

太行山前平原土壤 水分特征曲线拟合参数的确定

张喜英¹, 张 橹², 刘昌明¹

(1 中国科学院石家庄农业现代化研究所, 河北 石家庄 050021;

2 澳大利亚科工组织水土资源研究所, CANBERRA, ACT 2601)

摘要: 本文分别用 Brooks and Corey, van Genuchten 和 Broadbridge-White 模型拟合了太行山山前平原不同层次土壤水分特征曲线 (SWC), 并用 Mualem 和 Burdine 模型计算了土壤非饱和导水率 (K) 和扩散率 (D)。最能较好计算实验地点 D 和 K 的方法是用 van Genuchten 模型拟和 SWC(约束条件 $m=1-2/n$), 用 Burdine 方法计算 K 和 D。

关键词: 土壤水分特征曲线; 模型; 拟合

中图分类号: S152.7 文献标识码: A 文章编号: 1000-7091(2001)02-0075-08

在农业水资源匮乏地区, 农田土壤水分的调节和高效利用是节水的中心环节之一, 随着系统分析、模拟和计算机技术的发展, 土壤水分运动的数值模拟技术得到了广泛的应用, 农田土壤水分平衡经历了从定性到定量的深刻变化, 使农田土壤水分运动模型和土壤-植物-大气系统水分传输模型得到了进一步的发展, 能更有效的应用于农田水分管理中。用数值模拟土壤水分和溶质运移所遇到的主要问题是很难获得土壤水分运动参数, 即土壤含水量和土壤基质势的关系(土壤水分特征曲线, 简称 SWC) 以及土壤非饱和导水率(K) 和扩散率(D)。这些土壤特征参数特别是 K 和 D 的田间测定既费时、费工又费资金, 而且土壤水分运动参数具有很大的空间变异性。多年来, 人们试图用比较容易测定的土壤含水量(θ) 和土壤基质势(Ψ) 的关系, 建立土壤水分特征曲线拟合方程, 据此, 求得土壤非饱和导水率和扩散率分析函数, 这样也使获得土壤水分运动参数更易应用于土壤水分运动模型中的求解。

为了准确拟合土壤水分特征曲线和在此基础上求得非饱和导水率和扩散率, 所选的 SWC 拟合方程必须充分描述土壤含水量和土壤基质势的关系。本研究用太行山山前平原的土样, 选用常用的 Brooks & Corey^[1], van Genuchten^[2] 和 Broadbridge-White^[3] 模型来拟合其土壤水分特征曲线, 以研究这些模型是否能充分描述所选地区土壤含水量与基质势的关系, 并比较不同方法的拟合效果。然后选用具有较强理论基础并且能够求出 K 和 D 分析解的 Mualem^[4] 和 Burdine^[5] 模型计算土壤非饱和导水率和扩散率, 并与实测结果进行比较, 以便为本地区农田土壤水分运动数值模拟研究提供参数。

1 材料和方法

1.1 土壤含水量和水势测定方法

收稿日期: 1999-07-22

基金项目: 中国科学院与澳大利亚 ACIAR 合作项目(LWR1/95/07) 支持

作者简介: 张喜英(1965-), 女, 研究员, 主要从事节水农业的研究工作。

土壤含水量和土壤基质势的数据采用的是地质矿产部水文地质工程地质研究所对石家庄南郊地区(位于太行山山前平原)表层土壤水分运动参数的测定结果。采样地点的土壤物理参数如表 1 所示。采用压力薄膜仪和负压计 2 种方法,对野外采集的不同层次土样进行不同压力下的吸水过程和脱水过程测试,定时读数,至稳定平衡结束。每一个样品平均进行 20 个脱水过程和 15 个吸水过程测试,得到土壤含水量与土壤基质势的关系。采用瞬时剖面法,建立土壤含水量和土壤基质势的关系;采用水平土柱法测定土壤水分扩散率,计算土壤扩散率与土壤含水量的关系。

表 1 取样地点土壤物理特征参数

土壤深度(cm)	土壤质地	容重(g/ cm ³)	比重(g/ cm ³)	空隙度	饱和导水率(m/ d)
0~ 25	亚砂土(砂壤)	1. 387	2. 72	0. 492 5	1. 090
25~ 40	亚砂土(砂壤)	1. 497	2. 73	0. 461 0	0. 434
40~ 60	亚砂土(轻壤)	1. 465	2. 72	0. 464 0	0. 730
60~ 85	亚砂土(中壤)	1. 488	2. 73	0. 462 3	0. 713
85~ 120	亚粘土(轻粘)	1. 537	2. 75	0. 457 3	0. 020
120~ 165	粘 土(轻粘)	1. 628	2. 77	0. 423 3	0. 003
165~ 210	亚粘土(砂粘)	1. 553	2. 75	0. 437 3	0. 016

2 土壤水分特征曲线拟合模型

多年来,建立了许多经验函数来描述土壤体积含水量 θ 和土壤水势 Ψ 的关系,在这些模型中,较常用的是由 Brooks & Corey^[1]提出的指数关系式:

$$\theta = \theta_r + (\theta_s - \theta_r) (\Psi_b / \Psi)^\lambda \quad (\Psi < \Psi_b)$$
$$\theta = \theta_s \quad (\Psi \geq \Psi_b)$$

(1)

式中: θ 是土壤体积含水量, θ_s 是土壤饱和体积含水量, θ_r 是残余土壤体积含水量; Ψ 是土壤基质势, Ψ_b 是有空气开始进入时的土壤基质势, λ 是一系数。

如果引进土壤有效饱和参数 Se ($Se = (\theta - \theta_r) / (\theta_s - \theta_r)$), 上式可简化为:

$$Se = (\Psi_b / \Psi)^\lambda \quad (\Psi < \Psi_b)$$
$$Se = 1 \quad (\Psi \geq \Psi_b)$$

(2)

由于模型(2)的简单形式,使之得到了广泛的应用(Laliberte 等^[6], Jeppson^[7], Braken-sik 等^[8])。用上述模型模拟经常扰动具有较粗结构的土壤水分运动得到了满意的结果(Brooks 等^[1,9])。但是由于模型假设 $\Psi \geq \Psi_b$ 时, $\theta = \theta_s$, 这样就出现 $d\theta / d\Psi = 0$, 导致模型在模拟接近饱和土壤含水量时土壤水分运动出现非连续性,这与实际土壤水分运动不符,因此该模型不能充分描述接近饱和土壤含水量时的土壤水分特征曲线。

为了解决这个问题, King^[10], Huston 等^[11]对这个模型进行了改进,建立了 S 形曲线模型,解决了上述模型的非连续性问题,使之可以拟合从饱和含水量至凋萎点以下的土壤含水量与土壤水势的关系。如 King (1964) 提出的关系式:

$$\theta = \theta_s \{ \cosh [(\Psi / \Psi_0)^b] + \varepsilon - \gamma \} / (\cosh [(\Psi / \Psi_0)^b] + \varepsilon) + \gamma$$

(3)

式中 Ψ_0 , b , ε , γ 是与土壤特性有关的参数, Ψ_0 , b 是负值。

van Genuchten^[2]提出的 S 形曲线模型不仅解决了 Brooks & Corey^[1]提出的模型中的非连续性问题, 而且可以从模型导出简便计算土壤非饱和导水率的分析函数, 使该模型得到更广泛的应用, van Genuchten 模型的具体形式如下:

$$\theta = \theta_r + (\theta_s - \theta_r) / \{1 + (a \Psi)^n\}^m \quad (4)$$

式中 a , n , m 是系数, 当 m/n 值很小时, a 约等于有空气开始进入时土壤水势的倒数, 即 $a = 1/\Psi_b$, (4) 中 n , m 可作为独立变量, 也可作为约束变量。在用 Mualem^[4]提出的计算导水率的方法时, van Genuchten^[2]假设 $m = 1 - 1/n$; 用 Burdine^[5]提出的计算导水率方法时, van Genuchten 假设 $m = 1 - 2/n$ 。van Genuchten 和 Nielsen^[12]通过对模型(4)中 n , m 分别作为独立变量和约束变量描述土壤含水量和水势的关系时发现用 $m = 1 - 1/n$ 的拟合效果最好。用 m , n 作为约束变量更易于得到非饱和导水率模型的分析解。

Mualem^[4]提出计算非饱和和土壤导水率的关系式如下:

$$\begin{aligned} K_{ra} &= S_e^{1/2} [f(S_e)/f(1)]^2 \\ f(S_e) &= \int_0^{S_e} (1/\Psi(x)) dx \\ f(1) &= \int_0^1 (1/\Psi(x)) dx \\ K_{ra} &= K/K_s \end{aligned} \quad (6)$$

Burdine^[5]提出的计算非饱和和土壤导水率的关系式类似于 Mualem 模型:

$$\begin{aligned} K_{ra}(S_e) &= S_e^2 [g(S_e)/g(1)] \\ g(S_e) &= \int_0^{S_e} (1/\Psi^2(x)) dx \\ g(1) &= \int_0^1 (1/\Psi^2(x)) dx \end{aligned} \quad (7)$$

土壤非饱和扩散率 D 可从下式求出:

$$D = K |d\Psi/d\theta| \quad (8)$$

Broadbridge 等^[3]提出的模型既包括土壤水分特征曲线, 也包括了非饱和土壤导水率和扩散率的计算关系式。模型中共包括 5 个物理参数:

θ_s : 土壤饱和和体积含水量; θ_r : 当 Ψ 趋近 $-\infty$ 时的 θ 值; $\Delta K = K_s - K_r$, K_s : 饱和土壤导水率, $K(\theta_s) = K(\Psi = 0)$, K_r 一般认为等于零, 是 $\theta = \theta_r$ 时的导水率; λ : 大孔隙毛细长度尺度; C : 土壤水分特征曲线的非线性程度, 程度强时 $C \rightarrow 1$, 程度弱时 $C \rightarrow \infty$ 。

土壤水分特征曲线:

$$\begin{aligned} \Theta = S_e &= (\theta - \theta_r) / (\theta_s - \theta_r) \\ \Psi/\lambda_c = \Psi^* &= \{(\Theta - 1)/\Theta - [\ln((C - \Theta)/(C - 1))]\}/C \end{aligned} \quad (9)$$

非饱和土壤导水率:

$$(K(\theta) - K_r) / \Delta K = \Theta^2 (C - 1) / (C - \Theta) \quad (10)$$

非饱和土壤扩散率:

$$D(\theta) = C^* \lambda_c^* K_s (C - 1) / [(C - \Theta^2)(\theta_s - \theta_r)] \quad (11)$$

3 拟合方法

采用最小方差曲线拟合程序(RET C)^[13], 用测定的土壤含水量和土壤水势拟合 Brooks &

Corey 和 van Genuchten 模型，并分别用 Burdine 和 Mualem 模型计算土壤非饱和导水率和扩散率。分别用程序中的 MTYPE= 5 拟合 Brooks & Corey 模型；用 MTYPE= 3 拟合 van Genuchten 模型，m 和 n 采用约束变量， $m= 1- 1/ n$ 。在拟合过程中需要输入的土壤参数如土壤饱和含水量、土壤残留含水量、饱和导水率等均根据实验地点各层土壤的实测结果输入。

选用 TOPOG-IRM 程序中的 BWSOIL 子程序(由澳大利亚 CSIRO 水土资源研究所提供)拟合 Broadbridge- White 模型，在实际拟合过程中，C 和 λ 根据实验地点不同层次土壤性质，选择不同的值，至直达到最佳拟合效果。

4 结果与分析

4.1 土壤水分特征曲线

图 1 是用上述 3 种方法用 RETC 和 BWSOIL 计算机程序拟合的实验地点不同土层的土壤水分特征曲线与实测结果的比较，每种方法对每一土层最后拟合结果所取的参数如表 2。从图中可以看出，3 种方法均能很好的模拟实验地点土壤含水量与土壤水势之间的关系，特别是在土壤含水量小于饱和和大于凋萎湿度的中部含水量范围，拟合效果更好。而在接近饱和土壤含水量和残留土壤含水量时，拟合与实测结果出现偏差，表现在土壤参数 θ_s 、 θ_r 的取值与实际不符，特别是对于不同于其他土壤层次的第 6 层，3 种方法的 θ_r 差异明显。而其他土壤层次差异较小。因为在拟合过程中，RETC 程序在拟合 Brooks & Corey 及 van Genuchten 模型时改变了原始输入的 θ_s 、 θ_r 值，而 BWSOIL 程序在拟合过程中不改变 θ_s 、 θ_r 的输入值。

表 2 三种模型对于不同层次土壤水分特征曲线的拟合参数取值

土壤深度 (cm)	Brooks & Corey				van Genuchten				Broadbridge-White			
	θ_s	θ_r	λ	$1/\Psi_b$	θ_s	θ_r	a	n	θ_s	θ_r	C	λ_c
0~ 25	0. 4243	0. 0598	1. 79707	1. 16750	0. 4243	0. 0598	0. 82696	4. 25243	0. 4243	0. 0598	1. 005	0. 20
25~ 40	0. 4300	0. 0694	1. 68085	1. 11669	0. 4300	0. 0694	0. 83906	3. 59292	0. 3820	0. 0694	1. 010	0. 23
40~ 60	0. 4124	0. 0551	1. 84444	1. 11473	0. 4300	0. 0600	0. 84369	3. 50000	0. 4200	0. 0600	1. 005	0. 20
60~ 85	0. 3774	0. 0625	1. 39966	1. 27609	0. 4500	0. 0712	1. 14560	3. 00000	0. 3820	0. 0712	1. 005	0. 22
85~ 120	0. 3765	0. 1856	0. 49400	1. 37876	0. 3834	0. 2294	0. 79312	2. 23584	0. 4200	0. 2200	1. 500	1. 00
120~ 165	0. 4033	0. 0036	0. 04928	1. 77354	0. 4111	0. 0890	1. 66387	1. 05582	0. 4110	0. 3330	10. 00	2. 00
165~ 210	0. 3766	0. 1648	0. 43262	1. 31289	0. 3836	0. 2237	0. 73071	2. 20972	0. 4200	0. 2200	1. 500	1. 00

由于 Brooks & Corey 模型在拟合接近土壤饱和含水量时的非连续性，表现在图 1 中，当土壤含水量高时，拟合的土壤水分特征曲线是一条水平曲线，与实际情况出现差异，这样会出现在已知土壤含水量的条件下，计算的土壤水势低于实际值，预测出的土壤水分通量将比实际情况小。而 S 形曲线的 van Genuchten 模型和 Broadbridge- White 模型则解决了这个问题，但两者相比，在某些层次，van Genuchten 模型更优于 Broadbridge- White 模型。

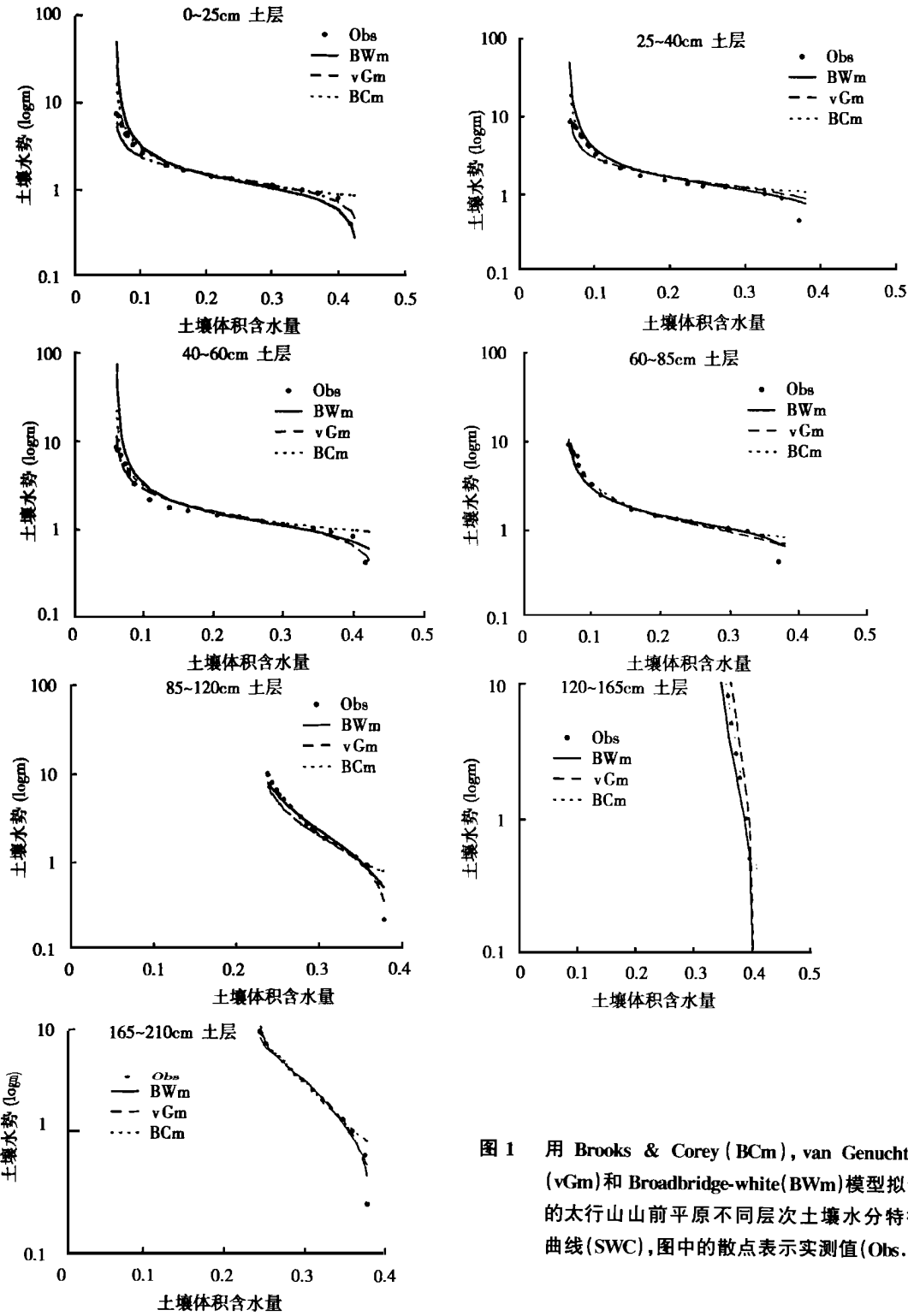
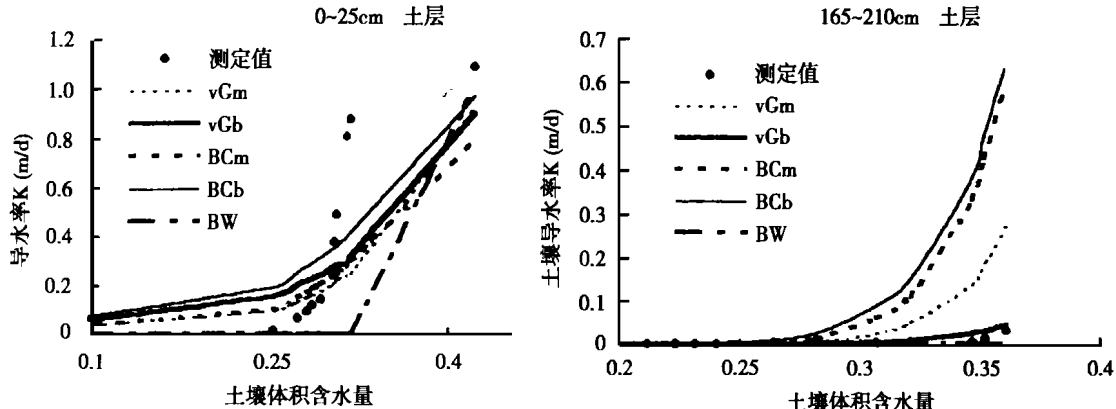


图1 用 Brooks & Corey (BCm), van Genuchten (vGm)和 Broadbridge-white(BWm)模型拟合的太行山山前平原不同层次土壤水分特征曲线(SWC),图中的散点表示实测值(Obs.)

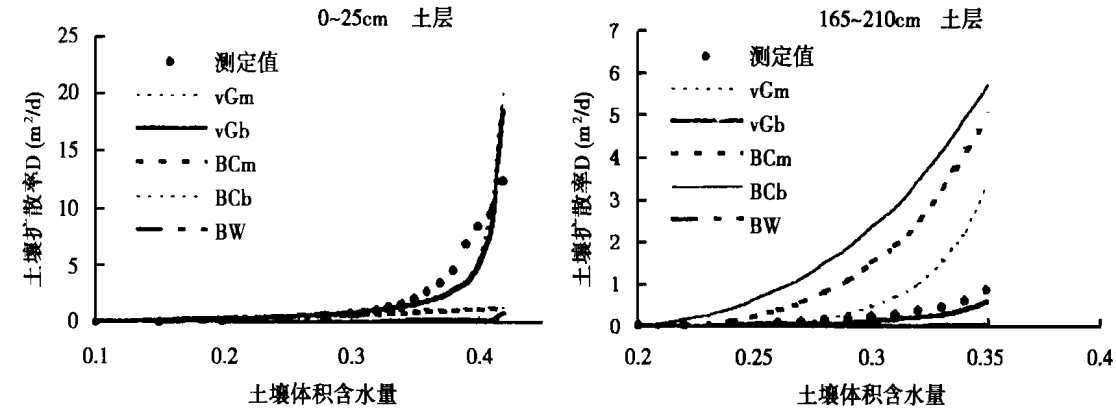
4.2 土壤非饱和和导水率和扩散率

分别根据 Brooks & Corey 和 van Genuchten 拟合的土壤水分特征曲线用 Burdine 和 Mualem 模型及用 Broadbridge-White 方法计算的表层和深层土壤 K 和 D 如图 2 和图 3 所示, 对于土壤非饱和导水率 K, Broadbridge-White 方法计算的 K 值在一般情况下均低于实际观测值, 其他方法, 对于导水率较高的上层土壤, 在土壤含水量低时, 计算值高于实测值; 反之则低于实测值。而对于导水率很小的下层土壤, 计算值高于实测值。



(图中符号分别表示: vGm、vGb、BCm、BCb 代表用 van Genuchten 和 Brooks and Corey 模型拟合的土壤水分特征曲线分别用 Mualem 和 Burdine 计算 K, BW 表示用 Broadbridge-White 方法计算的 K)

图 2 用不同模型计算的土壤非饱和导水率 K 与实际测定值比较



(图中符号分别表示: vGm、vGb、BCm、BCb 代表用 van Genuchten 和 Brooks and Corey 模型拟合的土壤水分特征曲线分别用 Mualem 和 Burdine 计算 D, BW 表示用 Broadbridge-White 方法计算的 D)

图 3 用不同模型计算的土壤非饱和扩散率 D 与实际测定值比较

无论是用 Brooks & Corey 还是用 van Genuchten 拟合的土壤水分特征曲线, 比较其用 Burdine 和 Mualem 模型求出的 K 值, 曲线形状一致, 只是存在量的差异, 根据 Brooks & Corey 拟合的 SWC 计算的 K 值大于用 van Genuchten 拟合的 SWC 计算的 K 值。在相同 SWC 条件下, 用 Burdine 关系式计算的 K 值大于用 Mualem 方法计算的 K 值。

对于土壤非饱和扩散率 D 值的计算, 模拟结果类似于 K, Broadbridge-White 方法计算的 D 值小于实际测定值, 其他方法在 D 值较大的上层土壤, 计算值与实测值接近; 在 D 值小的下部土壤, 计算值大于实测值。最能较好计算实验地点 D 和 K 的方法是用 van Genucht-

模型拟合 SWC (约束条件 $m = 1 - 2/n$), 用 Burdine 方法计算 K 和 D, 其他方法虽然都能较好的模拟土壤含水量和土壤水势之间的关系, 但在此基础上计算的 K 和 D 均与实际有一定的差异。

5 结论

土壤水分运动数值模拟技术需要准确量化土壤水分特征参数, 而通过数值分析技术得到准确的土壤非饱和导水率和扩散率既依赖于描述土壤水分特征曲线模型的可靠性, 也依赖于所选计算 K 和 D 的方法。通过上述分析, 对于太行山前平原的土壤, van Genuchten 方法在所选的 3 种方法中不仅能很好的拟合土壤水分特征曲线, 而且在此基础上用 Burdine 或 Mualem 方法计算的 K 和 D 更接近于实际情况。再比较计算 K 和 D 的 Burdine 和 Mualem 方法, 一般认为 Mualem 模型适用范围较广, 这是因为 Mualem 模型与 van Genuchten 模型相结合时, 需要的条件是 $n > 1$, 而 Burdine 模型需要 $n > 2$ 。在 $n > 1$ 的条件下, 就能保证在饱和含水量时的坡度为 0 (van Genuchten & Nielsen^[12])。对于太行山山前平原的土壤, 用 Burdine 模型在 $m = 1 - 2/n$ 的约束条件下计算的 D 值更接近于实际。

Broadbridge-White 方法既包括了拟合 SWC 的模型, 也包括了计算 K 和 D 的方法, 在使用中简便, 但对于太行山前平原的土壤, 虽然能很好的拟合 SWC, 但计算的 K 和 D 与实际观测值有一定的差异, 均小于实测值。

Brooks & Corey 模型由于在拟合接近饱和和土壤含水量时出现的非连续性, 与其他 2 种方法相比, 拟合的 SWC 较差, 在此基础上计算的 K 和 D 值也没有根据 van Genuchten 模型拟合的 SWC 计算的 K 和 D 接近于实际测定值。

参考文献:

- [1] Brooks R H, Corey A T. Hydraulic properties of porous media[J]. Hydrol. Pap. 3, Civ. Eng. Dept., State Univ., Fort Collins, 1964, 3, 27.
- [2] van Genuchten M T H. A closed form equation for predicating the hydraulic conductivity of unsaturated soils [J]. Soil Science Society of Am J, 1980, 44, 892- 898.
- [3] Broadbridge P, White I. Constant rate rainfall infiltration: a versatile nonlinear model I . Analytic solution [J]. Water Resource Research, 1988, 24, 145- 154.
- [4] Mualem Y. A new model for predicating the hydraulic conductivity of unsaturated porous media[J]. Water Resource Research, 1976, 12(3) : 513- 522.
- [5] Burdine N T. Relative permeability calculations from poresize distribution data, Petroleum Trans Am Inst Mining Eng, 1953, 198, 71- 77.
- [6] Laliberte G E, Brooks R H, Corey A. Permeability calculated from desaturation data[J]. J Irrig Drain Div ASCE, 1968, 94(IR1), 57- 61.
- [7] Jeppson R W. Axisymmetric infiltration in soils, I . Numerical techniques for solution[J]. J Hydrol, 1974, 23: 111- 130.
- [8] Brakensiek D L, Englemen R L, Rawls W J. Variation within texture classes of soil water parameters [J].

- Transactions ASAE, 1981, 24, 335– 339.
- [9] Brooks R H, Corey A T. Properties of porous media affecting fluid flow[J]. J Irrig Drain Div, Am Soc Civ Eng, 1966, 92(IR2), 61– 88.
- [10] King L G. Description of soil characteristics from partially saturated flows[J]. Soil Sci Soc Am Prod, 1965, 29, 359– 362.
- [11] Hutson J L, Cass A. A retentivity function for use in soil water simulation models[J]. J of Soil Sci, 1987, 38: 105– 113.
- [12] van Genuchten M T H, Nielsen D R. On describing and predicating the hydraulic properties of unsaturated soils[J]. Annales Geophysicae, 1985, 3, 615– 628.
- [13] van Genuchten M T H, Leij F J, Yates S R. The RETC code for quantifying the hydraulic functions of unsaturated soils. EPA/600/1– 91/065 R. S. Kerr Environmental Research Laboratory, U. S. Environmental Protection Agency. Ada OK.

On Describing the Hydraulic Properties of Unsaturated Soil in Piedmont of Mt. Taihang

ZHANG Xi-ying¹, ZHANG Lu², LIU Chang-ming¹

(1 Shijiazhuang Institute of Agricultural Modernization, CAS, shijiazhuang 050021, China;

2 CSIRO Land and Water, Canberra, Australia)

Abstract: Seven sets of data from the piedmont of Mt. Taihang were used to evaluate three widely used equations: Brooks & Corey, van Genuchten and Broadbridge-White, on the description of soil retention curves. The results showed that the all three equations gave relative good description of water content and water potential, but there were discrepancies between calculated K and D from the retention curves using Burdine and Mualem analytical functions and the measured K and D values. The best model for calculation of K and D at the sampling site is using van Genuchten equation to describe the retention curves with the condition of $m = 1 - 2/n$, then using Burdine analytical function to calculate K and D.

Key words: Model; Soil water retention curve; Parameters