J].灌溉排水学报,2010,29(5):131-134.
[6] 孙美英,马素英,顾宝群,等.农业灌溉水费‘暗补’改为‘明补’的必要性与可行性[J].水利经济,2011,29(1):35-37.
[7] 孙建光,韩桂兰.塔里木河流域农业水价调整的生态环境保护效应研究[J].干旱区资源与环境,2009,23(12):108-111.
[8] 孙建光,韩桂兰.塔里木河流域农业水价调整对农业水资源配置和利用的经济效应研究[J].水利经济,2010,28(6):4-6.
[9] 孙建光,韩桂兰.塔里木河流域基于作物水分生产函数的农业水价的需求效应研究[J].水利水电科技进展,2009,29(4):24-26.

(收稿日期 2010-11-17 编辑 方宇彤)

(上接第 38 页)

[6] BOUMA J. Influence of soil macroporosity on environmental quality[J]. Advances in Agronomy,1991,46:1-39.
[7] THOMAS G W, PHILLIPS R E. Consequences of water movement in macropores[J]. J Environ Qual, 1979,8:149-152.
[8] 何凡,张洪江,史玉虎,等.长江三峡花岗岩地区降雨因子对优先流的影响[J].农业工程学报,2005,21(3):75-78.

[9] 冯杰,张佳宝,郝振纯.水及溶质在有大孔隙土壤中运移的研究(I):田间实验[J].水文地质工程地质,2004(3):20-24.
[10] 冯杰,张佳宝,郝振纯.水及溶质在有大孔隙的土壤中运移的研究(II):数值模拟[J].水文地质工程地质,2004(4):77-82.
[11] 冯杰,尚慢廷.大孔隙土壤与均质土壤水分特征曲线比较研究[J].土壤通报,2009,40(10):1006-1009.

(收稿日期 2010-08-31 编辑 高建群)