

崩岗不同土层土壤水力学特性差异性分析

辜婧瑶^{1,2}, 阳邦戈^{1,2}, 魏玉杰^{1,2}, 蔡崇法^{1,2}

(1.华中农业大学资源与环境学院, 武汉 430070; 2.农业部长江中下游耕地保育重点实验室, 武汉 430070)

摘要: 为研究崩岗不同土层土壤水力学特性的差异性,采用离心法测定不同土层土壤水分特征曲线,筛选出适合的土壤水分特征曲线拟合模型,结合统计模型,推求土壤的当量孔径分布、比水容量、非饱和导水率和扩散率,分析崩岗不同土层土壤水力学参数的变化规律。结果表明,崩岗土层从红土层到砂土层的变化过程中,土壤质地由黏土向砂土变化;Fredlund&Xing 模型对崩岗土壤土水特征曲线拟合效果最好;参数 θ_s 、 α 、 n 随着质地变黏重逐渐减小;随着土层深度的增加,土壤的持水性能降低;土壤比水容量、非饱和导水率和扩散率受土壤质地和基质吸力的共同影响。在低吸力阶段,3 个指标随基质吸力变化比较平缓,砂土层土壤比水容量和非饱和导水率最大,扩散率最小;而在高吸力阶段,砂土层土壤的这些指标降低较快,且低于其他土层,各层土壤间导水率和扩散率差异随着基质吸力的增加而增大。

关键词: 土—水特征曲线; 崩岗; 土壤质地; 土壤水力参数

中图分类号: S152.7 **文献标识码:** A **文章编号:** 1009-2242(2021)02-0061-07

DOI: 10.13870/j.cnki.stbcbx.2021.02.009

Analysis on the Difference of Soil Hydraulic Properties in Different Soil Layers of Benggang

GU Jingyao^{1,2}, YANG Bangge^{1,2}, WEI Yujie^{1,2}, CAI Chongfa^{1,2}

(1.College of Resources and Environment, Huazhong Agricultural University, Wuhan 430070; 2.Key Laboratory of Cultivated Land Conservation in the Middle and Lower Reaches of the Yangtze River, Wuhan 430070)

Abstract: In order to study the difference in hydraulic characteristics of different soil layers in benggang, soil-water characteristic curves of different layer soils were measured by using the high-speed centrifuge method, and a suitable soil-water characteristic curve (SWCC) fitting model was screened. Soil equivalent pore size distribution, soil specific water capacity $C(\theta)$, unsaturated conductivity $K(\theta)$, and soil water diffusivity $D(\theta)$ were calculated and then analyzed based on the selected SWCC model and soil hydraulic statistical models. Results showed that soils shifted from clay to sand gradually with soil depth increased. Among the frequently-used SWCC models, the Fredlund & Xing model was the optimal one for benggang. The model fitting parameters θ_s , α , and n decreased when soil texture changed from sand to clay. As the depth of the soil layer increased, the water holding capacity of the soil decreased. The values of $C(\theta)$, $K(\theta)$, and $D(\theta)$ were influenced by both soil texture and water content (or suction). In the low suction stage, these three indices changed gently with soil suction, and the values of $C(\theta)$ and $K(\theta)$ of sandy layer soils were larger than those in other layers; while the performance of $D(\theta)$ was the opposite, which were mainly controlled by macropores. In the high suction stage, all those indices of sandy layer soils decreased rapidly and were lower than other layers; the difference of $K(\theta)$ and $D(\theta)$ values between different layer soils become bigger and bigger with the suction increased, which was due to the clay adsorption and soil capillarity of micropores.

Keywords: soil water characteristic curve; benggang; soil texture; soil hydraulic parameters

在我国长江以南地区,水热资源丰富,受自然环境、花岗岩母质特征和人为因素破坏的影响,花岗岩红壤区已经成为我国第二大侵蚀地区^[1]。崩岗是山坡土体在水力和重力的综合作用下受到破坏而发生

崩塌以及受到冲刷的侵蚀现象,其主要分布在我国
的南方花岗岩地区,是我国红壤区特有的侵蚀现象^[2]。在
崩岗发生区域,依据风化壳的发育特征,从上至下可划
分为红土层、斑纹层、砂土层、碎屑层,不同深度风化壳
土壤质地和结构差异是崩岗形成和发育的基础^[3]。此
外,区域内降雨年度分布不均,土体含水量变化幅度较
大,导致崩壁土体失稳发生崩塌,土壤水分是崩岗侵蚀
的重要影响因子^[4-5]。因此,研究崩岗土体不同层次土
壤水力学特性的差异性对深入揭示崩岗侵蚀机理、开
展崩岗防治与治理工作具有重要意义。

土壤水力学特性是研究土体的水分运动、溶质迁
移、评价水分生物有效性以及计算土体力学强度的基
础,其研究主要包括土壤水分特征曲线、土壤饱和、非
饱和导水率、土壤扩散率和比水容重等^[6],这些参数
表征着水分及溶质在土体中的分布和运移速度。土
水特征曲线是描述含水量与基质吸力间相关关系的
曲线,通过它可以用来模拟土壤水分运动、预测非饱
和土渗透性质、扩散作用、吸附作用等^[7-8]。为了准确
表征不同质地土壤的水分特征曲线,定量研究土壤的
水力学特性,研究者已建立了许多土壤水分特征曲线
数学模型,如 Gardner^[9]、Brooks 等^[10]、Van Genu-
chten^[11]、Fredlund 等^[12]。由于不同的模型具有特定
的适用范围和优缺点,对于不同类型土壤上述数学模
型拟合效果不一样^[13-15]。因此需首先通过对比不同
模型拟合结果筛选出适用于该土壤的最优模型。非
饱和导水率反映了在非饱和状态下土壤中的水分运
动的规律^[16],土壤扩散率则是分析在非饱和状态下
土壤水分传导能力的重要参数之一,它能够反映在水
平方向上土壤水分的运移轨迹以及含水量随时间的
变化情况^[17]。

目前大部分土壤水力学特性的研究集中在黑土、
黄土、膨胀性土壤等的水分运动参数研究以及基于相
关模型和算法的研究中,如王睿垠等^[18]对不同生物
炭含量的东北草甸黑土的水力学特性进行了研究发
现,生物炭含量能够抑制土壤水分的水平扩散;李志
萍等^[19]利用非饱和导水率测定系统研究了甘肃原状
和重塑黄土水分运动参数变化情况;刘彬彬^[20]基于
微遗传算法对田间尺度下土壤水力特征参数反演,进
而能够对土壤的水分运动进行更为精准的预测。而
对于崩岗区土壤水力特性研究方面,多数学者对崩岗

土壤渗透特性以及水分特征曲线进行单独研究,如赵
晓晓等^[21]利用染色示踪法分析了崩岗崩壁上不同风
化土层的水分运动分布特征;詹振芝等^[22]通过添加
不同的砾石含量对不同粒径条件下的崩岗崩积体的
入渗特性变化进行了研究;而对于崩岗区不同层次花
岗岩土壤非饱和土结合水分特征曲线和饱和导水率
推求水分运动参数的研究则较少。基于此,本文采集
了崩岗体不同深度风化壳土壤,使用离心法测定其土
壤水分特征曲线,筛选出拟合效果最好的数据模型,
并结合饱和导水率计算其比水容量、非饱和导水率
和扩散率,通过对比分析研究崩岗区土壤水力特性参
数的空间异质性,为崩岗区土壤水分管理、崩岗发生
机理揭示以及综合治理工作提供参考依据。

1 材料与方法

1.1 研究区概况

研究区位于咸宁市通城县,属亚热带季风气候
区,水热资源充沛,平均气温 16℃左右,年平均降水
量 1 550 mm。土壤类型以花岗岩母质发育的红壤为
主,且花岗岩出露面积较大。基于此气候地形条件,
该县活动型崩岗数量高达 1 100 多处,因此作为对崩
岗研究区域的选择具有较强的代表性。

1.2 样品采集与处理

经过野外调查,在通城县五里镇(113°46′26″E,
29°12′39″N)的典型崩岗发生区进行采样,分别在崩
岗发生区上坡位(WS)和下坡位(WX)根据土壤层次
(红土层、斑纹层和砂土层)取样(编号为 WS1、WS2、
WS3 和 WX1、WX2、WX3)进行试验。本研究分别采
集上下 2 个坡位、3 个层次的环刀土样和散土样,按
照常规测定方法对其基本物理性质进行测定^[23],其
中,土壤比重采用比重瓶法;土壤容重采用环刀法;饱
和导水率采用渗透仪测定;液塑限采用液塑限联合测
定仪测定;粒径分析采用吸管法测定。

采用 HITACHI 公司生产的 CR21GⅢ型高速冷
冻离心机对土样进行水分特征曲线的测定。用离心
机配套的环刀(φ 5 cm²× h 5 cm)采取原状土,试验
前将原状土离心环刀放入纯水中浸泡至饱和,将饱和
土样称重,放入垫有滤纸的离心盒内,对土样施以不
同的转速和离心时间,分别对崩岗上下 2 个坡位、3
个层次的土样进行测定。本试验所设定的吸力及其
对应的转速见表 1。

表 1 离心试验设计转速及吸力

设计转速 $n/(r \cdot \min^{-1})$	454	642	908	1113	1438	2040	4669	6814	8636
设计吸力 $h/(\text{cm} \cdot \text{H}_2\text{O})$	50	100	200	300	500	1000	5000	10000	15000

1.3 模型与数据处理

1.3.1 模型拟合与评价 在已有的 SWCC 模型中,
Brooks & Corey 模型^[10](简称 BC 模型)、Van Genu-

chten^[11]模型(简称 VG 模型)和 Fredlund & Xing^[12]
模型(简称 FX 模型)这 3 个模型是比较常用的数学
模型,其表达式为:

(1) BC 模型:

$$\theta = \begin{cases} \theta_s & 1 > ah \\ \theta_r + (\theta_s - \theta_r)(ah)^{-n} & 1 \leq ah \end{cases} \quad (1)$$

式中: θ 为体积含水量 (cm^3/cm^3); θ_s 为饱和体积含水量 (cm^3/cm^3); θ_r 为残余体积含水量 (cm^3/cm^3); h 为基质吸力 ($\text{cm} \cdot \text{H}_2\text{O}$); a 为与进气值有关的参数; n 为模型参数。

(2) VG 模型:

$$\theta = \theta_r + (\theta_s - \theta_r)(1 + (ah)^n)^{-m} \quad (2)$$

式中: 参数含义同 BC 模型, 其中 m 为模型参数, 与土壤孔径分布有关, $m = 1 - 1/n$ 。

(3) FX 模型:

$$\theta = \theta_r + (\theta_s - \theta_r)c(h)(\ln(e + (ah)^n))^{-m} \quad (3)$$

式中: $C(h) = 1 - \frac{\ln(1 + \frac{h}{h_r})}{\ln(1 + \frac{10^7}{h_r})}$ 为修正因子, 本文中取值为 1; e 为自然对数常量, 其他参数含义同上。

评价不同模型的拟合效果依据平均误差 ME 、均方根误差 $RMSE$ 和决定系数 R^2 , 计算公式为^[24]:

$$ME = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (\hat{y}_i - y_i) \quad (4)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum (y_i - \hat{y}_i)^2}{n}} \quad (5)$$

$$R^2 = \frac{\text{cov}(\hat{y}, y)}{\text{var}(\hat{y}) \text{var}(y)} \quad (6)$$

式中: $\hat{y}_i$ 为模型拟合值; y_i 为实测值; n 为实测点个数; cov 表示协方差; var 表示方差。

1.3.2 水动力学指标计算

(1) 比水容量 $C(\theta)$ 。比水容量 $C(\theta)$ 是土壤基质吸力变化引起的含水量的变化值。比水容量数值等于土水特征曲线的斜率, 可以通过水分特征曲线求导得到, 其计算公式为:

$$C(\theta) = \frac{d\theta}{dh} \quad (7)$$

式中: θ 为体积含水量 (cm^3/cm^3); h 为基质吸力 (cm)。

(2) 非饱和导水率 $K(\theta)$ 。非饱和土导水率是孔隙比和含水量(或基质吸力)的函数。Fredlund 等^[12]提出非饱和土导水率预测方程, 为了方便计算, 将积分形式简化为分段求和的形式。计算过程为: 首先确定非饱和导水率计算的吸力范围为 $[h_{\text{ave}}, 10\ 000\ 000]$, h_{ave} 为进气值, 单位为 $\text{cm} \cdot \text{H}_2\text{O}$; 假设 $a = \ln(h_{\text{ave}})$, $b = \ln(10\ 000\ 000)$, 将 $[a, b]$ 等分为 N 段, $\bar{y}_l$ 为分段长度, 即 $\bar{y}_l = (b - a)/N$, $a = y_1 < y_2 < y_3 < \dots < y_N < y_{N+1} = b$; 其计算公式为:

$$K(\theta) = K(h) \approx \left[\frac{\theta(e^{\bar{y}_l}) - \theta(h)}{\sum_{i=j}^N \frac{\theta(e^{\bar{y}_l}) - \theta(h)}{e^{\bar{y}_l}} \theta'(e^{\bar{y}_l})} \right] \quad (8)$$

(3) 扩散率 $D(\theta)$ 。扩散率是土壤水分运动研究的主要参数, 可以通过比水容量和非饱和导水率共同求得, 其计算公式为:

$$D(\theta) = \frac{k(\theta)}{C(\theta)} \quad (9)$$

1.3.3 数据处理与分析 采用 Excel 2018 对数据进行计算分析, 采用 IBM SPSS Statistics 22.0 软件进行统计分析, 利用 RETC 软件对测得的土水特征曲线进行 BC 模型和 VG 模型的拟合, 利用 Originpro 8.0 软件进行 FX 模型的拟合以及曲线绘制。

2 结果与分析

2.1 基本性质分析

供试土壤基本理化性质见表 2。粒径分布表征土壤的风化成土过程, 其与土壤结构密切相关, 进而影响其水分运动过程。由表 2 可知, 试验土壤质地分别为黏土(WS1)、粉壤土(WS2)、砂壤土(WS3)和粉质黏土(WX1)、黏土(WX2)、壤砂土(WS2)。随着土层深度增加, 黏粒含量逐渐降低, 砂粒含量逐渐增大, 土壤质地由黏重向砂化转变; 土壤比重为 2.51 ~ 2.57。土壤容重反映土壤的紧密程度, 从表 2 可以看出, 容重为 1.26 ~ 1.40 g/cm^3 , 表层黏重的土壤容重大于下层砂土, 说明砂土层土体土粒间距较大, 土体疏松, 而红土和斑纹层土体土粒间距较小, 水分蓄持能力弱; 液塑限反映土壤中水分对土体性质的影响, 各土壤塑限变化范围为 21.00% ~ 32.20%, 液限变化范围为 27.20% ~ 50.40%, 大体表现为黏粒含量越高, 土壤液塑限值越大; 对于饱和导水率而言, 同一采样位点呈现出 $WX1 > WX3 > WX2$, $WS1 > WS3 > WS2$ 趋势, 这是由于表层土壤受地表根系影响, 大孔隙比较多, 使得饱和导水率较大, 而下层土壤受淋溶淀积作用, 颗粒间排列比较紧密, 导致导水性能较差^[25-26]; 土壤 pH 随着土层深度的增加呈增大趋势, 表明酸性逐渐减弱; 对于土壤有机质而言, 随着土层深度增加呈减少趋势, 这是由于砂土层风化程度较低, 几乎不存在有机质, 而红土层受到植物凋落物的分解等影响使得有机质含量较高。

2.2 崩岗不同土层土壤水分特征曲线模型拟合

应用 RETC 软件中的 BC 模型和 VG 模型, Originpro 中的 FX 模型进行拟合, 确定了不同层次土壤水分特征曲线模型参数, 并利用 Excel 计算出 3 种模型下土水特征曲线模型拟合的误差分析。

从表 3 可以看出, 对于不同层次花岗岩土壤, 3

种模型预测的结果与实测结果拟合程度均比较高,平均误差 ME 和均方根误差 RMSE 普遍低于 8.636×10^{-4} 和 6.074×10^{-3} , 决定系数 R^2 均大于 0.957 2。除壤砂土 WX3 的平均误差 ME 外,FX 模型 ME 和

RSME 值最小, R^2 最大,其次为 VG 模型,而 BC 模型的预测误差最大, R^2 最小,说明 FX 模型对崩岗区土壤水分特征曲线的拟合效果最好,拟合精度顺序依次为 FX 模型>VG 模型>BC 模型。

表 2 供试土壤基本物理指标

编号	采样 层次	砂粒 (>0.05 mm)/%	粉粒 (0.05~0.002 mm)/%	黏粒 (<0.002 mm)/%	砾石 含量/%	质地类型	比重	干容重/ (g·cm ⁻³)	液限/%	塑限/%	饱和导水率/ (cm·d ⁻¹)	pH	有机质含量/ (g·kg ⁻¹)
WS1	红土层	25.49	33.93	40.57	6.32	黏土	2.54	1.36	48.80	26.10	10.34	4.60	3.83
WS2	斑纹层	23.51	52.48	24.00	8.60	粉壤土	2.57	1.35	44.90	24.70	7.21	4.71	4.09
WS3	砂土层	59.89	29.19	10.93	3.25	砂壤土	2.54	1.26	27.20	24.10	9.02	4.79	1.77
WX1	红土层	9.43	49.20	41.37	5.66	粉质黏壤	2.57	1.40	43.80	24.20	42.22	4.62	3.16
WX2	斑纹层	23.02	35.01	41.97	7.76	黏土	2.51	1.40	50.40	32.20	3.70	4.78	2.07
WX3	砂土层	77.56	18.32	4.11	3.40	壤砂土	2.54	1.27	35.20	21.00	18.84	4.90	1.49

表 3 3 种土水特征曲线模型对测量值预测的误差分析

土样编号	BC 模型			VG 模型			FX 模型		
	ME/ (cm ³ ·cm ⁻³)	RSME/ (cm ³ ·cm ⁻³)	R ²	ME/ (cm ³ ·cm ⁻³)	RSME/ (cm ³ ·cm ⁻³)	R ²	ME/ (cm ³ ·cm ⁻³)	RSME/ (cm ³ ·cm ⁻³)	R ²
WS1	1.136×10^{-4}	2.899×10^{-3}	0.9846	1.481×10^{-4}	1.311×10^{-3}	0.9969	3.422×10^{-5}	1.321×10^{-3}	0.9968
WS2	2.023×10^{-4}	3.861×10^{-3}	0.9819	2.612×10^{-4}	1.608×10^{-3}	0.9969	6.660×10^{-6}	1.306×10^{-3}	0.9979
WS3	8.636×10^{-4}	6.074×10^{-3}	0.9782	5.115×10^{-5}	1.035×10^{-3}	0.9994	1.664×10^{-5}	5.305×10^{-4}	0.9998
WX1	8.503×10^{-5}	3.871×10^{-3}	0.9572	4.757×10^{-4}	2.845×10^{-3}	0.9825	1.356×10^{-5}	5.978×10^{-4}	0.9990
WX2	4.638×10^{-5}	2.906×10^{-3}	0.9704	1.309×10^{-4}	1.554×10^{-3}	0.9916	7.799×10^{-7}	1.016×10^{-3}	0.9964
WX3	7.365×10^{-4}	2.549×10^{-3}	0.9964	4.861×10^{-6}	2.334×10^{-4}	1.0000	2.600×10^{-5}	5.061×10^{-4}	0.9999

崩岗体不同层次土壤最优土水特征曲线拟合效果见图 1,拟合参数见表 4。从图 1 可以看出,基质吸力越大,体积含水量越小,但不同层次土壤在不同基质吸力阶段的减小速率不同;当 $h < 20 \text{ cm} \cdot \text{H}_2\text{O}$ 时,砂土层(WS3 和 WX3)体积含水量最高,但随着基质吸力的增加,含水量变化较大,红土层(WS1 和 WX1)体积含水量最小,且含水量变化较小;当 $h > 20 \text{ cm} \cdot \text{H}_2\text{O}$ 时,随着基质吸力的增加,不同层次的土壤含水量减小速率增加,其中砂土层(WS3 和 WX3)体积含水量 θ 减小最急剧,而且在 3 个土层中,含水量最低,而斑纹层体积含水量减小相对较慢,含水量最高,红土层含水量变化处于中间。随着基质吸力进一步增加,对于砂土层(WS3 和 WX3)而言,当 $h > 10^4 \text{ cm} \cdot \text{H}_2\text{O}$ 时,体积含水量低于 $0.10 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$,而对于斑纹层 WS2 而言,当 $h > 10^5 \text{ cm} \cdot \text{H}_2\text{O}$ 时,含水量基本不变;对于红土层 WX1 和斑纹层 WX2(h 需大于 $2 \times 10^5 \text{ cm} \cdot \text{H}_2\text{O}$ 时,在高吸力阶段红土层 WS1 体积含水量最高)。 θ_r 拟合值为 0,随着土壤质地由砂变黏,饱和含水量 θ_s 、 α 、 n 总体上呈现逐渐减小的趋势;除红土层 WS1 外, m 随着质地变黏重数值逐渐增大,变化范围为 1.273~15.910。

2.3 崩岗不同层次土壤当量孔径分布变化

基于毛管理论,将土体中的孔隙设想为不同孔径

大小的圆形毛管,则其当量直径 d 的计算公式为:

$$h = 4\tau/d \tag{10}$$

式中: τ 为水的表面张力系数,室温下一般取 $7.5 \times 10^{-4} \text{ N/cm}$;若基质吸力 h 单位为 $\text{cm} \cdot \text{H}_2\text{O}$,当量直径 d 单位为 mm 时, d 和 h 的关系可以用 $d = 3/h$ 表示^[27]。

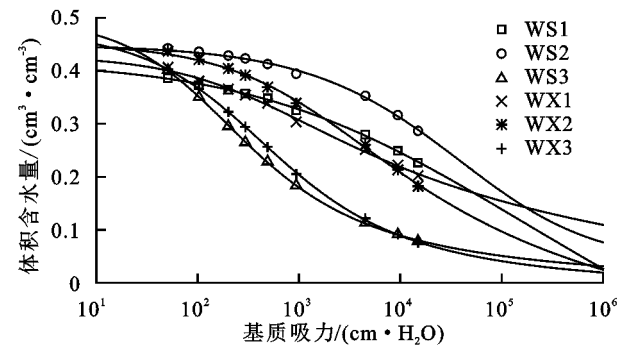


图 1 崩岗不同土层土壤最优土水特征曲线拟合效果

表 4 FX 模型拟合参数

编号	θ_s	α	n	m
WS1	0.429	3.47×10^{-3}	0.685	0.693
WS2	0.452	6.58×10^{-4}	0.665	1.286
WS3	0.475	4.13×10^{-3}	0.734	1.574
WX1	0.420	1.04×10^{-7}	0.343	15.910
WX2	0.449	2.35×10^{-5}	0.543	2.549
WX3	0.499	9.89×10^{-3}	0.825	1.273

不同的土壤基质势吸力区间对应不同的孔隙分布,

由于土壤质地的不同致使土壤孔隙结构不同,从而导致土壤孔隙分布发生变化。由图 2 可知,对于红土层,黏土 WS1 孔隙主要集中在 10^{-5} mm 和 $<10^{-9}$ mm 2 种孔径处,其中以 $<10^{-9}$ mm 孔隙体积所占比例最高,而粉质黏壤土 WX1 以 10^{-7} mm 孔级孔隙为主;对于斑纹层来说,粉壤土 WS2 以 10^{-6} mm 孔隙为主,其次为 $<10^{-9}$ mm 孔隙, WX2 孔隙则集中在 10^{-7} mm 孔径级别;而对于砂土层来说,砂壤土 WS3 和壤砂土 WX3 分别以 10^{-5} mm 和 10^{-4} mm 孔隙为主。上述结果说明,随着土层深度的增加,崩岗体土壤孔隙逐渐由微孔隙($<10^{-7}$ mm)向中大型孔隙(10^{-4} mm)变化,这主要是土壤质地和前期固结力影响的结果。随着质地由砂变黏,微孔隙含量逐渐增加,水分在毛管作用和黏粒吸附作用下,土壤持水性增强,水分有效性降低,在相同基质吸力时土壤含水量相对较高。

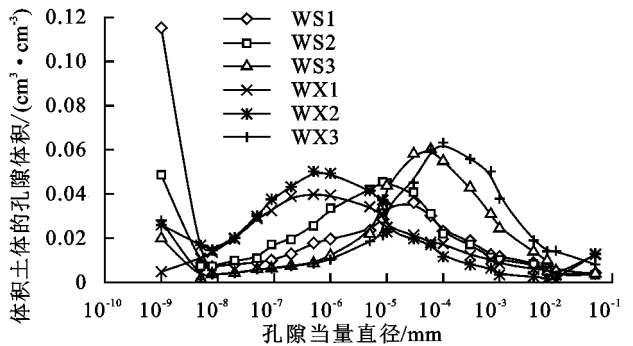


图 2 崩岗不同土层土壤孔隙分布特征

2.4 崩岗不同土层对土壤比水容量的影响

土壤比水容量反映土体持水能力的强弱,其数值越大,说明持水能力越弱。在失水过程中土壤基质吸力越大,土壤颗粒的吸附作用以及孔隙的毛管作用越强,土壤持水能力增大,比水容量值逐渐减小^[28],且呈指数减小。由图 3 可知,在低吸力阶段,比水容量变化比较平缓,砂土层 WX3 的比水容量最大,斑纹层 WX2 比水容量最小,这是由于砂土层中大孔隙含量最大,其毛管势能较小,在较小的吸力下能将水分排出;且在土壤保持持水的情况下,土壤大孔隙空间相对较大,储存水分较多,单位吸力内能排出更多的水分,因此引起含水量变化较大,因而低吸力时比水容量最大,此时砂土层土壤的持水能力最差。但是当基质吸力到 1 000 cm · H₂O 时,各土层比水容量相交于一点,而后到达高吸力阶段。当土壤处于高吸力阶段时,比水容量降低较快,尤其是砂土土壤,此时相同基质吸力条件下其比水容量低于红土土壤。这是由于与红土层和斑纹层相比,在失水前期阶段,砂土层失水较多,导致在高吸力阶段,土壤自身含水量已经很低,继续增大吸力,砂土层失水量很低,造成土壤

比水容量最低。

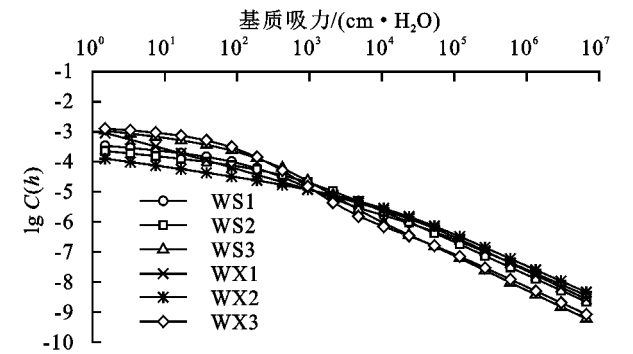


图 3 崩岗不同土层土壤比水容量 C 与基质吸力 h 的关系

2.5 崩岗不同土层对土壤非饱和导水率的影响

非饱和导水率可以描述孔隙介质物理特性和水分与溶质的运移状况,主要受到质地、容重和孔隙分布特征等的影响,当容重小而孔隙度大时,导水率相对较大。由图 4 可知,随着基质吸力的增加,非饱和导水率逐渐减小。在低吸力阶段不同土层非饱和导水率随基质吸力增加而减小,且呈现出 $WX3 > WX1 > WX2, WS3 > WS1 > WS2$;但在高吸力阶段,砂土层土壤非饱和导水率反而更低,而且随着基质吸力的增大,不同土层间土壤非饱和导水率的差异逐渐变大,这是因为在低吸力阶段,土壤渗透性主要受到土体中大孔隙数量及连通性的影响。砂土层土体粗颗粒含量较多,致使大孔隙的数量也较多。由于土体中水分从土水势高处向低处移动,在基质吸力的作用下其水分则会从小孔隙向大孔隙移动,再从土壤基质中排出^[29]。因此随着含水量降低,砂粒含量较多的砂土层导水率衰减速率小于黏粒含量较高的红土层,导致砂土的导水率高于红土;而在高吸力阶段,砂土层土壤孔隙中以空气为主,而红土层微孔隙中仍充满水,有利于水分的运移。因此在失水过程中,红土层孔隙结构可能发生变化,影响土壤导水率^[30]。

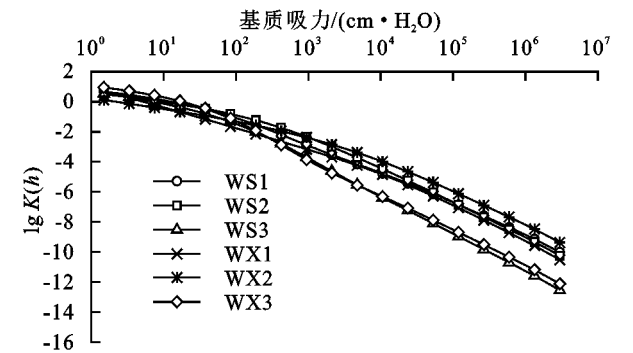


图 4 崩岗不同土层土壤非饱和导水率 K 与基质吸力 h 的关系

2.6 崩岗不同土层对土壤扩散率的影响

土壤扩散率指在单位含水率梯度下土壤水的通量,能够较好地反映土体孔隙度、孔隙间大小分布以及导水性能的好坏,并影响土壤中水分运动的状况。

由图 5 可知,与非饱和导水率比较相似,土壤扩散率随着基质吸力的增大而逐渐减小,且呈现在低吸力阶段扩散率降低较慢,而在高吸力阶段扩散率降低较快。此外,随着基质吸力的增大,砂土层与其他层次土壤间扩散率大小差异逐渐增大,当基质吸力为 $2\text{ cm} \cdot \text{H}_2\text{O}$ 时,红土层 WX1 和砂土层 WX3 的非饱和导水率分别为 5.34 cm/d 和 5.05 cm/d ,而当基质吸力为 $10^7\text{ cm} \cdot \text{H}_2\text{O}$ 时,红土层 WX1 导水率比砂土层 WX3 大 2 个数量级。土壤扩散率受到土壤类型、容重、孔隙度和有机质等因素的综合影响,而其中的毛细孔隙度是水分扩散的主要驱动力^[31],与红土层和斑纹层相比,砂土层毛细孔隙明显较低。对于土壤质地来说,主要是通过表面吸附土壤固体颗粒和吸持毛细孔隙来影响扩散率。质地越黏重,粒径越细小,土壤的吸附能力随土体表面积的增大而增强^[32]。当体积含水率增量相同时,黏粒含量更高的红土层中水分因为基质吸力而不易扩散,砂土层反之。因此,除近饱和阶段外,相同含水量条件下,红土层中土壤颗粒吸附作用及微孔隙的毛细管作用增强,土壤水分扩散率相对较低^[33]。

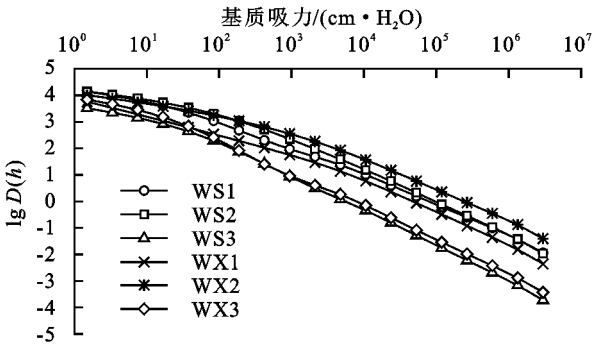


图 5 崩岗不同土层土壤扩散率 D 与基质吸力 h 的关系

3 结论

(1)随着土层深度增加,黏粒含量逐渐降低,砂粒含量逐渐增大,土壤质地由黏重向砂化转变;对于饱和导水率,同一采样位点表现为红土层>砂土层>斑纹层。

(2)Fredlund & Xing 模型对于崩岗不同土层土壤水分特征曲线的预测效果最好,土体含水量随基质吸力的增大而逐渐减小,土体内部气体相互挤压导致崩岗开始崩解。在低吸力阶段,砂土层土壤含水量变化剧烈,而在高吸力阶段则变化相对平缓。随着土层深度的增加,崩岗土壤孔隙逐渐由微孔隙($<10^{-7}\text{ mm}$)向中大型孔隙(10^{-4} mm)变化,表明红土层持水特性高于砂土层,且均为崩岗侵蚀创造了条件。

(3)崩岗不同土层土壤的比水容量、非饱和导水率、扩散率均随着基质吸力的增加而增加,但在基质吸力的高低阶段不同土层的变化程度不同。随着基

质吸力的增加,崩岗不同土层间的土壤比水容重、非饱和导水率和扩散率的差异性减小;在吸力较高时,砂土层水力学参数均降低较快,并逐渐低于红土层土壤,且随着吸力增大,土壤间差异性逐渐增大。

参考文献:

[1] 张德谦,倪世民,王军光,等.不同侵蚀程度花岗岩红壤坡面侵蚀泥沙颗粒特征研究[J].土壤学报,2020,57(6):1387-1398.

[2] 冯舒悦,王军光,文慧,等.赣南崩岗侵蚀区不同部位土壤抗剪强度及其影响因素研究[J].土壤学报,2020,57(1):71-83.

[3] 魏玉杰,吴新亮,蔡崇法.崩岗体剖面土壤收缩特性的空间变异性[J].农业机械学报,2015,46(6):153-159.

[4] 张晓明,丁树文,蔡崇法.干湿效应下崩岗区岩土抗剪强度衰减非线性分析[J].农业工程学报,2012,28(5):241-245.

[5] 林敬兰,黄炎和,张德斌,等.水分对崩岗土体抗剪切特性的影响[J].水土保持学报,2013,27(3):55-58.

[6] 胡传旺,王辉,刘常,等.南方典型土壤水力特征差异性分析[J].水土保持学报,2017,31(2):100-105.

[7] 赵爱辉,黄明斌,史竹叶.两种土壤水分特征曲线间接推求方法对黄土的适应性评价[J].农业工程学报,2008,24(9):11-15.

[8] Zeleke T B, Si B C. Characterizing scale-dependent spatial relationships between soil properties using multiracial techniques[J].Geoderma,2006,134(3/4):440-452.

[9] Gender W R. Some steady state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table[J].Soil Science,1958,85:228-232.

[10] Brooks R H, Corey A T. Hydraulic properties of porous medium[J/OL]. Hydrology Paper,1964, DOI:10.1016/j.trc.2012.10.009.

[11] Van Genuchten M T. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils [J].Soil Science Society of America Journal,1980,44:892-898.

[12] Fredlund D G, Xing A. Equations for the soil-water characteristics curve[J].Canadian Geotechnical Journal,1994,31:521-532.

[13] 胡传旺,王辉,武芸,等.NaCl 溶液处理亚热带土壤水分特征曲线差异与模型优选[J].农业机械学报,2018,49(4):290-296.

[14] Wheeler S J, Shanna R S, Buisson M S R. Coupling of hydraulic hysteretic and stress-strain behavior in unsaturated soils[J].Geotechnique,2003,53(1):43-54.

[15] 高会议,郭胜利,刘兆文,等.不同施肥土壤水分特征曲线空间变异[J].农业机械学报,2014,45(6):161-167.

[16] 胡钜鑫,虎胆·吐马尔白,穆丽德尔·托伙加,等.非饱和土壤导水率试验计算与模拟分析[J].石河子大学学

报(自然科学版),2019,37(1):105-111.

[17] 刘新平,赵哈林,何玉惠,等.沙质农田表层土壤水分扩散率测定及氯化钴试纸的应用研究[J].水土保持学报,2007,21(6):147-150.

[18] 王睿垠,魏永霞,刘慧,等.生物炭对东北草甸黑土水分运动参数的影响[J].农业机械学报,2018,49(7):186-194.

[19] 李志萍,王欢,曾磊,等.甘肃黑方台黄土水分运动参数试验研究[J].华北水利水电大学学报(自然科学版),2015,36(4):15-19.

[20] 刘彬彬.基于微遗传算法的土壤水力特征参数反演及水分运动模拟[D].杭州:浙江大学,2018.

[21] 赵晓晓,黄炎和,林金石,等.崩壁不同土层水分运动特征的染色示踪[J].福建农林大学学报(自然科学版),2017,46(2):199-205.

[22] 詹振芝,黄炎和,蒋芳市,等.砾石含量及粒径对崩岗崩积体渗透特性的影响[J].水土保持学报,2017,31(3):85-90,95.

[23] 依艳丽.土壤物理研究法[M].北京:北京大学出版社,2009.

[24] 廖凯华,徐绍辉,吴吉春,等.不同土壤转换函数预测砂土非饱和导水率的对比分析[J].水科学进展,2013,24(7):560-567.

[25] 蒋芳市,黄炎和,林金石,等.崩岗崩积体土壤渗透特性分析[J].水土保持学报,2013,27(3):49-54.

[26] 林敬兰,黄炎和,蒋芳市,等.崩岗土体的渗透性能机理研究[J].水土保持学报,2013,27(2):53-56.

[27] 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.

[28] 李卓,冯浩,吴普特,等.砂粒含量对土壤水分蓄持能力影响模拟试验研究[J].水土保持学报,2009,23(3):204-208.

[29] 罗丽澎,王辉,朱晋斌,等.温度对南方红壤和水稻土水分特征曲线影响差异性分析[J].水土保持学报,2019,33(5):72-78.

[30] 叶为民,钱丽鑫,白云,等.由土—水特征曲线预测上海非饱和软土渗透系数[J].岩土工程学报,2005,27(11):1262-1265.

[31] 刘新平,张铜会,何玉惠,等.不同粒径沙土水分扩散率[J].干旱区地理,2008,31(2):249-253.

[32] 马美红,张书函,王会肖,等.非饱和土壤水分运动参数的确定:以昆明红壤土为例[J].北京师范大学学报(自然科学版),2017,53(1):38-42.

[33] 谢森传,慧士博,李华珍.非饱和土壤水分运动参数的测定[J].水文地质工程地质,1982,5(1):8-15.

(上接第 60 页)

[16] 倪万魁,师华强.冻融循环作用对黄土微结构和强度的影响[J].冰川冻土,2014,36(4):922-927.

[17] 丑亚玲,张庆海,郝书胜.基于冻融—干湿作用的非饱和重塑黄土强度试验[J].兰州理工大学学报,2019,45(3):118-125.

[18] 董晓宏,张爱军,连江波,等.长期冻融循环引起黄土强度劣化的试验研究[J].工程地质学报,2010,18(6):887-893.

[19] 齐吉琳,马巍.冻融作用对超固结土强度的影响[J].岩土工程学报,2006,28(12):2082-2086.

[20] 陈欣,张旭东,宇万太,等.坚持土肥高效管理促进区域农田生态系统可持续发展[J].中国科学院院刊,2018,33(9):992-999.

[21] 左小锋,王磊,郑粉莉,等.冻融循环和土壤性质对东北黑土抗剪强度的影响[J].水土保持学报,2020,34(2):30-35,42.

[22] 袁聚云.土工试验与原理[M].上海:同济大学出版社,2003:101-103.

[23] 张祖莲,洪斌,黄英,等.降雨作用下云南省红土抗剪强度与坡面侵蚀模数的关系[J].水土保持通报,2017,37(1):1-8.

[24] Liu Q J, An J, Zhang G H, et al. The effect of row grade and length on soil erosion from concentrated flow in furrows of contouring ridge systems[J]. Soil and Tillage Research,2016,160:92-100.

[25] 范昊明,李贵圆,周丽丽,等.冻融作用对草甸土物理力学性质的影响[J].沈阳农业大学学报,2011,42(1):114-117.

[26] 赵晓光,石辉.水蚀作用下土壤抗蚀能力的表征[J].干旱区地理,2003,26(1):12-16.

[27] 王力,李喜安,洪勃,等.黏粒含量对黄土抗剪强度影响试验[J].煤田地质与勘探,2019,47(3):179-185.