土壤水分运动方程与参数研究进展

陈晓冰 李阳芳
（西南林业大学环境科学与工程学院，云南昆明 650224）

摘要 概括了非饱和土壤水分运动方程的研究进展以及为预报非饱和土壤水分运动获得土壤水分运动参数的方法，并提出土壤水分运动研究将以计算机模型、数值模拟、自动测定装置等工具为发展趋势。
关键词 土壤水分运动方程；土壤水分运动参数；计算机模拟；数值模拟；自动测定装置
中图分类号 S152.7 **文献标识码** A **文章编号** 1007-5739(2011)20-0265-04

Research on Soil Water Movement Equation and Parameter

CHEN Xiao-bing LI Yang-fang
(College of Environmental Science and Engineering, Southwest Forestry University, Kunming Yunnan 650224)

Abstract The aturated-unsaturated soil water movement equation progress and the methods of getting soil water movement parameter for forecasting aturated-unsaturated soil water movement were summed up.The development trend of the soil water movement were studied by using computer model, numerical simulation, auto mensuration device and so on.
Key words soil water movement equation; soil water movement parameter; computer model; numerical simulation; auto mensuration device

土壤水是水资源中一种十分重要的资源，是联系地表水与地下水的纽带，是水循环过程中不可缺少的部分。研究土壤水要从土壤水分物理性质和过程开始，土壤水分运动基本方程可直接反应土壤水分运动基本原理。土壤水分运动基本方程除了位置坐标、时间坐标、基质势或土壤含水量外，还有非饱和导水率、土壤水分扩散率和比水容量等水分运动参数，在模拟土壤水分运动时这些参数是必不可少的。因此，研究土壤水分运动基本方程和土壤水分运动参数对认识和掌握土壤水物理性质、运动过程等具有重要意义，同时为解决农业生产、实践上的合理灌溉，以及水利科研上水文产流计算、地下水补给、流域合理调水、用水也具有十分重要的意义。

1 土壤水分运动基本方程

1.1 达西定律

早在150多年以前，Darcy(1856)便提出了至今仍被人们用于研究土壤水分运动的达西定律[1]，其是在测定饱和沙柱渗透率过程中发现的，得出土壤水通量 q 与土壤水势梯度($\frac{\triangle\psi}{\triangle L}$)成正比，即

$$q=-K_s\frac{\triangle\psi}{\triangle L} \quad (1)$$

式中：K_s 为饱和导水率，是一个与水流状况无关、仅与土壤特性有关的参数；$\frac{\triangle\psi}{\triangle L}$ 为水势梯度，负号表示水流方向与水势梯度方向相反。

后人将达西定律外推时发现，达西定律不仅适用于均质土壤，而且还适用于非均质土壤。对于非均质土壤，土壤在各个方向上的导水率是不同的，达西定律用下式表示：

$$q=-K_{sx}\frac{\partial\psi}{\partial x}i-K_{sy}\frac{\partial\psi}{\partial y}j-K_{sz}\frac{\partial\psi}{\partial z}k \quad (2)$$

式中：K_{sx},K_{sy},K_{sz} 分别为 x、y、z 3个方向上的饱和导水率。

达西定律是以砂土为研究对象的，是多孔介质中液体流动所应满足的运动方程，随后将达西定律应用到其他质地的土壤中发现，达西定律并不是对所有多孔介质中的液体流动普遍有效，它只适于层流状况。当土壤水通量很高时，惯性力作用不可忽略，水流达到稳流，水流通量与单位能量损失之间不再满足线性关系。且当水流通过过大或过小孔隙时，水分运动规律可能不符合达西定律。事实上，在极大多数情况下达西定律可以运用于土壤水流运动，而在粗砂或黏土介质中必须慎用。

1.2 白金汉—达西定律

基于土水势由基质势和重力势组成；土壤是等温、膨胀的，且不含任何溶质成分，气体压力势为零；非饱和土壤导水率是土壤含水量或基质吸力函数这3种主要的假设。Edgar Buckingham于1907年通过修正达西定律用来描述非饱和土壤水流[2]。非饱和土壤白金汉—达西定律为：

$$q=-K(\theta)\frac{\partial\psi}{\partial z}=-K(\theta)\frac{\partial(\psi_m+z)}{\partial z}=-K(\theta)(\frac{\partial\psi_m}{\partial z}+1) \quad (3)$$

式中：q 为土壤水流通量；$K(\theta)$表示土壤非饱和导水率，同时也可以表示土壤含水量的函数；$\psi=(\psi_m+z)$；ψ_m 为基质势，z 为重力势，方向向上为正。

如果用基质吸力代替基质势，达西定律可表示为：

$$q=-K(\theta)(\nabla h\pm 1) \quad (4)$$

式中的正负号与垂向坐标轴方向的选取有关，如坐标轴方向上为正，则取正号，相反取负号。

土壤各向性质不同的情况下，3个方向上的非饱和导水率函数一般不同，达西定律的表达式为：

$$q=-K_x(\theta)\frac{\partial\psi_m}{\partial x}i-K_y(\theta)\frac{\partial\psi_m}{\partial y}j-K_z(\theta)(\frac{\partial\psi_m}{\partial z}\pm 1)k \quad (5)$$

式中：$K_x(\theta)$，$K_y(\theta)$，$Kz(\theta)$分别为 x、y、z 3个方向上的非饱和导水率；正负号与(4)式规定相同。

1.3 Richards方程

Richards[2]方程是基于白金汉—达西定律和连续方程得到的。将白金汉—达西定律带入连续方程可得到三维空间Richards方程的表达式：

$$\frac{\partial\theta}{\partial t}=\frac{\partial}{\partial x}[K_x(\theta)\frac{\partial\psi_m}{\partial x}]+\frac{\partial}{\partial y}[K_y(\theta)\frac{\partial\psi_m}{\partial y}]+\frac{\partial}{\partial z}[K_z(\theta)\frac{\partial\psi_m}{\partial z}]$$

作者简介 陈晓冰(1988-)，男，内蒙古赤峰人，在读硕士研究生。研究方向：水土保持生态修复。
收稿日期 2011-08-22

$$\pm\frac{\partial K_z(\theta)}{\partial z}-r_w \tag{6}$$

式中，正负号与垂向坐标轴方向的选取有关，如坐标轴方向上为正，则取正号，相反取负号。

对于各性质相同的介质，$K(\theta)=K_x(\theta)=K_y(\theta)=K_z(\theta)$，则Richards方程也可以写成：

$$\frac{\partial\theta}{\partial t}=\frac{\partial}{\partial x}[K(\theta)\frac{\partial\psi_m}{\partial x}]+\frac{\partial}{\partial y}[K(\theta)\frac{\partial\psi_m}{\partial y}]+\frac{\partial}{\partial z}[K(\theta)\frac{\partial\psi_m}{\partial z}]\pm\frac{\partial K_z(\theta)}{\partial z}-r_w \tag{7}$$

当在土壤中无植物的情况下，$r_w=0$，则方程可以写成：

$$\frac{\partial\theta}{\partial t}=\frac{\partial}{\partial x}[K(\theta)\frac{\partial\psi_m}{\partial x}]+\frac{\partial}{\partial y}[K(\theta)\frac{\partial\psi_m}{\partial y}]+\frac{\partial}{\partial z}[K(\theta)\frac{\partial\psi_m}{\partial z}]\pm\frac{\partial K_z(\theta)}{\partial z} \tag{8}$$

土壤水分运动的滞后性作用导致土壤含水量θ和基质势ψ_m不是单值函数，引起土壤水分吸水和脱水曲线不重合，土壤的吸湿过程和脱湿过程不符，即土壤水分特征曲线只是单一的吸水和脱水曲线过程，因此Richards方程只能用于土壤水分吸湿和脱湿的单一过程。

由于面临问题的不同，解决实际问题应该根据具体问题的特点，Richards方程可以有多种形式：

（1）以基质势为因变量的Richards方程。在这里我们引入土壤水分运动参数中的比水容量$C(\psi m)$，是由单位基质势的增加所引起的土壤含水量的变化，可以表示为：

$$C(\psi m)=\frac{d\theta}{d\psi_m} \tag{9}$$

非饱和导水率和比水容可表示为土壤含水量的函数$K(\theta)$、$C(\theta)$，也可表示为基质势的函数$K(\psi_m)$、$C(\psi_m)$。我们可以通过替换带入可得基质势为因变量的Richards方程：

$$C(\psi_m)\frac{\partial\psi_m}{\partial t}=\frac{\partial}{\partial x}[K(\psi_m)\frac{\partial\psi_m}{\partial x}]+\frac{\partial}{\partial y}[K(\psi_m)\frac{\partial\psi_m}{\partial y}]+\frac{\partial}{\partial z}[K(\psi_m)\frac{\partial\psi_m}{\partial z}]\pm\frac{\partial K(\psi_m)}{\partial z} \tag{10}$$

（2）以含水量为因变量的Richards方程。在这里引入土壤水分运动参数中的土壤水分扩散率$D(\theta)$，该值是导水率$K(\theta)$和比水容$C(\theta)$的比值，即为：

$$D(\theta)=\frac{K(\theta)}{C(\theta)}=K(\theta)\cdot\frac{d\psi_m}{d\theta} \tag{11}$$

同样，土壤水分扩散率既可以表示为土壤含水量$D(\theta)$，也可以表示为基质势的函数$D(\psi_m)$。通过替换带入，可得到以含水量为因变量的Richards方程：

$$\frac{\partial\theta}{\partial t}=\frac{\partial}{\partial x}[D(\theta)\frac{\partial\theta}{\partial x}]+\frac{\partial}{\partial y}[D(\theta)\frac{\partial\theta}{\partial y}]+\frac{\partial}{\partial z}[D(\theta)\frac{\partial\theta}{\partial z}]\pm\frac{\partial K(\theta)}{\partial z} \tag{12}$$

一维垂直流动入渗，方程为：

$$\frac{\partial\theta}{\partial t}=\frac{\partial}{\partial z}[D(\theta)\frac{\partial\theta}{\partial z}]+\frac{\partial K(\theta)}{\partial z} \tag{13}$$

一维水平流动吸渗，方程为：

$$\frac{\partial\theta}{\partial t}=\frac{\partial}{\partial z}[D(\theta)\frac{\partial\theta}{\partial z}] \tag{14}$$

（3）以位置坐标z或x为因变量的Richards方程：这里将为了对方程求解简便，将含水率$D(\theta)$以隐函数的形式表示，可得到以位置坐标z为因变量的一维垂直流动入渗的Richards方程：

$$-\frac{\partial z}{\partial t}=\frac{\partial}{\partial\theta}[\frac{D(\theta)}{\frac{\partial z}{\partial\theta}}]+\frac{\partial K(\theta)}{\partial\theta} \tag{15}$$

以位置坐标x为因变量的一维水平流动吸渗的Richards方程：

$$-\frac{\partial x}{\partial t}=\frac{\partial}{\partial\theta}[\frac{D(\theta)}{\frac{\partial x}{\partial\theta}}) \tag{16}$$

（4）柱坐标系下的Richards方程：假如以z轴为坐标轴的中心，r为径向坐标；φ为旋转角。在该柱坐标系下，以含水量为因变量的基本方程为：

$$\frac{\partial\theta}{\partial t}=\frac{1}{r}\frac{\partial}{\partial x}[rD(\theta)\frac{\partial\theta}{\partial r}]+\frac{1}{r^2}[D(\theta)\frac{\partial\theta}{\partial\varphi}]+\frac{\partial}{\partial z}[D(\theta)\frac{\partial\theta}{\partial z}]+\frac{\partial K(\theta)}{\partial z} \tag{17}$$

如果土壤含水量在z轴方向上无变化，且具有轴对称的特点，方程为：

$$\frac{\partial\theta}{\partial t}=\frac{1}{r}\frac{\partial}{\partial x}[rD(\theta)\frac{\partial\theta}{\partial r}] \tag{18}$$

（5）球坐标系下的Richards方程。如果假设球坐标系的径向坐标为r，经度角为φ，纬度角为α，则在球系坐标以含水量为变量的方程为：

$$\frac{\partial\theta}{\partial t}=\frac{1}{r}\frac{\partial}{\partial r}[rD(\theta)\frac{\partial\theta}{\partial r}]+\frac{1}{(r\sin\alpha)^2}\frac{\partial}{\partial\varphi}[D(\theta)\frac{\partial\theta}{\partial\varphi}]+\frac{1}{r^2}\frac{\partial}{\partial\alpha}[D(\theta)\frac{\partial\theta}{\partial\alpha}]+\cos\alpha\frac{\partial K(\theta)}{\partial r}-\frac{\sin\alpha}{r}\frac{\partial K(\theta)}{\partial\alpha} \tag{19}$$

若研究的问题具有沿过坐标原点的平面对称特点，方程为：

$$\frac{\partial\theta}{\partial t}=\frac{1}{r}\frac{\partial}{\partial r}[rD(\theta)\frac{\partial\theta}{\partial r}]+\frac{1}{r^2}\frac{\partial}{\partial\alpha}[D(\theta)\frac{\partial\theta}{\partial\alpha}]+\cos\alpha\frac{\partial K(\theta)}{\partial r}-\frac{\sin\alpha}{r}\frac{\partial K(\theta)}{\partial\alpha} \tag{20}$$

如果问题具有轴对称的特点，则方程有与柱坐标系下沿z轴对称问题相同表达式：

$$\frac{\partial\theta}{\partial t}=\frac{1}{r}\frac{\partial}{\partial x}[rD(\theta)\frac{\partial\theta}{\partial r}] \tag{21}$$

2 土壤水分运动参数研究

土壤水分运动参数主要包括非饱和导水率$K(\theta)$、土壤水分扩散率$D(\theta)$和比水容量$C(\theta)$，三者所具有的函数关系为$K(\theta)=D(\theta)\cdot C(\theta)$，其中$C(\theta)=d\theta/d\psi_m$。预报非饱和土壤水分运动，必须首先获得土壤水分运动参数，参数的准确性决定了水分运动模型的可靠性。

2.1 直接法

直接法包括实验室和田间方法。如通量水头控制法[3]、水头控制法[3]、垂直下渗通量法[4]、长柱入渗法[5]、壳方法[1]、垂直土柱稳定蒸发法[1]、水平入渗法[6]、Wind蒸发法[1]、三维入渗法[7]、圆盘积水入渗法[7]、滴渗法[7]、瞬时剖面法[8]、单位梯度法[9]、喷洒入渗计法[10]、出流法[11]等，其中应用较广的有垂直土柱稳定蒸发法、水平入渗法、瞬时剖面法、出流法。

（1）瞬时剖面法[12-14]。瞬时剖面法是在实验室内进行均

质土壤的一维上渗或下渗试验时,测定不同时刻土壤剖面的含水率和吸力分布,通过计算求得非饱和导水率 $K(\theta)$。瞬时剖面法可适用于扰动土和原状土,可测定吸湿脱湿过程,因其较方便,应用也较普遍。由于要求同时测定土壤水的吸力和含水量,且测量精确度严重影响结果,因而稳定性差,准确度低。

(2)水平入渗法。水平入渗法是测定土壤水分扩散率 $D(\theta)$的非稳定流法,是由 Bruce 等[6]最早提出的。此方法是利用一个半无长水平土著吸渗试验资料,结合解析方法求得的计算公式计算出土壤水分扩散率 $D(\theta)$。但是由于受到测试手段和设备的限制,进水端附近土柱的含水量分布会出现跳动或偏高,故需要对 λ-θ 的关系曲线进行修正,使其成为光滑曲线,再由此曲线就可以求出相应的土壤水分扩散率 $D(\theta)$。

(3)垂直土柱稳定蒸发法。垂直土柱稳定蒸发法是一种相对简单且可同时测定水分特征曲线和非饱和导水率的实验室方法。其最早是由 Gardner 等[15]在 1962 年提出,此后,不断的简化和改进,重要改进之一是由 Wind[16]于 1968 年提出的 Wind 蒸发法。垂直土柱稳定蒸发法概念清晰,试验及计算均较简单,缺点是达到稳定蒸发所需要的时间较长。

(4)出流法[17]。Gardner[10]首先提出出流法,此后,被 Miller 和 Elrick 等进行了一系列的改进和发展,改进后考虑了多孔板阻抗等问题。出流法将饱和土样置于一个带孔底板的砂性漏斗或密闭压力室内,通过对其施加压力,使土样中的水分通过多孔板排出,测定排出水量与时间的关系,直到达到平衡为止。利用出流公式可以计算出土壤水分运动参数。施加不同压力就可以得出一系列土壤含水率所对应的参数,还可根据平衡时的压力和排水量,得出土壤水分特征曲线。

直接法在使用过程中由于概念、方法比较清晰,在土壤水分运动参数测定上仍然是一种比较常用的方法。

2.2 间接方法

直接测量土壤水力参数耗资、耗时、耗力,且由于土壤结构的复杂性,在测定范围上也有较大的限制,有些情况下的测量结果是不可靠的。因此,对土壤水分运动参数的确定常使用间接方法[3],就是将土壤导水特性和土壤颗粒(孔隙)大小分布、容重等一些较容易测定的土壤物理特性联系起来,进行非饱和土壤水分运动的相关研究。间接方法主要包括:基于土壤水分特征曲线推求土壤水分运动参数的方法、积分方法、基于土壤水分再分布过程的方法、土壤转换函数方法(PTFs)。

(1)基于土壤水分特征曲线推求土壤水分运动参数的方法。由于土壤水分特征曲线相对容易获得,并且毛细管理论揭示了土壤水分特征曲线与土壤孔隙分布之间的关系,而土壤的非饱和导水率又是孔隙结构的函数,通过对土壤孔隙分布特征的概化,建立了土壤水分特征曲线与非饱和导水率间的函数关系,最有代表性的是 Burdine[18]和 Mualem[19]建立的由土壤水分特征曲线预报非饱和导水率的模型。基于这些模型,Brooks-Corey 和 Van Genuchten 先后根据不同的土壤水分特征曲线形式获得了非饱和导水率的计算方法。

Burdine 模型为:

$$K(\Theta)=K_s\Theta^l\int_0^\Theta\frac{dx}{h^2(x)}\Big/\int_0^1\frac{dx}{h^2(x)} \tag{22}$$

Mualem 模型为:

$$K(\Theta)=K_s\Theta^l\left[\int_0^\Theta\frac{dx}{h^2(x)}\Big/\int_0^1\frac{dx}{h^2(x)}\right] \tag{23}$$

式中:$h(x)$为土壤水分特征曲线;l 为孔隙弯曲度;Θ 为有效饱和度,表达式为:

$$\Theta=\frac{\theta-\theta_r}{\theta_s-\theta_r} \tag{24}$$

Van Genuehten(1980)对 2 种模式的比较结果表明,Mualem 模式的结果一致性略好于 Burdine 模式。Mualem 模型能更为有效地比较不同土壤的水力特性,对含水量范围应用更广,是求土壤导水率的较为广泛的基础方法。

Brooks-Corey 采用的土壤水分特征曲线模型为:

$$\Theta=(\frac{h_d}{h})^N \tag{25}$$

将(25)代入(22),积分可得非饱和导水率的表达式为:

$$K(\Theta)=K_s\Theta^{l+1+2/N}=K_s\Theta^M \tag{26}$$

土壤水分扩散率为:

$$D(\Theta)=\frac{K_sh_d\Theta^{l+1/N}}{N(\Theta s-\Theta r)} \tag{27}$$

Brooks-Corey 模型形式简单、未知参数少,应用广泛,缺点是在进气值处存在不连续性。

Van Genuchten 采用的土壤水分特征曲线模型为:

$$\Theta=\left[\frac{1}{1+(\alpha h)^n}\right]^m \tag{28}$$

将(28)代入(23),积分可得非饱和导水率的表达式为:

$$K(\Theta)=K_s\Theta^l[1-(1-\Theta^{1/m})^m]^2\qquad(m=1-\frac{1}{n}) \tag{29}$$

$$K(\Theta)=K_s\Theta^{1/2}[1-(1-\Theta^{1/m})^m]^2\qquad(l=1/2) \tag{30}$$

土壤水分扩散率为:

$$D(\Theta)=\frac{(1-m)K_s\Theta^{1/2-1/m}}{\alpha m(\theta_s-\theta_r)}[(1-\Theta^{1/m})^{-m}+(1-\Theta^{1/m})^m-2] \tag{31}$$

Van Genuchten 模型形式复杂,未知参数多,但因其具有连续性,所以适用范围较广,应用也较广泛。

(2)积分方法。邵明安(1998)提出了一个通过水平入渗试验测定 Van Genuchten 水分运动参数的方法。这种方法只需要测量作为时间函数的入渗率和湿润锋。土壤水分特征曲线和非饱和导水率曲线采用 Van Genuchten 模式,即为:

$$\theta=\theta_r+(\theta_s-\theta_r)[1+(\alpha|h|^n)]^{-m} \tag{32}$$

其中 $m=1-\frac{1}{n}$。所以,如果已知饱和含水量 θ_s、滞留含水量 θ_r 和饱和导水率 K_s,只有 2 个独立的土壤水分运动参数 α 和 n 需要确定。通过积分计算得到:

$$\alpha=\frac{2K_s}{sd}\left[\frac{1}{m}\left(\frac{\theta_s-\theta_i}{\theta_s-\theta_r}\right)\right]^{1/n} \tag{33}$$

$$n=\frac{s}{d(\theta_s-\theta_i)-s} \tag{34}$$

这样，参数 α 和 n 就可以通过测定饱和导水率、特征湿润长度和吸渗率得到。有了这 2 个重要参数，加上一些可简单测定的参数，就可发得到土壤水分特征曲线和非饱和导水率。

(3)基于土壤水分再分布过程的方法。邵明安(1985)以土壤水分运动的基本方程及湿润锋湿度与土壤剖面平均湿度的函数关系为理论基础，提出根据土壤水分再分布过程求土壤导水参数的理念，具有计算简单，花费小，不需要特殊装置，只需要确定土壤水分特征曲线，就可以通过简单的试验求得 K 和 D 值，准确度高，尤其在低湿度条件下，甚至在永久凋萎点，土壤的导水参数仍具有一定的理论性和准确性。

室内试验中，邵明安[20]假定湿润锋湿度(θ)与平均湿度($\bar{\theta}$)之间呈幂函数关系 $\theta=a\bar{\theta}^{b}$，根据垂直一维土壤水分入渗再分布推导出和的函数表达式为：

$$K(\theta)=\frac{HV\Delta\theta C(\theta)}{a_1 b\theta^{(1+b_1)}+HC(\theta)} \tag{35}$$

$$D(\theta)=\frac{HV\Delta\theta}{a_1 b\theta^{(1+b_1)}+HC(\theta)} \tag{36}$$

式中：H 为湿润层的总水量；$V=\mathrm{d}z/\mathrm{d}t$，为湿润锋的前进速度；$\Delta\theta$ 为湿润锋湿度与该处初始湿度之差，与土壤质地有关。该方法只适宜中、低含水量范围内的土壤，土壤含水量较高时无法应用。

(4)土壤转换函数方法(PTFs)。利用土壤容重、质地、颗粒大小分布和有机质含量等资料来求得非饱和土壤水分运动参数的方法称土壤传递函数法。由于上述数据较容易测定和获得，因而土壤传递函数法应用较广。研究者利用以上数据通过建立半物理概念模型、数字高程模型[21]、神经网络法(ANN)等模型和线性回归方程等来推求土壤水分运动参数。

3　结语

进入 20 世纪 80 年代，随着电子计算机技术的迅猛发展，以及各个学科间的相互渗透，土壤水的研究已经进入了一个迅速发展的阶段。非饱和土壤水分运动的研究及其相关参数的确定经历了由经验到理论、定性到定量的转变，并为相关学科的发展提供了理论基础。由国内外的研究可以看出，对非饱和土壤水运动及其参数的测定越来越依赖于科学研究的手段和先进的仪器设备。随着信息技术的发展，计算机模型、数值模拟[22]、自动测定装置等已经成为预测水与溶质在土壤中的运移和管理水土资源研究中必不可少的工具，已经成为土壤水分运动研究的未来发展方向。但土壤水分运动等相关方面计算机应用研究还不完善，还需要进一步深入研究。

4　参考文献

[1] 雷志栋，杨诗秀，谢传森.土壤水动力学[M].北京：清华大学出版社，1988.
[2] 邵明安，王全九，黄明斌.土壤物理学[M].北京：高等教育出版社，2006.
[3] 王全九.非饱和土壤水与溶质迁移规律研究[R].西安：西安理工大学博士后出站报告，1999.
[4] YOUNGS E G.An infiltration method of measuring the hydraulic conductivity of unsaturated porous materials[J].Soil Science，1964，97(5)：307-311.
[5] CHILDS E C，COLLIS-GEORGE N.The permeability of porous materials[J].Proc Roy Soc，1950，201(1066)：392-405.
[6] BRUCE R R，KLUTE A.The measurement of soil moisture diffusivity1[J].Soil Science society of America Proceedings，1956，20(4)：458-462.
[7] 陈洪松，邵明安.推求非饱和土壤水分运动参数的间接方法[J].应用基础与工程科学学报，2002，10(2)：103-109.
[8] WATSON K K.An instaneous profile method for determing the hydraulic conductivity of unsaturated porous materials[J].Water Resources Research，1966，2(4)：709-715.
[9] GARDNER W R.Field measurement of soil water diffusivity[J].Soil Science of America Proceedings，1970，34(5)：832-833.
[10] GARDNER W R.Calculation of capillary conductivity from pressure plate outflow data[J].Soil Science society of America Journal，1956，20(3)：317-320.
[11] PASSIOURA J B.Determining soil water diffusivities from onestep outflow experiments[J].Australian Journal of Soil Research，1977，15(1)：1-8.
[12] 邵明安，黄明斌.土-根系统水动力学[M].西安：陕西科学技术出版社，2000.
[13] 邵明安，王全九，HORTON R.推求土壤水分运动参数的简单入渗法(Ⅰ)理论分析[J].土壤学报，2000，37(1)：1-8.
[14] 邵明安.非饱和土壤导水参数的推求(Ⅰ)理论[J].中国科学院水利部西北水土保持研究所集刊，1991，13(1)：13-25.
[15] GARDNER W R，MIKLIEH F J.Unsaturated conductivity and diffusivity measurements by a constant flux method[J].Soil Science，1962，93(4)：271-274.
[16] WIND G P.Capillary conductivity data estimated by a simple method[J].International Association of Scientific Hydrology，1968，11(82)：181-191.
[17] 雷志栋，谢森传.测定土壤水分运动参数的出流法研究[J].水利学报，1982(11)：1-11.
[18] BUIDINE N T. Relative permeability calculations from pore-size distribution data[J].Tran-saction of American Institute of Mining Engineering，1953，198(1)：71-77.
[19] MUALEM Y.A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media[J].Water Resources Research，1976，12(3)：513-522.
[20] 邵明安.根据土壤水分的再分布过程确定土壤的导水参数[J].中国科学院水利部西北水土保持研究所集刊(土壤分水与土壤肥力研究专集)，1985(2)：47-53.
[21] 沈晋，王文焰，沈冰，等.动力水文实验研究[M].西安：陕西科学技术出版社，1991.
[22] 侯宪东，汪志荣，张建丰.非饱和土壤水分运动数值模拟研究综述[J].水资源与水工程学报，2006，17(4)：41-45，49.

(上接第 264 页)

[J].水科学与工程技术，2008，38(5)：77-79.
[3] 薛巧英.水环境质量评价方法的比较分析[J].环境保护科学，2004，30(4)：64-67.
[4] 潘峰，梁川.模糊综合评价在水环境质量综合评价中的应用研究[J].环境工程，2002，20(2)：58-60.
[5] 张旭臣.水质分级评价的模糊数学方法综合研究[J].水文，1998，18(6)：24-27.
[6] 李祚泳，丁晶，彭荔红.环境质量评价原理与方法[M].北京：化学工业出版社，2004：83-86.
[7] 贺仲雄.模糊数学及其应用[M].天津：天津科技出版社，1998，1(15)：37-42.
[8] 许顺国，牟瑞芳，张雪梅.模糊数学综合评判法在水质评价中的应用——以成都市府河为例[J].唐山师范学院学报，2007，29(2)：68-70.
[9] 李雪莹，张思冲，叶华香，等.大庆湿地水环境质量现状评价[J].国土与自然资源研究，2007(3)：38-40.
[10] 国家环境保护总局.GB3838-2002 地表水环境质量标准[S].北京：中国环境科学出版社，2002.
[11] 姜莉莉，薛文平，孙辉，等.模糊数学评价法在青龙河水质现状评价中的应用[J].大连轻工业学院学报，2007，26(1)：56-59.