

黑河上游山区土壤非饱和导水率测定及其估算——以排 露沟流域为例*

唐振兴 何志斌** 刘 鹄

(中国科学院寒区旱区环境与工程研究所中国生态系统研究网络临泽内陆河流域研究站, 兰州 730000)

摘 要 黑河上游山区土壤水分表现为非饱和特征, 准确估算该区域表层土壤非饱和导水率(K_{10})可提高山区生态水文模型的可靠性。本研究野外测定了黑河上游排露沟流域的 K_{10} , 并利用土壤传递函数(PTFs)以土壤机械组成、容重及土壤平均粒径作为分析因子进行模拟估算, 结果表明: 排露沟流域森林、草地、退耕裸地的 K_{10} 均值分别为 (0.21 ± 0.20) 、 (0.20 ± 0.16) 、 (0.93 ± 0.63) $\text{cm} \cdot \text{h}^{-1}$, 其空间变异性森林>草地>退耕裸地; K_{10} 对土壤机械组成及容重等土壤因子表现敏感, 导致不同区域的土壤传递函数估算模型的形式与预测效果差异显著, 因此, 应用已有PTFs估算模型时需要对其进行可适性检验。本文推导了排露沟 K_{10} 的土壤传递函数估算模型, 判定系数 $R^2 = 0.76$, 检验结果样本误差比几何平均数(GMER)为1.77, 故在黑河上游具有实际应用价值。

关键词 黑河上游山区; 非饱和导水率; 土壤传递函数

中图分类号 S154 **文献标识码** A **文章编号** 1000-4890(2011)1-0177-06

Observation and simulation of soil unsaturated hydraulic conductivity in mountain region of upper Heihe River: A case study of Pailugou catchment. TANG Zhen-xing, HE Zhi-bin**, LIU Hu (*Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Linze Inland River Research Station, Chinese Ecosystem Network Research, Lanzhou 730000, China*). *Chinese Journal of Ecology*, 2011, **30**(1): 177-182.

Abstract: In mountain region of upper Heihe River, the characteristic of soil water regime is of unsaturated, and thus, to accurately estimate the values of its topsoil unsaturated hydraulic conductivity (K_{10}) is essential for eco-hydrological modeling. Taking the Pailugou catchment in upper Heihe River as a case, its topsoil K_{10} values were measured, and simulated by the pedotransfer functions (PTFs) integrating with factors—soil mechanical composition, bulk density, and average particle size. The observed K_{10} in forestland, grassland and bare land was 0.21 ± 0.20 , 0.20 ± 0.16 and 0.93 ± 0.63 $\text{cm} \cdot \text{h}^{-1}$, and its spatial variability coefficient was 0.95, 0.79 and 0.67, respectively. The simulated K_{10} was sensitive to soil mechanical composition and bulk density, resulting in different estimation effect of different PTFs estimation models for different sites. Therefore, the PTFs estimation models should be tested before application. The PTFs estimation models of K_{10} for Pailugou catchment were fitted, with $R^2 = 0.76$ and the sample geometric mean error ratio $GMER = 1.77$, indicating that they were practically applicable in the study region.

Key words: Upper Heihe River; hydraulic conductivity; pedotransfer function.

土壤导水率是水文模型和土壤-植被-大气过程模拟中的重要参数(Wösten *et al.*, 1999; Wösten *et al.*, 2001; Sobieraj *et al.*, 2001; Jarvis *et al.*, 2002), 但土壤导水率存在较大的空间变异性, 在区域尺度

水文模型上采用土壤导水率参数时大范围的野外测定存在困难(贾宏伟等, 2006), 故利用土壤传递函数(pedotransfer functions, PTFs)以土壤的各种属性进行统计分析估算土壤导水率具有实用价值。土壤传递函数还可估算相关的土壤水力性质(黄元仿和李韵珠, 2002; Mbonimpa *et al.*, 2002; 王志强等, 2004; Haghghi *et al.*, 2010)。与各种土壤数据库中

* 国家自然科学基金项目(30800147)和中国科学院“优秀博士学位论文、院长奖获得者科研启动专项资金”(Y020B41001)资助。

** 通讯作者 E-mail: hzbmail@lzb.ac.cn

收稿日期: 2010-07-14 接受日期: 2010-11-01

土壤水力参数的匮乏相比,土壤机械组成、容重等土壤因子是基本的数据源,因此 PTFs 在估算区域尺度上土壤水力参数但又缺乏大量前期野外测定区域的应用具有重要意义。在前期研究中,土壤传递函数主要应用于土壤饱和导水率估算(何志斌和赵文智,2007),或利用不同数量的土壤属性因子进行 PTFs 估算,提出了形式各异的 PTFs 估算土壤饱和导水率模型以及对相关模型的比较验证(Budiman & McBratney, 2000; Wagner *et al.*, 2001)。同时,土壤导水率测定方法需根据研究对象的差异而选择合适的仪器,其中野外测定主要有恒定水头入渗法、降水头入渗法和盘式入渗仪等。盘式入渗仪由于可在坡面进行测定,携带方便且测量信息丰富而具有广泛的应用前景(樊军等,2006,2007)。在国内相关研究中主要有土壤水力性质的空间变异性研究(胡克林等,2006;王峰等,2007)、导水率测定仪器的改进(樊军等,2007)、饱和导水率的测定及其与环境因素的关系(王全九等,1998;王卫华等,2009;刘思春等,2000)。非饱和导水率研究主要集中在农田上的田间尺度(于金霞等,2006)。Jarvis 等(2002)收集欧洲不同立地条件下的非饱和土壤导水率数据进行了包括实验仪器、试验方法和模型拟合效果的详细论述,推导了首个符合山区土壤性质的 PTFs 估算模型。

在中国西北干旱半干旱的气候条件下,山区土壤水分表现为非饱和特征。黑河上游山区是黑河流域重要水源区和生态保护区,由于土壤水分的动态变化是气候、植被、地形的综合表现(白天路等,2009),此区域土壤水分研究较多,但土壤非饱和导水率的相关研究较少,故进行土壤导水率的野外测定以及利用 PTFs 估算土壤非饱和导水率的研究有利于黑河上游山区土壤水力性质数据的积累,同时为生态水文模型提供准确的土壤水力参数。本文选择黑河上游山区排露沟子流域进行野外试验,测定了表层土壤非饱和导水率、土壤机械组成及容重,与 Jarvis 等(2002)文献中的欧洲山区土壤非饱和导水率研究结果进行了比较,最后对 PTFs 模型进行了可靠性检验。

1 研究地区与研究方法

1.1 自然概况

试验区位于祁连山黑河上游山区排露沟子流域,地处祁连山中段(38°24'N, 100°17'E),面积

2.95 km²,长 4.25 km,纵坡比降 1 : 4.19;海拔 2600 ~ 3800 m。该流域阳坡为山地干草原,阴坡为斑块森林景观,森林总面积 1.18 km²,覆盖率 38%。海拔 2700 m 处年均气温 2.0 ℃,年均降水量 375.5 mm,年蒸发量 1051.7 mm,年平均相对湿度为 60%。植被呈垂直分布带,以青海云杉林(*Picea crassifolia*)为主的建群种呈斑块状分布于阴坡、半阴坡,灌木主要以金露梅(*Potentilla fruticosa*)、银露梅(*Potentilla glabra*)、高山柳(*Salix cupularis*)、高山杜鹃(*Rhododendron lapponicum*)等为建群种,林下植被主要以苔藓、珠芽蓼(*Polygonum viviparum*)、木贼(*Ephedra equisetina*)等为主。土壤主要为山地灰褐土和亚高山灌丛草甸土,土层较薄,以粉沙块为主,成土母质主要是泥炭岩、砾岩、紫红色沙页岩等,pH 值 7.0 ~ 8.0。

1.2 试验仪器与方法

本次野外测定仪器采用张力入渗仪(BQZ1-SW080B 型,法国),主要由储水塔、气泡塔和多孔渗透环组成(图 1),该方法测定水力传导度最早由 Ankeny 等(1991)、Reynolds 和 Elrick(1991)提出,后来 Messing 和 Jarvis(1993)做了更详细的论述,其优点在于不破坏样点的土壤结构从而较为符合实际情况。

在排露沟子流域分不同立地类型,如森林、灌草地和退耕裸地等景观类型共选择 30 个测点,每测点均去掉全部土壤表面腐殖质层(或落叶层),用细沙平铺土壤表面,厚度 5 mm,然后用张力入渗仪以气泡塔的-5 cm和-10 cm两个水头高度分别测量储

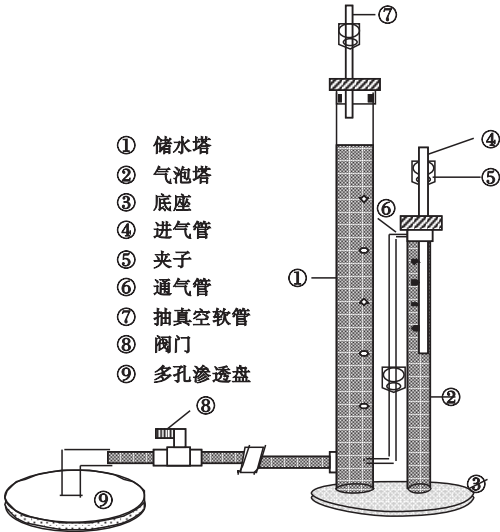


图 1 土壤张力入渗仪
Fig. 1 Sketch of soil tension infiltrometers

水塔的入渗量,固定 10 min 记录一次储水塔水位变化刻度,直到该水位下降速度稳定为止,每测点以 20 cm 间距进行 3 次重复观测,同时对测点的土壤采样和实验室分析其土壤机械组成、粒径分布、土壤容重(表 1)。

1.3 数据分析

非饱和导水率根据野外直接测定的饱和导水率转换得来,其计算公式为 Gardner 在 1958 提出:

$$K(h) = K_{\text{sat}} \exp(ah) \tag{1}$$

$$Q(h_1) = \pi r^2 K_{\text{sat}} \exp(ah_1) \left[1 + \frac{4}{\pi r \alpha} \right] \tag{2}$$

$$Q(h_2) = \pi r^2 K_{\text{sat}} \exp(ah_2) \left[1 + \frac{4}{\pi r \alpha} \right] \tag{3}$$

$$\alpha = \frac{\ln[Q(h_2)/Q(h_1)]}{h_2 - h_1} \tag{4}$$

式中, $K(h)$ 为 h 水头的非饱和导水率 ($\text{cm} \cdot \text{h}^{-1}$),

本文以 K_{10} (即 -10 cm 高度水头测定值)表示; K_{sat} 为饱和导水率($\text{cm} \cdot \text{h}^{-1}$); $Q(h_1)$ 和 $Q(h_2)$ 分别为 h_1 和 h_2 水头的入渗量(cm^3); α 为参数。

土壤平均粒径是土壤几何分布的主要参考量,也是衡量土壤水力性质的重要参数,在一些区域的 PTFs 拟合研究中是重要的拟合因子,本文亦将其作为拟合因子进行考虑,其公式(Mostafa *et al.*, 1984)为:

$$d_g = \exp(\sum m_i \ln d_i) \tag{5}$$

式中, d_g 为土壤平均粒径(mm); m_i 和 d_i 为粒级组成百分比(%) 和粒级的算术平均直径(mm)。

为了比较 Jarvis 提出的欧洲山区和本文提出的黑河上游山区非饱和导水率估算模型,本文对模型的检验分为三步:(1) 利用排露沟实验数据对欧洲山区的非饱和导水率 PTFs 模型进行检验;(2) 利用

表 1 排露沟流域土壤表层导水率及其属性

Table 1 Saturated and unsaturated hydraulic conductivity and soil properties in the Pailugou catchment

景观类型	样本编号	K_{10}	K_s	容重	土壤机械组成(%)		
		($\text{cm} \cdot \text{h}^{-1}$)	($\text{cm} \cdot \text{h}^{-1}$)		粘粒	粉粒	沙粒
森林	1	0.15	0.24	0.82	1.50	73.95	24.55
	2	0.20	0.50	0.40	0.25	67.40	32.35
	3	0.08	0.08	0.63	1.70	80.65	17.65
	4	0.07	0.08	0.67	1.85	69.30	28.85
	5	0.13	0.12	0.54	1.80	62.85	35.35
	6	0.11	0.27	0.66	1.85	68.35	29.80
	7	0.16	2.60	1.03	0.80	85.80	13.40
	8	0.05	2.34	0.98	3.90	80.40	15.70
	9	0.21	0.39	0.84	0.10	76.90	23.00
	10	0.06	0.06	0.53	2.20	78.15	19.65
	11	0.64	0.11	0.64	2.35	73.25	24.40
	12	0.73	0.14	0.68	0.75	73.95	25.30
	13	0.11	1.01	0.78	3.65	80.15	16.20
草地	14	0.32	0.52	0.73	3.20	67.10	29.70
	15	0.19	0.37	0.71	1.65	73.80	24.55
	16	0.09	0.30	1.10	3.10	80.65	16.25
	17	0.36	0.05	1.34	0.77	37.14	62.09
	18	0.13	0.26	0.72	0.90	80.30	18.80
	19	0.05	0.08	0.69	0.65	74.60	24.75
	20	0.04	0.99	0.75	1.70	73.15	25.15
	21	0.09	2.63	0.72	1.40	76.60	21.70
	22	0.44	0.20	0.54	1.85	84.85	13.75
	23	0.38	0.61	0.68	1.15	83.45	15.40
裸地	24	0.21	0.31	0.64	2.10	83.70	14.20
	25	0.96	2.34	1.46	0.01	0.23	99.76
	26	0.55	3.11	1.41	3.15	28.95	67.90
	27	0.13	0.20	1.35	0.13	51.60	48.27
	28	0.76	4.10	1.32	1.57	20.44	77.99
	29	1.21	5.19	1.42	2.13	13.60	84.27
	30	1.96	7.02	1.51	0.10	0.01	99.89

K_{10} 为 -10 cm 水头计算的表层土壤非饱和导水率。

欧洲山区数据对排露沟非饱和导水率 PTFs 模型进行检验;(3) 利用与黑河地理位置相近的石羊河山区数据对排露沟 PTFS 模型进行检验,以验证其在祁连山其他区域的适用性。

为了评价模型估算土壤非饱和导水率的效果,采用了基于 K 的对数分布理论为评价指标,将误差比 ε 定义为(Tietje & Hennings,1996):

$$\varepsilon = \frac{K_p}{K_e}$$

(6)

$$GMER = \exp\left(\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \ln \varepsilon_i\right)$$

(7)

$$GSDER = \exp\left[\left[\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (\ln \varepsilon_i - \ln GMER)^2\right]^{\frac{1}{2}}\right]$$

(8)

式中, $K_p(\text{cm} \cdot \text{h}^{-1})$ 为土壤非饱和导水率的预测值; $K_e(\text{cm} \cdot \text{h}^{-1})$ 为土壤非饱和导水率的实测值; $GMER$ 和 $GSDER$ 分别为样本误差比几何平均数、几何标准偏差。 $GMER$ 等于 1 则估算值与实测值完全相等; <1 则估算值要较实测值偏小; >1 则估算过高; $GSDER$ 值等于 1 则估算值与实测值完全符合,其值随样本偏差增加而增加。

数据处理利用 Excel 2007,统计分析与画图用软件 SPSS13.0 和 Origin 7.0。

2 结果与分析

2.1 排露沟表层土壤非饱和导水率估算

排露沟流域表层土壤非饱和导水率 K_{10} 均值为 $(0.35 \pm 0.42) \text{ cm} \cdot \text{h}^{-1}$,饱和导水率均值为 $(1.21 \pm 1.74) \text{ cm} \cdot \text{h}^{-1}$ 。其中森林、草地、退耕裸地表层土壤非饱和导水率 K_{10} 均值分别为 (0.21 ± 0.20) 、 (0.20 ± 0.16) 、 $(0.93 \pm 0.63) \text{ cm} \cdot \text{h}^{-1}$;饱和导水率的均值为 (0.59 ± 0.80) 、 (0.6 ± 0.81) 、 $(3.66 \pm 2.36) \text{ cm} \cdot \text{h}^{-1}$,3 种植被类型非饱和导水率的空间变异系数 CV 值分别为 0.95、0.79、0.67。表明森林的非饱和导水率 K_{10} 的空间异质性稍大于草地,与 Chandler 和 Chappel 等(2008)的结果类似,Wilcox 等(2003)分析其原因可能是雨滴下落过程的冲击作用使表层土壤孔隙的堵塞导致;其次青海云杉林下覆盖层分为灌草类,云杉凋落物以及苔藓,其空间覆盖类型分布的复杂度大于草地和裸地,增加了森林内部表层土壤非饱和导水率的空间变异性。

根据实验数据和土壤属性,拟合了黑河上游山

表 2 排露沟表层土壤非饱和导水率传递模型
Table 2 Topsoil unsaturated hydraulic conductivity of pedotransfer functions model at Pailugou catchment

土壤传递函数	PTFs 形式	显著性检验
排露沟流域	$K_{10} = 0.619 - 0.004e^{1.984B} - 0.152e^{-0.372C_1} - 0.094\ln S_1 + 0.049e^{0.0295S_a}$ $K_{10} = 2.487 + 0.017\ln d_g$	$R^2 = 0.76, P < 0.001$ $R^2 = 0.52, P < 0.001$

K_{10} 为 -10 cm 水头非饱和导水率; $B(\text{g} \cdot \text{cm}^{-3})$ 为容重; C_1 、 S_1 、 S_a 分别为粘粒、粉粒和沙粒,单位%; $d_g(\text{mm})$ 为土壤平均粒径。

区表层土壤非饱和导水率的 PTFs 估算模型(表 2),判定系数 R^2 为 0.76 和 0.52。与 Jarvis 等(2002)的研究结果 $R^2 = 0.44$ 相比,本研究 PTFs 模拟效果明显好于前者,这是黑河山区土壤机械组成分布比较单一、集中(图 2),主要为山地灰褐土和亚高山灌丛草甸土,以粉沙块为主。而 Jarvis 的土壤机械组成呈散点分布,包含各种土壤类型;此外,由于非饱和导水率对土壤机械组成及容重等土壤参数敏感,及对土壤非饱和导水率与土壤属性拟合,结果表明:黑河山区土壤机械组成与容重和非饱和导水率之间存在着统计关系,如排露沟区域的非饱和导水率和沙粒、粉粒、粘粒间拟合关系的判定系数 R^2 分别为 0.73、0.72 和 0.71;欧洲山区的为 0.66、0.65 和 0.73。土壤非饱和导水率对土壤属性的敏感性是不同区域的 PTFs 形式及估算效果差异显著的原因,因此,在利用 PTFs 等统计模型估算土壤非饱和导水率时,需先判定 PTFs 模型在研究区域的可靠性。

2.2 土壤传递函数模型检验

对排露沟和欧洲山区 2 个土壤表层非饱和导水率 PTFs 估算模型的检验结果见图 3。欧洲山区非饱和导水率 PTFs 模型(图 3a)基本拟合出排露沟实测值的变化趋势,但估算值显著高于试验观测值,样本误差比的几何平均数和几何标准偏差分别为 $GMER = 5.22$ 、 $GSDER = 2.28$,不适合在黑河山区应用;而利用欧洲山区实验数据对排露沟非饱和导水率 PTFs 估算模型进行了验证,发现估算值也高于观测值(图 3b),验证结果为 $GMER = 3.82$ 、 $GSDER = 2.64$ 。利用和黑河地理位置相近,同属祁连山脉的石羊河非饱和导水率文献数据对排露沟 PTFs 模型进行了验证,结果为 $GMER = 1.77$ 、 $GSDER = 1.97$,预测值与实测值接近(图 3c),说明排露沟土壤表层非饱和导水率 PTFs 估算模型在石羊河区域同样具有较好的参考价值。

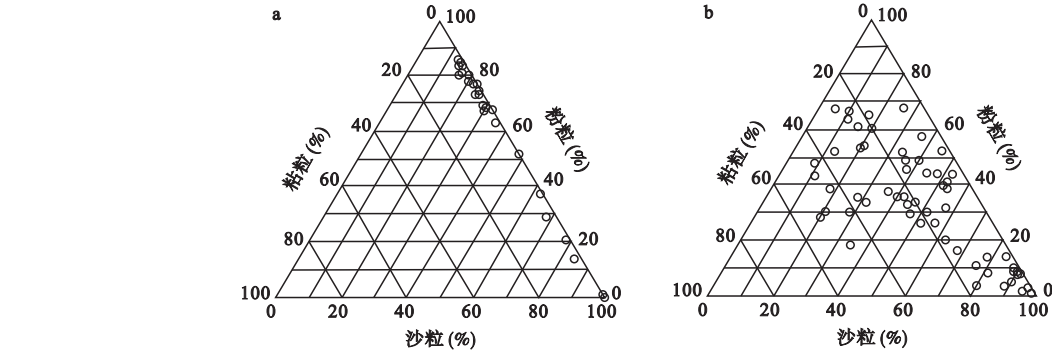


图2 土壤机械组成分布
Fig.2 Particle size distribution of soil
a 为排露沟数据,b 为欧洲山区数据。

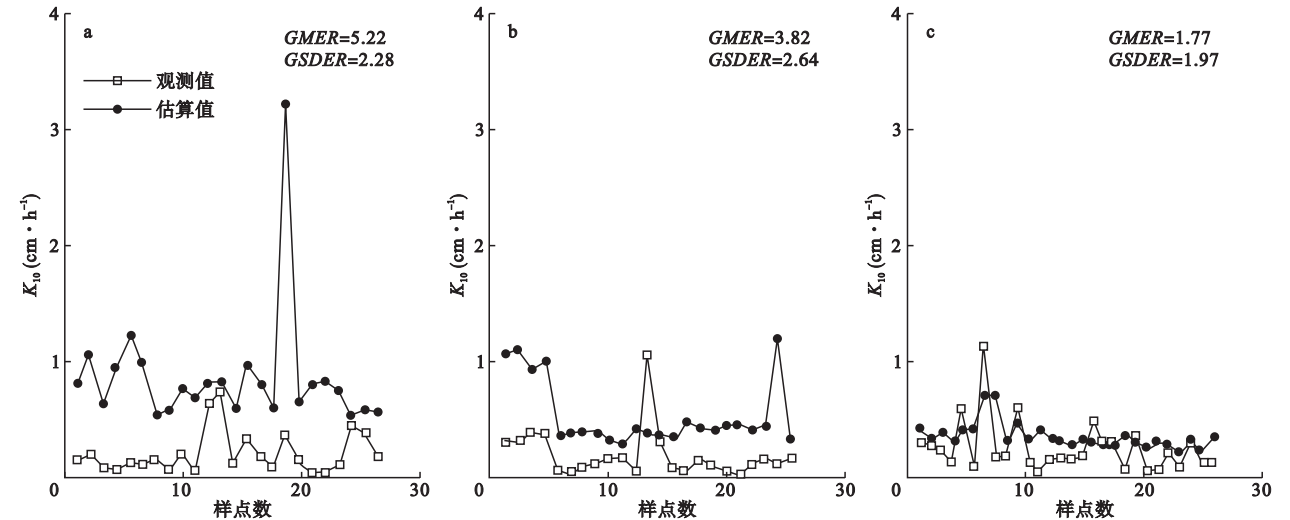


图3 土壤非饱和导水率 PTFs 估算模型检验
Fig.3 Evaluation at PTFs model
a 为欧洲山区 PTFs 估算模型在排露沟的检验,b 为排露沟 PTFs 估算模型在欧洲山区的检验,c 为排露沟 PTFs 在石羊河山区的检验。

3 讨论

通过对黑河上游山区排露沟流域表层土壤的野外观测实验和模拟估算结果表明:排露沟森林、草地、裸地的表层土壤非饱和导水率 K_{10} 均值分别为 (0.21 ± 0.20) 、 (0.20 ± 0.16) 、 (0.93 ± 0.63) $\text{cm} \cdot \text{h}^{-1}$;饱和导水率均值分别为 (0.59 ± 0.80) 、 (0.6 ± 0.81) 、 (3.66 ± 2.36) $\text{cm} \cdot \text{h}^{-1}$,其 K_{10} 的空间变异性为森林>草地>裸地,林下植被覆盖类型的空间分布较为复杂是青海云杉林具有最大空间变异性值的原因。与 Jarvis 的土壤非饱和导水率研究对比分析结果表明:非饱和导水率对土壤机械组成及容重等参数表现敏感,导致不同区域的 PTFs 形式及估算效果差异明显,因此,在估算土壤非饱和导水率时,需先检验 PTFs 模型在研究区的适用性。

利用土壤机械组成、容重推导了排露沟表层土壤非饱和导水率 PTFs 估算模型,其判定系数 $R^2 = 0.76$,利用石羊河观测数据的检验结果表明,该模型在其区域也具有实用意义。

研究表明,不同植被景观类型的土壤非饱和导水率 K_{10} 的空间异质性程度不同。如排露沟流域的森林斑块内,由于林下植被和林木根系的共同影响,土壤非饱和导水率 K_{10} 的空间异质性均高于草地和退耕裸地,退耕裸地由于耕作使其土壤质地比较均匀,其非饱和导水率 K_{10} 的空间异质性也最小;此外,实验观测方法也可能会增加土壤非饱和导水率的空间异质性。如在采用张力入渗仪观测时,土壤表面处理会对观测结果产生较大影响 (Jarvis *et al.*, 2002)。在排露沟流域森林、草地和退耕裸地的土壤表面存在明显差异 (枯枝落叶层和腐殖质层厚度

不同),若采用去除相同厚度的枯枝落叶层和腐殖质层,重复观测的结果会出现较大的误差。为了降低这种“表面效应”的影响,应对所有样点的土壤表面均采取完全去除枯枝落叶层和腐殖质层,若土壤表面没有此层(如退耕裸地),则直接进行观测。其次在实验过程中为了使张力入渗仪的多孔渗透盘与土壤表面紧密接触,通过铺设固定厚度的沙层使其形成相对的水平面。同时发现实验所用沙层的粒径、厚度、干湿状况均会对观测结果产生影响,这与 Jarvis(2002) 和 Reynolds(1996) 的结论相一致。因此,实验中所用沙子应为同一批次处理后的干沙,铺设厚度一致。土壤非饱和导水率的野外观测法的标准化可降低实验观测的误差。

本研究表明,土壤传递函数虽能有效估算土壤非饱和导水率,但非饱和导水率对土壤属性和植被类型均表现敏感。因此,土壤传递函数的应用范围受到限制。对于同一区域但土壤质地和植被类型差异较大时 also 需谨慎,前期野外试验是保证利用土壤传递函数准确估算土壤非饱和导水率的重要步骤。本文推导的排露沟 PTFs 估算模型,其结果可作为估算黑河和石羊河上游山区表层土壤非饱和导水率的参考。

参考文献

白天路,杨勤科,申佳,等. 2009. 黄土高原丘陵沟壑小流域土壤水分垂直分布变异特征及影响因子. *生态学杂志*, **28**(12): 2508–2514.

樊军,邵明安,王全九. 2006. 田间测定土壤导水率的方法研究进展. *中国水土保持科学*, **4**(2): 114–119.

樊军,王全九,邵明安. 2007. 盘式吸渗仪测定土壤导水率的两种新方法. *农业工程学报*, **23**(10): 14–18.

何志斌,赵文智. 2007. 河床水力传导度及其各向异性的测定. *水科学进展*, **18**(3): 351–355.

胡克林,李保国,陈研. 2006. 表层土壤饱和导水率的空间变异对农田水分渗漏的影响. *水利学报*, **37**(10): 1217–1223.

黄元仿,李韵珠. 2002. 土壤水力性质的估算——土壤转换函数. *土壤学报*, **39**(4): 517–523.

贾宏伟,康绍忠,张富仓,等. 2006. 石羊河流域平原区土壤入渗特性空间变异的研究. *水科学进展*, **18**(4): 471–476.

刘思春,吕家珑,张一平,等. 2000. 非饱和土壤水分运动与热力学函数关系初探. *土壤学报*, **37**(3): 388–395.

王峰,陈家宙,代晓燕. 2007. 亚热带红壤丘陵区坡地土壤性质空间变异特征. *亚热带水土保持*, **19**(2): 1–5.

王全九,王文焰,沈冰,等. 1998. 田间非饱和土壤水分运动参数测定. *农业工程学报*, **14**(2): 149–153.

王卫华,王全九,李淑芹. 2009. 长武地区土壤导气率及其与导水率的关系. *农业工程学报*, **25**(11): 120–127.

王志强,刘延玺,朝伦巴根. 2004. 寒冷干旱区土壤水力特性参数的模拟估算. *沈阳农业大学学报*, **35**(5/6): 426–428.

于金霞,郭会荣,方琼. 2006. 非饱和土壤水分运动参数的确定——以河南驻马店亚粘土为例. *地下水*, **28**(4): 25–27.

Ankeny MD, Mushtaque A, Kaspar TC, *et al.* 1991. Simple field method for determining unsaturated hydraulic conductivity. *Soil Science*, **55**: 467–470.

Budiman MA, McBratney AB. 2000. Evaluation and development of hydraulic conductivity pedotransfer functions for Australian soil. *Australian Journal of Soil Research*, **38**: 905–926.

Chandler KR, Chappell NA. 2008. Influence of individual oak (*Quercus robur*) trees on saturated hydraulic conductivity. *Forest Ecology and Management*, **256**: 1222–1229.

Gardner WR. 1958. Some steady-state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table. *Soil Science*, **85**: 228–232.

Haghighi F, Gorji M, Shorafa M, *et al.* 2010. Evaluation of some infiltration models and hydraulic parameters. *Journal of Agricultural Research*, **8**: 210–217.

Jarvis NJ, Zavattaro L, Rajkai K, *et al.* 2002. Indirect estimation of near-saturated hydraulic conductivity from readily available soil information. *Geoderma*, **108**: 1–17.

Messing I, Jarvis NJ. 1993. Temporal variation in the hydraulic conductivity of a tilled clay soil as measured by tension infiltrometers. *European Journal of Soil Science*, **44**: 11–24.

Mbonimpa M, Aubertin M, Chapuis RP, *et al.* 2002. Practical pedotransfer functions for estimating the saturated hydraulic conductivity. *Geotechnical and Geological Engineering*, **20**: 235–259.

Reynolds WD, Zebchuk WD. 1996. Use of contact material in tension infiltrometer measurements. *Soil Technology*, **9**: 141–159.

Reynolds WD, Elrick DE. 1991. Determination of hydraulic conductivity using a tension infiltrometer. *Soil Science*, **55**: 633–639.

Sobieraj JA, Elsenbeer H, Vertessy RA. 2001. Pedotransfer functions for estimating saturated hydraulic conductivity: Implications for modeling storm flow generation. *Journal of Hydrology*, **251**: 202–220.

Tietje O, Hennings V. 1996. Accuracy of the saturated hydraulic conductivity prediction by pedotransfer functions compared to the variability within FAO textural classes. *Geoderma*, **69**: 71–84.

Wösten JHM, Lilly A, Nemes A, *et al.* 1999. Development and use of a database of hydraulic properties of European soils. *Geoderma*, **90**: 169–185.

Wösten JHM, Pachepsky YA, Rawls WJ. 2001. Pedotransfer functions: Bridging the gap between available basic soil data and missing soil hydraulic characteristics. *Journal of Hydrology*, **251**: 123–150.

Wagner B, Tarnawski VR, Hennings V, *et al.* 2001. Evaluation of pedotransfer functions for unsaturated soil hydraulic conductivity using an independent data set. *Geoderma*, **102**: 275–297.

Wilcox BP, Breshears D, Turin HJ. 2003. Hydraulic conductivity in a pinon-juniper woodland: Influence of vegetation. *Soil Science*, **67**: 1243–1249.

作者简介 唐振兴,男,1985年生,硕士研究生。主要从事森林生态水文研究。E-mail: nimtdk@yahoo.com.cn
责任编辑 王伟