

青藏高原坡面土壤流失对冻融作用的响应与模拟

赵鸿博,周金龙,史伯豪,田方霄,喻武

(西藏农牧大学资源与环境学院,西藏 林芝 860000)

摘要: [目的] 冻融作用是影响高寒地区土壤侵蚀的主要因素,青藏高原具有显著的季节性冻融循环规律,冬季土壤冻结,初春时期解冻,为明确坡面侵蚀对冻融作用的响应。 [方法] 以高寒土为研究对象,通过室内人工模拟降雨试验,分析不同降雨强度(40、60、80 mm/h)与坡度(5°、10°、15°、20°)组合下冻融作用对坡面侵蚀输沙模数的影响,同时构建3种输沙模数预测模型:单因子模型、回归模型和增量模型。 [结果] 1) 经冻融作用后的坡面输沙模数显著提升16.74%~86.87% ($p<0.05$),低雨强(40 mm/h)条件下增幅最大,平均提升54.37%,高于高雨强(60、80 mm/h),高雨强条件可掩盖部分冻融作用影响。 2) 冻融前后坡面输沙模数与雨强或坡度单因子均呈线性正相关($y=ax+b$),且雨强与坡度对输沙模数的影响相互依赖具有交互作用。未冻融坡面中,随着坡度的增加,雨强对输沙模数的影响逐渐增强,经冻融作用后,雨强对输沙模数的影响存在临界坡度(约15°),坡度增至临界坡度时,雨强对输沙模数的影响达最大,随后开始减弱。 3) 采用逐步回归方法建立未冻融输沙模型 $T_{c1}=0.047\ 43SQ+1.842\ 4Q-66.33$ ($R^2=0.99, p<0.05$),冻融输沙模型 $T_{c2}=0.016\ 012Q^2+0.065\ 52SQ-10.09$ ($R^2=0.98, p<0.05$),坡面输沙模数主要受雨强及雨强与坡度的交互作用影响。冻融前,雨强对输沙模数的实际贡献率解释度为70.58%,交互作用解释度为28.50%,误差解释度为0.91%,经冻融作用后,雨强对输沙模数的解释度降至57.60%,而交互作用解释度增至40.44%,表明冻融作用削弱雨强对输沙模数的直接效应,但强化雨强与坡度的交互作用。 [结论] 研究结果可为高寒区侵蚀定量评估及防治提供理论依据。

关键词: 冻融作用; 坡面侵蚀; 输沙模数; 人工模拟降雨; 预测模型; 青藏高原

中图分类号: S157.1

文献标识码: A

文章编号: 1009-2242(2026)02-0214-09

Response and Simulation of Slope Soil Loss to Freeze-Thaw Action on Qinghai-Xizang Plateau

ZHAO Hongbo, ZHOU Jinlong, SHI Bohao, TIAN Fangxiao, YU Wu

(College of Resources and Environment, Xizang Agricultural and Animal Husbandry University, Linzhi, Xizang 860000, China)

Abstract: [Objective] Freeze-thaw (F-T) action is a major factor influencing soil erosion in cold regions. The Qinghai-Xizang Plateau experiences pronounced seasonal F-T cycles, with soil freezing in winter and thawing in early spring. This study aims to elucidate the response of slope erosion to F-T action. [Methods] Using alpine soil as the study material, a series of indoor simulated rainfall experiments were conducted to analyze the effects of F-T action on slope erosion and sediment transport modulus under combinations of different rainfall intensities (40, 60, and 80 mm/h) and slope gradients (5°, 10°, 15°, and 20°). Furthermore, three prediction models of sediment transport modulus were established: a single-factor model, a regression model, and an incremental model. [Results] 1) After the F-T action, the sediment transport modulus on the slope increased significantly ($p<0.05$), with an increase ranging from 16.74% to 86.87%. Under low rainfall intensity (40 mm/h), the increase was the most pronounced, with an average rise of 54.37%, which was higher than those under higher rainfall

收稿日期: 2025-09-03

修回日期: 2025-10-06

录用日期: 2025-10-13

网络首发日期(www.cnki.net): 2025-12-10

资助项目: 国家自然科学基金项目(32241036); 西藏农牧大学研究生创新计划项目(YJS-2025-23)

第一作者: 赵鸿博(1999—), 男, 硕士研究生, 主要从事土壤侵蚀原理研究。E-mail: 1660257228@qq.com

通信作者: 喻武(1981—), 男, 博士, 教授, 主要从事土壤侵蚀原理和生态修复研究。E-mail: yuwu4270@126.com

http://stbcbx.alljournal.com.cn

intensities (60 and 80 mm/h). High rainfall intensity tended to mask part of the F-T action on erosion. 2) Both before and after F-T, the sediment transport modulus exhibited a linear positive correlation with rainfall intensity and slope gradient ($y=ax+b$), and their effects showed an interactive relationship. On non-F-T slopes, as the slope gradient increased, the influence of rainfall intensity on sediment transport modulus gradually strengthened. After F-T action, there was a critical slope gradient (about 15°) for the effect of rainfall intensity on sediment transport modulus. When the slope gradient increased to this critical value, the effect of rainfall intensity reached its maximum and subsequently began to weaken. 3) Stepwise regression was used to establish the non-F-T sediment transport model $T_{c1}=0.047\ 43SQ+1.842\ 4Q-66.33$ ($R^2=0.99$, $p<0.05$) and the F-T sediment transport model $T_{c2}=0.016\ 012Q^2+0.065\ 52SQ-10.09$ ($R^2=0.98$, $p<0.05$). The slope sediment transport modulus was mainly influenced by rainfall intensity and the interaction between rainfall intensity and slope gradient. Before F-T, rainfall intensity explained 70.58% of the variance in sediment transport modulus, and the interaction effect explained 28.50%, with a residual error of 0.91%. After F-T, the explanatory power of rainfall intensity decreased to 57.60%, while that of the interaction effect increased to 40.44%. These results indicated that F-T action weakened the direct effect of rainfall intensity on sediment transport modulus but enhanced its interaction with slope gradient. [Conclusion] The research findings can provide a theoretical basis for the quantitative assessment and control of soil erosion in alpine regions.

Keywords: freeze-thaw action; slope erosion; sediment transport modulus; simulated rainfall; prediction model; Qinghai-Xizang Plateau

Received: 2025-09-03

Revised: 2025-10-06

Accepted: 2025-10-13

Online(www.cnki.net): 2025-12-10

土壤侵蚀是指土壤颗粒在水流作用下发生的剥蚀、搬运与沉积过程,是导致土壤退化、土地生产力下降并威胁区域生态安全与可持续发展的重要环境问题之一^[1]。青藏高原作为“亚洲水塔”和我国重要的生态安全屏障,其高寒环境下的土壤侵蚀过程具有特殊性^[2]。该区域广泛分布的高寒土壤常年经历强烈的冻融循环^[3];青藏高原季节性冻融显著,每年在冬季土壤冻结、初春解冻。在冻胀过程中,土壤团聚体结构遭到破坏、孔隙度增加、抗剪强度降低,使得土壤颗粒更易被水流冲刷,从而加剧泥沙流失^[4]。受印度洋暖湿气流北进和气温回升的双重影响下,高原上极容易出现强降雨和冻融作用叠加的情况^[5]。冻融作用是影响高寒地区土壤侵蚀的重要因素之一^[6]。冻融作用通过破坏土壤结构、团聚体稳定性和抗剪切能力等方式增加土壤可蚀性,更易发生侵蚀^[7]。冻融作用改变土壤颗粒的连接方式,即土壤结构,从而改变土壤的诸多物理性质,冻融作用与降雨相互作用促进侵蚀发生,显著提升侵蚀量^[8]。冻融作用降低土壤抗侵蚀能力,在春季解冻期尤为显著,尤其在土壤含水量高或存在积雪覆盖的区域表现明显^[9]。坡面作为土壤侵蚀发生的基本单元,对冻融作用响应敏感,因此,量化冻融作用对坡面侵蚀产沙量的影响,对于高寒地区水土保持与生态安全评估具有重要意义^[10]。高寒区土壤通常在冬季冻结、夏季

融化,结构因冻融作用而弱化;而夏季又恰逢雨季,降雨事件频发,进一步加剧侵蚀风险^[11]。降雨初期,坡面以片蚀为主;随着降雨持续与径流汇集,流态逐步集中并形成细沟,侵蚀机制随之由面蚀向沟蚀转变^[12]。关于细沟侵蚀输沙能力的研究已较为深入,诸多学者基于水动力参数与坡度建立预测方程,例如,GOVERS等^[13]提出以单宽流量(q)和坡度(S)为自变量的幂函数关系($T_c=aq^bS^c$)。式中: a 为综合经验常数,与土性、粒径级配及流态有关; b 、 c 为经验指数;KINNEL^[14]提出片蚀输沙经验式($D_i=K_iIQS$)。式中: I 为降雨强度; Q 为径流率或单宽流量; S 为坡度; K_i 为土壤可蚀性系数;BULYGIN等^[15]优化了片蚀方程 $D_i=K_iIQS^{2/3}$,在KINNEL^[14]研究的基础上,对坡度效应给出近似 $S^{2/3}$ 的指数表达,便于在坡度分级试验中量化坡度对输沙的边际弹性;SHEN等^[16]建立了基于室内模拟降雨的二元幂函数($E=aI^bS^c$),用二元幂函数拟合总土壤流失率与沟蚀率,得到典型的雨强指数(b)约为 1.2,坡度指数(c)约为 0.80~0.94。这些模型在特定条件下对细沟输沙能力的预测较为准确,但建模多基于沟蚀阶段,尚未覆盖从片蚀到细沟发育的完整坡面过程,尤其缺乏对高寒地区冻融作用影响机制的系统研究。因此,在当前高寒地区土壤侵蚀加剧的背景下^[17],亟需构建能够综合反映冻融作用、并适用于坡面尺度的输沙系统预

测模型。该模型应能够综合反映冻融作用、适用于坡面侵蚀的输沙预测,对准确评估该区域土壤侵蚀状况、制定针对性防治策略及保障青藏高原生态屏障功能具有重要的科学与实践意义。

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大学水土保持创新人才基地人工模拟降雨大厅进行。试验土壤取自色季拉山(29°21′~29°50′N, 94°28′~94°51′E),海拔 4 376 m。根据原状土壤实测土壤体积质量,本试验控制填土体积质量为 1.0 g/cm³。试验前,将土壤风干后测定机械组成:黏粒(<0.002 mm)质量分数 2.4%,粉粒(0.002~0.05 mm)质量分数 67.9%,砂粒(0.05~2 mm)质量分数 29.7%,按照美国制划分标准确定其属于粉壤土^[18]。

1.2 试验装置

本研究设计室内人工模拟降雨试验,降雨装置由带喷头的管网和控制台组成,降雨高度 7 m,降雨有效面积 5 m×5 m,均匀度>80%,降雨强度可调节范围为 20~150 mm/h。试验所用变坡土槽规格为长×宽×高为 300 cm×200 cm×20 cm,土槽底部均匀打孔 64 个,孔径为 5 mm,模拟野外下渗(图 1)。冻融模拟实验室为长×宽×高为 400 cm×300 cm×200 cm,控温为-30~10℃,可满足试验需求。

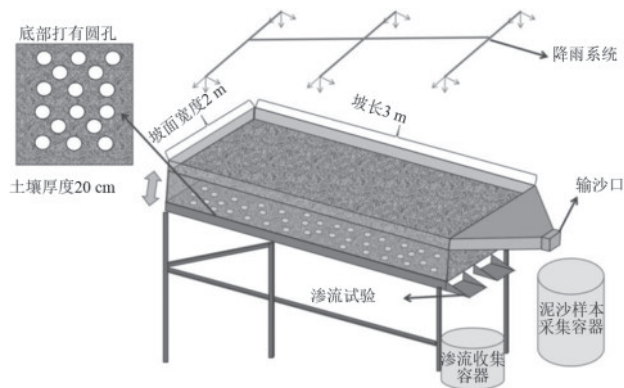


图 1 试验装置示意

Fig.1 Schematic diagram of experimental setup

1.3 试验设计

1.3.1 降雨试验设计 为模拟短历时强降雨情况,根据近年防汛部门发布当地降雨信息,设置降雨强度为 40、60、80 mm/h。降雨历时 30 min,根据实地考察情况设定 4 个坡度(S)(5°、10°、15°、20°)进行降雨试验。根据气象资料设定土壤冻结温度为-15℃,冻结时间 24 h。因试验过程所需土量较大,西藏地区采土困难且容易对生态环境产生破坏,但可以保证试验精度,总试验场次共计 24 次。

1.3.2 试验方法 试验前将土壤底部垫 1 层纱网后,铺上 2 cm 天然砂,模拟自然状态土壤透水。将试验土壤过 10 mm 筛后填入土槽,填土体积质量控制为 1.0 g/cm³,填土深度 18 cm,每次填土 3 cm,共填土 6 层,填完 1 层后表面打毛。将填充后的土槽灌水,待土壤表面产生薄水层后静置,保证土壤水分状态达饱和态,未冻融状态下土壤含水率约为 45%,冻融状态下土壤含水率约为 51%,静止 24 h 后,进行降雨试验。坡面产沙开始后,以 1 min 为 1 个测定时段,收集每个时段水沙样品,将水沙样静止 24 h 后虹吸上层清液,泥沙质量采用烘干法测定,烘干时间 12 h,温度为 105℃。冻融坡面试验在注水静止 24 h 后进行土壤冻结,在室温(15~25℃)下放置 24 h 通过银针法判定完全解冻后进行试验。

1.4 数据处理

1.4.1 输沙模数计算 泥沙质量计算公式为:

$$M_0 = M_w + M_s + M_c \quad (1)$$

式中: M_0 为收集到的泥沙样品总质量,g; M_w 为水的质量,g; M_s 为泥沙的质量,g; M_c 为样品容器质量,g。

输沙模数为单位时间内,通过输沙口的泥沙质量,计算公式为:

$$T = \frac{M}{S \times t} \quad (2)$$

式中: T 为输沙模数,g/(m²·min); M 为时段内产沙量,g; S 为土槽投影面积,m²; t 为时间,min。

1.4.2 方差分析 通过方差分析获得雨强及坡度对其交互作用对输沙模数的解释度,各因子对输沙模数的解释度计算公式为:

$$SS = \frac{Adj_ss_i}{\sum Adj_ss_i} \times 100\% \quad (3)$$

式中:Adj_{ss}_{*i*}为因素*i*的调整平方和;∑Adj_{ss}_{*i*}为模型中所有考察的项的Adj_{ss}相加,得到模型解释的总变差。

2 结果与分析

2.1 冻融前后坡面输沙模数变化特征

由图 2 可知,在未冻融条件下,40 mm/h 雨强时各坡度的输沙模数在 25 min 内随降雨进行较为稳定,变化幅度小,但随坡度增大,坡面输沙模数增大,分别为 5°(22.1±0.4)、10°(22.6±0.1)、15°(35.0±4.2)、20°(43.3±0.6) g/(m²·min);雨强为 60 mm/h 时,输沙模数随降雨进行逐渐下降,且同样随坡度增加而增加,分别为 5°(58.8±5.2)、10°(74.0±8.1)、15°(88.2±8.3)、20°(101.2±6.3) g/(m²·min);雨强为 80 mm/h 时,25 min 内各坡度输沙模数总体高于其他 2 个雨强,分别为 5°(102.1±4.3)、10°(112.4±3.5)、15°(138.3±8.0)、20°(159.8±6.8) g/(m²·min)。

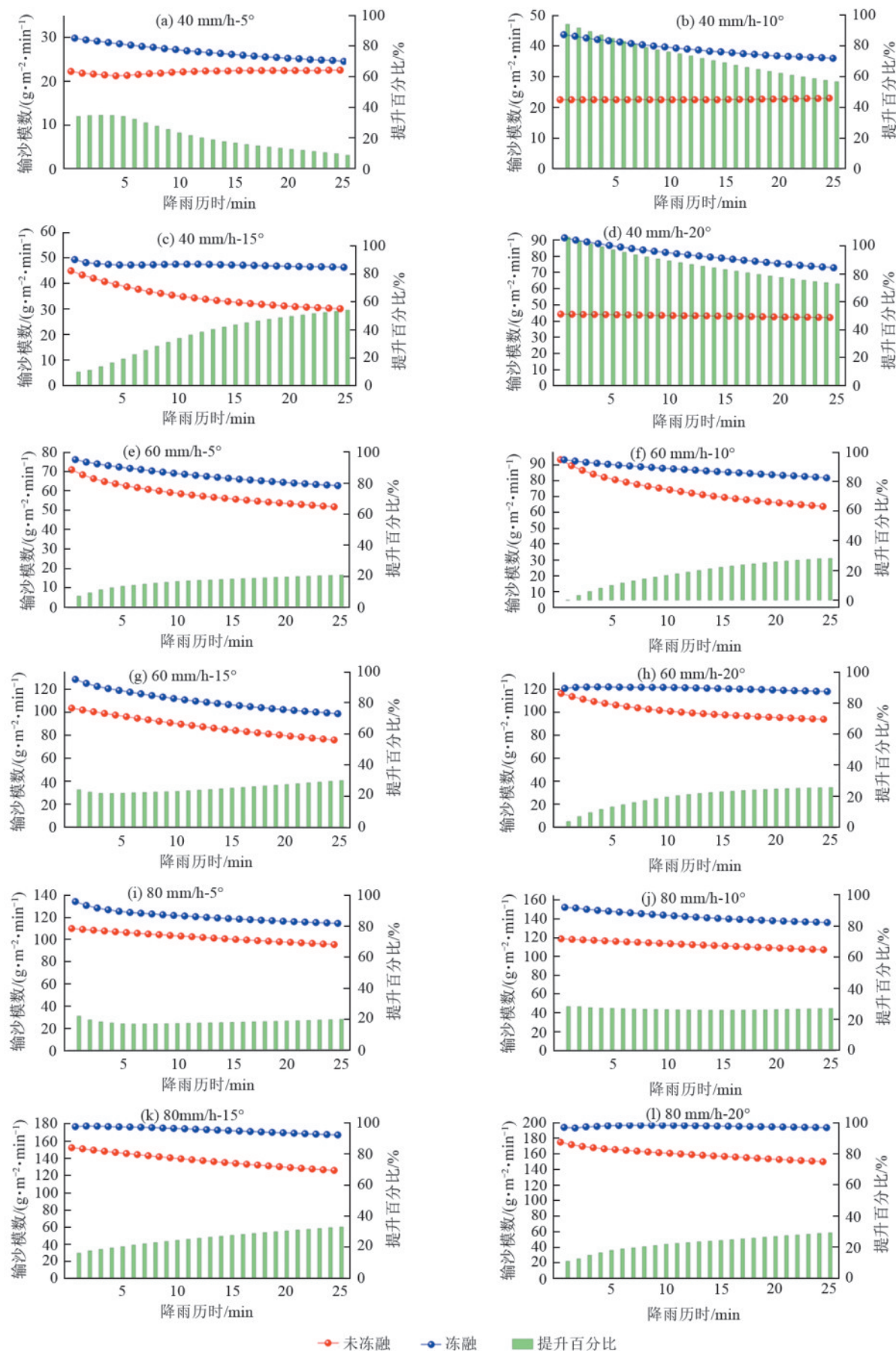


图 2 输沙模数变化趋势
Fig.2 Variation trend of sediment transport modulus

坡面经冻融后,40 mm/h雨强下,输沙模数随降雨历时变化规律与未冻融条件下相似,且同样随坡度增大而增加,分别为5°(26.7±1.5)、10°(39.1±2.3)、15°(47.2±0.6)、20°(80.9±5.3) g/(m²·min);雨强为60 mm/h时,输沙模数变化趋势与冻融前基本一致,分别为5°(68.1±3.9)、10°(86.8±3.2)、15°(110.1±8.4)、20°(120.5±1.2) g/(m²·min);80 mm/h雨强下,输沙模数在降雨过程中保持相对稳定,变化幅度较小,分别为5°(120.9±5.0)、10°(142.4±4.9)、15°(173.5±3.3)、20°(195.4±1.1) g/(m²·min)。相同工况条件下,冻融后坡面在整个降雨历程中输沙模数整体水平均高于冻融前。

未冻融坡面在输沙过程中,雨强与坡度条件组合下固定一个因子不变而另一因子增大时,导致输沙模数具有显著提升($p<0.05$);坡面经冻融后,雨强与坡度条件不变,输沙模数较冻融前具有显著提升($p<0.05$),同样雨强与坡度任意条件增大,冻融后坡面输沙模数均随之显著提升($p<0.05$)(图2)。表明冻融作用、雨强、坡度均对输沙模数产生显著影响,后续模型建立须联立3因子共同表征输沙模数变化规律。

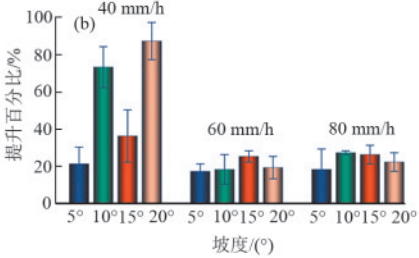
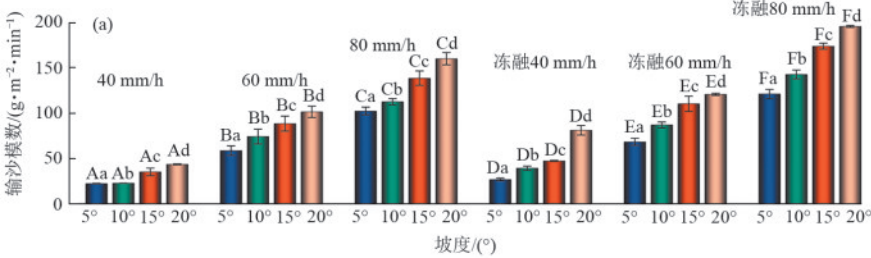


图3 冻融作用对输沙模数的影响

Fig.3 Effect of freeze-thaw action on sediment transport modulus

2.3 输沙模数对雨强和坡度变化的响应

由表1可知,坡面经冻融前后,输沙模数均与雨强和坡度呈线性正相关($y=ax+b$),未冻融坡面中,随着雨强的增大,坡度对输沙模数的影响逐渐增强

2.2 冻融作用对坡面输沙模数的影响

冻融作用在任一雨强与坡度组合下均导致输沙模数显著提升16.74%~86.87% ($p<0.05$)(图3)。40 mm/h雨强条件下,冻融作用导致输沙模数分别提升5°(21.23±9.00)%、10°(72.91±11.04)%、15°(36.47±14.16)%、20°(86.87±9.73)%;60 mm/h雨强条件下,输沙模数分别提升5°(16.74±3.52)%、10°(18.26±8.08)%、15°(25.06±2.59)%、20°(19.43±6.17)%;80 mm/h雨强下,分别提升5°(18.44±1.19)%、10°(26.60±0.65)%、15°(25.79±4.88)%、20°(22.45±4.98)%。总体而言,40 mm/h雨强下,冻融作用导致输沙模数提升百分比整体幅度大于其余2个雨强条件,其中40 mm/h与20°组合下,冻融作用导致输沙模数提升增幅最大,达86.87%;60、80 mm/h雨强条件下,各坡度下冻融作用导致输沙模数提升幅度相近,均为20%。

结果表明,冻融作用显著增强土壤对降雨的敏感性,且在低雨强与较大坡度条件下对输沙模数影响更为强烈,而随着雨强的增大,冻融作用导致输沙模数的增幅减小,表明高雨强条件会掩盖部分冻融作用的影响。

(斜率 a 值增大),斜率分别为1.52(40 mm/h)、2.85(60 mm/h)和3.98(80 mm/h)。经冻融作用后,随着雨强的增大,坡度对输沙模数的影响逐渐增强,且冻融后坡度对输沙模数的影响大于冻融前。

表1 坡面输沙模数拟合函数

Table 1 Fitting functions of slope sediment transport modulus

组别	雨强/(mm·h ⁻¹)	回归方程	R ²	p	组别	坡度/(°)	回归方程	R ²	p
未冻融	40	$T_c=1.52S+11.75$	0.87	<0.05	未冻融	5	$T_c=2.00Q-59.10$	0.99	<0.05
	60	$T_c=2.85S+44.90$	0.99	<0.05		10	$T_c=2.25Q-65.03$	0.99	<0.05
	80	$T_c=3.98S+78.40$	0.96	<0.05		15	$T_c=2.58Q-67.78$	0.99	<0.05
冻融	40	$T_c=3.41S+5.80$	0.85	<0.05		20	$T_c=2.91Q-73.32$	0.99	<0.05
	60	$T_c=3.61S+51.25$	0.97	<0.05	冻融	5	$T_c=2.36Q-69.40$	0.99	<0.05
	80	$T_c=5.09S+94.40$	0.99	<0.05		10	$T_c=2.58Q-65.52$	0.99	<0.05
						15	$T_c=3.16Q-79.18$	0.99	<0.05
						20	$T_c=2.86Q-39.48$	0.94	<0.05

注: T_c 为坡面输沙模数; S 为坡度; Q 为雨强; R^2 为决定系数; p 为显著性水平。

未冻融坡面中,随着坡度的增加,雨强对输沙模数的影响逐渐增强;经冻融作用后,随着坡度的增加,雨强对输沙模数的影响呈先增强后减弱趋势,但始终大于冻融前雨强对输沙模数的影响,15°坡度下,

雨强对输沙模数的影响最大。

由图 4 可知,坡面输沙模数依赖于雨强和坡度的变化,且雨强和坡度对输沙模数的影响具有交互作用,且其中任一因子增大均增大输沙模数,表明冻融前后输沙模数受因子间交互作用影响强烈。冻融前

坡面输沙中未发现坡度临界阈值,而冻融后发现坡度临界存在于 15°左右,15°前随坡度增加,雨强作用增强,而 15°后,雨强作用开始减弱,试验仅存在 4 个坡度要确定临界值,还需在 10°~15°精细坡度范围建立拟合曲线,求导获得临界值。

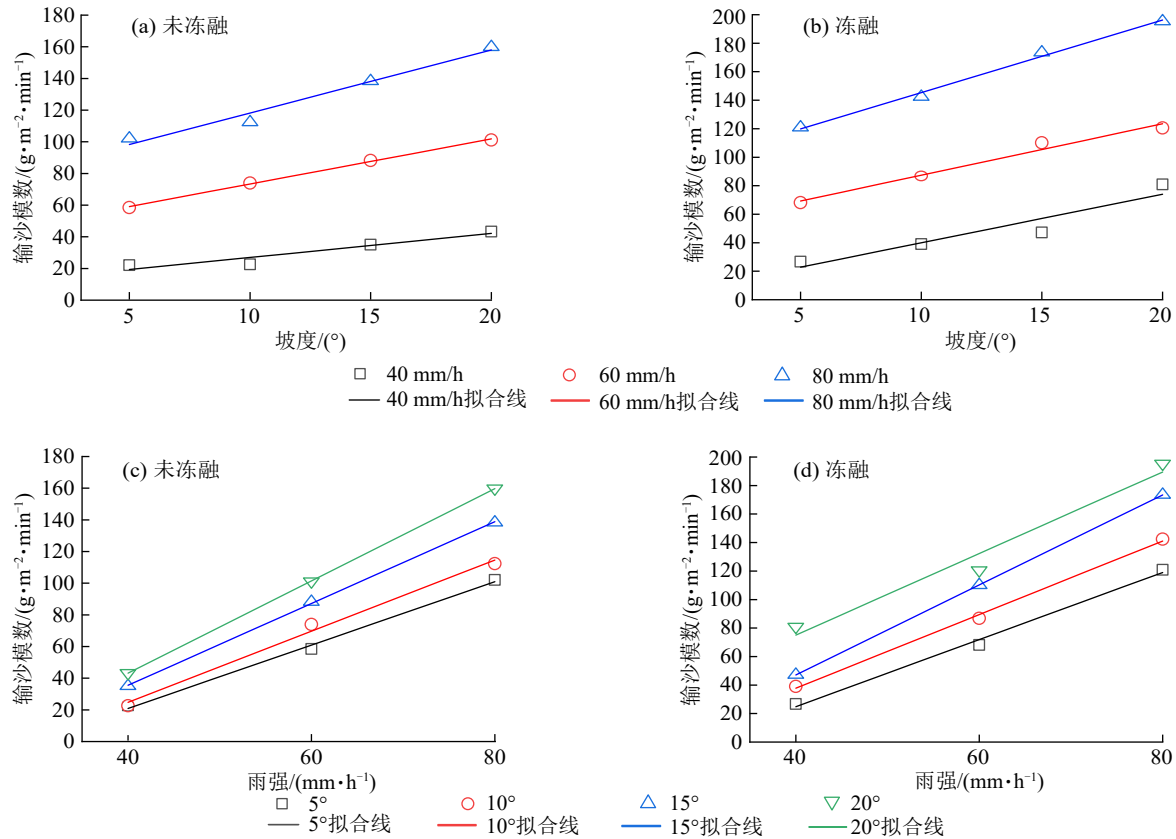


图 4 输沙模数随坡度及雨强的变化

Fig.4 Response of sediment transport modulus to slope gradient, rainfall intensity, and their interaction

2.4 冻融前后输沙模数因子模型

采用测得的不同坡度(5°、10°、15°、20°)、降雨强度(40、60、80 mm/h)的输沙模数,以 2 个因子为自变量,冻融状态为条件变量,输沙模数为因变量进行逐步回归,建立坡面输沙模数预测模型,模型决定系数均超过 0.987,模型均具有良好预测效果(表 2)。

未冻融坡面的输沙模数变化主要受雨强与坡度的作用主导与单因子呈线性关系,输沙模数随雨强增大呈线性增长,与坡度与雨强的交互作用同样呈正线性;经冻融作用后,输沙模数随雨强呈二次函数关系。

在未冻融时 $T_{c1}=0.047\ 43SQ+1.842\ 4Q-66.33$ ($R^2=0.99$, $p<0.05$), 冻融后 $T_{c2}=0.016\ 012Q^2+0.065\ 52SQ-10.09$ ($R^2=0.98$, $p<0.05$)。式中: T_{c1} 为未冻融坡面输沙模数, $g/(m^2\cdot min)$; T_{c2} 为冻融坡面输沙模数, $g/(m^2\cdot min)$; Q 为降雨强度, mm/h ; S 为坡度, ($^\circ$)。为定量表征不同工况下,仅由冻融作用引起的输沙模数变化,而冻融作用对坡面输沙模数的影响,由 $T_{c2}-T_{c1}$ 可得,各时段下,冻融作用带来输沙模数增量

预测模型,模型 $\Delta T_c=-0.016\ 012Q^2-0.018\ 09SQ+1.842\ 4Q-56.24$ ($R^2=0.98$, $p<0.05$)。通过对模型系数进行分析可知,冻融作用带来的输沙模数增量同时受雨强及交互作用的影响。模型表明,雨强越大,坡度对冻融增量的放大效应越显著。

表 2 坡面输沙模数方差分析

Table 2 Two-way ANOVA of slope sediment transport modulus

类型	来源	自由度	ADJ _{SS}	F	p	解释度/%
未冻融	Q	2	8 077.0	694.37	0.01	70.58
	SQ	1	3 261.4	280.38	0.01	28.50
	误差	9	104.7			0.91
冻融	Q ²	1	8 893.8	263.85	0.01	57.60
	SQ	1	6 243.8	185.23	0.01	40.44
	误差	9	303.4			1.96

注:自由度为该来源可独立变化的数量;ADJ_{SS}为该因素独立解释的变差;F值为该因素均方/误差均方;p值为在零假设下出现当前或更大F的概率越小越显著;解释度为该因素对变差的贡献比例。

通过方差分析表明,各项效应均极显著($p < 0.05$)。在未冻融坡面中,雨强主效应的解释度约占76.79%,坡度 $\times$ 雨强交互约占22.48%;在冻融模型中,雨强二次项解释度更高,约占64.63%,而坡度 $\times$ 雨强交互约占33.30%,表明坡面经冻融前后,均以降雨强度主导其输沙模数变化,冻融后坡度与雨强的交互效应增强。

3 讨论

3.1 冻融作用对坡面侵蚀的影响机制

冻融作用通过破坏土壤结构^[19],降低土壤抗剪强度,使得土壤更易被径流冲刷,导致坡面输沙模数提升^[20]。本研究表明,经冻融作用后的坡面在同等工况条件下使得输沙模数提升16.74%~86.87%,其中40 mm/h条件下各坡度相较于其他降雨强度输沙模数提升百分比最大,平均提升54.37%,而60、80 mm/h雨强下输沙模数提升百分比相近,平均分别提升19.87%、23.32%,表明冻融作用在雨强较小时,对坡面侵蚀输沙结果的影响更大,是由于雨强较小时,径流动能较弱,未冻融坡面本身输沙结果较小^[21];经冻融作用后,土壤颗粒及结构产生破坏,从而导致输沙结果大幅提升,且提升较为明显^[22];而其余60、80 mm/h雨强条件下,径流条件本身使得输沙结果较大,导致输沙模数提升百分比没有40 mm/h雨强明显,表明冻融条件对土体的破坏效应在高水流动能作用下变小^[23]。虽然降雨强度提升后,冻融作用所导致的输沙模数提升百分比小,但输沙模数提升绝对值较大,表明高水流动能条件下,冻融作用影响坡面侵蚀输沙结果,且水流动能越大,对输沙模数影响越强。

冻融作用导致输沙结果提升,但并未改变雨强和坡度因子对输沙模数的影响趋势^[24]。坡面经冻融前后,各雨强下,输沙模数均与坡度呈线性正相关,但经冻融后,坡度项的斜率均大于冻融前,冻融作用增强坡度对输沙模数的影响;各坡度下,输沙模数均与降雨强度呈线性正相关,冻融前,随着坡度的提升,降雨强度对输沙模数的影响逐渐增强(Q 斜率增加),而冻融后,随着坡度的提升,降雨强度对输沙模数的影响先增强后减弱,15°坡度时斜率最大,表明冻融后坡面输沙在10°~15°存在坡度阈值。本试验中,仅设置4个水平坡度,坡度阈值存在于10°~15°,而精确的坡度阈值需要进一步增设试验坡度,拟合相关数据曲线进行求导得出临界值。

3.2 本研究在气候变化背景下的意义与局限性

近年来,青藏高原降水事件频率和强度显著增加^[25-26],加剧土壤侵蚀风险,尤其在植被稀疏、土壤结

构不稳定、坡度陡峭及冻融频繁的区域^[27]。在季节性冻融区,春季降雨与土壤解冻条件同期出现,经常导致地表径流和细沟侵蚀加剧^[28]。与此同时,气候变暖导致土壤解冻时间提前、解冻期延长,增加冻融期与侵蚀性降雨事件在时间上的重叠性,从而进一步加剧侵蚀风险^[29]。这些变化对高原生态安全与土壤保持构成长期挑战^[30],未来的侵蚀监测与预测工作需重点关注冻融作用对土壤侵蚀的影响^[31]。

本研究表明,冻融作用增强坡面输沙模数,并通过改变降雨强度和坡度对输沙模数的影响来加剧土壤侵蚀。在冻融作用下,坡度和降雨强度对土壤输沙的影响均加强,特别是在低坡度($S < 15^\circ$)和低降雨强度($Q < 40$ mm/h)条件下,冻融作用对土壤侵蚀的影响更为显著。尽管随着降雨强度增加,冻融作用对输沙模数的百分比增幅有所减小,但绝对值的提升仍然显著,表明冻融作用对高水流动能条件下的土壤侵蚀仍具有强烈的增效作用。气候变化导致的极端天气事件频发,促使冻融作用与强降水交替频繁发生,冻融作用与降雨的交互效应使得春季解冻期的土壤侵蚀风险显著增加。因此,未来高寒地区土壤侵蚀防治策略应充分考虑冻融过程的季节性特征及冻融作用与强降雨的叠加背景。尤其在坡度 $> 15^\circ$ 的区域,应针对性设计坡面保护措施,结合水土保持技术减少侵蚀。

本研究展示冻融作用对坡面侵蚀的显著影响,但仍存在一定局限性。首先,本研究仅模拟1次冻融循环,未能考虑多次冻融循环对土壤结构的累积破坏效应。多次冻融循环可能进一步改变土壤的孔隙结构与团聚体稳定性,进而对土壤侵蚀产沙的影响加剧。其次,本研究仅针对单一坡度与降雨强度组合进行试验,未来应在更多的坡度与降雨强度组合下进行试验,以更全面地评估冻融作用对不同环境条件下坡面侵蚀的影响。最后,本研究中所用的模拟降雨仅为常规降水,而实际高寒区的降水往往伴随有暴雨、雨夹雪等复杂气象条件,这些因素在未来研究中需要进一步纳入考量。

4 结论

1)冻融作用显著提高坡面输沙模数,增幅为16.74%~86.87%。在40 mm/h雨强条件下,输沙模数平均提升54.37%;而在60、80 mm/h雨强下,平均增幅均约为20.00%,表明较高水流动能下冻融对坡面侵蚀的增效部分被高水流动能所掩盖。

2)冻融前,坡面输沙模数与雨强和坡度均呈线性正相关,且雨强与坡度对输沙模数的影响存在交互效应:随着坡度增大,雨强的影响增强;随雨强增

加,坡度的影响也相应增强。冻融后,输沙模数与雨强和坡度仍保持线性正相关,且二者对输沙模数的影响均较冻融前更为显著,但存在临界坡度(约 15°)。当坡度低于 15° 时,雨强的影响随坡度增加而增强;坡度超过 15° 后,雨强的影响则有所减弱。

3)构建冻融前后坡面输沙模数预测模型,未冻融条件下模型为 $T_{c1}=0.047\ 43SQ+1.842\ 4Q-66.33$ ($R^2=0.99, p<0.05$),冻融条件下为 $T_{c2}=0.016\ 012Q^2+0.065\ 52SQ-10.09$ ($R^2=0.98, p<0.05$),冻融作用带来输沙模数增量预测模型 $\Delta T_c=-0.016\ 012Q^2-0.018\ 09SQ+1.842\ 4Q-56.24$ ($R^2=0.98, p<0.05$),模型决定系数均高于0.98,表明模型具有较好的预测精度。通过因子分析发现,冻融前输沙模数主要受雨强及其与坡度的交互作用影响,其中雨强对输沙模数的解释度占70.58%,交互作用为28.50%;冻融后,雨强对输沙模数的影响表现为二次函数关系,而交互作用仍保持线性正相关,其解释度提升至40.44%,雨强的解释度则下降至57.60%。表明冻融作用减弱雨强对输沙模数变化的直接影响,但增强雨强与坡度交互效应对输沙过程的影响。

参考文献:

- [1] 史培军,刘宝元,张科利,等.土壤侵蚀过程与模型研究[J].资源科学,1999,21(5):9-18.
SHI P J, LIU B Y, ZHANG K L, et al. Soil erosion process and model studies[J]. Resources Science, 1999, 21(5):9-18.
- [2] 姚檀栋,陈发虎,崔鹏,等.从青藏高原到第三极和泛第三极[J].中国科学院院刊,2017,32(9):924-931.
YAO T D, CHEN F H, CUI P, et al. From Tibetan Plateau to third pole and pan-third pole[J]. Bulletin of Chinese Academy of Sciences, 2017, 32(9):924-931.
- [3] 沈麒凯,刘修国,周欣,等.2002—2020年青藏高原近地表土壤日冻融循环时空变化模式[J].地理学报,2023,78(3):587-603.
SHEN Q K, LIU X G, ZHOU X, et al. Spatio-temporal variation patterns of diurnal freeze-thaw cycles of the near-surface soil on the Qinghai-Tibet Plateau between 2002 and 2020[J]. Acta Geographica Sinica, 2023, 78(3):587-603.
- [4] 王文刚,王彬,顾汪明,等.冻融循环对黑土团聚体稳定性与微结构特征的影响[J].水土保持学报,2022,36(1):66-73.
WANG W G, WANG B, GU W M, et al. Effect of freeze-thaw cycles on soil aggregate stability and micro-structure of black soil[J]. Journal of Soil and Water Conservation, 2022, 36(1):66-73.
- [5] YUE Y, NI J R, CIAIS P, et al. Lateral transport of soil carbon and land-atmosphere CO_2 flux induced by water erosion in China[J]. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, 2016, 113(24):6617-6622.
- [6] 肖子牛,李张群,赵亮,等.基于青藏高原和印度洋区域热力状况的气候预测先兆信号[J].气候与环境研究,2024,29(2):216-228.
XIAO Z N, LI Z Q, ZHAO L, et al. Precursor signals for climate prediction based on thermal conditions of the Tibetan Plateau and Indian Ocean[J]. Climatic and Environmental Research, 29(2):216-228.
- [7] ZHANG K, ZHANG C C, WANG Z D, et al. Validation of soil detachment rate equations on spring thaw period slopes: Insights from sediment concentration and transport capacity[J]. Water Resources Research, 2024, 60(12):e2024WR038411.
- [8] ZHANG X Y, ZHANG Y Q, QI J Y, et al. Effects of changes in freeze-thaw cycles on soil hydrothermal dynamics and erosion degradation under global warming in the black soil region[J]. Water Resources Research, 2025, 61(3):e2024WR038318.
- [9] ZHANG Y P, FU Y, XU J Z, et al. Impact of freeze-thaw cycling on the stability and turnover of black soil aggregates[J]. Geoderma, 2024, 449:e117004.
- [10] 孙宝洋,吴志广,李占斌,等.冻融对土壤分离能力及侵蚀阻力的影响[J].农业工程学报,2020,36(11):57-65.
SUN B Y, WU Z G, LI Z B, et al. Effects of freeze-thaw on soil detachment capacity and erosion resistance[J]. Transactions of the Chinese Society of Agricultural Engineering, 2020, 36(11):57-65.
- [11] 戴黎聪,柯浔,张法伟,等.青藏高原季节冻土区土壤冻融过程水热耦合特征[J].冰川冻土,2020,42(2):390-398.
DAI L C, KE X, ZHANG F W, et al. Characteristics of hydro-thermal coupling during soil freezing-thawing process in seasonally frozen soil regions on the Tibetan Plateau[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2020, 42(2):390-398.
- [12] 张凤宝,李玄添,申楠,等.黄土坡面细沟间和细沟侵蚀对有机碳流失贡献的定量分析[J].土壤学报,2023,60(5):1398-1408.
ZHANG F B, LI X T, SHEN N, et al. Quantitatively partitioning organic carbon loss by interrill and rill erosion on the loess slope[J]. Acta Pedologica Sinica, 2023, 60(5):1398-1408.
- [13] GOVERS G, WALLING D E, YAIR A, et al. Empiri-

- cal relationships for the transport capacity of overland flow[A]//WALLING D E, YAIR A, BERKOWICZ S, et al. Erosion, transport and deposition processes[C]. Wallingford: IAHS Press, 1990:45-63.
- [14] KINNELL P I A. Interrill erodibilities based on the rainfall intensity-flow discharge erosivity factor[J]. Australian Journal of Soil Research, 1993, 31(3):319-332.
- [15] BULYGIN S Y, NEARING M A, WEST L T. Interrill soil erosion processes: Part I[J]. Transactions of the ASAE, 45(2):331-338.
- [16] SHEN H, WANG G, ZHANG R. Rainfall intensity and slope gradient effects on rill initiation and erosion rates under controlled conditions[J]. Soil and Tillage Research, 2016, 155:63-71.
- [17] ZHANG F, HU Y D, FAN X M, et al. Controls on seasonal erosion behavior and potential increase in sediment evacuation in the warming Tibetan Plateau[J]. Catena, 2022, 209:e105797.
- [18] JOHNSON W M. Soil taxonomy: A basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys [M]. 2nd Edition. Washington U.S. Department of Agriculture, Natural Resources Conservation Service. Agriculture Handbook No.436, 1975.
- [19] WANG R Z, HU X. Freeze-thaw processes correspond to the protection-loss of soil organic carbon through regulating pore structure of aggregates in alpine ecosystems [J]. Soil, 2024, 10(2):859-871.
- [20] LIU J J, ZHANG K D, SHI W B, et al. Effects of freeze-thaw on the detachment capacity of soils with different textures on the Loess Plateau, China[J]. Journal of Hydrology, 2024, 644:e132082.
- [21] 赵娅君, 郑粉莉, 毋冰龙, 等. 冻融作用对黑土坡面融雪、风力和降雨侵蚀的影响研究[J]. 水土保持学报, 2024, 38(4):63-71.
- ZHAO Y J, ZHENG F L, WU B L, et al. Effects of freeze-thaw action on snowmelt, wind and rainfall erosion in Chinese typical mollisol region[J]. Journal of Soil and Water Conservation, 2024, 38(4):63-71.
- [22] WU Z L, FANG H Y. Snowmelt erosion: A review[J]. Earth-Science Reviews, 2024, 250:e104704.
- [23] 赵贵涛, 韩仲, 邹维列, 等. 干湿、冻融循环对膨胀土土-水及收缩特征的影响[J]. 岩土工程学报, 2021, 43(6): 1139-1146.
- ZHAO G T, HAN Z, ZOU W L, et al. Influences of drying-wetting-freeze-thaw cycles on soil-water and shrinkage characteristics of expansive soil[J]. Chinese Journal of Geotechnical Engineering, 2021, 43(6):1139-1146.
- [24] WEI P J, DU J J, BAHADUR A, et al. Soil erosion and risk assessment on the Qinghai-Tibetan Plateau[J]. Communications Earth and Environment, 2025, 6:e365.
- [25] 刘俏华, 姚秀萍, 马嘉理, 等. 青藏高原夏季极端降水研究进展与展望[J]. 大气科学学报, 2024, 47(5):737-754.
- LIU Q H, YAO X P, MA J L, et al. Research progress and prospects on summer extreme precipitation over the Qinghai-Xizang Plateau[J]. Transactions of Atmospheric Sciences, 2024, 47(5):737-754.
- [26] 郝爱华, 薛娴, 尤全刚, 等. 青藏高原近 60 年降水变化研究进展[J]. 中国沙漠, 2023, 43(2):43-52.
- HAO A H, XUE X, YOU Q G, et al. Review on precipitation change over the Qinghai-Tibetan Plateau in recent 60 years[J]. Journal of Desert Research, 2023, 43(2):43-52.
- [27] JIAO C L, NIU F J, HE P F, et al. Assessment of freeze-thaw erosion by retrogressive thaw slump on the Qinghai-Tibet Plateau combined with geophysical methods[J]. NPJ Natural Hazards, 2025, 2:e46.
- [28] 孙宝洋, 肖俊波, 刘晨光, 等. 季节性冻融区解冻期土壤分离能力影响因素研究[J]. 泥沙研究, 2018, 43(1): 51-57.
- SUN B Y, XIAO J B, LIU C G, et al. Study on factors affecting soil detachment capacity of thawing period in the region of seasonal freeze-thaw [J]. Journal of Sediment Research, 2018, 43(1):51-57.
- [29] WANG M M, ZHANG S, WANG G C, et al. Increased plant productivity exacerbates subsoil carbon losses under warming *via* nitrogen mining [J]. Nature Geoscience, 2025, 18(6):510-517.
- [30] 陈发虎, 汪亚峰, 甄晓林, 等. 全球变化下的青藏高原环境影响及应对策略研究[J]. 中国藏学, 2021(4):21-28.
- CHEN F H, WANG Y F, ZHEN X L, et al. Research on the environment impact of the Qinghai-Tibet Plateau under global change and the countermeasures [J]. China Tibetology, 2021(4):21-28.
- [31] 傅伯杰, 欧阳志云, 施鹏, 等. 青藏高原生态安全屏障状况与保护对策[J]. 中国科学院院刊, 2021, 36(11): 1298-1306.
- FU B J, OUYANG Z Y, SHI P, et al. Current condition and protection strategies of Qinghai-Tibet Plateau ecological security barrier[J]. Bulletin of Chinese Academy of Sciences, 2021, 36(11):1298-1306.