藏东南高寒土坡面细沟水流输沙能力变化特征

喻 武[1,2]，任德智[3]，张 鹏[1,2]，姚甜甜[1,2]，万 丹[1,2]，程街亮[4]

(1.西藏农牧学院资源与环境学院，西藏 林芝 860000；2.西藏农牧学院高寒水土保持研究中心，西藏 林芝 860000；3.成都市农林科学院林业研究所，成都 611130；4.西藏农牧学院植物科学学院，西藏 林芝 860000)

摘要：为探究高寒土坡面细沟侵蚀过程机理，建立科学的坡面细沟输沙能力因子模型，服务高寒坡面水土流失治理工作，以藏东南高寒土壤为研究对象，采用室内径流放水冲刷试验，探讨不同流量和坡度条件下细沟水流输沙能力特征。结果表明：(1)高寒土坡面细沟水流输沙能力的临界坡长随输沙能力的增加而变短，范围为 3.27～8.31 m；坡度在 15°～25°时，临界坡长大约稳定在 5.0 m；(2)不同坡度下，高寒土细沟水流输沙能力与流量表现为明显的线性正相关关系($T_c=Aq$)；小坡度的输沙能力受流量的影响程度大于大坡度；(3)高寒土细沟水流输沙能力与坡度可以用指数方程较好地表示($T_c=-a\mathrm{e}^{(-S/b)}+c$)，输沙能力随坡度的增大先快速增大，后逐渐过渡到平稳，当坡度达到 15°时增幅平缓；(4)坡面细沟水流输沙能力可以用二元幂函数方程 $T_c=1697.83S^{0.491}q^{1.043}$ 表示。通过本模型与其他模型的比较分析，ANSWERS 模型在计算高寒土的坡面细沟水流输沙能力还值得商榷，本试验模型、Lei 模型与 Gao 模型均能较好地模拟高寒区细沟侵蚀输沙能力。

关键词：高寒土；径流冲刷；输沙能力；模型

中图分类号：S157.1 **文献标识码**：A **文章编号**：1009-2242(2021)06-0076-07

DOI：10.13870/j.cnki.stbcxb.2021.06.011

Variation Characteristics of Sediment Transport Capacity of Rill Flow in Alpine Soil in Southeast Tibet

YU Wu[1,2], REN Dezhi[3], ZHANG Peng[1,2], YAO Tiantian[1,2], WAN Dan[1,2], CHENG Jieliang[4]

(1.*College of Resource and Environment, Tibet Agricultural and Animal Husbandry College, Linzhi, Tibet* 860000; 2.*Research Center of Soil and Water Conservation in Alpine-cold Region, Tibet Agricultural and Animal Husbandry College, Linzhi, Tibet* 860000; 3.*Chengdu Academy of Agriculture and Forestry Science, Chengdu* 611130; 4.*Plant Sciences College, Tibet Agriculture and Animal Husbandry College, Linzhi, Tibet* 860000)

Abstract: In order to explore the mechanism of rill erosion process on alpine soil slope in Southeast Tibet, establish the factor model of sediment transport capacity, and provide scientific basis for controlling soil and water loss on slope surface, this paper took the alpine soil in the Tibet Plateau as the research object, and carried out an indoor runoff scouring experiment. The results showed that: (1) The critical slope length of sediment transport capacity decreased with the increase of sediment transport capacity, ranging from 3.27 m to 8.31 m. When the slope was 15°～25°, the critical slope length was about 5.0 m. (2) Under different slopes, the sediment transport capacity increased with the increase of discharge, which could be well described by a linear equation ($T_c=Aq$). The influence of the same discharge on small slope was greater than that on large slope. (3) The sediment transport capacity and slope could be well expressed by an exponential equation ($T_c=-a\mathrm{e}^{(-S/b)}+c$). With the increase of slope, the sediment transport capacity increased rapidly at first, and then gradually leveled off, and increased gently when the slope reached 15°. (4) The sediment transport capacity could be expressed by a two-dimensional power function equation $T_c=1697.83S^{0.491}q^{1.043}$. Compared with other models, ANSWERS model was not suitable for calculating sediment transport capacity of Alpine soil, but the performance of Zhang model, Gao model and Lei model were as good as this model.

Keywords: alpine soil; runoff erosion; sediment transport capacity; model

收稿日期：2021-05-20

资助项目：西藏自治区科技厅重点项目(XZ 2018ZR G-34(Z))；国家自然科学地区基金项目(32060370)

第一作者：喻武(1981—)，男，副教授，主要从事高寒区土壤侵蚀机理及其生态恢复研究。E-mail：yuwu4270@126.com

通信作者：程街亮(1979—)，男，副教授，主要从事高寒区水土资源开发与利用研究。E-mail：chengjl2000@163.com

土壤侵蚀是土壤颗粒被水流分离、输送和泥沙沉积的过程[1-2],是当前人们关注的世界性重点敏感环境问题之一[3-6]。西藏高原具有海拔高、生态环境脆弱的特征,是我国水土流失易发生且较为严重的区域[7]。在高原山顶坡地上,由于低温潮湿环境,使得草甸和草原植被下形成 1 层约 10 cm 厚度、具有寒性土壤温度状况和胡敏酸与富里酸比值<1 的暗色表层土壤,即高寒土。高原山顶坡度相对较缓,土层薄,且由于多年来强烈的冻融交替作用,土壤变得松散,颗粒细腻,加之区域植被覆盖低,多草甸或裸露地,极易被侵蚀。而近年来,随着全球变化和人类活动频繁,高原上脆弱的生态环境面临着巨大的风险和挑战,尤其以冰川冻土融化、植被退化、地表砾石化和水土流失加剧等方面的生态环境问题突出。高原山顶坡面上原有完整的草甸或草原景观,由于侵蚀沟的发育,被切割的支离破碎。此时,坡面径流能量弱,多孕育细沟(沟宽、沟深多小于 20 cm),但还属于面蚀的范畴。由于其数量众多,坡面沟道很容易兼并成大型侵蚀沟。细沟侵蚀的出现意味着区域土壤侵蚀加快由面蚀向沟蚀发展,土地即遭到彻底破坏,变得严重且不可逆转。因而,寒区坡面细沟侵蚀是沟蚀的主要源头,也是坡面侵蚀的重要过程。但由于细沟侵蚀量较小,且相对隐蔽,不容易发觉,往往被人忽视,致使以藏东南为代表的西藏高原坡面水蚀沟发育,景观破碎,造成较大的生态安全隐患。因而,寒区细沟侵蚀发生过程与机理的探索研究工作意义重大。而输沙能力是细沟侵蚀过程探索、预测预报模型构建的关键参数。国外学者[8-12]就细沟侵蚀开展了大量的研究工作,并建立了大量的坡面细沟侵蚀输沙能力模型,指出坡度和流量是影响输沙能力大小的关键参数。国内学者[13-18]对黑土、紫色土、黄土的坡面细沟侵蚀也针对性展开了大量的研究,取得了许多标志性的成果。但上述研究成果是否适合西藏高原寒区环境,还有待验证。

西藏高原地理位置偏远、环境恶劣、设备落后等因素导致了鲜有学者对高原寒区广泛分布的细沟侵蚀过程及其机理开展研究,这不利于寒区土壤侵蚀的防治以及高原脆弱生态环境的保护。本文采用室内径流冲刷试验方法,建立坡面细沟水流输沙能力模型,分析不同坡度与流量下的高寒土细沟水流输沙能力特点,并将模型与国内外其他细沟侵蚀输沙能力模型相比较,探讨其适应性,最终为西藏高寒侵蚀区细沟侵蚀量预测与土壤侵蚀治理奠定科学理论与实践基础。

1　材料与方法

1.1　试验地点与试验土壤

本试验在西藏林芝西藏农牧学院水土保持创新人才基地的人工模拟降雨大厅进行。试验所用土壤取自色季拉山(94°28′—94°51′E,29°21′—29°50′N)西坡(94°37′33″E,29°38′01″N),海拔 4 376 m。色季拉山位于西藏东南部巴宜区境内,属念青唐古拉山余脉与喜马拉雅山东部向北发展的山系结合部,海拔 2 200～5 400 m,整个山脉呈西北—东南走向,地势西高东低[19],东坡属于“V”形峡谷地貌,受印度洋湿润季风气候影响,年均降水量 876.9 mm,日照百分率 35%。而西坡属于“U”形河谷坡面,降雨相对较少,年均降水量 654.1 mm,日照百分率 46%[20]。

西藏高原属于青藏高原的主体部分,平均海拔超过 4 000 m。高原特殊的自然环境,使得山顶坡面上孕育着面积广阔的高寒土。高寒土在细沟侵蚀的搬运过程中,受地形的限制、砾石阻滞等方面的影响,许多细小的颗粒沉积在平缓的山坡或山麓地带。因而,区域土壤颗粒细腻,有机质含量较高。因此,本试验用土选择色季拉山山顶“缓凸型”沉积地带,土壤过 10 mm 孔筛后备用。结合原状土壤实测容重数据和前人[21]对色季拉山土壤物理性质的研究,本试验的土槽填土容重控制为 1.1 g/cm^3。试验前,将土壤风干后测其机械组成:黏粒(<0.002 mm)含量 2.4%,粉粒(0.002～0.05 mm)含量 67.9%,砂粒(0.05～2 mm)含量 29.7%,按照美国制划分标准确定其属于粉壤土。

1.2　试验装置与试验过程

1.2.1　试验装置　地表径流沿坡面漫流时接纳沿途降水,到一定距离,引起地面凹陷,径流集中,地表上逐渐形成细小而密集的沟,即为细沟侵蚀。由于侵蚀细沟中水流深度通常为厘米量级或更浅,侵蚀横断面没有规则的几何形状,坡度通常较陡,在短时间内即有形态演化[22]。由细沟产生的野外动力条件,为克服细沟随机性变宽或变窄而引起的水流动力变化无常的问题。本研究采用限定性的细沟,人为控制细沟的宽度。此外,本试验预试验结果表明,细沟侵蚀达到输沙能力时的临界坡长多在 6～7 m 以内。因此,本研究设计室内模拟冲刷试验,装置由供水器、稳流槽、土槽 3 部分组成(图 1),其中土槽规格为 800 cm×10 cm×10 cm(长×宽×高)。

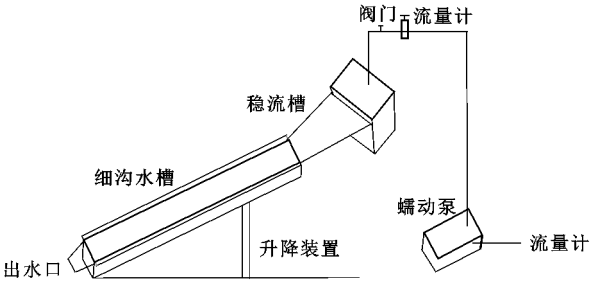

图 1　试验装置示意

1.2.2 试验过程 试验前将过筛土壤除去砾石与杂草后填入土槽,填土深度约为 10 cm,为减小土槽边壁对试验的影响,尽量压实与土槽边界接触处的土壤,使土槽呈浅“U”形。为了减少填土不均匀的影响,将装填好的土槽使土壤充分饱和后,静置 24 h 以上,从而保证均匀一致的初始含水量及部分消除填装不均匀的影响。试验开始前,调整好流量,稳定后再将稳流槽分别移至 0.5,1,2,3,4,5,6,7,8 m 处分别进行冲刷,待每个坡长水流稳定后,在各出水口用水杯收集泥沙混合样 4 个,分别测量其体积与称重。将收集和称重的泥沙混合样品,静置 24 h 至澄清后,倒掉上部的大部分清水,放入烘箱中烘干后再称重,计算细沟水流含沙量。

1.3 试验坡度、流量与坡长设计

依据研究区夏季暴雨的强度,本试验的单宽流量设置分别为 0.000 17 (1 L/min),0.000 33 (2 L/min),0.000 66 m^2/s (4 L/min);坡度分别设置为 8.75% (5°),17.63% (10°),26.80% (15°),36.40% (20°),46.63% (25°);设置 9 个坡长,分别为 0.5,1,2,3,4,5,6,7,8 m。每场试验重复 3 次,共 45 场。

1.4 指标计算

1.4.1 水流输沙能力 水流输沙能力是指稳定水流条件下,水流能输送的最大泥沙含量[22]。

$$O_i = qc_{\max} \tag{1}$$

式中:O_i 为细沟水流的输沙能力(kg/(m·s));q 为单宽流量(m^2/s);$c_{\max}$ 为试验实测水流含沙量的最大值(kg/m^3)。

1.4.2 检验指标

$$RE = \frac{O_i - P_i}{O_i} \times 100\% \tag{2}$$

$$\mathrm{MARE} = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\left|\frac{O_i - P_i}{O_i}\right| \times 100\% \tag{3}$$

$$R^2 = \frac{\left[\sum_{i=1}^{n}(O_i - \overline{O})(P_i - \overline{P})\right]^2}{\sum_{i=1}^{n}(O_i - \overline{O})^2 \sum_{i=1}^{n}(P_i - \overline{P})^2} \tag{4}$$

$$\mathrm{NSE} = 1 - \frac{\sum(O_i - P_i)^2}{\sum(O_i - \overline{O})^2} \tag{5}$$

式中:RE 为模型相对误差;MARE 为模型相对误差绝对平均值;R^2 为模型决定系数;NSE 为模型效率系数;$\overline{O}$ 为实测的输沙能力平均值;P_i 为模型预测输沙能力值;$\overline{P}$ 为模型预测输沙能力平均值;n 为样本数。

2 结果与分析

2.1 细沟水流输沙能力随坡长的变化特征

当水流输送的泥沙量小于水流动力所确定的输沙能力时,径流中除输送泥沙剩余的能量用于继续剥蚀土壤颗粒,使得水流中的含沙量进一步增加。随着水流含沙量不断增加,水流消耗于输送泥沙的能量增加,水流可用于剥蚀土壤的动能不断下降,土壤剥蚀率逐渐降低。当输沙量增加到等于水流输沙能力的程度时,水流没有剩余的能量剥蚀土壤,水流剥蚀率趋于 0,此时径流的含沙量已达到了径流所能挟带的极限值,即为水流的输沙能力[23]。

由图 2 可知,随着流量和坡度的增大,含沙量不断增加,细沟水流总体上在更短的坡长达到输沙能力。大坡度比小坡度达到稳定平衡的状态更快;同样,同一坡度,流量越大,也越容易达到稳定,但不如坡度之间的变化明显,即细沟侵蚀产沙径流达到饱和所需要的坡长随着坡度的增加明显变短。这种现象产生的原因是当清水流入土槽时,此时水流所拥有的几乎全部能量用于剥蚀土粒,随着坡长的增加,水流中的泥沙含量也随之增大,水流中的能量一部分用来搬运土粒,由能量守恒定律可知,剩下的剥蚀土壤的能量也降低。同一坡度下,随着流量的增加,最大含沙量变大,在小坡度时,这种现象更明显。前人[23-25]研究已表明,当细沟在某一坡长时,其水流含沙量与极限值变化幅度在 5%以内,可以认为达到其输沙能力,此时细沟长度看作是细沟侵蚀的临界坡长。对试验数据进行回归分析发现,高寒土与内地研究的黄土[24]、紫色土[25]、黑土[13]等输沙过程遵循相似的规律,因此为更深入地了解输沙能力随坡长在不同流量、坡度下的变化特征,建立了高寒土细沟含沙量与坡长间的非线性数学模型和临界坡长公式[26-27]。

$$c = A(1 - e^{-\beta x}) \tag{6}$$

$$T_c = Aq \tag{7}$$

$$X \geqslant \frac{3.0445}{\beta} \tag{8}$$

式中:c 为含沙量(kg/m^3);T_c 为细沟水流的输沙能力(kg/(m·s));q 为单宽流量(m^2/s);β 为衰减系数;x 为细沟沟长(m);A 为水流所含的最大含沙量(kg/m^3);X 为临界坡长(m)。

由表 1 可知,临界坡长除坡度 5°、流量 0.000 66 m^2/s 以及坡度 10°、流量 0.000 66 m^2/s 以外,其余均随流量和坡度的增大而变短,输沙能力随流量和坡度的增大而增加,这说明总体上临界坡长随着输沙能力的增加而变短,而输沙能力受其坡度和流量的影响,当坡度到达一定值时,临界坡长不再随坡度的增加而有明显改变。试验坡度为 5°时,侵蚀产沙稳定后所需的临界坡长为 6.72~8.31 m;试验坡度为 10°时,达到输沙能力的临界坡长为 5.13~7.68 m;而当试验坡度在 15°~25°时,坡长在大约 5.0 m 产沙量不再随坡长的增加而显著增加,达到其输沙能力,这表明 15°~25°存在土壤侵蚀的临界转折点。

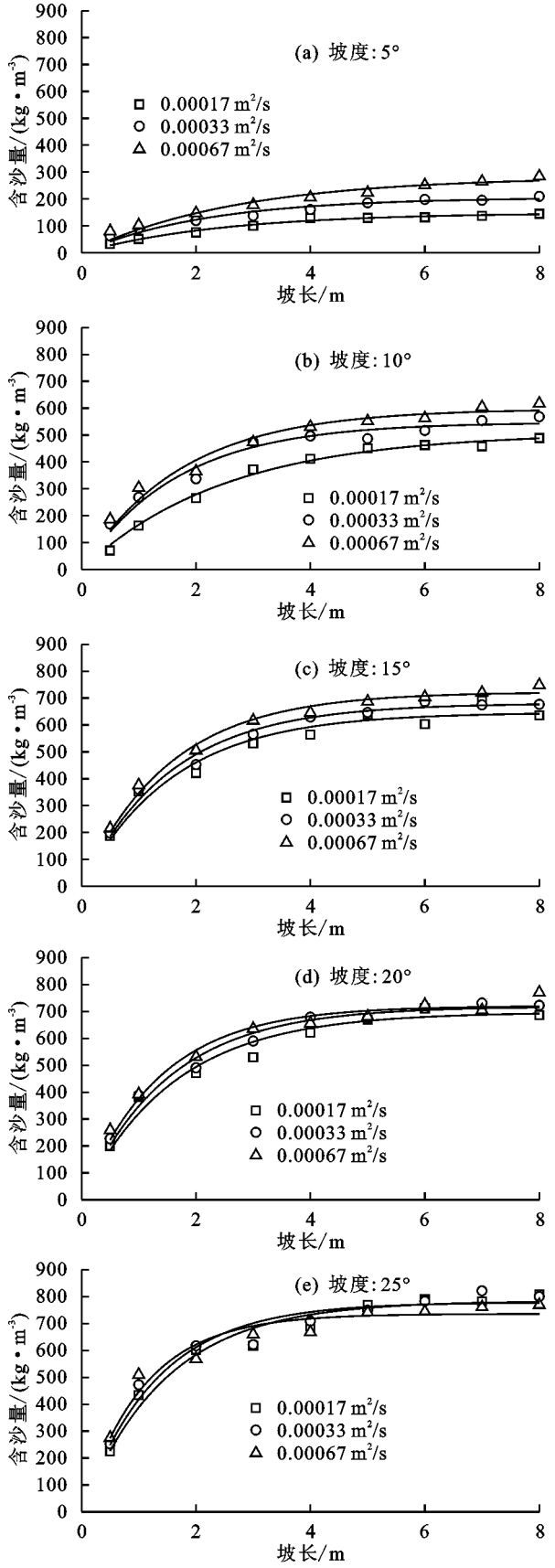

图 2　不同试验工况下含沙量随坡长的变化

2.2　细沟水流输沙能力随流量的变化特征

由图 3 可知,不同坡度下,高寒土细沟水流的输沙能力随着流量的增大而增加。同一流量时,在大坡度(15°～25°)下细沟水流的输沙能力显著大于小坡度(5°～10°),这与前人[28-29]的研究结果一致。这是因为随着坡度的增加,相同流量下细沟水流的势能变为冲刷土壤的动能增加,搬运土壤的能力增强。同一坡度下,流量越大,水动力越强,细沟水流输沙能力增长也越快。经相关分析,细沟水流的输沙能力与流量之间呈极显著关系,而且显著性高。由表 2 可以看出,经验方程中的斜率总体上随着坡度的增大而增大,而在大坡度(20°～25°)的斜率随着坡度的增大变化不明显,这是因为当坡度增加到一定程度时,相同流量所产生的能量对水流流速的增加变化不显著,用于搬运泥沙的能量远大于土壤间的黏结力、床面阻力、摩擦力等形成的能量,致使输沙能力的变化较小。总之,坡度越大,流量对其输沙能力的影响越小。

表 1　细沟侵蚀试验估算临界坡长和输沙能力值

坡度/(°)	流量/($m^2 \cdot s^{-1}$)	A/($kg \cdot m^{-3}$)	β	T_c/($kg \cdot m^{-1} \cdot s^{-1}$)	X/m	R^2
	0.00017	148.83	0.40	0.025	7.58	0.98
5	0.00033	205.68	0.45	0.069	6.72	0.94
	0.00066	283.00	0.37	0.189	8.31	0.94
	0.00017	509.09	0.40	0.085	7.68	0.99
10	0.00033	547.32	0.60	0.182	5.13	0.96
	0.00066	597.69	0.57	0.398	5.34	0.96
	0.00017	646.19	0.62	0.108	4.89	0.95
15	0.00033	680.64	0.64	0.227	4.78	0.98
	0.00066	714.71	0.67	0.476	4.54	0.99
	0.00017	697.14	0.62	0.116	4.94	0.96
20	0.00033	718.82	0.66	0.240	4.60	0.98
	0.00066	720.92	0.74	0.481	4.13	0.97
	0.00017	784.19	0.68	0.131	4.45	0.96
25	0.00033	779.16	0.77	0.260	3.96	0.94
	0.00066	736.40	0.93	0.491	3.27	0.93

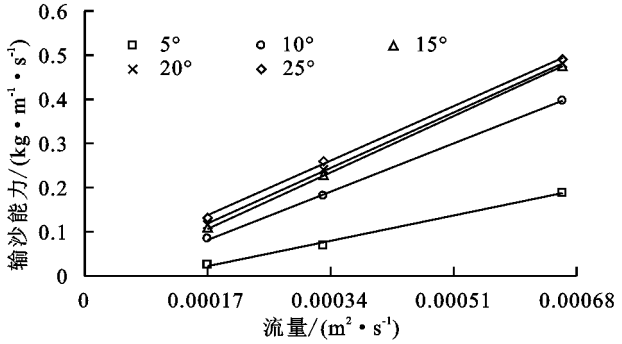

图 3　不同坡度下细沟水流输沙能力随流量的变化

2.3　细沟水流输沙能力随坡度的变化特征

由图 4 可知,不同流量下,高寒土细沟水流的输沙能力随着坡度的增大而增加。同一坡度时,流量越大,输沙能力越强。当坡度在 15°～25°时,输沙能力随其增加而增速减缓,当坡度在 5°～15°时,输沙能力随其增加而增速较快。经相关分析(表 3)可知,输沙能力与坡度呈极显著关系,R^2 达 0.97 以上。

表 2 不同坡度下细沟水流输沙能力(T_c)随流量(q)变化的经验方程

坡度/(°)	回归方程	R^2	P
5	$T_c=334.22q-0.0359$	0.995	0.01
10	$T_c=659.17q-0.0296$	0.999	0.01
15	$T_c=734.48q-0.0113$	0.999	0.01
20	$T_c=790.98q-0.0165$	0.999	0.01
25	$T_c=748.40q-0.0155$	0.995	0.01

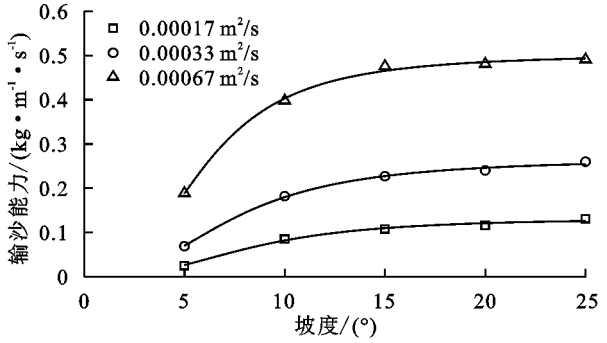

图 4 不同流量下细沟输沙能力随坡度的变化

表 3 不同流量下细沟水流输沙能力(T_c)随坡度(S)变化的经验方程

流量/($m^2\cdot s^{-1}$)	回归方程	R^2	P
0.00017	$T_c=-0.2309e^{(-S/0.1219)}+0.1367$	0.982	0.01
0.00033	$T_c=-0.4474e^{(-S/0.1077)}+0.2700$	0.978	0.01
0.00067	$T_c=-0.9867e^{(-S/0.0797)}+0.5189$	0.999	0.01

2.4 细沟水流输沙能力的因子模型

2.4.1 输沙能力因子模型 综上所述,细沟水流的输沙能力跟坡度与流量呈极显著关系,说明输沙能力受二者的交互作用影响。因此,为更进一步研究二者对细沟输沙能力的影响变化,本文建立了细沟水流输沙能力与坡度及流量条件下的因子模型,并选取了与本试验设计相似的当前国内外 4 种经验模型进行对比分析。本研究因子模型表达结果为:

$$T_c=1697.83S^{0.491}q^{1.043}$$

$$(R^2=0.956,\mathrm{NSE}=0.955,P<0.01)$$

式中:T_c为细沟水流的输沙能力(kg/(m·s));S 为坡度(%);q 为流量(m^2/s)。

由公式(9)可知,流量 q 和坡度 S 因子能较好地反映高寒土细沟侵蚀的输沙能力,这与大多数研究[24,26,30-34]其他背景下细沟侵蚀过程的结论一致,表明西藏高寒土细沟侵蚀控制因子在量化表达输沙能力上有一定的科学性。因子模型结果也与部分前人[35-36]的研究存在差异,但均表明坡度和流量与细沟水流输沙能力间存在相关性,只是由于国内外试验设备、试验方案设计、土壤质地及人为操作等因素有所不同,导致各公式中决定坡度和流量的系数不同。因此,模型中因子系数值的普适性还需要加强论证。

从表 4 可以看出,除 Lei 模型[26]是二元线性方程外,本研究与 ANSWERS 模型[33]、Zhang 模型[34]、Gao 模型[30]都是二元幂函数方程。本试验条件下的模型中,坡度的幂指数分别比 ANSWERS 模型、Zhang 模型、Gao 模型低 50.9%,60.0%,20.4%,流量的幂指数比 Zhang 模型低 15.7%,与 Gao 模型基本一致,这主要是因为试验土壤、试验设计与人为操作等因素导致的。另外,本试验用的是小流量,当坡度增加到一定值后,流量对输沙能力影响变小,这也充分说明模型在预测不同类型土壤细沟侵蚀输沙能力时,都有自身的适应性和局限性。

表 4 本试验条件下的各输沙能力模型间的误差评价

模型	方程	RE/%	MARE/%	R^2	NSE
ANSWERS	$T_c=146Sq^{0.5}(q\leqslant0.046)$ $T_c=14600Sq^2(q>0.046)$	−5.92～−0.62	2.79	0.651	−13.486
Zhang	$T_c=19831S^{1.227}q^{1.237}$	−0.80～0.39	0.29	0.812	0.376
Gao	$T_c=2746.18S^{0.617}q^{1.054}$	−1.70～−0.03	0.39	0.944	0.669
Lei	$T_c=-0.3109+0.01718S+0.12703q$	−0.82～5.07	0.68	0.873	0.783
本试验	$T_c=1697.83S^{0.491}q^{1.043}$	−1.50～0.11	0.22	0.956	0.955

2.4.2 各输沙能力因子模型探讨 为讨论本试验条件下的模型与 ANSWERS 模型、Zhang 模型、Gao 模型、Lei 模型间对高寒土输沙能力的适用性,将各模型运算得出的预测值与试验数据得出的实测值进行比较。各模型的预测值与实测值越接近,表明该模型越适用高寒土的细沟输沙能力值的预测。由表 5 可知,比较各模型中输沙能力预测值与实测值之间的关系,从接近渐渐趋向于分散的分别是 Lei 模型、Gao 模型、Zhang 模型和 ANSWERS 模型,这表明 Lei 模型最适用于本试验条件下测得的输沙能力值的预测,其次是 Gao 模型和 Zhang 模型,ANSWERS 模型表现最不理想。从表 5 可以看出,ANSWERS 模型预测值均大于实测值,说明国外适用的 ANSWERS 模型对我国藏东南高原土坡面细沟输沙能力预测不适应或还需要更进一步的验证。从国内研究的 Zhang 模型与 Gao 模型可以看出,随着实测值的不断增大,预测值越高。本试验的高原土黏粒与粉粒所占的比例为 70%,黄土中黏粒与粉粒的比例为 80%,崩积体

土壤中黏粒与粉粒占的比重为 35%。Zhang 模型中的试验坡度<25°,而流量为$(0.625\times10^{-3})\sim(5\times10^{-3})$ m²/s,远高于本试验设计的流量,土壤是取自永定河床里的沙土,这导致已经被冲刷到河床的沙土比高原土有更小的抗剪切力和土壤间的黏聚力,使得沙土更易被侵蚀,致使 Zhang 模型的预测值比本试验值偏高。Gao 模型中研究的土壤是崩积体,试验坡度为 15°~35°,流量为$(0.56\times10^{-3})\sim(3.3\times10^{-3})$ m²/s,也远高于本试验的流量,土壤中的粗颗粒远高于高寒土,这使得在大流量大坡度下,崩积体中的粗颗粒获得更大的动能和势能,崩积体中的粗颗粒更容易被细沟水流运输,使得崩积体更易被冲刷,而本试验条件下研究的高原土在小流量小坡度下,土壤中本就很少的粗颗粒更难以被输运,致使 Gao 模型中的预测值比本试验值也稍偏高。Lei 模型研究的黄土坡面细沟输沙能力,试验坡度与流量与本试验基本一致,试验条件与设备也基本相同;另外,黄土中的土壤颗粒分布与高原土也比较相近,这使得 Lei 模型预测本试验的输沙能力效果最好。

表 5　输沙能力实测值与本论文模型和各模型模拟值间的对比分析

实测值	本论文模型	ANSWERS	Zhang 模型	Gao 模型	Lei 模型
0.025	0.060	0.167	0.022	0.065	−0.098
0.069	0.120	0.232	0.049	0.131	0.029
0.189	0.247	0.331	0.116	0.271	0.283
0.085	0.085	0.336	0.051	0.100	−0.012
0.182	0.169	0.468	0.116	0.201	0.115
0.398	0.349	0.666	0.274	0.418	0.369
0.108	0.104	0.510	0.086	0.130	0.074
0.227	0.208	0.711	0.195	0.261	0.201
0.476	0.428	1.013	0.459	0.542	0.455
0.116	0.121	0.693	0.125	0.157	0.160
0.240	0.242	0.965	0.283	0.315	0.287
0.481	0.498	1.375	0.668	0.654	0.541
0.131	0.137	0.888	0.169	0.182	0.246
0.260	0.273	1.237	0.384	0.367	0.373
0.491	0.562	1.762	0.905	0.762	0.627

为了对各模型计算的预测值与实测值的误差进行评价,引用模型误差评价的各指标进行分析,计算结果见表 4。由表 4 可知,MARE 在各模型中得到的值除 ANSWERS 模型外,其余的普遍偏小,这是因为本试验模拟的是缓坡和小流量下的细沟水流输沙过程,得到的输沙能力值不高。从表 4 中可以看出,除 ANSWERS 模型 R^2 是 0.651 外,其余 R^2 都在 0.80 以上,这表明坡度和流量对高寒土细沟输沙能力的影响较显著。从 NSE 可知,本试验模型最优,为 0.955,其次是 Lei 模型、Gao 模型、Zhang 模型,分别为 0.783,0.669,0.376,最后是 ANSWERS 模型,为 −13.486。Beasley 等[33]提出的 ANSWERS 模型是根据国外大量研究的基础上得出的,对国外细沟坡面输沙能力具有可适用性。综上所述,由于国内外土壤、气候、试验条件等各方面的不同,本试验研究的高寒土坡面细沟水流输沙能力值的因子模型对于藏东南高海拔土壤坡面侵蚀区的预测与治理提供了基础数据,为水土流失存在的潜在危险性评价提供了有利的支持。

3　结 论

(1)高寒土坡面细沟水流输沙能力的临界坡长随输沙能力的增加而变短,坡度在 15°~25°时,临界坡长在大约 5.0 m。

(2)不同坡度下,高寒土细沟水流输沙能力随流量的增加而增大,用线性方程可以较好地描述,同一流量在小坡度下的输沙能力影响大于大坡度。

(3)不同流量下,高寒土细沟水流输沙能力随坡度的增大先快速增大,当坡度达到 15°时增幅平缓,用指数方程可以较好地表示。

(4)通过对坡度和流量的共同作用对高寒土坡面细沟水流输沙能力的影响,得出输沙能力因子模型:$T_c=1697.83S^{0.491}q^{1.043}$,坡度对细沟水流输沙能力的影响小于流量。

(5)通过本模型与其他模型的比较分析,得出 ANSWERS 模型基本不适用于计算高寒土的坡面细沟水流输沙能力预测。本试验模型、Lei 模型和 Gao 模型均能较好地模拟高寒土细沟输沙能力。

参考文献:

[1] Nearing M A, Norton L D, Bulgakov D A, et al. Hydraulics and erosion in eroding rills[J].Water Resources Research,1997,33(4):865-876.

[2] 张光辉.土壤分离能力测定的不确定性分析[J].水土保持学报,2017,31(2):1-6.

[3] Lal R. Soil erosion impact on agronomic productivity and environment quality[J]. Critical Reviews in Plant Sciences,1998,17(4):319-464.

[4] Ali M, Sterk G, Seeger M, et al. Effect of hydraulic parameters on sediment transport capacity in overland flow over erodible beds[J].Hydrology Earth System Science, 2012,16:591-601.

[5] Heathcote A J, Filstrup C T, Downing J A. Watershed sediment losses to lakes accelerating despite agricultural soil conservation efforts[J]. PLoS One, 2013, 8(1): e53554.

[6] 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.

[7] 罗利芳,张科利,孔亚平,等.青藏高原地区水土流失时空分异特征[J].水土保持学报,2004,18(1):58-62.

[8] Govers G. Empirical relationships for the transport formulae of overland flow[J].Erosion, Transport and Deposition Processes,1990,189:45-63.

[9] Yu B, Rose C W, Ciesiolka C A A, et al. Toward a framework for runoff and soil loss prediction using GUEST technology[J]. Australian Journal of Soil Research,1997,35(5):1191-1212.

[10] Morgan R P C, Govers R E, Auerswald J W A, et al. The European Soil Erosion Model (EUROSEM): Documentation and user guide[M].United Kingdom: Silsoe College Cranfield University,1998:89.

[11] De Roo A P J, Wesseling C G, Ritsema C J. LISEM: A single-event physically based hydrological and soil erosion model for drainage basins. I: Theory, input and output[J]. Hydrological Processes, 1996, 10(8): 1107-1117.

[12] Bealsy D B, Huggins L F. ANSWERS (Areal Nonpoint Source Watershed Environment Simulation)-User's Manual[M].West Lafayette, Indiana: Purdue University,1980:1-59.

[13] 陈超,雷廷武,班云云,等.东北黑土坡耕地不同水力条件下坡长对土壤细沟侵蚀的影响[J].农业工程学报,2019,35(5):155-162.

[14] 王爱娟,符素华,冯克义,等.放水冲刷条件下紫色土细沟侵蚀特征[J].中国水土保持科学,2016,14(5):23-28.

[15] 刘笑妍,张卓栋,张科利,等.不同尺度下冻融作用对东北黑土区产流产沙的影响[J].水土保持学报,2017,31(5):45-50.

[16] 王爱娟,符素华,朱小立.土壤侵蚀物理模型中紫色土细沟侵蚀参数研究[J].水土保持学报,2016,30(6):96-99,105.

[17] 姜义亮,郑粉莉,温磊磊,等.降雨和汇流对黑土区坡面土壤侵蚀的影响试验研究[J].生态学报,2017,37(24):8207-8215.

[18] Wan D, Li F H, Yu W, et al. Sediment delivery of partially-unfrozen loam soil rill by snow/glacier meltwater flow[J].Scientific Reports,2019,9(1):e3954.

[19] 吉律.西藏林芝色季拉山季风期降水日变化特征[J].西藏科技,2010(2):54-59.

[20] 徐凤翔.西藏高原森林生态研究[M].沈阳:辽宁大学出版社,1995.

[21] 万丹,梁博,聂晓刚,等.西藏色季拉山土壤物理性质垂直地带性[J].生态学报,2018,38(3):1065-1074.

[22] 张晴雯,雷廷武,潘英华,等.细沟侵蚀可蚀性参数及土壤临界抗剪应力的有理(实验)求解方法[J].中国科学院研究生院学报,2004,21(4):468-475.

[23] Mancilla G A, Chen S. A field study on sediment transport capacity on rills[C]. ASAE Annual International Meeting Sponsored by ASAE.Tampa,Florida,2005.

[24] 王莎,王占礼,袁殷,等.黄土坡面细沟水流输沙能力变化特征[J].水土保持学报,2012,26(4):104-107.

[25] 罗帮林.紫色土细沟侵蚀水动力学特征及与黄绵土对比研究[D].重庆:西南大学,2016.

[26] 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.

[27] 赵宇.黄土细沟侵蚀过程冲刷试验研究[D].重庆:西南大学,2015.

[28] 丁琳桥.紫色土细沟侵蚀输沙能力研究[D].重庆:西南大学,2016.

[29] Foster G R, Meyer L D. Mathematical simulation of upland erosion by fundamental erosion mechanics[C]//USDA-ARS. Present and prospective technology for predicting sediment yields and sources. Sedimentation Lab., Oxford, Middiddippi: USDA-ARS,1975:190-207.

[30] 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.

[31] Wu B, Wang Z, Shen N, et al. Modelling sediment transport capacity of rill flow for loess sediments on steep slopes[J].Catena,2016,147:453-462.

[32] 袁殷.黄土坡面细沟水流输沙能力试验研究[D].陕西杨凌:西北农林科技大学,2011.

[33] Beasley D B, Huggins L F, Monke E J. Modeling sediment yields from agricultural watersheds[J].Journal of Soil and Water Conservation,1982,37(2):113-117.

[34] Zhang G H, Liu Y M, Han Y F, 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.

[35] Govers G, Rauws G. Transporting capacity of overland flow on plane and on irregular beds[J]. Earth Surface Processes and Landforms,1986,11(5):515-524.

[36] Mahmoodabadi M, Ghadiri H, Rose C, et al. Evaluation of GUEST and WEPP with a new approach for the determination of sediment transport capacity[J]. Journal of Hydrology,2014,513:413-421.