

DOI :10.3876/j.issn.1000-1980.2009.04.002

田间土壤水分特征曲线参数反演

李 峰^{1,2}, 缴锡云¹, 李盼盼^{1,3}, 翟 铎^{1,2}

(1. 河海大学水文水资源与水利工程科学国家重点实验室, 江苏 南京 210098 ;

2. 河海大学农业工程学院, 江苏 南京 210098 ; 3. 蚌埠市诚信水利工程监理咨询有限公司, 安徽 蚌埠 233000)

摘要 : 针对非饱和土壤水分特征曲线传统测定手段耗时长、成本高且精度存在明显不确定性等问题, 研究了土壤水分特征曲线参数估计的数值反演方法, 建立了数值反演计算的数学模型, 提出了反演计算方法, 并将反演结果与室内试验数据进行了比较, 同时采用田间实测数据进行了验证. 结果表明, 此反演计算方法推求的土壤水分特征曲线参数与试验实测值具有很好的一致性, 可以用于田间复杂情况下参数的推求.

关键词 : 数值反演 ; 土壤水分特征曲线 ; VG 模型

中图分类号 : S152.7 **文献标识码 :** A **文章编号 :** 1000-1980(2009)04-0373-05

随着农田生态环境污染问题的日益严重以及人们对农田水肥联合调控的日益重视, 利用数值模拟方法进行土壤水分运动及溶质运移的预测显得越来越重要^[1]. 若要保证模型预测的精度, 最关键的因素之一就是非饱和土壤水分特征曲线的精确推求.

土壤水分特征曲线是土壤水分吸力和土壤含水率之间的关系曲线, 是定量研究土壤水分运动的重要依据^[2]. 目前, 土壤水分特征曲线主要通过大量的室内和现场试验手段直接测定, 其中多数测定方法由于对试验仪器精密度要求较高、测试耗时长及成本较高而受到限制, 同时土壤空间变异性的存在亦限制了直接测定方法的实际应用^[3]. 因此, 使用间接方法估计土壤水分特征曲线越来越引起人们的关注, 数值反演法即是一种重要的间接方法.

近年来, 国内外许多学者对土壤水分特征曲线的数值反演方法进行了研究. Zachmann^[4] 对土壤非饱和水分运动参数的数值反演方法进行了研究, 并对土壤水分滞留特征和水力传导率进行了估计, 但并未进行实验验证. Feddes 等^[5] 在蒸发计算中应用了数值反演方法. Dane 等^[6] 在对上边界条件进行人为控制使其成为零通量面的情况下, 利用田间观测数据进行了土壤水分特征曲线的数值反演计算, 但未推求自然状态下复杂土壤剖面的参数. 张俊等^[7] 对土壤水动力学参数的数值反演研究进行了综述. 薛强等^[8] 利用室内试验数据对 VG 模型和 Brooks-Corey 模型中的相关参数进行了反演辨识, 得到了模型参数的最优估计值. 虎胆·吐马尔白等^[9] 使用 HYDRUS 模型反演计算了土壤水力传导度, 但并未对反演方法的精度进行系统评价.

上述研究主要是在简单控制条件下的室内试验或田间试验的基础上进行的. 但是, 田间土壤一般存在着分层、变异等复杂情况, 并且控制其边界条件也在一定程度上增加了试验工作量, 因此自然条件下田间复杂土壤剖面的水分特征曲线参数反演问题需要进一步研究. 本文采用 HYDRUS-1D 模型中的反演算法推求土壤水分特征曲线 VG 模型的参数, 并与试验数据进行对比分析, 旨在提供一种具有较高精度的推求田间土壤水分特征曲线参数的简便方法, 为田间土壤水分运动及溶质运移数值模拟提供基本参数.

1 数学模型结构

采用数值反演法估计土壤水力特性参数的主要步骤是 : (a) 选定可以近似表述土壤水分特征曲线和导水率的函数表达式 $\theta(h)$ 和 $k(h)$, 并给定初始参数值, 将赋予了初值的 $\theta(h)$ 和 $k(h)$ 代入表征瞬时流的方程,

收稿日期 : 2008-12-10

基金项目 : 国家重点基础研究发展计划(973 计划)(2006CB403402) ; 引进国际先进水利科学技术规划(948 项目)(200719) ; 国家“十一·五”科技支撑计划(2007BAD38B05)

作者简介 : 李峰(1983—), 女, 山东滨州人, 硕士研究生, 主要从事节水灌溉理论与技术研究.

并结合试验可控的初始边界条件,形成一完整的描述土壤水分运动的数学模型;(b)求解该数学模型,并将所得结果与实测值进行比较后进一步改进参数,再进行迭代计算,直到模拟值与拟合值之间的误差达到最小时停止迭代计算.误差最小时的参数值即为最优化参数.

1.1 土壤水分运动控制方程

假设土壤为各向同性、均质的多孔介质,忽略土壤中气体和温度变化对水分运动的影响,则可建立非饱和和土壤水分运动方程

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial \theta}{\partial z} \left(k \frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) \tag{1}$$

式中: θ ——土壤体积含水率; h ——土壤水分吸力; z ——土体深度,以土壤表面为参照面; k ——非饱和导水率; t ——水分运动时间.

在描述土壤水分特征曲线的诸多模型中,VG 模型的应用最广^[10],其函数表达式为

$$\theta = \begin{cases} \frac{\theta_s - \theta_r}{(1 + |\alpha h|^n)^m} + \theta_r & (h < 0) \\ \theta_s & (h \geq 0) \end{cases} \tag{2}$$

$$k = k_s \frac{\{1 - |\alpha h|^{n-1} [1 + |\alpha h|^n]^{-m}\}^2}{[1 + |\alpha h|^n]^{m/2}} \tag{3}$$

式中: θ_s ——饱和体积含水率; θ_r ——残余体积含水率; $k(h)$ ——非饱和导水率; k_s ——饱和导水率; $m = 1 - 1/n$ ($n > 1$).

1.2 参数寻优估计

优化参数值是通过最小化目标函数来获得的.参数寻优过程中 HYDRUS-1D 定义的最小化目标函数为^[10]

$$\begin{aligned} \varphi(b, q, p) = & \sum_{j=1}^{m_q} v_j \sum_{i=1}^{n_{qi}} w_{i,j} [q_j^*(x, t_i) - q_i(x, t_i, b)]^2 + \\ & \sum_{j=1}^{m_p} \bar{v}_j \sum_{i=1}^{n_{pj}} \bar{w}_{i,j} [p_j^*(\theta_i) - p_j(\theta_i, b)]^2 + \sum_{j=1}^{n_b} \hat{v}_j [b_j^* - b_j]^2 \end{aligned} \tag{4}$$

式中: m_q ——不同测量类别的数目; n_{qi} ——同种测量类别中不同时间空间上的测量数目; $q_j^*(x, t_i)$ ——第 i 时刻第 j 个观测点在 x 位置的具体观测值; $q_i(x, t_i, b)$ ——相应参数(如 $\theta_r, \theta_s, \alpha, n, k_s, D, \dots$)通过相应模型计算得到的值; $v_j, w_{i,j}$ ——某一测量类别和测量点的权重.

式(4)等号右边第 2 项表示了测量值与模型预测的水力特性参数值(如 $\theta(h)$ 和 $k(h)$)之间的差异,其中 $m_p, n_{pj}, p_j^*(\theta_i), p_j(\theta_i, b), \bar{v}_j$ 和 $\bar{w}_{i,j}$ 的意义与第 1 项相似,只是该项所代表的测量类别为土壤水力特性参数.

式(4)等号右边最后一项为一补偿函数,表示了迭代前后土壤水力特性参数之间的差异,其中 $\hat{v}_j$ 代表权重.

从式(4)可以看出, HYDRUS-1D 定义的目标函数可以包括土壤含水率、溶质质量浓度、通量和土壤水分特征函数等,与以往参数反演目标函数相比则可以包括更多的信息,使参数反演达到更高精度.

为确保参数最小化过程中有整体唯一解和收敛性,给出参数的约束条件,这样就构成了最优化数学模型

$$\begin{cases} \min \varphi(b, p, q) \\ \text{s.t. } b_{\min} \leq b \leq b_{\max} \end{cases} \tag{5}$$

式中 $b_{\min}, b_{\max}$ 为一组经验值.

使目标函数最小化的方法有多种^[7],而 LM 法作为求非线性最小平方拟合的标准方法而得到广泛应用. LM 算法既有梯度下降算法的全局特性,又有高斯牛顿的局部收敛性,其迭代优化速度和精确度明显优于共轭梯度算法和 BP 算法. LM 算法在优化参数接近误差目标时,逐渐与高斯-牛顿算法逼近,基本上能以最快速率收敛,同时保持了主矩阵的正定性和空间解的稳定性. HYDRUS-1D 即采用此方法实现目标函数的最小化.

2 试验验证

采用河北吴桥县彭庄村棉田的土壤水分特征曲线参数进行算法验证.该土壤质地为粉黏壤土,中国科学院南京土壤研究所土壤与环境分析测试中心进行了粒径分析,土壤质地分类采用美国制分类标准,结果见表 1.

2.1 验证试验

a. 土壤水分特征曲线的测定.采用压力膜仪法.把风干碾碎过 2 mm 筛后的试验土料按设计密度分层(每层 5 cm)装入试验土箱中,层间刮毛,以便于层与层间土壤紧密贴合,然后用环刀取土,做 6 个重复.将取好的土样浸泡 24 h 至饱和,同时将陶土板浸泡 48 h 后与土样一同放入压力室,按压力级别分别加压.待每级压力平衡后,取出土样称重.加压完毕后,取出土样烘干,即得到各级压力下所对应的体积含水率,具体数据见表 2.

表 2 土壤水分吸力与体积含水率

Table 2 Suction pressures and corresponding volumetric water contents of soils

土壤水分吸力/kPa	5.1	10.2	20.4	30.6	51.0	76.5	102.0	204.0	306.0	510.0	765.0	1 020.0	1 530.0
体积含水率	0.396	0.369	0.345	0.308	0.280	0.252	0.234	0.199	0.185	0.168	0.148	0.137	0.126

b. 一维垂直土柱试验.把风干过 2 mm 筛后的试验土料按设计密度分层(每层 5 cm)装入长 1 m、直径 15 cm 的垂直土柱中,并于土柱一侧插入土壤水分传感器(FDR),以便于实时监测土壤水分动态.试验时采用马氏瓶供水,使土柱上边界保持 2.5 cm 稳定水深,将 FDR 的监测频率设定为 1 次/10 min,当湿润锋到达土柱底部时停止供水并取出 FDR,导出土壤水分传感器的记录值.经率定 FDR 探头后,得到不同时刻含水率值.

2.2 土壤水分特征曲线反演计算

根据实测的土壤颗粒组成和密度,采用 HYDRUS-1D^[10] 中的神经网络预测方法(PTFs 方法)预测出 1 组土壤水力学参数,作为初始参数值.根据一维垂直土柱试验所控制的条件,设定初始和边界条件,试验前所测土柱剖面的含水率作为初始条件,入渗水深(2.5 cm)作为上边界条件,下边界条件采用自由排水边界条件.经过数值反演法得到的水力特征参数优化值见表 3.

表 3 参数反演结果

Table 3 Results of parametric inversion

θ_r		θ_s		α		n		m	
实测值	优化值	实测值	优化值	实测值	优化值	实测值	优化值	实测值	优化值
0.045 4	0.042 3	0.468 1	0.388 6	0.015 5	0.006 2	1.341 2	1.292 0	0.254 4	0.226 0

2.3 结果比较与分析

为说明数值反演法在推求土壤水分特征曲线参数中的应用效果,将利用数值反演法所得参数计算得到的不同土壤水分吸力下所对应的体积含水率与试验实测值进行比较,结果见图 1.

对体积含水率的实测值与计算值之间进行成对双样本 t 检验来判断两者之间的差异是否显著.取显著性水平为 0.05,将 t 统计量与 t 临界值进行比较,由于样本统计量 $0.235\ 9 < 1.782\ 3$ (t 单尾临界值),亦小于 $2.178\ 8$ (t 双尾临界值), $P(T \leq t)$ 单尾值为 $0.408\ 8 > 0.05$,所以可判断计算值与实测值差异不显著,具有较好的一致性,模拟结果较好.不同土壤水分吸力条件下土壤体积含水率的计算结果还表明:低吸力段和高吸力段的模拟结果相对误差均较大,最大误差为 6.4% 在吸力约 20.0 kPa 处,模拟结果的误差亦较大,达到 4.9%,此时是土壤水分特征曲线由快速下降阶段到平稳阶段的过渡阶段.

表 1 土壤颗粒分析(吴桥县彭庄村)

Table 1 Particle analysis of soils
(Pengzhuang village of Wuqiao County)

土样	w (砂粒)/%	w (粉粒)/%	w (黏粒)/%	密度/($\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$)
粉黏壤土	28.31	31.30	40.42	1.40

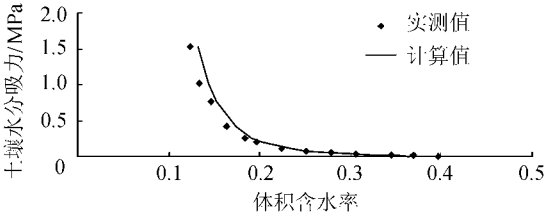


图 1 土壤水分特征曲线反演结果与实测值的比较
Fig. 1 Comparison between calculated and measured values of soil water characteristic curves

从以上比较分析可知,利用数值反演算法来推求土壤水分特征曲线参数是可行的.

3 田间应用

3.1 试验区概况

试验于 2008 年 4 月在中国科学院南皮生态农业试验站进行. 该站位于河北省沧州市南约 40 km 处,其地理坐标为北纬 38°06′和东经 116°40′. 该地区多年平均降水量 550 mm,平均日照时间 2 318 h,水面蒸发量 1 025 ~ 1 218 mm,地下水埋深 5 ~ 7 m. 试验田面积 319.9 m²,耕层土壤为轻质壤土,地面种植作物为棉花. 在田块中央设有地下水及水盐肥监测井,用于监测地下水位动态变化和土壤水、盐、肥纵向分布情况. 在井内不同土层深度分别埋设水分传感器(TDR),以监测 5 m 土体范围的土壤水分. 试验期间 6 d 测 1 次土壤水分,降雨时加测,同时记录气象资料和地下水位波动情况. 模拟时所取土体范围为 3.5 m,并根据土壤质地,将剖面分为 3 层,0 ~ 1.7 m 为第 1 层,1.7 ~ 2.3 m 为第 2 层,2.3 ~ 3.5 m 为第 3 层.

3.2 土壤水分特征曲线参数反演

采用 2008 年 6 月 28 日 ~ 7 月 2 日的实测含水率资料及气象资料进行参数反演. 上边界条件设为开放边界条件,输入模拟时段的实测降雨量、灌溉量、蒸发量;下边界条件设为自由排水边界条件. 初始条件为时段初模拟土体的含水率分布. 数值反演得到的最终优化参数见表 4.

3.3 田间土壤水分运动数值验证

为验证反演算法所得到的田间土壤水分特征曲线参数,另选择 2008 年 7 月 2 日 ~ 7 月 15 日的时段,利用表 4 所示的参数,模拟该时段的土壤水分运移情况,模拟结果见图 2.

表 4 田间水力参数优化结果

Table 4 Optimization of hydraulic parameters for farmland

剖面层号	θ_r	θ_s	α	n
1	0.142 1	0.470 1	0.004 5	1.750 6
2	0.013 3	0.438 4	0.051 9	1.634 3
3	0.300 0	0.600 0	0.007 2	1.204 1

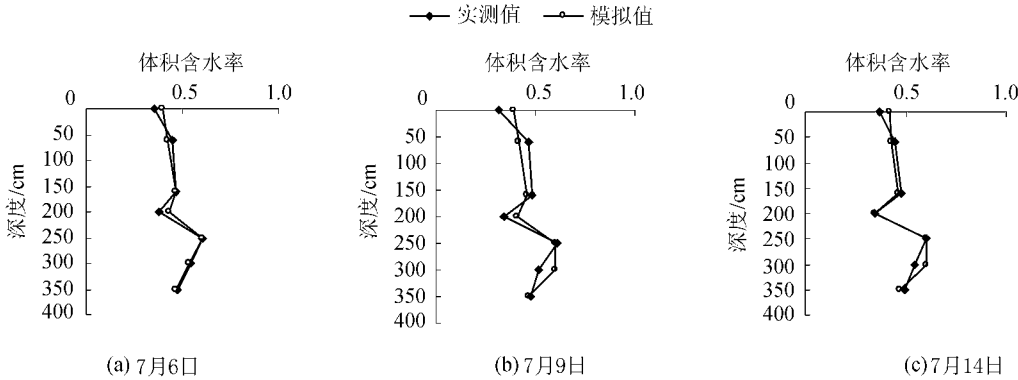


图 2 土壤体积含水率计算值与实测值的比较

Fig. 2 Comparison between calculated and measured values of volumetric water contents of soils

从图 2 可以看出,表层及 300 cm 处含水率的模拟值较实测值略有偏高,整体模拟结果较为理想. 由此可见,由反演算法得到的参数完全可以用于田间复杂情况下水分运动的数值模拟.

4 结 论

对自然条件下田间复杂土壤剖面的水分特征曲线参数反演问题进行了研究,通过构建的数学模型,利用 HYDRUS-1D 推求土壤水分特征曲线 VG 模型的参数,结果表明:(a)对土壤水分特征曲线 VG 模型参数反演的结果与室内试验实测结果具有很好的一致性;(b)以反演的土壤水分特征曲线参数为基础进行土壤水分运动模拟,其结果与田间实测结果相符. 因此,本文提出的估计自然条件下田间复杂土壤剖面水分特征曲线参数的反演方法是一种可靠且精度较高的方法.

参考文献:

[1] 王全九,邵明安,郑纪勇. 土壤中水分运动与溶质迁移[M]. 北京: 中国水利水电出版社,2007.

[2] 徐绍辉,刘建立.土壤水力性质确定方法研究进展[J].水科学进展,2003,14(4):494-501.

[3] ECHING S O,HOPMANS J W. Optimization of hydraulic functions from transient outflow and soil water pressure data[J].Soil Sci Soc Am J,1993,57 (5):1167-1175.

[4] ZACHMANN D W,DUCHATEAU P C,KLUTE A. Simultaneous approximation of water capacity and soil hydraulic conductivity by parameter identification[J]. Soil Sci,1982,134:157-163.

[5] FEDDES R A,KABAT P,VAN BAKEL P J T,et al. Modeling soil water dynamics in the unsaturated zone-state of the art[J]. J Hydrol,1988,100:69-111.

[6] DANE J H,HRUSKA S. In-situ determination of soil hydraulic properties during drainage[J].Soil Sci Soc Am J,1983,47:619-624.

[7] 张俊,徐绍辉. 数值反演算法在确定土壤水力性质中的研究进展[J].土壤,2003,35(3):211-215.

[8] 薛强,刘勇,刘建军,等. 非饱和土壤水分特征曲线模型参数反演辨识研究[J].仪器仪表学报,2006,27(6):741-743.

[9] 虎胆·吐马尔白,王薇,孟杰,等. 作物生长条件下沙拉塔纳农田水盐耦合运移模型[J]. 新疆农业大学学报,2008,31(1):93-96.

[10] SIMUNEK J,SEJNA M,van GENUCHTEN M,Th. The Hydrus-1D software package for simulation the one-dimensional movement of water,heat and multiple solutes in variable-saturated media[R]. [S. l.]:U. S. salinity laboratory,1998.

Parametric inversion of soil water characteristic curves of farmland

LI Feng^{1, 2}, JIAO Xi-yun¹, LI Pan-pan^{1, 3}, ZHAI Duo^{1, 2}

(1. State Key Laboratory of Hydrology-Water Resources and Hydraulic Engineering, Hohai University, Nanjing 210098, China ;

2. College of Agriculture Engineering, Hohai University, Nanjing 210098, China ;

3. Bengbu Sincerity Hydraulic Engineering Monitoring and Consultant Co., Ltd., Bengbu 233000, China)

Abstract :With regard to the problems of the traditional methods for determining the unsaturated soil water characteristic curves, such as the long time requirements, high cost and low precision, the parametric inversion method for estimating soil water characteristic curves was studied. A mathematical model for the parametric inversion was established, and the relevant methods for calculating the parametric inverse were put forward. The results were compared with laboratory test data and validated with measured data from farmland. The results indicate that the parameters for the soil water characteristic curves derived with this method agree with the measured data, and the method can be used in complex farmland conditions.

Key words :parametric inversion ; soil water characteristic curve ; VG model