

引用格式: 崔俊芳, 邓建波, 刘传栋, 唐翔宇. 若尔盖高寒草甸表层土壤水分特征曲线传递函数研究[J]. 山地学报, 2021, 39(4): 483-494.

CUI Junfang, DENG Jianbo, LIU Chuandong, TANG Xiangyu. Pedo-transfer functions of soil water retention curve for alpine meadow grassland in Zoige area, China [J]. Mountain Research, 2021, 39(4): 483-494.

# 若尔盖高寒草甸表层土壤水分特征曲线传递函数研究

崔俊芳<sup>1</sup>, 邓建波<sup>1,2</sup>, 刘传栋<sup>1,3</sup>, 唐翔宇<sup>1\*</sup>

(1. 中国科学院、水利部成都山地灾害与环境研究所, 成都 610041; 2. 四川农业大学 水利水电学院, 四川 雅安 625000;

3. 海南大学 生态与环境学院, 海口 570228)

**摘要:** 土壤水力学性质是土壤水文和流域水文模型模拟的重要参数。通过代表性样点采样分析, 建立土壤基本理化指标为自变量的传递函数, 是区域尺度土壤水力学参数估算的一种重要方法。受水文气候条件、土壤属性等多要素的影响, 现有土壤水力学参数传递函数模型在高寒地区的适用性较为有限。为获得高寒草地准确的土壤水力学参数, 本文以青藏高原东缘若尔盖高寒草甸表层土壤(0~20 cm)为研究对象, 测定了土壤基本理化性质(有机质含量、容重、颗粒组成等)和土壤水分特征曲线。在 van Genuchten (VG) 模型参数拟合及 Pearson 相关分析的基础上, 运用多元逐步线性回归分析法, 分别构建了 VG 模型参数估算模型和三组点估算模型。结果显示: (1) 采用本研究构建的土壤水力学传递函数所得的估算值与实测数据的相对误差与平均相对误差总体小, 准确度高; (2) 本文构建的点估算模型拟合效果均较好, 在基本理化性质的基础上增加滞留含水量( $\theta_r$ )和田间持水量( $\theta_{330}$ ), 均能提高传递函数的估算准确度; (3) 对于土壤数据较为缺失的高寒草地区域, 以只采用土壤颗粒组成、容重和有机质含量作为自变量构建的传递函数组 A 更具可行性。该研究为高寒草地土壤水力学参数的估算提供了实用的函数工具, 其应用可为高寒草甸土壤水文、生态、水资源管理等研究提供参数支撑。

**关键词:** 土壤水力学参数; 土壤传递函数; 高寒草甸土; van Genuchten 模型; 若尔盖; 青藏高原

**中图分类号:** X143

**文献标志码:** A

土壤水力学参数是土壤水分和溶质运移研究的基础, 也是水文过程模型的重要输入项<sup>[1]</sup>。土壤水力学参数受土地利用、土壤质地、容重、有机质含量等的影响, 不同地区其影响因素也存在明显差异<sup>[2]</sup>。此外, 因土壤具有高度的空间异质性, 随着研究尺度的不同, 各因素对土壤水力学特性的影响强度也存在很大差异<sup>[3-4]</sup>。目前, 室内实验直接测定土壤水力学特性的方法主要有沙箱-压力膜仪法和离心机法, 这两种方法均存在成本高、耗时长等缺

点, 在较大的空间尺度(流域、区域), 通过大量的采样测定以直接获得土壤水力学特性的可行性往往较低<sup>[5]</sup>。从 20 世纪 40 年代开始, 学者们通过土壤基本物理化学性质与土壤水力学性质之间的关系及其函数表达式研究<sup>[6]</sup>, 利用容易获得的基本理化性质(如容重、有机质含量和颗粒组成)构建间接推求土壤水力学参数, 实现其流域或区域空间赋值的目的, 该法被称为土壤传递函数法(Pedo-Transfer Functions, PTFs)<sup>[7]</sup>。土壤水力学参数的传递函数模

**收稿日期** (Received date): 2020-09-18; **改回日期** (Accepted date): 2021-05-21

**基金项目** (Foundation item): 国家自然科学基金青年基金(41501237); 中国科学院前沿局项目(QYZDJ-SSW-DQC006)。[Youth Fund of National Natural Science Foundation of China (41501237); Key Research Program of Frontier Sciences, Chinese Academy of Sciences (QYZDJ-SSW-DQC006)]

**第一作者** (Biography): 崔俊芳 (1983-), 女, 山东平原县人, 博士, 助理研究员, 主要研究方向: 土壤结构与水分运动。[CUI Junfang (1983-), born in Pingyuan, Shandong province, Ph.D, assistant researcher, research on soil structure and soil water movement] E-mail: jfcui@imde.ac.cn

**\* 通讯作者** (Corresponding author): 唐翔宇 (1972-), 男, 博士, 研究员, 主要研究方向: 土壤水文学。[TANG Xiangyu (1972-), Ph.D, professor, research on soil hydrology] E-mail: xytang@imde.ac.cn

型分为点预测模型和参数预测模型<sup>[8]</sup>。其中,点估算模型的优势是可以根据研究或者生产需要进行特定吸力下的土壤含水量估算;参数估算模型是基于模型参数与土壤理化性质构建的函数关系,其优势是可以简便地确定水文模型所需的土壤水力学参数。目前土壤水力学参数传递函数模型的研究方法主要有线性和非线性拟合、人工神经网络(BP)和数据分类分组等方法<sup>[9]</sup>,其中,线性回归法是常用的研究方法。近半个世纪以来,国内外学者通过建立基于不同理论和数据库的 PTFs 对土壤水分特征曲线开展了大量研究,提出了基于不同因子的土壤水力学参数传递函数,如 Wösten<sup>[10]</sup>模型、Rosetta<sup>[11]</sup>模型、van Genuchten (1980)<sup>[6]</sup>模型、Vereecken<sup>[12]</sup>模型、Cosby<sup>[13]</sup>模型和 Weynants<sup>[14]</sup>等模型。然而,影响土壤水力参数的因素极其复杂,土地利用方式、土壤类型、质地、结构以及大孔隙等是影响土壤水力学参数的主要因素<sup>[1,4-5]</sup>。与此同时,土壤水力学参数还受到区域气候和土地利用方式的影响<sup>[3]</sup>,因此不同研究中构建的 PTFs 往往具有区域局限性。为此,国内外学者针对不同土地利用类型和土壤类型开展了大量的土壤水力参数传递函数研究,构建适用于不同地区土壤的传递函数,以提高参数估算的准确度。例如,在区域尺度上,有学者发现封丘地区潮土的土壤质地、容重、有机质含量与 VG 模型参数( $\theta_r$ 、 $\theta_s$ 、 $\alpha$  和  $n$ )有很好的线性关系,进而构建了质地、容重和有机质含量为自变量的土壤传递函数模型<sup>[15]</sup>。在国家尺度上,有学者采用土壤调查基础数据,分别采用简单线性模型、回归模型构建了新西兰土壤属性与土壤含水量之间的传递函数<sup>[16]</sup>。尽管土壤传递函数研究已经取得不少进展,但在高寒草地区域的相关研究尚不足,相关研究报告较少。而高寒草地区域生态较脆弱,土壤储水能力和土壤水分赋存状态对于草地群落稳定和生态系统维持至关重要。同时,高寒地区的野外工作条件有限,开展大范围的土壤水力学性质测定较为昂贵且困难,因此,通过代表性样点的采样分析,建立以易获得的土壤基本理化指标为自变量的传递函数,是该区域尺度土壤水力学参数估算的一种可行的重要方法。

若尔盖高寒草甸位于青藏高原东北缘,受气候和季节性冻融作用,土壤结构和水力学特性独特<sup>[17-18]</sup>,导水性能好,这些特点使得现有土壤水力

学传递函数在该区的适用性较差。本文以若尔盖高寒草甸表层土壤为研究对象,系统分析土壤基本理化性质和水分特征曲线实测数据,运用多元逐步线性回归方法,构建并验证 van Genuchten (1980) 模型参数( $\theta_r$ 、 $\theta_s$ 、 $\alpha$  和  $n$ )估算模型和点估算模型,旨在为高寒草甸土壤水分和溶质运移机理研究提供科学实用的传递函数工具,其应用可为高寒草甸土壤可持续利用与生态环境建设提供科学依据。

## 1 材料与方法

### 1.1 研究区概况

若尔盖高寒草地(32°56'~34°19'N,102°08'~103°39'E)海拔 3400~3900 m,东部地区为大陆性山地中温带半湿润季风气候,西部地区属大陆性季风高原气候。地形上,西部地区为丘状高原,气候严寒、四季不明、冬长无夏,年绝对最低气温 -33.7℃,年平均气温只有 1℃,年日照时间 2400 h,无绝对无霜期。该地区年降水量 650 mm,其中 86% 集中降于 4 月下旬至 10 月中旬<sup>[17]</sup>。由于区内气候寒冷湿润、水量丰沛,但水分蒸发量小,受地形特征的限制,排水不畅,使得地表经常处于过湿状态。土壤类型主要包括沼泽土、黑毡土、泥炭土、草毡土和草甸土等,高寒草甸和高寒湿地是该地区主要的景观类型<sup>[18]</sup>。本研究以若尔盖高寒草甸土壤为研究对象,土层厚度约 30~70 cm,表层土壤内植物根系发达;研究区以蒿草属(*Kobresia*)、蓼属(*Polygonum*)植物为主,优势物种有羊茅(*Festuca ovina* Linn.)、四川蒿草(*Kobresia setchwanensis* Hand-Mazz)、垂穗披碱草(*Elymus nutans* Griseb.)等。

### 1.2 实验设计

本研究在红原县和若尔盖县共布设 36 个采样点(图 1),其中分为 24 个建模采样点,12 个验证采样点。每个采样点,先用小铲子将土壤表层覆盖物清理干净,并平整表面,以达到取样的标准。然后用环刀采样器(荷兰 Eijkelkamp 公司,型号 07.53.SE)在土壤表层(3~8 cm,实际代表 0~10 cm)取体积为 100 cm<sup>3</sup>(高 5 cm,内径 5.05 cm)原状环刀土样各 2 组。将样品带回实验室,并放入 4℃ 的冰柜待用。在环刀采集点同时采集适量的散土样(约 200 g),带回实验室,用于理化性质分析。

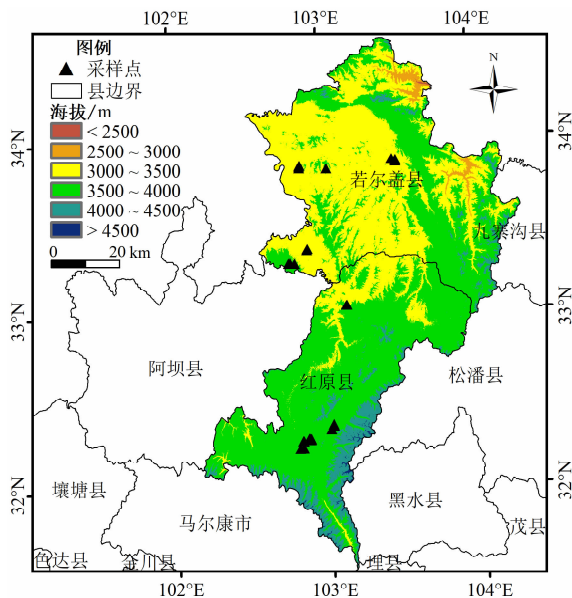


图1 研究区地理位置及采样点布设

Fig. 1 Location of the study area and sampling sites

### 1.3 土壤理化性质测定

在实验室,饱和导水率  $K_s$  采用定水头法测定(结果换算为  $10\text{ }^{\circ}\text{C}$ )<sup>[19]</sup>;土壤水分特征曲线采用沙箱法和压力膜仪(荷兰 Eijkelkamp 公司)测定不同吸力下的土壤体积含水量。其中,沙箱法设置的土壤吸力分别为  $-1$ 、 $-2.5$ 、 $-10$ 、 $-36.6$ 、 $-63.1$ 、 $-105\text{ cm H}_2\text{O}$ ;压力膜仪法设置的吸力依次为  $-330$ 、 $-500$ 、 $-1000$ 、 $-5000$  和  $-15000\text{ cm H}_2\text{O}$ 。具体操作步骤参考文献[20]。水分特征曲线测定结束后的环刀样品放置在  $105\text{ }^{\circ}\text{C}$  的烘箱中,烘干  $16\sim 24\text{ h}$  至恒重,用电子天平( $0.001\text{ g}$ )称重,计算得到土壤容重( $\rho$ )。散土样自然风干,去除根系、石砾等,分为两部分。一部分风干样品过  $2\text{ mm}$  筛,采用 SEIMAT4-12 Master 2000 激光粒度分析仪(德国 SEIMAT 公司)测定土壤颗粒组成。颗粒组成结果按照美国制土壤分级标准:砂粒  $2\sim 0.05\text{ mm}$ ,粉粒  $0.05\sim 0.002\text{ mm}$  和黏粒  $<0.002\text{ mm}$ 。另一部分风干样品过  $100$  目筛后,有机质含量采用重铬酸钾外加热法(油浴)(GB 9834-1988)测定。颗粒组成和有机质含量测定重复 3 次,取平均值。

### 1.4 传递函数模型构建与验证

#### 1.4.1 模型构建

##### 1.4.1.1 参数估计模型构建

参数估计模型以容易测得的土壤基本物理性质为自变量,建立以土壤水分特征曲线模型参数为因

变量的回归方程<sup>[13]</sup>。描述土壤水分特征曲线的经验公式较多,常用的主要有 Brooks-Corey、Gardner、Campbell 和 van Genuchten 及其推广模型。其中, van Genuchten 及其推广模型对于较粗质地的土壤水分特征曲线具有较高的拟合精度,曲线光滑且连续,是最常用的拟合模型。因此本研究采用 van Genuchten(1980)<sup>[6]</sup>模型,拟合实测的水分特征曲线( $\theta(h)$ )数据,其表达式如下:

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

式中,  $\theta(h)$  为体积含水量 ( $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ );  $\theta_s$  为土壤饱和含水量 ( $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ );  $\theta_r$  为滞留土壤含水量 ( $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ );  $h$  为土壤吸力 ( $\text{cm}$ );  $\alpha$  是与进气吸力相关的参数;  $n$  和  $m$  是形状系数,且  $m = 1 - 1/n$ 。

本研究首先利用非线性最小平方优化程序 RETC 获得研究区土样的 van Genuchten 模型参数  $\theta_r$ 、 $\theta_s$ 、 $\alpha$  和  $n$ ,之后采用最小二乘法建立参数的非线性方程组,最后用 Picard 迭代法进行求解<sup>[21]</sup>。该模型利用 24 组土壤样品的基本理化性质和土壤水分特征曲线模型参数数据,分别建立 van Genuchten(1980)模型的 4 个参数  $\theta_r$ 、 $\theta_s$ 、 $\alpha$  和  $n$  的多元逐步线性回归方程。

##### 1.4.1.2 传递函数的点估算模型构建

点估算模型的构建步骤分为:(1)对已有的土壤基本理化性质与特定基质势下的土壤含水量做相关性分析;(2)应用多元回归分析法建立特定基质势下土壤含水量与土壤基本理化性质的函数关系式,从而构建出研究区土壤水力学参数的 PTFs。其中,在应用 SPSS 软件多元线性逐步回归方法构建 PTFs 的过程中,对作为自变量的土壤基本理化性质,比较每个自变量对因变量的贡献大小,当自变量(基本理化性质)的偏回归平方和  $F$  检验显著时,则进入回归方程,并且每一步只能引入一个变量,从而建立偏回归方程;如果一个自变量的引入会使已有变量的性质降为不显著,则会将后者从方程中剔除;如此循环,直到方程中所有自变量都显著影响水力学性质参数并且不能剔除时结束逐步回归过程。

本文传递函数点估算模型构建所采用的数据与参数估计模型构建采用的数据相同。

##### 1.4.2 模型验证

利用相对误差和( $E_p$ )和平均相对误差( $E_m$ )作

为检验指标,对本文建立的土壤传递函数的结果进行精度分析:

$$E_p = \sum_{i=1}^N E_i T_i \tag{2}$$

$$E_m = \frac{1}{N_p} \sum_{p=1}^{N_p} E_p \tag{3}$$

式中, $E_p$  为各水力学参数估算值与实测值的相对误差之总和,下标  $p$  代表水力学参数,如  $\theta_r$ 、 $\theta_s$ 、 $\alpha$  和  $n$ ;  $E_i$  为质地类别  $i$  个土壤样品参数估算值与拟合值(实测数据拟合所得的参数值)相对误差(绝对值)之总和; $T_i$  为质地类别  $i$  的土壤样品数占总样品数的比例; $E_m$  为参数传递函数的平均相对误差; $N_p$  为参数个数(本文中  $N_p=4$ )。

### 1.4.3 模型比较

选取 4 种主要的参数传递函数模型(表 1)与构建的参数估计模型做对比,根据参数相对误差和平均相对误差差异性验证模型的适用性。

## 2 结果与讨论

### 2.1 实验数据的基本统计

研究区土壤容重为  $0.45 \sim 1.34 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ ,其均值为  $1.01 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ ,土壤砂粒含量  $13.04\% \sim 63.76\%$ ,黏粒含量  $4.33\% \sim 47.93\%$ (表 2)。根据颗粒组成结果判定土壤类型主要是砂质壤土、壤土和黏土,土壤颗粒组成差异较大。土壤有机质含量  $3.51\% \sim 11.84\%$ ,空间差异性较大。饱和导水率( $K_s$ )为  $0.04 \sim 45.87 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ (表 2),空间变异极大。

采用 van Genuchten 模型对土壤水分特征曲线测定结果进行拟合,得到模型参数,其统计值列于表 3。土壤饱和含水量是指当土壤所有孔隙充满水时,土壤中所能容纳的全部水分,它不仅反映土壤贮蓄和调节水分的潜在能力,而且反映土壤水源涵养的

表 1 本文选取的四种模型及其表达式

Tab. 1 Selected models in this study

模型	模型表达式
Vereecken (1989) 模型 <sup>[12]</sup>	$\begin{aligned} \theta_s &= 0.81 - 0.283C_1 + 0.001C_5 \\ \theta_r &= 0.015 + 0.008C_2 + 0.005C_3 \\ \lg \alpha &= -2.486 - 2.671C_1 - 0.204C_2 + 0.025C_3 - 0.023C_5 \\ \lg n &= 0.053 - 0.009C_3 + 0.00015C_3^2 - 0.013C_5 \end{aligned}$
Wösten (1999) 模型 <sup>[10]</sup>	$\begin{aligned} \theta_s &= 0.7919 - 0.29619C_1 + 0.000821C_2^2 - 0.000001491C_4^2 + 0.001691C_5 + \\ &\quad 0.01113/C_4 + 0.02427/C_5 + 0.01472\ln C_4 - 0.000619C_1C_5 - 0.001183C_1C_2 \\ \alpha &= \exp \left[ \begin{aligned} &-14.96 + 15.29C_1 + 4.671C_1^2 + 0.464C_2 - 0.00687C_2^2 + 0.0351C_4 + 0.0663\ln C_4 + 0.03135C_5 + \\ &0.1482\ln C_5 + 0.0449/C_2 - 0.4862C_1C_2 - 0.04546C_1C_4 + 0.192(\text{topsoil}) + 0.00673C_5(\text{topsoil}) \end{aligned} \right] \\ n &= 1.0 + \exp \left[ \begin{aligned} &-25.23 + 45.5C_1 + 7.24C_1^2 - 0.194C_2 + 0.002885C_2^2 + 0.0074C_4 - 0.02195C_5 + \\ &0.0003658C_5^2 - 44.6\ln C_1 - 0.0709\ln C_2 - 0.2873\ln C_4 - 0.02264C_1C_5 + \\ &0.0896C_1C_2 - 12.81/C_1 - 0.01958/C_2 - 0.1524/C_4 + 0.00718C_5(\text{topsoil}) \end{aligned} \right] \\ \theta_r &= 0 \end{aligned}$
Weynants (2009) 模型 <sup>[14]</sup>	$\begin{aligned} \theta_s &= 0.6355 - 0.1631C_1 + 0.0013C_5 \\ \alpha &= \exp[-4.3003 - 0.05767C_2 + 0.0138C_3 - 0.0097C_5] \\ n &= 1.0 + \exp[-1.0846 - 0.0085C_3 + 0.0001C_3^2 - 0.0236C_5] \\ \theta_r &= 0 \end{aligned}$

Schaap (2001)模型<sup>[11]</sup> 参照文献[6]的步骤,在 RETC 软件中完成参数估算。

注: $C_1$ 、 $C_2$ 、 $C_3$ 、 $C_4$  和  $C_5$  分别代表土壤容重  $\rho(\text{g} \cdot \text{cm}^{-3})$ 、土壤有机质含量  $(\text{g} \cdot \text{kg}^{-1})$  以及土壤砂粒、粉粒和黏粒含量( $\%$ );Wösten (1999)模型中(topsoil)序数变量,当土壤深度为  $0 \sim 30 \text{ cm}$  时取值 1,土壤深度  $>30 \text{ cm}$  时,取值 0;本研究中土壤深度为  $0 \sim 20 \text{ cm}$ ,故取值 1。

能力。研究区土壤饱和含水量  $\theta_s$  最小值为  $0.54 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ , 最大值为  $0.81 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ , 均值为  $0.66 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ , 土壤滞留含水量  $\theta_r$  为  $0.21 \sim 0.56 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ , 空间变异较大。

土壤样品的基本理化性质中, 容重符合正态分布, 其余参数需取其常用对数用于进一步统计分析。同样, van Genuchten 模型参数  $\theta_r$  和  $\theta_s$  符合正态分布, 但参数  $\alpha$  和  $n$  不能满足线性回归模型所要求的正态性假设, 需将参数值转换为常用对数后用于进一步统计分析。

van Genuchten (1980) 模型参数与土壤基本理化性质的相关性分析显示(表 4), 土壤滞留含水量  $\theta_r$  与容重呈极显著负相关, 与有机质含量和粉粒含

量均呈显著正相关; 土壤饱和含水量  $\theta_s$  与容重和砂粒含量呈显著负相关, 与粉粒含量呈正相关;  $\lg \alpha$  与土壤容重和粉粒含量呈显著负相关, 与砂粒含量呈显著正相关;  $\lg n$  只与土壤机械组成中的砂粒和粉粒含量分别呈显著正相关和负相关。

2.2 传递函数参数估算模型构建与验证

2.2.1 模型建立

本研究中用于构建传递函数模型的 24 组数据, 就土壤质地而言, 主要为壤土和砂壤土, 壤土占比 58.33% (14 组), 砂壤土 25.00% (6 组), 粉壤土 12.5% (3 组), 黏土 4.17% (1 组)。用于传递函数验证与比较的另外 12 组数据中, 壤土所占比例 41.67% (5 组), 粉壤土 25.00% (3 组), 砂壤土和黏

表 2 土壤样品基本理化性质的统计学特征

Tab.2 Statistical characteristics of basic physical and chemical properties of soil

性质	数值范围	最小值	最大值	差值	均值
容重/( $\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$ )	0.45 ~ 1.34	0.45	1.34	0.89	1.01
有机质含量/%	3.51 ~ 11.84	3.51	11.84	8.33	7.36
砂粒含量/%	13.04 ~ 63.76	13.04	63.76	50.72	45.18
粉粒含量/%	29.95 ~ 60.05	29.96	60.05	30.08	43.02
黏粒含量/%	4.33 ~ 47.93	4.33	47.93	43.60	11.80
饱和导水率 $K_s$ /( $\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$ )	0.04 ~ 45.87	0.04	45.87	45.83	3.76

表 3 van Genuchten 模型参数统计

Tab.3 Statistics of van Genuchten model parameters

模型参数	数值范围	最小值	最大值	差值	均值
滞留含水量 $\theta_r$ /( $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ )	0.21 ~ 0.56	0.21	0.56	0.35	0.35
饱和含水量 $\theta_s$ /( $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ )	0.54 ~ 0.81	0.54	0.81	0.27	0.66
进气系数 $\alpha$	0.01 ~ 1.19	0.01	1.19	1.18	0.16
形状系数 $n$	1.03 ~ 1.69	1.03	1.69	0.66	1.37

表 4 van Genuchten (1980) 模型参数与土壤基本理化性质的 Pearson 相关性

Tab.4 Pearson correlations between van Genuchten (1980) model parameters and basic soil physical and chemical properties

	容重	$\lg(W_{OM})$	$\lg(V_{sand})$	$\lg(V_{silt})$	$\lg(V_{clay})$
$\theta_r$	-0.558 * *	0.628 * *	-0.170	0.259 *	-0.397
$\theta_s$	-0.956 *	0.163	-0.538 * *	0.527 * *	0.010
$\lg \alpha$	-0.491 *	0.100	0.474 *	-0.470 *	-0.046
$\lg n$	0.268	-0.318	0.429 *	-0.431 *	-0.177

注:  $W_{OM}$  表示土壤有机质含量( $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$ );  $V_{sand}$ 、 $V_{silt}$ 、 $V_{clay}$  分别表示砂粒、粉粒和黏粒体积含量(%); \* 和 \* \* 分别表示在 0.05 及 0.01 水平下相关性显著。

土均占 16.67% (各 2 组)。

利用 SPSS 多元逐步线性回归分析,得到如下回归方程:

$$\theta_r = 1.021 + 0.273\lg(W_{OM}) - 0.431\lg(V_{sand}) - 0.196\lg(V_{clay}) \quad (R^2 = 0.62) \quad (4)$$

$$\theta_s = 0.860 - 0.292(\rho) + 0.060\lg(W_{OM}) + 0.1047\lg(V_{clay}) \quad (R^2 = 0.92) \quad (5)$$

$$\lg\alpha = -5.041 - 0.664(\rho) + 2.751\lg(V_{silt}) \quad (R^2 = 0.27) \quad (6)$$

$$\lg n = 0.391 + 0.204\lg(V_{sand}) - 0.366\lg(V_{silt}) \quad (R^2 = 0.33) \quad (7)$$

由以上公式可见,饱和含水量  $\theta_s$  的传递函数的拟合效果最好,其判别系数  $R^2$  达到了 0.92,包含容重、有机质和黏粒含量 3 个自变量。其中,容重为其主要影响因子。容重越高,土壤颗粒之间的孔隙越少,饱和含水量越低,故容重的偏回系数为负值。砂粒含量是滞留含水量  $\theta_r$  的主要影响因子,有机质含量是次要影响因子;滞留含水量与砂粒含量呈负相关关系,而与黏粒含量相关关系不显著。 $\lg n$  的传递函数中粉粒含量是主要的影响因子,其中  $\lg(V_{silt})$  的偏回归系数绝对值最高,且为负相关;砂粒含量是次要影响因子。

### 2.2.2 传递函数参数估算模型的比较与验证

用于传递函数验证与比较的另外 12 组数据,经正态性检验及必要的取对数处理后,均满足正态分布。按土壤质地对样品进行分类,采用本研究所构建的土壤传递函数和 4 种常用土壤传递函数,由用于验证及比较的土壤基本性质数据估算 van Genuchten (1980) 模型参数值,计算其较之土壤水分特征曲线实测数据拟合所得参数值的相对误差,对本研究所构建的土壤传递函数进行了有效性验证,并评价其相比现有土壤传递函数的优劣程度,结果如表 5 所示。

与 4 种常用土壤传递函数对比验证表明,本研究构建的土壤传递函数所得参数估算值中,以壤土质地类别下土壤  $\theta_r$  的相对误差最小;Wösten (1999) 模型估算值以  $\lg\alpha$  的相对误差最小;利用 Schaap (2001) 模型估算结果显示,在壤土和砂壤土质地类别中以参数  $\lg n$  的相对误差最小。然而,单个参数估算值的相对误差不能准确反映模型的适用性。为得到最佳的传递函数,一些研究者已经对某些参数

表 5 不同传递函数估算值与实测数据拟合值的相对误差

Tab.5 Relative errors of estimated soil hydraulic parameters using different PTFs with the fitted parameters by measured soil water retention data

模型	参数	土壤质地/%			
		壤土	砂壤土	粉壤土	黏土
本文	$\theta_r$	0.00	-2.70	29.36	-2.78
	$\theta_s$	9.37	6.25	8.70	17.39
	$\lg\alpha$	-22.29	-8.92	-53.55	-24.00
	$\lg n$	-52.00	-20.00	-76.47	-52.17
Vereecken (1989)	$\theta_r$	38.24	35.14	36.11	83.33
	$\theta_s$	79.69	76.56	82.61	85.51
	$\lg\alpha$	384.71	396.82	391.61	344.50
	$\lg n$	-84.00	-55.00	-105.88	-291.30
Wösten (1999)	$\theta_r$	-100.00	-100.00	-100.00	-100.00
	$\theta_s$	-26.56	-29.69	-24.64	-18.84
	$\lg\alpha$	-7.01	-7.64	-3.87	-21.50
	$\lg n$	-76.00	-70.00	-58.82	-91.30
Weynants (2009)	$\theta_r$	-100.00	-100.00	-100.00	-100.00
	$\theta_s$	-26.56	-28.13	-27.54	-21.74
	$\lg\alpha$	25.48	25.48	35.48	11.50
	$\lg n$	-68.00	-55.00	-47.06	-82.61
Schaap (2001)	$\theta_r$	-85.29	-89.19	-83.33	-69.44
	$\theta_s$	-29.69	-32.81	-26.09	-11.59
	$\lg\alpha$	38.22	24.20	54.84	-16.00
	$\lg n$	-20.00	-10.00	41.18	-47.83

做了特别设定,如 Wösten (1999) 模型和 Weynants (2009) 模型将参数  $\theta_r$  设定为 0。因此,验证模型的适用性需综合考虑不同参数之间相对误差的差异。采用公式(2)和(3),分别计算各土壤传递函数所得参数估算值( $\theta_r$ 、 $\theta_s$ 、 $\lg\alpha$  和  $\lg n$ )的相对误差之和与平均相对误差,结果发现,采用本研究建立的土壤传递函数所得参数估算值中  $\lg\alpha$  的相对误差之和(28.16%)高于 Wösten (1999) 模型的 7.78% 和 Weynants (2009) 模型的 25.65%;  $\lg n$  的相对误差之和(52.81%)高于 Schaap (2001) 模型的 28.27%;  $\theta_r$  和  $\theta_s$  的相对误差均小于其他 4 种常用传递函数估算值,准确度最高。

## 2.3 点估算传递函数的构建与验证

### 2.3.1 点估算传递函数的建立

根据特定土壤吸力条件下的土壤体积含水量,本研究建立如下三组不同变量的回归模型(传递函数 A、B 和 C 组):

点估算模型 A 组:

$$\theta_{15} = 1.180 - 0.264\rho - 0.177\lg(V_{\text{silt}}) \quad (R^2 = 0.781) \quad (8)$$

$$\theta_{36.6} = 0.872 - 0.170\rho + 0.151\lg(W_{\text{OM}}) - 0.147\lg(V_{\text{sand}}) \quad (R^2 = 0.714) \quad (9)$$

$$\theta_{105} = 0.835 - 0.156\rho + 0.256\lg(W_{\text{OM}}) - 0.235\lg(V_{\text{sand}}) \quad (R^2 = 0.735) \quad (10)$$

$$\theta_{330} = 0.738 - 0.157\rho + 0.326\lg(W_{\text{OM}}) - 0.240\lg(V_{\text{sand}}) \quad (R^2 = 0.712) \quad (11)$$

$$\theta_{1000} = 0.399 - 0.222\rho + 0.289\lg(W_{\text{OM}}) \quad (R^2 = 0.653) \quad (12)$$

$$\theta_{5000} = 0.332 - 0.212\rho - 0.316\lg(W_{\text{OM}}) \quad (R^2 = 0.675) \quad (13)$$

$$\theta_{15000} = 1.122 + 0.286\lg(W_{\text{OM}}) - 0.447\lg(V_{\text{sand}}) - 0.231\lg(V_{\text{clay}}) \quad (R^2 = 0.733) \quad (14)$$

点估算模型 B 组:

$$\theta_{15} = 1.180 - 0.264\rho - 0.177\lg(V_{\text{silt}}) \quad (R^2 = 0.781) \quad (15)$$

$$\theta_{36.6} = 1.019 - 0.206\rho - 1.94\lg(V_{\text{clay}}) + 0.267\theta_{15000} \quad (R^2 = 0.727) \quad (16)$$

$$\theta_{105} = 0.269 - 0.110\rho + 0.095\lg(V_{\text{clay}}) + 0.731\theta_{15000} \quad (R^2 = 0.857) \quad (17)$$

$$\theta_{330} = 0.113 - 0.076\rho + 0.093\lg(V_{\text{clay}}) + 0.951\theta_{15000} \quad (R^2 = 0.923) \quad (18)$$

$$\theta_{1000} = 0.345 + 0.208\lg(V_{\text{silt}}) + 0.064\lg(V_{\text{clay}}) + 1.041\theta_{15000} \quad (R^2 = 0.909) \quad (19)$$

$$\theta_{5000} = -0.621 - 0.051\rho + 0.156\lg(V_{\text{sand}}) + 0.195\lg(V_{\text{silt}}) + 0.104\lg(V_{\text{clay}}) + 1.081\theta_{15000} \quad (R^2 = 0.956) \quad (20)$$

点估算模型 C 组:

$$\theta_{15} = 1.180 - 0.264\rho - 0.177\lg(V_{\text{silt}}) \quad (R^2 = 0.781) \quad (21)$$

$$\theta_{36.6} = 0.544 - 0.129\rho + 0.376\theta_{330} \quad (R^2 = 0.743) \quad (22)$$

$$\theta_{105} = 0.480 - 0.079\rho - 0.147\lg(V_{\text{silt}}) + 0.753\theta_{330} \quad (R^2 = 0.927) \quad (23)$$

$$\theta_{1000} = -0.422 + 0.106\lg(V_{\text{sand}}) + 0.115\lg(V_{\text{silt}}) + 1.043\theta_{330} \quad (R^2 = 0.988) \quad (24)$$

$$\theta_{5000} = -0.402 + 0.088\lg(V_{\text{sand}}) + 0.118\lg(V_{\text{silt}}) + 0.365\theta_{15000} + 0.698\theta_{330} \quad (R^2 = 0.989) \quad (25)$$

三组点估算模型中,组 B 增加了滞留含水量  $\theta_{15000}$  作为自变量之一,组 C 同时增加了滞留含水量  $\theta_{15000}$  和田间持水量  $\theta_{330}$  作为自变量之一。分析三组传递函数发现,传递函数组 A 中,容重是影响土壤含水量的主要因素,其次为有机质含量,土壤机械组成的影响较小;随着土壤吸力的增加,传递函数判别系数  $R^2$  有减小的趋势,说明传递函数 A 对低吸力段土壤体积含水量的估算效果较佳。在传递函数组 B 中,虽然自变量中增加了滞留含水量,土壤容重依然是影响土壤含水量的主要因素。传递函数组 C 中,当土壤吸力低于  $-105 \text{ cm H}_2\text{O}$  时,容重仍然会影响土壤含水量,但在  $-1000 \text{ cm H}_2\text{O}$  和  $-5000 \text{ cm H}_2\text{O}$  土壤吸力下,土壤机械组成中的砂粒和粉粒含量成为影响土壤含水量的主要因素。

对于判别系数  $R^2$ ,当自变量中同时增加滞留含水量  $\theta_{15000}$  和田间持水量  $\theta_{330}$  时,可以显著提高传递函数的估算准确度,特别是当土壤吸力高于  $-105 \text{ cm H}_2\text{O}$  时,判别系数增加变幅在  $0.19 \sim 0.32$ 。在  $-1000 \text{ cm H}_2\text{O}$  和  $-5000 \text{ cm H}_2\text{O}$  土壤吸力条件下,增加滞留含水量  $\theta_{15000}$  作为自变量能显著提高传递函数的估算准确度,而增加田间持水量  $\theta_{330}$  对提高传递函数估算准确度的贡献较小。

### 2.3.2 点估算传递函数的验证

#### 2.3.2.1 方差分析

多元逐步线性回归分析结果表明,三种不同传递函数的  $F$  值均大于  $F_{0.01}$ ,其显著性概率均大于  $0.01$ 。模型标准误均小于  $0.06$ ,残差平方和均小于  $0.1$ (表 6)。当自变量中增加滞留含水量  $\theta_{15000}$  和田间持水量  $\theta_{330}$  后,标准误和残差平方和减小,土壤吸力大于  $-100 \text{ cm H}_2\text{O}$  时,传递函数组 B 和 C 的残差平方和趋近于 0,表明增加滞留含水量  $\theta_{15000}$  和田间

持水量  $\theta_{330}$  作为传递函数自变量可有效提高估算的准确度,尤其是对于土壤高吸力段。

表 6 回归模型方差分析表  
Tab. 6 Variance analysis of regression models

土壤吸力/ (cm H <sub>2</sub> O)	模型	标准误差	残差平方和	F 值
- 15	A	0.032	0.023	68.208 * *
	B	0.033	0.023	68.208 * *
	C	0.033	0.023	68.208 * *
- 36.6	A	0.039	0.030	16.675 * *
	B	0.039	0.032	24.492 * *
	C	0.036	0.027	30.368 * *
- 105	A	0.043	0.038	18.523 * *
	B	0.032	0.020	39.952 * *
	C	0.023	0.010	84.215 * *
- 330	A	0.050	0.050	16.499 * *
	B	0.026	0.013	79.959 * *
- 1000	A	0.056	0.064	19.735 * *
	B	0.029	0.017	66.309 * *
	C	0.011	0.002	542.406 * *
- 5000	A	0.053	0.059	21.824 * *
	B	0.021	0.008	78.309 * *
	C	0.010	0.002	420.539 * *
- 15000	A	0.046	0.041	18.286 * *

注: \* 和 \* \* 分别表示在 0.05 及 0.01 水平下相关性显著。

2.3.2.2 数值验证

为检验传递函数的适用性,用其余的 12 组数据对传递函数进行数值验证。不同土壤吸力条件下,传递函数组 A(图 2)的判别系数  $R^2$  均较传递函数组 B(图 3)和组 C(图 4)低,估算的准确度较差。传递函数组 B 中,当自变量中增加田间持水量  $\theta_{330}$  后,除 - 15 cm H<sub>2</sub>O 下的土壤含水量未发生改变,其余土壤吸力条件下估算的准确度均有提高,尤其是当吸力大于 - 105 cm H<sub>2</sub>O 时,估算的准确度大幅提高。传递函数组 C 的估算准确度最高,除 - 15 cm H<sub>2</sub>O 吸力下土壤含水量估算值不变,其余土壤吸力条件下的估算准确度均有提高,特别是在 - 105 cm H<sub>2</sub>O 和 - 1000 cm H<sub>2</sub>O 吸力下,判别系数  $R^2$  接近 1,说明自变量中增加滞留含水量  $\theta_{15000}$  能极大提高传递函数的估算准确度。

2.4 讨论

研究区表层土壤有机质含量的空间差异性较大,其可能的主要原因是根系分布的不均匀,而根系分泌物及降解产物影响了土壤有机质含量<sup>[22]</sup>。土壤饱和导水率( $K_s$ )的空间变异性也较大,这与祁如英等人<sup>[2]</sup>对青海省高寒草地土壤水分变化特征的研究结果相似,其可能的原因:土壤有机质含量及组分空间差异大导致了土壤导水性能的高度空间差异性<sup>[22]</sup>;土壤黏粒含量空间变异导致土

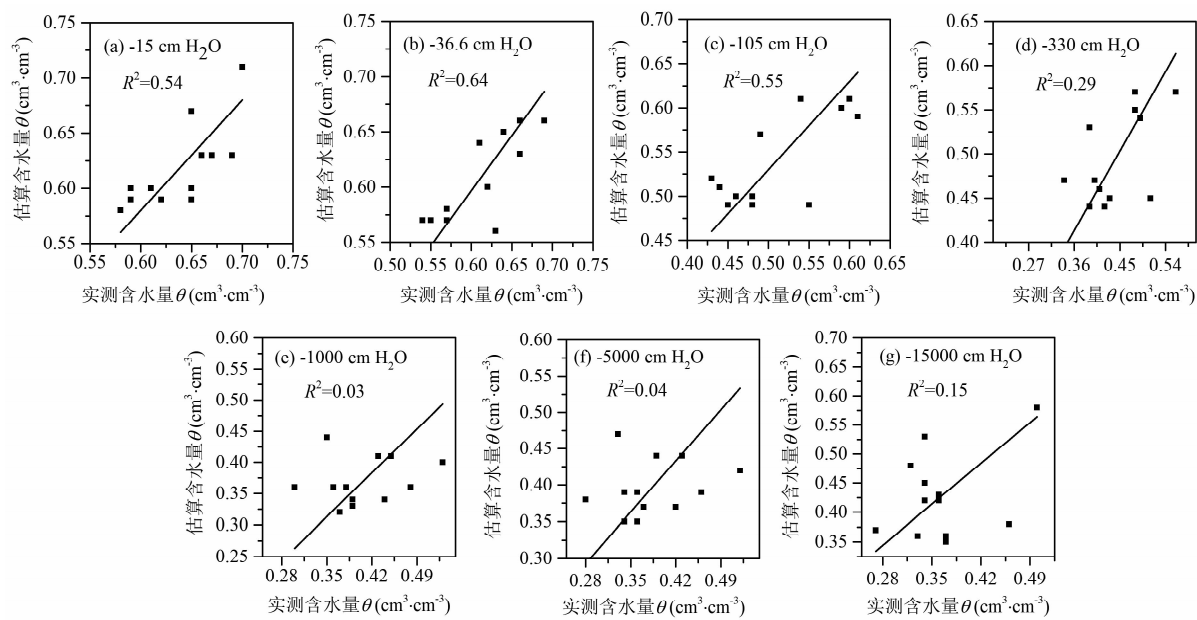


图 2 不同土壤吸力条件下传递函数组 A 对土壤含水量的估算值与实测值的比较

Fig. 2 Comparison of the estimated soil water contents by PTFs group A and the measured soil water contents under different soil suctions



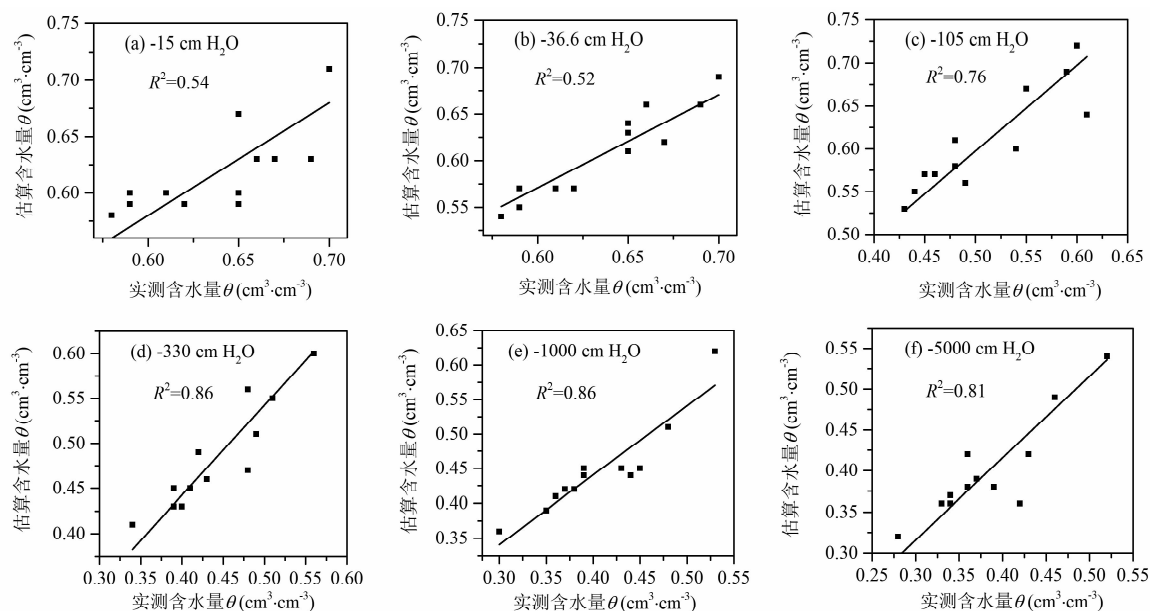


图3 不同土壤吸力条件下传递函数组 B 对土壤含水量的估算值与实测值的比较

Fig. 3 Comparison of the estimated soil water contents by PTFs group B and the measured soil water contents under different soil suctions

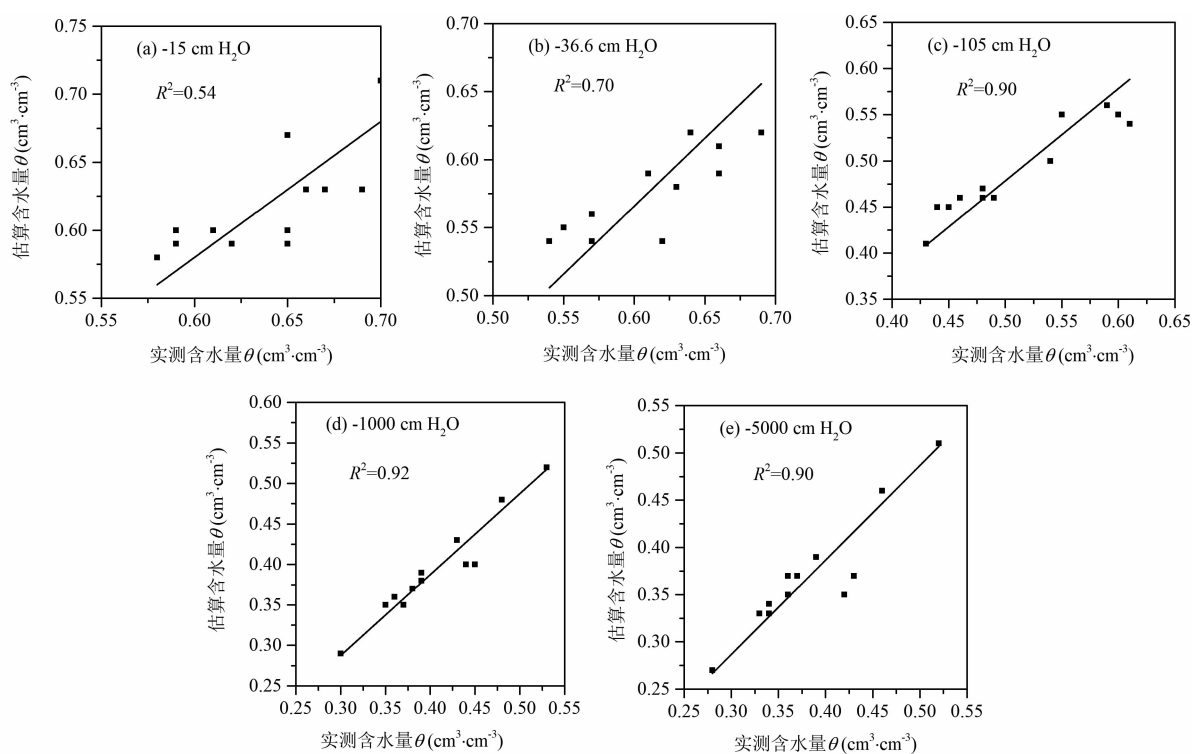


图4 不同土壤吸力条件下传递函数组 C 对土壤含水量的估算值与实测值的比较

Fig. 4 Comparison of the estimated soil water contents by PTFs group C and the measured soil water contents under different soil suctions

壤饱和和导水率的高度空间差异性<sup>[23]</sup>。此外,环刀样品采集过程中,因外力挤压导致环刀与土壤界面样品结构受到一定程度破坏而对饱和和导水率  $K_s$  的测定结果产生影响。本研究中,若尔盖高寒草

甸土壤饱和含水量  $\theta_s$  和滞留含水量  $\theta_r$  分别高于科尔沁地区<sup>[24]</sup>和青海高寒草地<sup>[2]</sup>,可能的原因是该地区活体和死亡根系均非常发达,根系形成的部分孔隙成为土壤的储水空间<sup>[22]</sup>,提高了土壤保

水性能,同时在高寒条件下根系降解速度慢,不同降解程度的有机质增加了土壤持水能力<sup>[25]</sup>;另外,根系的物理穿插作用以及根-土界面的土壤小孔隙丰富<sup>[26]</sup>,这些小孔隙内持留的水分不易被植物吸收利用。

本文所构建的饱和含水量  $\theta_s$  的传递函数的估算准确度最高,其判别系数  $R^2$  达到了 0.92。其中,容重是饱和含水量的主要影响因子,容重越高,土壤颗粒之间的孔隙越少,饱和含水量越低,故而容重的偏回系数为负值,这与 Vereecken<sup>[12]</sup>、Wösten<sup>[10]</sup> 和 Weynants<sup>[14]</sup> 等人的研究结果一致。但本研究中滞留含水量与砂粒含量呈负相关关系,这与常用的 Vereecken<sup>[12]</sup> 和 Wösten<sup>[10]</sup> 模型中滞留含水量与砂粒含量的关系有所不同,这也证明以上两种常用传递函数模型不适用于若尔盖高寒草甸土壤滞留含水量的估算。

本研究发现,增加滞留含水量  $\theta_{15000}$  和田间持水量  $\theta_{330}$  作为模型输入变量,均能提高传递函数的估算准确度,以增加滞留含水量  $\theta_{15000}$  所起的作用更明显。点估算传递函数组 A、B、C 均适用于该研究区,以传递函数组 C 的估算值最为准确,因增加了滞留含水量  $\theta_{15000}$ 、田间持水量  $\theta_{330}$  作为自变量,故而对数据的要求也最高。由于传递函数组 A 模型仅采用易测定或者易查询获得的土壤基本理化参数作为自变量,在实际应用中的可行性高于传递函数组 C。

### 3 结论

本研究构建了若尔盖地区高寒草甸表层土壤水分特征曲线模型参数和含水量点估算的传递函数。主要结论如下:

(1) 利用土壤基本理化性质(容重、颗粒组成、有机质含量)和实测的土壤水分特征曲线,建立了估算土壤水分特征曲线模型参数( $\theta_r$ 、 $\theta_s$ 、 $\alpha$  和  $n$ )的传递函数,并验证了其有效性。对比四种常用的传递函数发现,本文构建的传递函数对土壤滞留含水量  $\theta_r$  和饱和含水量  $\theta_s$  的估算准确度较高,明显优于现有传递函数,适用于多年生高寒草甸土壤。

(2) 利用不同吸力土壤体积含水量,进一步构建了土壤基本理化性质与土壤含水量的三组点估算模型(组 A、B、C)。研究发现,三组点估算模型的估算准确度均较高。同时结果表明,在土壤基本理化

性质作为模型自变量的基础上,增加滞留含水量  $\theta_r$  和田间持水量  $\theta_{330}$  作为自变量,可以显著提高传递函数的估算准确度。

该研究结果弥补了高寒草甸土壤水力学参数传递函数研究的不足,可为土壤数据较缺乏的高寒草地区土壤水文相关研究提供实用的参数估算方法。

### 参考文献 (References)

- [1] 彭新华,王云强,贾小旭,等. 新时代中国土壤物理学主要领域进展与展望[J]. 土壤学报, 2020, **57**(5):1071-1087. [PENG Xinhua, WANG Yunqiang, JIA Xiaoxu, et al. Some key research fields of Chinese soil physics in the new era: Progresses and perspectives [J]. Acta Pedologica Sinica, 2020, **57**(5):1071-1087] DOI: 10.11766/trxb202002280077
- [2] 祁如英,李应业,王启兰,等. 青海省高寒草地土壤水分变化特征[J]. 水土保持通报, 2009, **29**(3):206-224. [QI Ruying, LI Yingye, WANG Qilan, et al. Characteristics of soil moisture change in high and cold grassland of Qinghai province [J]. Bulletin of Soil and Water Conservation, 2009, **29**(3):206-224] DOI: 10.13961/j.cnki.stbctb.2009.03.042
- [3] ZELEKE T B, SI B C. Characterizing scale-dependent spatial relationships between soil properties using multifractal techniques [J]. Geoderma, 2006, **134**(3):440-452. DOI: 10.1016/j.geoderma.2006.03.013
- [4] 刘继龙,马孝义,张振华,等. 基于联合多重分形的土壤水分特征曲线土壤传递函数[J]. 农业机械学报, 2012, **43**(3):51-55. [LIU Jilong, MA Xiaoyi, ZHANG Zhenhua, et al. Pedotransfer functions of soil water retention curve based on joint multifractal [J]. Transactions of the Chinese Society for Agricultural Machinery, 2012, **43**(3):51-55] DOI: 10.6041/j.issn.1000-1298.2012.03.010
- [5] 黄元仿,李韵珠. 土壤水力性质的估算-土壤转换函数[J]. 土壤学报, 2002, **39**(4):517-523. [HUANG Yuanfang, LI Yunzhu. Estimation of soil hydraulic properties-pedo-transfer functions [J]. Acta Pedologica Sinica, 2002, **39**(4):517-523] DOI: 10.11766/trxb200009130410
- [6] VAN GENUCHTEN M T. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils [J]. Soil Science Society of America Journal, 1980, **44**(5):892-898. DOI: 10.2136/sssaj1980.03615995004400050002x
- [7] BATJES N H. Development of a world data set of soil water retention properties using pedotransfer rules [J]. Geoderma, 1996, **71**(1):31-52. DOI: 10.1016/0016-7061(95)00089-5
- [8] 王改改,张玉龙. 土壤传递函数模型的研究进展[J]. 干旱地区农业研究, 2012, **30**(1):99-103. [WANG Gaigai, ZHANG Yulong. Advances in model of soil pedotransfer functions [J]. Agricultural Research in Arid Areas, 2012, **30**(1):99-103] DOI: 10.3969/j.issn.1000-7601.2012.01.018

- [9] DONATELLI M, WOSTEN J H M, BELOCCHI G. Methods to evaluate pedotransfer functions [J]. *Developments in Soil Science*, 2004, **23**(30): 357 – 411. DOI: 10.1016/S0166 – 2481(04)30020 – 6
- [10] WÖSTEN J H M, LILLY A, NEMES A, et al. Development and use of a database of hydraulic properties of European soils [J]. *Geoderma*, 1999, **90**(3): 169 – 185. DOI: 10.1016/S0016 – 7061(98)00132 – 3
- [11] SCHAAP M G, LEIJ F J, VAN GENUCHTEN M T. ROSETTA: A computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions [J]. *Journal of Hydrology*, 2001, **251**(3): 163 – 176. DOI: 10.1016/S0022 – 1694(01)00466 – 8
- [12] VEREecken H, MAES J, FEYEN J, et al. Estimating the soil moisture retention characteristic from texture, bulk density, and carbon content [J]. *Soil Science*, 1989, **148**(6): 389 – 404. DOI: 10.1097/00010694 – 198912000 – 00001
- [13] COSBY B J, HORNBERGER G M, CLAPP R B, et al. A statistical exploration of the relationships of soil moisture characteristics to the physical properties of soils [J]. *Water Resources Research*, 1984, **20**(6): 682 – 690. DOI: 10.1029/WR020i006p00682
- [14] WEYNANTS M, VEREecken H, JAVAUX M J. Revisiting Vereecken pedotransfer functions: Introducing a closed-form hydraulic model [J]. *Vadose Zone Journal*, 2009, **8**(1): 86 – 95.
- [15] 朱安宁, 张佳宝, 陈效民, 等. 封丘地区土壤传递函数的研究 [J]. *土壤学报*, 2003, **40**(1): 53 – 58. [ZHU Anning, ZHANG Jiabao, CHEN Xiaomin, et al. Study on pedo-transfer function in Fengqiu [J]. *Acta Pedologica Sinica*, 2003, **40**(1): 53 – 58] DOI: 10.3321/j.issn:0564 – 3929.2003.01.007
- [16] MCNEILL S J, LILBURNE L R, CARRICK S, et al. Pedotransfer functions for the soil water characteristics of New Zealand soils using S-map information [J]. *Geoderma*, 2018, **326**: 96 – 110. DOI: 10.1016/j.geoderma.2018.04.011
- [17] 王红兰, 蒋舜媛, 崔俊芳, 等. 不同形成时间鼯鼠鼠丘土壤水力学性质的对比 [J]. *水土保持学报*, 2018, **32**(3): 180 – 184. [WANG Honglan, JIANG Shunyu, CUI Junfang, et al. Hydraulic properties of zokor mounds with different forming time in Zoige grassland [J]. *Journal of Soil and Water Conservation*, 2018, **32**(3): 180 – 184] DOI: 10.13870/j.cnki.stbxb.2018.03.028
- [18] 丁鹏凯. 若尔盖草原湿地时空过程及驱动力定量研究 [D]. 成都: 成都理工大学, 2019: 9 – 11. [DING Pengkai. Quantitative study on spatial-temporal process and driving force of Zoige grassland wetland [D]. Chengdu: Chengdu University of Technology, 2019: 9 – 11] DOI: 10.26986/d.cnki.gcdlc.2019.000403
- [19] 姚毓菲, 邵明安. 测定时间对定水头法土壤饱和导水率的影响 [J]. *土壤通报*, 2015, **46**(2): 328 – 333. [YAO Yufei, SHAO Ming'an. Effect of measure time on soil saturated hydraulic conductivity by constant head method [J]. *Chinese Journal of Soil Science*, 2015, **46**(2): 328 – 333] DOI: 10.19336/j.cnki.trtb.2015.02.011
- [20] 王红兰, 唐翔宇, 宋松柏. 土壤水分特征曲线测定中低吸力段数据的影响分析 [J]. *灌溉排水学报*, 2012, **31**(6): 56 – 59. [WANG Honglan, TANG Xiangyu, SONG Songbai. Analysis of influence of data obtained at low suctions on soil water retention curve [J]. *Journal of Irrigation and Drainage*, 2012, **31**(6): 56 – 59] DOI: 10.13522/j.cnki.gggs.2012.06.016
- [21] DEXTER A R. Soil physical quality: Part I. Theory, effects of soil texture, density, and organic matter, and effects on root growth [J]. *Geoderma*, 2004, **120**: 201 – 214. DOI: 10.1016/j.geoderma.2003.09.005
- [22] LU J, ZHANG Q, WENER A D, et al. Root-induced changes of soil hydraulic properties: A review [J]. *Journal of Hydrology*, 2020, **589**: 125203. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2020.125203
- [23] 易湘生, 李国胜, 尹衍雨, 等. 黄河源区草地退化对土壤持水性影响的初步研究 [J]. *自然资源学报*, 2012, **27**(10): 1708 – 1719. [YI Xiangsheng, LI Guosheng, YIN Yanyu, et al. Preliminary study for the influences of grassland degradation on soil water retention in the source region of the Yellow River [J]. *Journal of Natural Resources*, 2012, **27**(10): 1708 – 1719] DOI: 10.11849/zrzyxb.2012.10.009
- [24] 孙丽, 刘廷玺, 段利民, 等. 科尔沁沙丘 – 草甸相间地区表土饱和导水率的土壤传递函数研究 [J]. *土壤学报*, 2015, **52**(1): 68 – 76. [SUN Li, LIU Tingxi, DUAN Limin, et al. Prediction of saturated hydraulic conductivity of surface soil in sand-dune-and-meadow interlaced region of Horqin with pedo-transfer functions method [J]. *Acta Pedologica Sinica*, 2015, **52**(1): 68 – 76] DOI: 10.11766/trxb201401060009
- [25] DU Ch, JING J, SHEN Y, et al. Short-term grazing exclusion improved topsoil conditions and plant characteristics in degraded alpine grasslands [J]. *Ecological Indicators*, 2020, **108**: 105680. DOI: 10.1016/j.ecolind.2019.105680
- [26] NEGASSA W C, GUBER A K, KRAVCHENKO A N, et al. Properties of soil pore space regulate pathways of plant residue decomposition and community structure of associated bacteria [J]. *PLOS ONE*, 2015, **10**(4): e0123999. DOI: 10.1371/journal.pone.0123999

## Pedo-Transfer Functions of Soil Water Retention Curve for Alpine Meadow Grassland in Zoige Area, China

CUI Junfang<sup>1</sup>, DENG Jianbo<sup>1,2</sup>, LIU Chuandong<sup>1,3</sup>, TANG Xiangyu<sup>1\*</sup>

(1. Institute of Mountain Hazards and Environment, Chinese Academy of Sciences, Chengdu 610041, China

2. College of Water Resources and Hydropower, Sichuan Agricultural University, Ya'an 625000, Sichuan, China;

3. College of Ecology and Environment, Hainan University, Haikou 570228, China)

**Abstract:** Soil hydraulic properties are crucial parameters in the studies of soil water movement and the simulation of soil hydrological process and watershed hydrology models. Measurements of soil hydraulic properties on many samples are very costly and difficult in alpine regions due to tough field works. Research on the construction of Pedo-Transfer Functions (PTFs) for soil hydraulic parameters through samples analysis collected at representative sites is a practical approach to determination of soil hydraulic characteristics from available soil properties at regional scale. Due to the influence of hydro-climatic conditions, soil properties and relevant factors, PTFs of soil hydraulics parameters often present strong regional limitations, and the applicability of existing transfer function models in alpine regions is limited. In order to obtain the PTFs of soil hydraulic properties in alpine meadow grassland, surface soils (0 ~ 20 cm) were collected in Zoige grassland on the eastern edge of the Qinghai-Tibet Plateau of China and they were analyzed for basic physical and chemical properties and soil water retention curves. On the basis of the results of curve fitting with van Genuchten model and Pearson correlation analysis between soil properties and fitted hydraulic parameters, PTFs of soil hydraulic properties were obtained by multivariate stepwise linear regression analysis. Three sets of point estimation models (PTFs Group A, Group B and Group C) based on soil physical and chemical properties and soil volumetric water content under specific soil suction conditions were developed in this study. Results showed: (1) PTFs established in this study performed well with low relative errors and average relative errors; (2) Three sets of point estimation models (PTFs Group A, Group B and Group C) fitted well. Results also found adding soil residue water content ( $\theta_r$ ) and field water holding capacity ( $\theta_{330}$ ) to independent variable could improve the accuracy of PTFs estimation; (3) For alpine grassland areas, where soil data is relatively scarce, PTFs Group A constructed based on soil particle composition, bulk density and soil organic matter content was more feasible. This study provides a practical functional tool for the estimation of soil hydraulic parameters in alpine meadows, and its application can provide parametric support for studies on soil hydrology, ecology and water resources management in alpine meadows.

**Key words:** soil hydraulic property; Pedo-Transfer Function; alpine meadow grassland; van Genuchten model; Zoige; the Qinghai-Tibet Plateau