

文章编号: 1008-2786-(2020)6-841-10

DOI:10.16089/j.cnki.1008-2786.000560

近饱和与非饱和土壤细沟水流输沙能力的对比研究

韩 珍,陈晓燕*,李彦海,陈仕奇,顾小杰

(西南大学 资源环境学院,重庆 400715)

摘 要: 近饱和与非饱和土壤在水文、力学、结构等方面存在的差异可能会造成泥沙输移行为的不同。研究通过细沟模拟试验测定了近饱和与非饱和土壤在 2、4 及 8 L·min⁻¹ 三个流量和 5°、10°、15° 及 20° 四种坡度工况条件下的侵蚀过程,根据细沟冲刷率与水流含沙量之间的关系解析得到相应的水流输沙能力,并采用试验验证解析值的合理性。通过方程模型量化近饱和与非饱和土壤水流输沙能力与水流功率之间的关系,在此基础上对比分析了二者水流输沙能力之间的差异。试验结果表明,解析得到的水流输沙能力与相同工况条件下的实测水流输沙能力间的差异为 2%~6%。对数方程可以很好地表达近饱和与非饱和土壤水流输沙能力与水流功率之间的关系。各试验条件下近饱和土壤水流输沙能力是非饱和的 1.08~2.35 倍,表明土壤处于近饱和状态下更易发生侵蚀搬运。研究结果将有助于理解近饱和状态下土壤侵蚀水动力学机理,为完善土壤侵蚀物理模型提供理论依据。

关键词: 泥沙输移;侵蚀敏感性;水流功率;细沟侵蚀;坡耕地

中图分类号: S157.1

文献标志码: A

连续的阴雨天气会使坡耕地土壤耕作层由于犁底层或弱透水岩层的存在处于浸泡状态^[1],造成土壤近饱和^[2-3](土壤含水量处于田间持水量与饱和含水量之间),进一步导致耕层出现近地表水流(壤中流)。高海拔山区和高纬度的冰雪覆盖地区,冰雪融化或冻土解冻过程中,侵蚀土壤随融水移动至坡脚,致使坡脚土壤处于高含水状态,易受到二次侵蚀作用^[4]。当土壤长期处于近饱和状态,团聚体结构发生改变,颗粒之间的黏着力降低,部分颗粒处于离散状态,土壤的抗侵蚀性能降低,为侵蚀的加剧创造有利条件^[5]。因此,近饱和土壤的特殊性质决定了其与非饱和土壤(土壤含水量处于田间持水量以下,土壤颗粒在毛管力或水合作用下处于吸持状态)侵蚀过程的差异,值得进一步探讨。

水流输沙能力是控制土壤侵蚀过程的重要参数^[6]。WEPP 模型中的细沟侵蚀泥沙连续方程表明^[7]当细沟中的水流剪切力大于土壤临界抗剪切力,并且泥沙含量小于水流的输沙能力所能挟带的最大输沙量时出现剥蚀现象;当泥沙含量大于输沙能力所能挟带的最大输沙量时会出现沉积,此时,水流中的泥沙含量处于饱和状态并达到相对平衡的状态。关于细沟水流输沙能力的计算,国内外学者从理论及大量的野外实测资料和室内模拟试验的基础上总结了很多半经验半理论或经验性的公式,大多是依据 Foster 和 Meyer^[8]的理论来估算的。确定水流输沙能力的研究也不断深入,有学者提出水流输沙能力可以用流量、坡度、雨强以及剪切应力的幂函数关系式来确定^[9],也有学者在室内细沟试

收稿日期(Received date):2020-04-20;改回日期(Accepted date):2020-11-17

基金项目(Foundation item):国家自然科学基金(41571265);重庆市社会民生类重点研发项目(cstc2018jcsx-mszdX0061)。[National Natural Science Foundation of China (41571265); Key Research and Development Project of Social Livelihood in Chongqing (cstc2018jcsx-mszdX0061)]

作者简介(Biography):韩珍(1994-),女,陕西铜川人,博士研究生,主要研究方向:土壤侵蚀及流域治理。[HAN Zhen (1994-), female, born in Shan xi, M. Sc. Ph. D. candidate, research on soil erosion] E-mail: m13658372800@163.com

* 通讯作者(Corresponding author):陈晓燕(1971-),女,博士,研究员,主要研究方向:土壤侵蚀及流域治理。[CHEN Xiaoyan (1971-), female, Ph. D., professor, research on soil erosion] E-mail: c400716@126.com

验中^[10-11]确定了产沙与溪流动力之间的关系模型和参数,并根据不同土壤类型标定实现了水流输沙能力的计算。以往大多测定水流输沙能力的试验局限于室内,由于条件限制,细沟水流在短沟长、小坡度条件下到达出口时还没有达到输沙能力,造成出口处测量的误差。为解决该问题,国内有学者^[12-13]提出双水槽加沙法,在同样的水力工况条件下,通过增加供沙量的方法使水流含沙量尽早达到饱和,从而提高测量结果的准确性。

虽然已有学者对各类土壤^[14-16]的输沙过程及输沙能力进行了大量的研究,但近饱和和土壤细沟输沙过程特征的研究鲜有报道。本研究采用细沟模拟试验与数理分析相结合的方式通过对近饱和与非饱和和土壤细沟输沙过程的研究,希望达到以下研究目标:(1)解析近饱和与非饱和土壤剥蚀过程得到相应水力工况条件下的水流输沙能力并进行试验验证;(2)确定两种状态土壤水流输沙能力与水流功率间的关系;(3)进一步揭示两种状态土壤水流输沙行为之间的差异机制。本文的研究结论有助于理解近饱和状态下土壤侵蚀的水动力学机理,为完善土壤侵蚀物理模型提供理论依据。

1 材料与方 法

1.1 试验材料

试验所用紫色土属沙溪庙组灰棕紫泥,采自重庆市北碚区,试验前对农业活动进行调查,细沟侵蚀多发生在研究区范围内的坡耕地。填土容重参考采样点表层土容重均值,约为 $1.3\text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$ 。供试土壤粘粒含量 13.00% ($<0.002\text{ mm}$),粉粒含量 33.91% ($0.05\sim0.002\text{ mm}$),砂粒含量 53.09% ($>0.05\text{ mm}$),属于沙壤土,供试土壤基础物理性质见表1。

1.2 试验设计与步骤

试验在中国农业大学水利试验大厅进行,采用

室内水流冲刷进行细沟模拟实验,共设置2、4和 $8\text{ L}\cdot\text{min}^{-1}$ 三个流量; 5° 、 10° 、 15° 和 20° 四种坡度;近饱和与非饱和两种土壤状态;8个坡长(1,2,3...,8 m),每个水力工况条件下试验重复三次。

1.2.1 试验土槽及底部供水装置布设

试验土槽选用可调节坡度($0^\circ\sim30^\circ$)的钢制土槽,规格为 $8.0\text{ m}\times1.0\text{ m}\times0.35\text{ m}$ 。由于野外细沟发育受多种因素的影响,而且侵蚀过程中沟宽的不断发 展会影响水流剥蚀、输沙等过程,导致径流剪切力等水力因素难以确定,为了避免这些不定性因素,研究采用人工固定的限定性细沟试验^[7],即利用钢板将土槽隔成9条 $8.0\text{ m}\times0.1\text{ m}$ 的限定性细沟(图1)。



图1 试验土槽

Fig. 1 Experimental flume

表1 供试土壤基础物理性质

Tab. 1 Physical properties of the test soil

土壤质地	粒径分布与百分含量/%				容重 /($\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$)	水稳性团聚体含量 ($>0.25\text{ mm}$)/%
	粘粒	粉粒	细砂	粗砂		
	($<0.002\text{ mm}$)	($0.002\sim0.05\text{ mm}$)	($0.05\sim0.25\text{ mm}$)	($>0.25\text{ mm}$)		
沙壤土	13.00 ± 0.24	33.91 ± 1.01	41.53 ± 1.25	11.56 ± 0.19	1.28 ± 0.02	34.34 ± 0.13

注:所提供的数据是基于三个重复试验的平均值 \pm 标准差。

对犁底层进行特殊处理以布设底部供水装置,沿土槽长方向将其分为长 1.0 m 的 8 小段,每个小段分别划分为长 0.9 m 和 0.1 m 的 A 和 B 两个单元(图 2a)。在每个 A 单元中部的隔槽钢板底部与钢板垂直的方向上设置小孔,用于布设底部直径为 1.0 cm 的 PVC 渗流管,每根 PVC 渗流管均匀钻有 3 个直径 2.0 mm 的渗流孔,为防止孔隙堵塞,所有渗流管均用透水性良好的白纱布裹住,A 单元段填入黏土至出水管下管壁高度并压实,黏土上方填入直径为 0.5 cm 的碎石(图 2a,A 部分)至盖住渗流管,且该段铺设高度为 5.0 cm。B 单元段填入厚度为 5.0 cm 的黏土(图 2a,B 部分),控制两个单元黏土层容重为 $1.5 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$,黏土层一方面可密封土槽,一方面模拟犁底层,典型布设如图 2b 所示。A 和 B 两个单元组成长为 1.0 m、宽为 0.1 m 的小槽段,每个小槽段构成 $8.0 \text{ m} \times 0.1 \text{ m}$ 的试验土槽,9 条限定性细沟试验土槽犁底层均按以上方法布设。

为了更好地区分供试土壤层和犁底层,同时保证取废土时不破坏犁底层,每条细沟犁底层上方布设高透水性且与细沟尺寸相同的土工布。随后在土工布上方均匀分层填入供试土壤,每层填土厚度为 5 cm,共装填 4 层(厚度 20.0 cm),逐层将土壤表面打毛以接近自然状态下的天然糙度^[17],用于模拟坡耕地耕作层填土容重控制在 $1.3 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ 。为确保试验重复中填土厚度的一致性,每次填土完毕后利用防水记号笔在隔槽钢板上标记填土的位置。隔槽钢板两侧涂上凡士林并黏上相同的供试土壤以减少边界效应。

1.2.2 近饱和状态处理

近饱和状态处理系统原理与 Huang 等^[4]和李彦海等^[18]提出的一致。供水装置示意图如图 3 所示。

供试土壤填装完毕后,通过底部的供水装置以极小的水流流量供入碎石层,再由碎石层向供试土壤内部渗水。保持土槽水平状态直至土壤表面有明显积水仍保持继续供水,接着抬升土槽至相应的设计坡度开始试验,采集上、中和下坡位的土壤样品测定其含水率,上坡平均含水率为 40.57%,中坡平均含水率为 37.14%,下坡平均含水率为 34.88%,满足所有坡位土壤含水率处于供试土壤饱和含水率(46.32%)与田间持水率(22.03%)之间,达到近饱和状态的要求。非饱和状态则不做土槽底部供水处理,试验前土壤的含水率约为 3%,处于田间持水量以下,满足非饱和状态的要求。

1.2.3 细沟水流含沙量测定

将可调节流量的水泵标定至设计流量,水流在入细沟前通过沟头处的稳流槽,使水流保持相对稳定。细沟入口处铺设长约 20 cm 的纱布,使水流进入细沟时减少由于直接冲刷产生的侵蚀。在给定的坡度与流量条件下,从水口往上 1、2、3、4、5、6、7、8 m 处进行冲刷试验。待出水口水流稳定后,在试验土槽沟口取 5 个泥沙样品,每组试验重复 3 次,每个处理共有 15 个样品。取得含沙水样后在 105℃ 的烘箱中干燥用于计算每个水力工况条件下的水流含沙量。

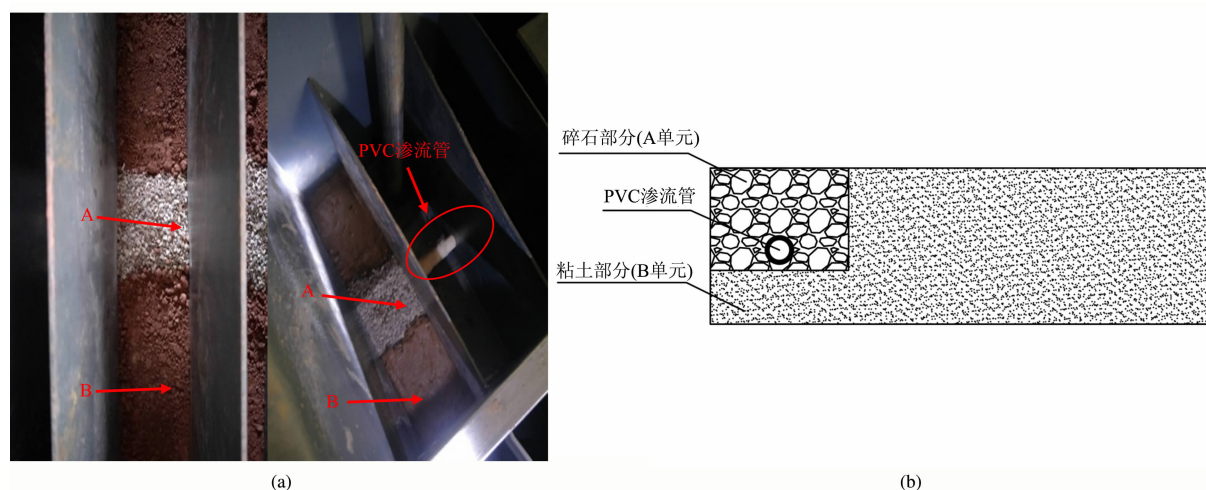


图 2 犁底层布设示意图及典型设计图:(a)犁底层布设图;(b)犁底层典型设计图

Fig.2 Typical loading diagrams of pow pan layer: (a) set of pow pan layer; (b) typical design of pow pan layer

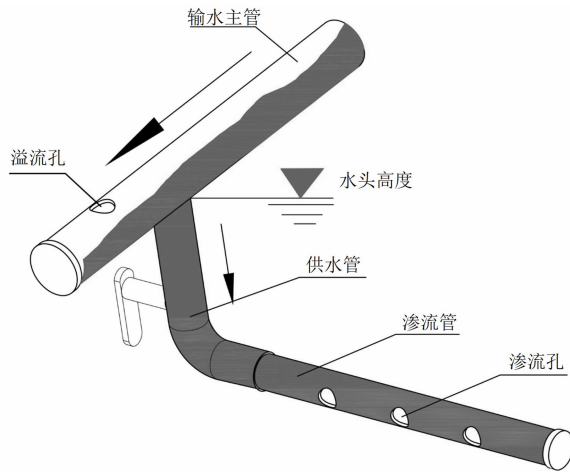
图3 近饱和处理供水装置示意图^[18]

Fig.3 Schematic diagram of partial saturation treatment water supply device

1.3 解析输沙能力的试验验证

研究采用周陈燕^[12]以及 Gao 等^[13]提出的测量水流输沙能力的方法,试验装置及原理如图4所示。试验在总长8 m的土槽内进行,包括6 m×0.1 m的测量段和较测量段升高10°的供沙段,其中测量段即为1.2节中阐述的试验土槽,供沙段为架置在试验土槽上用于提高供沙量的土槽。开始试验后,稳流槽供给细沟的水流首先进入供沙段,供沙段在水流冲刷作用下可以产生比测量段更高的水流含沙量。当含沙水流由供沙段进入测量段时,如果水流含沙量低于输沙能力对应的含沙量时,水流继续侵蚀测量段沟床上的泥沙,直至水流中的含沙量达到输沙能力对应的含沙量;反之水流中所含有的过量泥沙会随水流前进在测量段逐渐沉积,直至降低至输沙能力。达到输沙能力的含沙水流从接样口流

出,此时水流含沙量为输沙能力对应的最大含沙量。本研究测量段近饱和与非饱和状态土壤的供水、流量和坡度按1.2节试验设定。

1.4 数据计算

1.4.1 水流输沙能力解析方法

首先计算细沟剥蚀率:

$$D_r = \frac{\Delta c}{\Delta x} \cdot q \quad (1)$$

式中, D_r 为土壤细沟剥蚀率($\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$); Δc 为沟长增加 Δx (m)所剥蚀的土壤侵蚀量(kg); $q = Q/w$ 为单宽流量($\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$)。

然后拟合细沟剥蚀率与水流含沙量的关系,可以用下面的式子表示^[7]:

$$D_r = d + fc \quad (2)$$

式中, c 为水流含沙量($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$); d 用以描述 $c = 0$ 时的最大剥蚀率的回归系数; f 为细沟剥蚀率随水流含沙量变化的衰减系数(m^{-1})。

由细沟剥蚀率与水流含沙量的耦合关系可知,当细沟剥蚀率为零时水流含沙量达到最大即为输沙能力所对应的的水流含沙量,此时水流含沙量基本达到饱和状态,即:

$$c|_{D_r=0} = -\frac{d}{f} \quad (3)$$

水流输沙能力的解析值即可用水流含沙量达到饱和时细沟流携带的最大输沙量表示:

$$T_c = -\frac{d}{f}q \quad (4)$$

式中, T_c 为水流输沙能力($\text{kg} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$)。根据试验过程中得到的水流含沙量,用公式(1)计算得到相应水力工况条件下细沟剥蚀率的值,并根据公式(2)

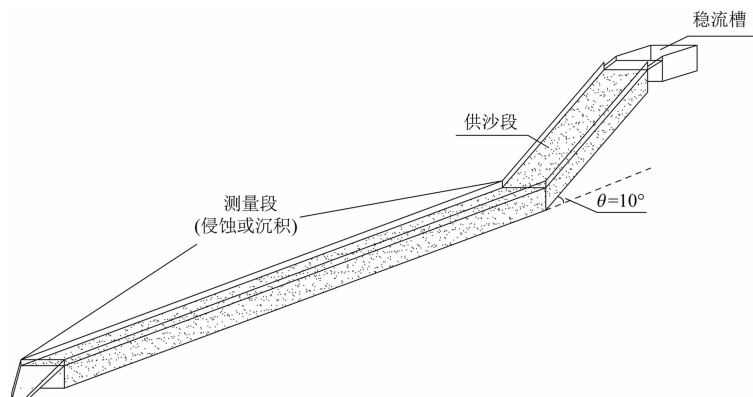


图4 输沙能力测量装置示意图

Fig.4 Measurement equipment of T_c (sediment transport capacity)

得到回归参数 d 和 f 的值见表 2,接着代入式(4)中计算得到相应水力工况条件下的水流输沙能力。为方便计算,研究采用涉及的各参数均值进行计算,近饱和与非饱和土壤解析输沙能力计算结果见表 2。

1.4.2 水流输沙能力计算方法

试验过程中,假定沟口处的水流含沙量为最大含沙量 C_{\max} ,则水流输沙能力计算值可以表示为:

$$T_c = q C_{\max} \tag{5}$$

1.4.3 水流功率计算方法^[19]

$$\omega = \rho g S_x q \tag{6}$$

式中, ρ 为水的质量密度($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$); g 为重力加速度

($\text{m} \cdot \text{s}^{-2}$); S_x 为坡度($^\circ$); q 为单宽流量($\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$)。

2 结果与分析

2.1 近饱和与非饱和土壤水流输沙能力实测值与解析值的对比

将表 3 中近饱和与非饱和土壤水流输沙能力解析值与试验得到的实测值进行对比(图 5)可以得到,两种状态土壤解析和实测水流输沙能力值拟合得到的直线斜率分别为 1.02 和 1.06,这说明解析和实测水流输沙能力值之间的差异在 2%~6% 之

表 2 近饱和与非饱和土壤水流输沙能力解析结果

Tab.2 Analytical T_c along rills of partially saturated and non-saturated soils

坡度/ °	流量/ ($\text{L} \cdot \text{min}^{-1}$)	单宽流量/ ($\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$)	方程回归参数(P 代表近饱和土壤,N 代表非饱和土壤)				水流输沙能力解析结果/ ($\text{kg} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$)	
			d_P	d_N	f_P	f_N	T_{cP}	T_{cN}
5	2	0.33×10^{-3}	$0.01 \pm 0.002\text{Cc}$	$0.02 \pm 0.005\text{Bb}$	$-1.01 \times 10^{-4} \pm 2.74 \times 10^{-5}\text{Aa}$	$-1.99 \times 10^{-4} \pm 5.40 \times 10^{-5}\text{Aa}$	0.04	0.03
	4	0.67×10^{-3}	$0.06 \pm 0.008\text{Cb}$	$0.03 \pm 0.004\text{Bb}$	$-2.69 \times 10^{-4} \pm 4.64 \times 10^{-5}\text{Aa}$	$-1.73 \times 10^{-4} \pm 3.81 \times 10^{-5}\text{Aa}$	0.15	0.12
	8	1.33×10^{-3}	$0.13 \pm 0.015\text{Ba}$	$0.09 \pm 0.013\text{Ca}$	$-3.01 \times 10^{-4} \pm 5.87 \times 10^{-5}\text{Aa}$	$-3.16 \times 10^{-4} \pm 7.84 \times 10^{-5}\text{Aa}$	0.57	0.38
10	2	0.33×10^{-3}	$0.08 \pm 0.017\text{BCb}$	$0.03 \pm 0.001\text{Bb}$	$-2.03 \times 10^{-4} \pm 5.32 \times 10^{-5}\text{Aa}$	$-8.86 \times 10^{-5} \pm 5.15 \times 10^{-6}\text{Aa}$	0.13	0.11
	4	0.67×10^{-3}	$0.25 \pm 0.015\text{Bab}$	$0.14 \pm 0.022\text{Aab}$	$-4.57 \times 10^{-4} \pm 3.29 \times 10^{-5}\text{Aa}$	$-3.31 \times 10^{-4} \pm 7.51 \times 10^{-5}\text{Aa}$	0.36	0.28
	8	1.33×10^{-3}	$0.40 \pm 0.062\text{Ba}$	$0.22 \pm 0.045\text{BCa}$	$-4.70 \times 10^{-4} \pm 1.16 \times 10^{-4}\text{ABa}$	$-4.14 \times 10^{-4} \pm 1.14 \times 10^{-4}\text{Aa}$	1.13	0.71
15	2	0.33×10^{-3}	$0.17 \pm 0.047\text{ABb}$	$0.07 \pm 0.011\text{Ab}$	$-1.91 \times 10^{-4} \pm 6.87 \times 10^{-5}\text{Aa}$	$-1.49 \times 10^{-4} \pm 3.66 \times 10^{-5}\text{Aa}$	0.29	0.16
	4	0.67×10^{-3}	$0.36 \pm 0.050\text{ABb}$	$0.15 \pm 0.033\text{Ab}$	$-3.70 \times 10^{-4} \pm 6.36 \times 10^{-5}\text{Aab}$	$-3.15 \times 10^{-4} \pm 9.81 \times 10^{-5}\text{Aa}$	0.65	0.32
	8	1.33×10^{-3}	$0.97 \pm 0.178\text{Aa}$	$0.34 \pm 0.051\text{Ba}$	$-8.84 \times 10^{-4} \pm 2.00 \times 10^{-4}\text{ABb}$	$-5.41 \times 10^{-4} \pm 1.21 \times 10^{-4}\text{ABa}$	1.46	0.84
20	2	0.33×10^{-3}	$0.20 \pm 0.030\text{Ab}$	$0.07 \pm 0.010\text{Ab}$	$-1.74 \times 10^{-4} \pm 3.55 \times 10^{-5}\text{Aa}$	$-1.44 \times 10^{-4} \pm 2.77 \times 10^{-5}\text{Aa}$	0.38	0.16
	4	0.67×10^{-3}	$0.42 \pm 0.059\text{Ab}$	$0.17 \pm 0.039\text{Ab}$	$-3.68 \times 10^{-4} \pm 6.51 \times 10^{-5}\text{Aa}$	$-3.43 \times 10^{-4} \pm 1.03 \times 10^{-4}\text{Aa}$	0.75	0.33
	8	1.33×10^{-3}	$0.99 \pm 0.144\text{Aa}$	$0.57 \pm 0.043\text{Aa}$	$-8.43 \times 10^{-4} \pm 1.53 \times 10^{-4}\text{Bb}$	$-8.96 \times 10^{-4} \pm 1.11 \times 10^{-4}\text{Bb}$	1.56	0.85

注:大写字母表示相同流量不同坡度条件之间两个参数的差异,小写字母表示相同坡度不同流量条件之间两个参数的差异($P < 0.05$)。

表 3 近饱和与非饱和土壤水流输沙能力与水流功率关系模型回归结果

Tab.3 Regression between τ_c and stream power of partially saturated and non-saturated soils

回归模型	土壤状态	回归表达式	F 值	$P(Prob > F)$	决定系数 R^2
$T_c = c\omega^d$ ^①	近饱和	$T_c = 36.94\omega^{0.99}$	215.00	4.35×10^{-8}	0.93
	非饱和	$T_c = 18.06\omega^{0.95}$	88.81	2.73×10^{-6}	0.84
$T_c = a\ln(\omega) + b$ ^②	近饱和	$T_c = 0.61\ln(\omega) + 3.29$	163.07	1.62×10^{-7}	0.88
	非饱和	$T_c = 0.32\ln(\omega) + 1.76$	59.84	1.58×10^{-5}	0.78
$T_c = \ln(e + f\omega)$ ^③	近饱和	$T_c = \ln(0.65 + 87.50\omega)$	228.09	3.27×10^{-8}	0.94
	非饱和	$T_c = \ln(0.91 + 34.21\omega)$	92.61	2.26×10^{-6}	0.85

注:①邢行等提出的幂函数方程^[19];②张晴雯等提出的对数方程^[20];③本研究。

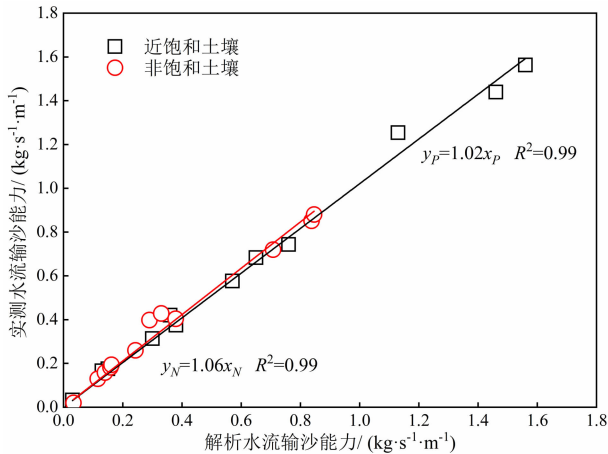


图5 近饱和与非饱和土壤解析和实测水流输沙能力的对比

Fig. 5 Comparison of analytical and measured τ_c of partially saturated and non-saturated soils

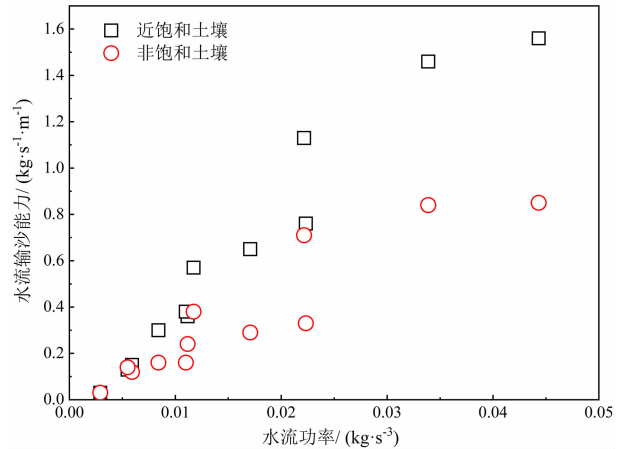


图6 近饱和与非饱和土壤水流输沙能力与水流功率之间的关系

Fig. 6 Relationship between τ_c and stream power of partially saturated and non-saturated soils

间,且其相关系数均为 0.99。结果表明解析输沙能力与实测输沙能力之间的差异在允许范围内,从而证明了近饱和与非饱和土壤解析输沙能力的正确性与合理性。

2.2 近饱和与非饱和土壤水流输沙能力与水流功率的关系

采用公式(6)计算得到近饱和与非饱和土壤水流输沙能力与水流功率的关系如图6所示。可以看出,两种状态下土壤水流输沙能力随水流功率的增大均呈增大的趋势。

为量化其增长趋势,采用不同的拟合方法^[19-20]对两种状态土壤水流输沙能力与水流功率之间的关系进行分析,不同拟合模型的回归结果见表3。

本研究采用的对数方程回归模型拟合结果显示两种状态土壤水流输沙能力与水流功率之间关系的决定系数 R^2 最高(表3),这说明该对数方程 $T_c = \ln(e + f\omega)$ 能够更加准确地描述两种状态土壤水流输沙能力与水流功率之间的关系。

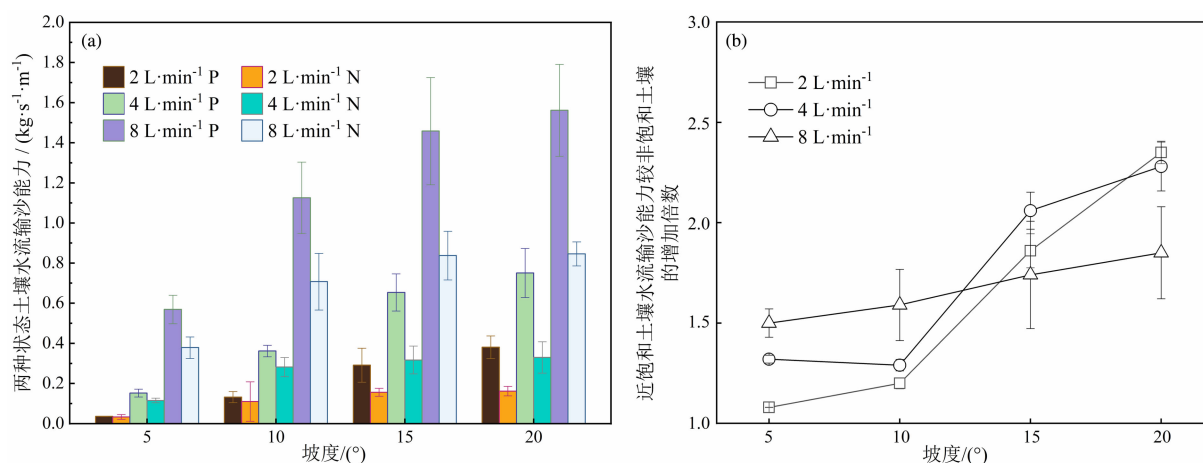
2.3 近饱和与非饱和土壤水流输沙能力的对比

为了明确近饱和与非饱和土壤之间输沙特征的差异,将不同水力工况条件下两种状态土壤水流输沙能力进行对比分析(图7a)。从图中可以得知在任何工况条件下近饱和土壤水流输沙能力均明显大于非饱和土壤。许多学者^[19-20]对水流输沙能力研究的结果均表明,当供试土壤前期含水量增大时,其

侵蚀产沙量会显著增加从而导致相应的输沙能力剧增,这与本研究得出的结论是一致的。随着坡度和流量的变化,两种状态土壤水流输沙能力之间存在的差异幅度也随之变化。由图7b可以看出,当坡度为 5° 和 10° 时,近饱和土壤水流输沙能力在流量较大时大于非饱和土壤的程度更高;当坡度为 15° 、流量为 $8 \text{ L} \cdot \text{min}^{-1}$ 时,近饱和土壤水流输沙能力较非饱和土壤的增加倍数明显降低;在坡度为 20° 时,与小坡度(5° 和 10°) 条件下的情况恰好相反,在流量更小时近饱和土壤水流输沙能力大于非饱和土壤水流输沙能力的程度更高。

3 讨论

水流输沙能力的大小直接取决于细沟水流的能量大小,而水流能量与地形因素和水动力因素分不开,坡度与流量是两者的代表性研究要素,也是影响细沟水流能量的关键性因素^[7,21-22]。本研究结果表明随着水流功率的增长,近饱和与非饱和土壤水流输沙能力均呈增长的趋势,这是因为一方面流量的增大会造成单位时间内过水断面的水量增大,水深变化会加速细沟沟壁的坍塌以及细沟侵蚀沟道的不断贯通^[23],造成松散物质的储备给侵蚀带来更多的固体补给^[24]。且单位断面径流能量的集中决定着细沟水流的剪切力增大从而使水流的剥蚀和搬运能力不断增强,水流的能量增加进一步具有更



注: P - 近饱和土壤; N - 非饱和土壤。

图7 近饱和与非饱和土壤不同水力工况条件下水流输沙能力之间的对比:

(a) 输沙能力值之间的对比; (b) 增加倍数随坡度的变化

Fig. 7 Comparison relationship between τ_c and stream power of partially saturated and non-saturated soils:

(a) comparison between the values of τ_c ; (b) change of the increase multiples with slope gradient

大的泥沙输运能力。另一方面,单位水体的重力势能随坡度的增大而增大,顺坡方向水体的分力也会增加,使径流侵蚀的动能加大造成相应的水流输沙能力随之增加^[25],这与 Zhang 等^[26]、Aziz 等^[27]以及高晨焱等^[28]的研究结果一致。由图 7b 可知,当坡度逐渐增大时,近饱和与非饱和土壤水流输沙能力的增加趋势是不断减小的,也就是说水流输沙能力随水流功率增大的幅度不是逐渐增大的,其增大的幅度到一定程度时开始平稳,这与水流输沙能力与水流功率之间呈对数模型关系是一致的。

研究结果表明,土壤的饱和状态也是影响水流输沙能力的重要因素之一。土壤孔隙水压力随着土壤含水量的增加而不断增大,在这一过程中导致土壤临界剪切力减小^[7]。而且近饱和状态下土体内部由下而上渗透的水流除了对土壤表面施加自下而上的渗透体积力以外,还会施加沿着坡面水平向下的渗流体积力,从而减少了土壤本身的抗剪切应力^[29]。已有研究表明,土壤内部水分渗流造成的向上的压力会显著增大土壤可蚀性^[30],水分出流的趋势克服或部分克服重力对土壤颗粒的作用,在细沟侵蚀的过程中会加速侵蚀通道的坍塌与崩解^[31],进一步增强侵蚀程度。此外,土壤临界抗剪切应力还与土壤颗粒之间的摩擦力呈正相关关系,在土壤趋于饱和时,土壤的临界抗剪切应力将由于摩擦力的降低而呈现出偏低的状态^[23],进一步增大了土壤的

可蚀性,造成水流输沙能力的增强。Nouwakpo 等^[32]的研究结果也表明土壤侵蚀加剧主要是因为土壤中向上的孔隙水压力使土壤黏结力降低造成的,这与本研究所表达的观点是一致的。近饱和土壤由于具有较高的土壤含水率会产生垂直方向的水分运动而引起土壤容重结构发生变化,土壤趋于饱和后其颗粒之间的胶结作用减弱,直接导致土壤可蚀性增加。此外,由于土体颗粒间孔隙水压力的增大,土体强度大大降低。同时,大量的水渗入后,原有的松散颗粒开始悬浮,使骨架压力转化为残余孔隙压力,孔隙压力的增大降低了垂直于剪切面的有效应力,从而降低了土壤的有效应力^[33]。土壤颗粒在浮力的作用下更易被径流冲刷搬运,从而造成了近饱和土壤水流输沙能力的增大。

4 结论

研究根据细沟侵蚀过程中近饱和与非饱和土壤剥蚀率与水流含沙量之间的关系解析得到相应水力工况条件下的水流输沙能力,并采用试验验证了解析方法的合理性。采用模型量化了近饱和与非饱和土壤水流输沙能力与水流功率之间的关系,在此基础上对比分析了两种状态土壤水流输沙能力的差异。得到以下几点结论:

(1) 解析水流输沙能力与实测输沙能力值之间

的差异在 2% ~ 6% 之间,处于差异允许范围内,证明了水流输沙能力解析方法的正确性与合理性。

(2)不同工况条件下近饱和与非饱和土壤水流输沙能力的范围在 $0.04 \sim 1.56 \text{ kg} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ 和 $0.03 \sim 0.85 \text{ kg} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ 之间,且两种状态下土壤水流输沙能力随坡度、流量的增加呈不断增长的趋势,采用对数方程模型 $T_c = \ln(e + f\omega)$ 能够准确地描述两种状态土壤水流输沙能力与水流功率之间的关系。

(3)土壤的饱和状态是影响水流输沙能力的重要因素之一。近饱和土壤水流输沙能力是非饱和土壤的 1.08 ~ 2.35 倍,当土壤处于近饱和状态下其侵蚀敏感性会显著提升,从而造成近饱和和土壤坡面颗粒更容易发生剥蚀和搬运。

参考文献 (References)

- [1] BERTOLINO AVFA, FERNANDES NF, MIRANDA JPL, et al. Effects of Plough Pan development on surface hydrology and on soil physical properties in Southeastern Brazilian plateau [J]. *Journal of Hydrology*, 2010, **393**: 94 – 104.
- [2] ZHANG J, LEI TW, CHEN TQ. Impact of preferential and lateral flows of water on single-ring measured infiltration process and its analysis [J]. *Soil Science Society of America Journal*, 2016, **80** (4): 859 – 869.
- [3] 黄永超, 陈晓燕, 韩珍, 等. 紫色土耕层土壤基质与优先流入渗的定量计算[J]. *中国水土保持科学*, 2018, **16** (5): 30 – 39. [HUANG Yongchao, CHEN Xiaoyan, HAN Zhen, et al. Quantitative calculation of matrix infiltration and preferential infiltration in the tillage layer of purple soil [J]. *Science of Soil and Water Conservation*, 2018, **16** (5): 30 – 39]
- [4] HUANG YH, CHEN XY, LI FH, et al. Velocity of water flow along saturated loess slopes under erosion effects [J]. *Journal of Hydrology*, 2018, **561**: 304 – 311.
- [5] 邢行, 陈晓燕, 韩珍, 等. 饱和与非饱和黄绵土细沟径流水动力特征及侵蚀阻力对比[J]. *水土保持学报*, 2018, **156** (3): 92 – 97. [XING Hang, CHEN Xiaoyan, HAN Zhen, et al. Comparison of hydrodynamic characteristics and flow resistance under rill erosion between saturated and unsaturated Loess soil [J]. *Journal of Soil and Water Conservation*, 2018, **156** (3): 92 – 97]
- [6] LEI TW, ZHANG QW, ZHAO J, et al. A laboratory study of sediment transport capacity in the dynamic process of rill erosion [J]. *Transactions of the ASAE*, 2001, **44** (6): 1537 – 1542.
- [7] 雷廷武, 张晴雯, 闫丽娟. 细沟侵蚀物理模型[M]. 北京: 科学出版社, 2009: 18. [LEI Tingwu, ZHANG Qingwen, YAN Lijuan. *Physical model of rill erosion* [M]. Beijing, Science Press, 2009: 18]
- [8] FORSTER GR, MEYER LD. Transport of soil particles by shallow flow [J]. *Transactions of the ASAE*, 1972, **15** (1): 99 – 102.
- [9] JULIEN P Y, SIMONS D B. Sediment transport capacity of overland flow [J]. *Transactions of the ASAE*, 1985, **28** (3): 755 – 0762.
- [10] NEARING MA, NORTON LD, BULGAKOV DA, et al. Hydraulics and erosion in eroding rills [J]. *Water Resources Research*, 1997, **33** (4): 865 – 876.
- [11] LEI TW, NEARING MA, HAGHIGHI K, et al. Rill erosion and morphological evolution: A simulation model [J]. *Water Resources Research*, 1998, **34** (11): 3157 – 3168.
- [12] 周陈燕. 土壤细沟侵蚀输沙能力与剥蚀能力测量方法研究[D]. 中国农业大学, 2016: 8 – 9. [ZHOU Chenyan. *Research on measurement methods of sediment transport capacity and detachment capacity of rill erosion* [D]. China Agricultural University, 2016: 8 – 9].
- [13] GAO XF, LI FH, CHEN C, et al. Effects of thawed depth on the sediment transport capacity by melt water on partially thawed black soil slope [J]. *Land Degradation & Development*, 2019, **30** (1): 84 – 93.
- [14] 张乐涛, 李占斌, 肖俊波, 等. 黄土丘陵沟壑区典型小流域不同洪水类型侵蚀输沙效应[J]. *农业机械学报*, 2016, **47** (8): 109 – 116. [ZHANG Letao, LI Zhanbin, XIAO Junbo, et al. Effects of different flood regimes on soil erosion and sediment transport in typical small watershed of loess hilly-gully region [J]. *Transactions of the Chinese Society for Agricultural Machinery*, 2016, **47** (8): 109 – 116].
- [15] KABIR MA, DUTTA D, HIRONAKA S. Evaluation of sediment transport capacity equations using basin scale process-based sediment dynamic modelling approach [J]. *Water Resources Management*, 2015, **29** (4): 1097 – 1116.
- [16] JIANG FS, GAO PY, SI XJ, et al. Modelling the sediment transport capacity of flows in steep nonerodible rills [J]. *Hydrological Processes*, 2018, **32** (26): 3852 – 3865.
- [17] 韩珍, 王小燕, 李馨欣. 土石混合紫色土坡面水文过程的实验研究[J]. *山地学报*, 2017, **35** (4): 451 – 458. [HAN Zhen, WANG Xiaoyan, LI Xinxin. Effects of rock fragment cover on hydrological processes in purple soils [J]. *Mountain Research*, 2017, **35** (4): 451 – 458.]
- [18] 李彦海, 陈晓燕, 韩珍, 等. 紫色土细沟水流输沙能力对近地表水流作用的响应[J/OL]. *土壤学报*: 1 – 10 [2020 – 10 – 20]. <http://kns.cnki.net/kcms/detail/32.1119.p.20200326.1204.002.html>. [LI Yanhai, CHEN Xiaoyan, HAN Zhen. Response of flow in rills to subsurface water flow in sediment transport capacity on purple soil [J]. *Acta Pedologica Sinica*: 1 – 10]
- [19] 邢行. 饱和与非饱和黄绵土细沟侵蚀特征对比研究[D]. 重庆: 西南大学, 2019: 20. [XING Hang. *Comparative study of rill erosion characteristics between saturated and unsaturated Loess soil* [D]. Chongqing: Southwest University, 2019: 20.]

- [20] 张晴雯. 细沟水蚀动力过程试验研究[D]. 杨凌: 西北农林科技大学, 2001: 22 – 38. [ZHANG Qingwen. Study on the dynamic process of rill erosion [D]. Yangling: Northwest Agriculture & Forestry University, 2001: 22 – 38]
- [21] 师宏强, 刘刚, 谷举, 等. 不同坡度坡面径流输沙能力对集中流流量变化的响应[J]. 水土保持学报, 2018, **32**(1): 25 – 31. [SHI Hongqiang, LIU Gang, GU Ju, et al. Response of sediment transport capacity under different slope to the change of concentrate flow rate [J]. Journal of Soil and Water Conservation, 2018, **32**(1): 25 – 31]
- [22] 高鹏宇, 詹振芝, 蒋芳市, 等. 坡度和流量对崩积体坡面细沟水流输沙能力的影响[J]. 水土保持学报, 2018, **32**(3): 68 – 73. [GAO Pengyu, ZHAN Zhenzhi, JIANG Fangshi, et al. Effects of slope and flow on sediment transport capacity of the colluvial deposit for rill flow in Benggang [J]. Journal of Soil and Water Conservation, 2018, **32**(3): 68 – 73]
- [23] 赵宇, 陈晓燕, 米宏星, 等. 基于体积法对黄土细沟侵蚀沿程分布模拟的研究[J]. 土壤学报, 2014, **51**(6): 1234 – 1241. [ZHAO Yu, CHEN Xiaoyan, MI Hongxing, et al. A volumetric method based study on distribution of erosion along rills on loess slope [J]. Acta Pedologica Sinica, 2014, **51**(6): 1234 – 1241]
- [24] 唐邦兴. 中国泥石流[M]. 北京: 商务印书馆, 2000: 17. [TANG Bangxing. Debris flow in China [M]. Beijing: Commercial press, 2000: 17]
- [25] CHEN C, BAN Y, WANG X, et al. Measuring flow velocity on frozen and non-frozen slopes of black soil through leading edge method [J]. International Soil & Water Conservation Research, 2017, **5**(3): 180 – 189.
- [26] ZHANG GH, LIU YM, HAN YF, et al. Sediment Transport and Soil Detachment on Steep Slopes: I. Transport Capacity Estimation [J]. Soil Science Society of America Journal, 2009, **73**(4): 1291 – 1297.
- [27] AZIZ NM, SCOTT DE. Experiments on sediment transport in shallow flows in high-gradient channels [J]. Hydrological Sciences Journal, 1989, **34**(4): 465 – 478.
- [28] 高晨烨, 张宽地, 杨明义. 基于无量纲水流强度指标的坡面流输沙能力计算方法[J]. 农业工程学报, 2018, **34**(17): 134 – 142. [GAO Chenye, ZHANG Kuandi, YANG Mingyi. Overland flow sediment transport capacity calculation method based on non-dimensional flow intensity index [J]. Transactions of the CSAE, 2018, **34**(17): 134 – 142]
- [29] 王晨洋, 马超, 王玉杰, 等. 水力梯度影响下 WEPP 模型估计细沟侵蚀参数的可行性分析[J]. 农业工程学报, 2017, **33**(8): 126 – 133. [WANG Chenfeng, MA Chao, WANG Yujie, et al. Feasibility analysis of parameters estimation for rill erosion in WEPP model under different hydraulic gradients [J]. Transactions of the CSAE, 2017, **33**(8): 126 – 133.]
- [30] ROMENKENS MJ, HELMING K, PRASAD SN. Soil erosion under different rainfall intensities, surface roughness, and soil water regimes [J]. Catena, 2002, **46**: 103 – 123.
- [31] SIMON A, COLLISON AJC. Pore-water pressure effects on the detachment of cohesive streambeds: Seepage forces and matric suction [J]. Earth Surface Processes and Landforms, 2001, **26**(13): 1421 – 1442.
- [32] NOUWAKPO SK, HUANG CH, BOWLING L, et al. Impact of vertical hydraulic gradient on rill erodibility and critical shear stress [J]. Soil Science Society of America Journal, 2010, **74**(6): 1914 – 1921.
- [33] OSIPOV VI. Physicochemical theory of effective stress in soils [M]. Berlin: Springer, 2015: 6 – 10.

Comparison of Sediment Transport Capacity along Rills of Partially Saturated and Non-Saturated Soils

HAN Zhen, CHEN Xiaoyan*, LI Yanhai, CHEN Shiqi, GU Xiaojie

(College of Resources and Environment, Southwest University, Chongqing 400716, China)

Abstract: The behaviors of partially saturated and non-saturated soils differ greatly in terms of their hydrology, mechanics, and structures, which may cause many differences during the process of sediment transport, and are therefore worthy of further in-depth study. In this study, a series of experiments was conducted to determine the sediment concentration of partially saturated and non-saturated soils at four slope gradients (5° , 10° , 15° , and 20°) and three flow discharges (2, 4, and $8 \text{ L} \cdot \text{min}^{-1}$). According to the model analysis of detachment rate and sediment concentration, the sediment transport capacity under corresponding hydraulic conditions was determined,

and then the correctness of the analytical method was further verified by experiments. The equation model was used to quantify the relationship between sediment transport capacity and stream power. Then, the differences in the sediment transport capacity of partially saturated and non-saturated soils were compared and analyzed. The results showed that the difference between the analytical sediment transport capacity and the measured sediment transport capacity was 2% ~ 6% , which indicated the correctness and rationality of the analytical method. The sediment transport capacity of partially saturated and non-saturated soils showed an increasing trend with an increased slope gradient and flow discharge. The logarithmic equation model can more accurately describe the relationship between the sediment transport capacity and the stream power. The sediment transport capacity of partially saturated soil was 1.08 ~ 2.35 times that of non-saturated soil, which indicated that the soil in partially saturation was more prone to erosion under the same hydraulic conditions. The research will help to understand the hydrodynamic mechanism of soil erosion under partially saturation and provide theoretical basis for improving the physical model of erosion.

Key words: sediment transport ; erosion sensitivity; stream power; rill erosion; slope cropland