

基于改进RWEQ的青藏高原冻融风蚀性评价及影响因素分析

车鑫倩, 倪万魁, 牛富俊, 杨珍珍, 任思远

Evaluation of freeze-thaw wind erosion and analysis of influencing factors on the Tibetan Plateau based on the improved RWEQ

CHE Xinqian, NI Wankui, NIU Fujun, YANG Zhenzhen, and REN Siyuan

在线阅读 View online: <https://doi.org/10.16031/j.cnki.issn.1003-8035.202404015>

您可能感兴趣的其他文章

Articles you may be interested in

季节性冻土区滑坡防治工程的冻融效应分析

Analysis on the effect of freeze-thaw on landslide prevention projects in seasonal frozen soil area

杨栋, 王全成, 姜昭群 中国地质灾害与防治学报. 2021, 32(6): 82-89

四川金川-小金公路沿线滑坡、崩塌影响因素分析

Influencing factors of landslides and rockfalls along the Jinchuan-Xiaojin highway in Sichuan

谢洪波, 刘正疆, 文广超, 陈红旗, 杨运航 中国地质灾害与防治学报. 2021, 32(1): 10-17

青海西宁南北山滑坡、崩塌成因及影响分析

Causes and influential factor analysis of landslides and rockfalls in north & south mountain areas of Xining City, Qinghai Province

魏正发, 张俊才, 曹小岩, 魏赛拉加, 严慧 中国地质灾害与防治学报. 2021, 32(4): 47-55

黄土潜蚀机理及其致灾效应研究综述

A review on loess subsurface-erosion mechanism and its hazard effects

张卜平, 朱兴华, 成玉祥, 张智锋, 孙恒飞, 蔡佳乐 中国地质灾害与防治学报. 2021, 32(6): 41-52

青海尖扎盆地寺门村滑坡发育特征及成因分析

Characteristics and formation of Simencun Landslides in Jianzha Basin of Qinghai Province

史立群, 魏刚, 殷志强, 袁材栋, 武新宁, 李振超 中国地质灾害与防治学报. 2020, 31(5): 15-21

青藏高速公路某隧道出口溜砂坡形成机理分析

$\text{\$}\{\text{suggestArticle.titleEn}\}$

邢军, 王建斌 中国地质灾害与防治学报. 2019, 30(2): 1-8



关注微信公众号, 获得更多资讯信息

DOI: 10.16031/j.cnki.issn.1003-8035.202404015

车鑫倩, 倪万魁, 牛富俊, 等. 基于改进 RWEQ 的青藏高原冻融风蚀性评价及影响因素分析[J]. 中国地质灾害与防治学报, 2025, 36(4): 85-96.

CHE Xinqian, NI Wankui, NIU Fujun, et al. Evaluation of freeze-thaw wind erosion and analysis of influencing factors on the Tibetan Plateau based on the improved RWEQ[J]. The Chinese Journal of Geological Hazard and Control, 2025, 36(4): 85-96.

基于改进 RWEQ 的青藏高原冻融风蚀性评价及影响因素分析

车鑫倩¹, 倪万魁¹, 牛富俊², 杨珍珍¹, 任思远¹

(1. 长安大学地质工程与测绘学院, 陕西 西安 710054; 2. 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所冻土工程国家重点实验室, 甘肃 兰州 730000)

摘要: 冻融风蚀是指气温变化导致地表结构发生变化的过程, 对地表地貌的形成和土壤的性质产生重要影响。然而, 青藏高原地区的特殊性和复杂性使得冻融风蚀研究尚未得到广泛关注。针对青藏高原冻融风蚀定量分析研究相对较少, 文章采用引入冻结 N 个因子的修正风蚀方程模型, 分析 2022 年青藏高原冻融风蚀量的分布特征, 并对青藏高原进行冻融风蚀强度分级。结果表明: (1) 青藏高原冻融风蚀模数为 $8.90 \times 10^8 \sim 4.95 \times 10^5 \text{ t}/(\text{km}^2 \cdot \text{a})$, 冻融风蚀总量为 $2.87 \times 10^{13} \text{ t}$, 冻融风蚀总面积 $2.41 \times 10^6 \text{ km}^2$; (2) 青藏高原轻度以下冻融风蚀占全部冻融风蚀面积的 84.26%, 说明青藏高原冻融风蚀以轻微和轻度为主; (3) 5 个因子的显著性检验结果均为显著, 对青藏高原冻融风蚀模数影响程度排序为气象因子 > 土壤结皮因子 > 土壤可蚀性因子 > 地表粗糙度因子 > 植被覆盖度因子。研究不仅为青藏高原地区的环境保护和可持续发展提供了基础资料和实践参考, 而且通过模型的应用, 还为其他具有类似气候和地理特征的地区在冻融风蚀研究方面提供了多元方法和经验。

关键词: 修正风蚀模型; 青藏高原; 冻融风蚀; 冻结因子

中图分类号: 642.22

文献标志码: A

文章编号: 1003-8035(2025)04-0085-12

Evaluation of freeze-thaw wind erosion and analysis of influencing factors on the Tibetan Plateau based on the improved RWEQ

CHE Xinqian¹, NI Wankui¹, NIU Fujun², YANG Zhenzhen¹, REN Siyuan¹

(1. School of Geological Engineering and Geomatics, Chang'an University, Xi'an, Shaanxi 710054, China; 2. State Key Laboratory of Permafrost Engineering, Institute of Cold and Arid Regions Environment and Engineering, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou, Gansu 730000, China)

Abstract: Freeze-thaw wind erosion refers to the process in which temperature fluctuations cause changes in the surface structure, significantly impacting on the formation of surface landform and soil properties. However, due to the particularity and complexity of the Tibetan Plateau, the study of freeze-thaw wind erosion has not received widespread attention. Due to the

收稿日期: 2024-04-09; 修订日期: 2024-07-15

投稿网址: <https://www.zgdzzhyfzxb.com/>

基金项目: 第二次青藏高原综合科学考察研究项目(2019QZKK0905)

第一作者: 车鑫倩(2000—), 女, 陕西西安人, 地质工程专业, 硕士研究生, 主要从事青藏高原冻融方面研究。

E-mail: 2022226110@chd.edu.cn

通讯作者: 倪万魁(1965—), 男, 宁夏固原人, 地质工程专业, 博士, 教授, 主要从事岩土力学与工程方面的研究。

E-mail: niwankui@chd.edu.cn

relative scarcity of quantitative studies on the freeze-thaw wind erosion on the Tibetan Plateau, this study utilizes a Revised Wind Erosion Equation (RWEQ) that incorporates a freezing N-factor to analyze the distribution characteristics of freeze-thaw wind erosion on the Tibetan Plateau in 2022. The study also categorizes the intensity of freeze-thaw wind erosion across the Tibetan Plateau. The results indicate: (1) The freeze-thaw wind erosion modulus on the Qinghai-Tibet Plateau ranges from 8.90×10^8 to 4.95×10^5 ($\text{t} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$), with a total erosion amount of 2.87×10^{13} t and a total affected area of 2.41×10 km²; (2) Moderate or greater freeze-thaw wind erosion accounts for 84.26% of the total affected area, indicating that light and mild erosion are predominant. (3) The significance tests of the five factors were all significant, and the influence of the freezing-thawing wind erosion modulus on the Qinghai-Tibet Plateau was ranked as meteorological factors > soil crust factors > soil erodibility factors > surface roughness factors > vegetation coverage factors. This study not only provides foundational data and practical references for environmental protection and sustainable development in the Qinghai-Tibet Plateau, but also offers a diverse range of methods and experiences for studying freeze-thaw wind erosion in other regions with similar climatic and geographical characteristics through the application of the model.

Keywords: modified wind erosion model; Tibetan Plateau; freeze-thaw wind erosion; freezing factor

0 引言

冻融侵蚀是指在高寒区,因温度的改变,土(岩)内的水分发生相变以及体积的改变,引起土(岩)体的机械破坏,在重力等因素的影响下,被搬运、运移、堆积的全过程^[1]。中国土壤冻融侵蚀现象普遍,面积很大,其中发生冻融侵蚀的面积约为 1.2689×10^6 km²^[2]。青藏高原及邻近的高山区是我国北方地区冻融侵蚀最为严重的地区。冻融侵蚀是世界性的环境问题,景国臣^[3]指出冻融风蚀是冻融侵蚀中的一种。冻融风蚀是指土壤在冻融作用下土体微结构遭破坏而产生的风力侵蚀^[2]。青藏高原大部分区域呈现寒冷和干旱至半干旱的气候特征,气温低,气温日、年较差大,导致冻融交替长时间发生,频繁的冻融循环导致表层土壤结构解体,变得松散且易碎,这为沙质物质的供应提供了充足来源。在青藏高原地区,这种冻融侵蚀主要通过冻融风蚀的形式表现出来^[4]。虽然近年来对于冻融风蚀的研究取得了很大的进展,但是由于青藏高原地区的特殊性和复杂性,目前对于其的研究还不够深入。

冻融风蚀研究的首要任务是风蚀定量化研究。目前最流行的方法是采用 Woodruff 和 Siddoway 提出的风蚀方程(wind erosion equation, WEQ)对研究区风蚀强度进行定量化并深入探讨^[5-9]。然而,诸多学者认为 WEQ 模型是一种完全基于经验的模型,在一定程度上存在局限性^[10],其不足主要在于它没有充分考虑不同因素之间的复杂关系,而且只注重宏观模拟,缺乏对风蚀机理的微观研究。因此,该模型无法准确预测在高降雨和极端干旱区域的风蚀损失。为了克服这些局限性,美

国农业部对该模型进行了修正,将气候因子、土壤可蚀性、土壤表面粗糙度以及田块长度等组合至传统的 WEQ 模型中形成了修正的模型(revised wind erosion equation, RWEQ)^[11]。学术界仍在积极探索其他风蚀量化模型,如德克萨斯模型 TEAM^[12]、WEAM 模型^[13]、小流域风蚀统计模型^[14]等风蚀模型,但 RWEQ 模型因其因子相对全面、数据易于获取等优势而在国内外得到了广泛的应用。

通过系统归纳前人的研究进展,我们可以看到在青藏高原地区的冻融风蚀研究中,学者们从不同的角度出发,采用多种方法进行探索。其中,严平用¹³⁷Cs 法测定了青藏高原的土壤风蚀,张国平、程江浩和江凌等借助遥感和 GIS 技术,谢胜波采用模拟试验等手段,对土壤风蚀、风力侵蚀机制、生态系统调节服务、防风固沙分布特征等方面进行了深入研究和分析^[15-19]。同时, RWEQ 模型的应用为他们提供了有效的工具,用于定量评价局部地区的风蚀模数。这些研究成果不仅丰富了我们对于青藏高原冻融风蚀的认识,也为进一步深入研究提供了有力支撑。青藏高原地区的冻融侵蚀主要表现为冻融风蚀,但是上述文章中的模型仅仅考虑了风蚀因子或冻融因子。同样,在 RWEQ 模型中也只能用雪盖因子来表达高寒地区的特征,不能准确表现出青藏高原地区的冻融情况,且冻融风蚀的定性定量化研究还不够深入。因此,本文引入冻结因子来替换雪盖因子,将气温地温变化与冻土活动层厚度的冻融过程联系起来,合理地、全面地表达出土壤冻结融化特征^[20-21]。

对于青藏高原冻结因子的研究,Zhao 等^[22]和 Pang^[23]基于 Kudryavtsev 模型对青藏高原地区活动层厚度进行

了预测。庞强强等^[24]和徐晓明等^[25-26]不仅得出青藏高原的多年冻土活动层平均厚度,还基于修正 Stefan 模型对三江源区多年冻土活动层厚度的空间分布特征及其未来变化趋势进行了研究,讨论了可能影响活动层厚度变化的因素。张中琼等^[27]开展了对青藏高原地区活动层厚度空间分布的模拟研究,并且对未来不同气候条件下活动层厚度的潜在变化趋势进行了预测分析。学者们运用不同的模型和方法,对青藏高原地区多年冻土活动层厚度的空间分布情况进行了研究,并对未来气候变化对冻土活动层的影响提供了预测和分析,以深入了解冻融风蚀的过程和影响因素。其中使用最多的是 Stefan 方程,该方程首次以简洁的公式将地表或大气的温度波动与冰层或土层的冻融现象相联系,从而显著简化了对土壤冻融深度进行分析和计算的方法^[28]。并且冻结 N 因子所需参数也易于获取并且可以很好地反映出冻融状态关系。因此,本研究旨在用引入冻结 N 因子的 RWEQ 模型对青藏高原的冻融风蚀定量化分析进行深入研究,为该地区的环境保护和可持续发展提供科学依据和参考。同时,通过该模型的应用,也希望为其他类似地区的冻融风蚀研究提供方法和经验。

1 研究区概况

青藏高原位于中国西部,面积约 $2.5 \times 10^6 \text{ km}^2$,平均海拔 4 500 m,被称为地球“第三极”。整个高原地形复杂,以高山、高原、盆地为主,地势西北高,东南低,呈东北—西南走向^[29]。青藏高原主要表现为现代冰缘地貌,气候因素在该地区占主导地位。该地区属于高寒的亚大陆性气候,呈现寒冷而干旱的特点,气候变化多端,四季难以明确划分。青藏高原,作为全球海拔最高且面积广阔的多年冻土主要分布区域(图 1—2),其冻土覆盖面积达到 $1.28 \times 10^6 \text{ km}^2$,约占高原总面积的 51%^[30]。

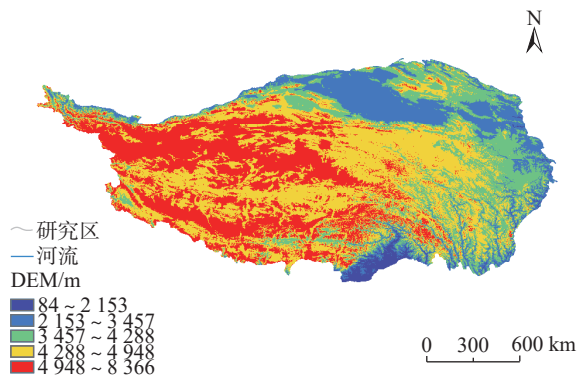


图 1 研究区高程图

Fig. 1 Elevation map of the study area

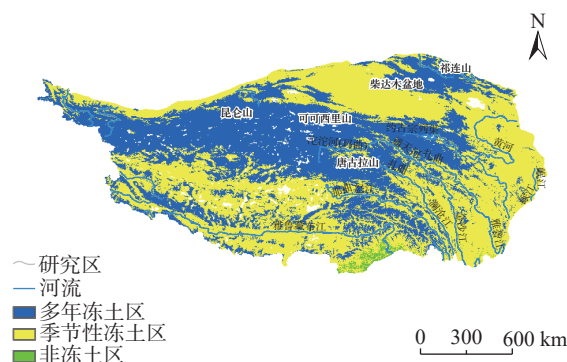


图 2 研究区冻土分布图

Fig. 2 Permafrost distribution map of the study area

青藏高原的大部分区域以高寒干旱和半干旱气候为特征,这些地区气温偏低,日平均温度与年平均温度差异显著。在这些地区,正负温度的交替出现每年大约有 150~230 d,这种现象促成了冻融循环的频繁发生^[31],这种持续的冻融作用破坏了表层土壤的结构,使其变得松散和破碎,从而为风蚀作用提供了大量的沙质物质^[32]。青藏高原整体年降水量低于 400 mm,空间分布上由东南向西北递减,存在显著的空间差异^[33]。因此,由东南向西北,青藏高原植被呈森林、灌丛、草甸、草原和荒漠植被类型的带状分布,其中高寒草甸和高寒草原是高原主要植被类型,占高原面积一半以上^[34]。另外,高原风蚀土地广泛分布在高原的山前平原、盆地内部、湖泊周边和河谷等区域,如柴达木盆地内部的盐湖周边和柴达木河流域,共和盆地内部,雅鲁藏布江中上游的宽谷区以及长江、黄河的源区等。

2 研究方法

2.1 数据来源与处理

本文中所使用的数据主要包括 2022 年的归一化植被指数、青藏高原矢量边界、青藏高原气象站点、降雨数据、风速数据、蒸散发量数据、雪盖数据、地表温度数据、土壤数据、土地利用数据和数字高程模型数据(表 1)。

为便于计算分析,本研究将所有数据通过 Arcgis 的环境设置统一处理为分辨率为 1 km、处理范围为青藏高原矢量边界的栅格数据,然后通过定义投影及投影栅格等方法将所有数据统一坐标为 GWS 1984,投影坐标为 Albers 的栅格数据。对土壤数据异常值进行处理后根据公式得到土壤结皮因子和土壤可蚀性因子。将 NDVI 数据进行提取并批量处理得到各植被类型数据,后根据公式得到植被覆盖度因子;地表粗糙度因子则是通过高程数据计算出。为了确保气象资料的完整性和连续性,对青藏高原地区的降水量和风速等数据进行了

表 1 数据引用来源
Table 1 Data citation sources

数据	数据来源	数据精度	单位
青藏高原矢量边界	中国科学院资源环境科学与数据中心		
青藏高原气象站点	中国科学院资源环境科学与数据中心		
降雨数据	中国科学院资源环境科学与数据中心	日	mm
风速数据	中国科学院资源环境科学与数据中心	日	m·s ⁻¹
蒸散发量数据	时空三极环境大数据平台	月	mm
雪盖数据	中国科学院资源环境科学与数据中心	日	mm
地表温度数据	欧洲中期天气预报中心	日	°C
土壤数据	国家冰川冻土沙漠科学中心		
土地利用数据	Zenodo 平台	1 km	
数字高程模型数据	中国科学院资源环境科学与数据中心	1 km	
归一化植被指数	地球资源数据云平台	a	

筛选和排除处理,对缺失数据采用反距离权重法进行插值处理,得到分辨率为 1 km 的气象栅格数据。

2.2 RWEQ 模型介绍

修正风蚀方程模型综合了以往的风蚀研究成果,是一个经验和过程相结合的模型,该模型考虑了气候、土壤、植被和地形等因素:

$$S_L = \frac{2Z}{S^2} Q_{\max} e^{-\left(\frac{Z}{S}\right)^2} \quad (1)$$

$$S = 150.71 \times (WF \cdot EF \cdot SCF \cdot K' \cdot C)^{-0.3711} \quad (2)$$

$$Q_{\max} = 109.8 \times (WF \cdot EF \cdot SCF \cdot K' \cdot C) \quad (3)$$

式中: S_L ——土壤风蚀量/(t·km⁻²·a⁻¹);

Z ——下风向最大风蚀出现距离/m;

S ——关键地块长度/m;

$Q_{\max}$ ——风沙最大转移量/(kg·m⁻¹);

WF ——气象因子/(kg·m⁻¹);

EF ——土壤可蚀性因子;

SCF ——土壤结皮因子;

K' ——地表粗糙度因子;

C ——植被覆盖度因子。

气象因子(WF)反映了风力搬运土壤颗粒的能力,这一能力受到降雨、温度、日照和雪覆盖等多种因素的影响,其表达式如下:

$$WF = Wf \cdot \frac{\rho}{g} \cdot SW \cdot SD \quad (4)$$

$$Wf = u_2 \cdot (u_2 - u_1)^2 \cdot N_d \quad (5)$$

$$EF = \frac{29.9 + 0.31sa + 0.17si + 0.33\left(\frac{sa}{cl}\right) - 2.59OM - 0.95CaCO_3}{100} \quad (10)$$

式中: EF ——土壤可蚀性因子/无量纲;

sa ——土壤粗砂含量(5.5% ~ 93.6%);

$$\rho = 348.01 \times \left(\frac{1.013 - 0.1183 \cdot EL + 0.0048 - EL^2}{T} \right) \quad (6)$$

$$SW = \frac{ET_p - (R + I) \cdot \frac{R_d}{N_d}}{ET_p} \quad (7)$$

$$ET_p = 0.0162 \times \frac{SR}{58.5} (DT + 17.8) \quad (8)$$

$$SD = 1 - P(H_{\text{snow}} > 25.4 \text{ mm}) \quad (9)$$

式中: Wf ——风力因子,由监测风速(2 m 处风速) u_2 /(m·s⁻¹)起沙风速(2 m 处临界风速) u_1 (假定 5 m/s)和观察周期天数(N_d)计算得到(各月风速大于 5 m/s 的天数);

ρ ——空气密度/(kg·m⁻³),由海拔高度 EL /(m·s⁻¹)和绝对温度 T /K 计算得到;

g ——重力加速度(m·s⁻²);

SW ——土壤湿度因子/无量纲;

SD ——雪覆盖因子/无量纲;

R ——降雨量/mm;

I ——灌溉量/mm;

ET_p ——地表潜在相对蒸发量/mm,由太阳辐射 SR /(cal·cm⁻²)和平均温度 DT /°C 计算得到;

R_d ——降雨次数和(或)灌溉天数;

P ——计算时段内积雪覆盖深度(H_{snow})大于 25.4 mm 的概率。

土壤可蚀性因子(EF)反映了在特定土壤理化条件下土壤对风蚀的敏感程度,其表达式如下:

si ——土壤粉砂含量(0.5% ~ 69.5%);
 $\frac{sa}{cl}$ ——土壤砂砾和黏土含量比(1.2% ~ 53.0%);
 cl ——黏土含量(5.0% ~ 39.3%);
 OM ——有机质含量(0.32% ~ 4.74%);
 $CaCO_3$ ——碳酸钙含量(0 ~ 25.2%)。

土壤表层的硬化结壳对于抵御风蚀作用具有显著效果。土壤结皮因子(SCF)反映了在特定土壤条件土壤结壳对风蚀的抵抗力,其表达式如下:

$$SCF = \frac{1}{1 + 0.006 6cl^2 + 0.021 OM^2} \quad (11)$$

地表粗糙度 K' 是反映了地形起伏对土壤风蚀作用的影响,其表达式如下:

$$K' = e^{(1.86K_r - 2.41K_r^{0.94} - 0.127C_r)} \quad (12)$$

$$K_r = 0.2 \times \frac{(\Delta H)^2}{L} \quad (13)$$

式中: K_r ——因地形起伏产生的地形粗糙长度/cm;

C_r ——随机粗糙度因子/cm;

ΔH ——距离 L 范围内的海拔高程差/m;

L ——地势起伏参数/m。

各类植被由于根系结构的差异,它们的水土保持和固沙作用也各不相同。植被覆盖度因子 C 体现了在特定植被覆盖程度下,对风蚀作用的减缓效果。根据研究区域的土地利用和覆盖(LUCC)分类图,植被被归类为灌木、林地、草地等 5 种主要类型,并依据各自的系数来计算各类植被的覆盖度因子:

$$C = e^{ai(SC)} \quad (14)$$

$$SC = \frac{NDVI - NDVI_{\min}}{NDVI_{\max} - NDVI_{\min}} \quad (15)$$

式中: ai ——不同植被类型的系数,其中,林地为 0.153 5,灌木为 0.092 1,草地为 0.151 1,农田为 0.043 8,裸地为 0.076 8;

SC ——植被覆盖度/%,由 NDVI 数据集计算得到;

$NDVI$ 、 $NDVI_{\max}$ 、 $NDVI_{\min}$ —— $NDVI$ 实际值、最大值及最小值。

2.3 改进 RWEQ 模型及各因子计算

2.3.1 引入冻结因子

RWEQ 模型最初被运用于沙地和农田的风蚀预报预测,传统的修正风蚀模型中的气象因素通常只考虑到风速、降水等,这显然在青藏高原这种高寒地区是不适用的。尤其是该地区的冻融过程主要由气温变化引起的冻结融化,雪的状态不仅仅是简单的覆盖在地表,而

是会经历频繁的冻结和融化过程。因此,原始的雪盖因子可能无法准确地反映出冻融变化过程。因此,考虑特殊地理环境下冻融变化、土壤水分状态变化以及多年冻土活动层厚度对青藏高原风蚀的影响十分必要。本文将 RWEQ 模型中的雪盖因子替换为 Stefan 中的冻结 N 因子,并构建了一种适用于青藏高原冻融风蚀评价的新模型。

最初,Stefan 方程主要用于模拟土层的冻融过程。为了避免因忽略外部热交换而导致的计算误差,建议使用地表以下 5 ~ 10cm 的日平均温度作为温度参数输入方程中,对土壤冻融过程进行模拟。但是该深度的日均温度难以获取,通常采用地表日均温度来计算冻结-融化指数。相比于直接测量地表或土层深处的温度,气温的测量更为便捷。因此,在实际操作中,人们倾向于使用气温数据来计算冻融指数,尽管这可能会引入一定的误差。为了克服这个问题,Carlson 提出了 N 因子,并对 Stefan 方程进行了相应的调整。

地表温度,作为一个反映土壤和大气之间热量交换的指标,比气温更能准确揭示冻土的热状态^[35]。由于地表温度对环境变化的响应速度较快,它能够更细致地展现冻土表层的热变化,因而成为众多相关模型的首选参数。

调整后的公式如下:

$$N = \frac{DDT_s}{DDT_a} = \frac{\int_0^{\theta_s} (T_s - T_f) dt}{\int_0^{\theta_a} (T_a - T_f) dt} \approx \frac{\sum_0^{\theta_s} \bar{T}_s}{\sum_0^{\theta_a} \bar{T}_a} \quad (16)$$

式中: N ——冻结 N 因子,代表地面冻结指数与气温冻结指数的比率;

DDT_s 、 DDT_a ——地表温度和气温的度-日总值/($^{\circ}\text{C}\cdot\text{d}$);

T_s 、 T_a ——地表温度和气温/ $^{\circ}\text{C}$;

T_f ——冰点(0°C);

θ_s 、 θ_a ——融化(或冻结)天数/d。

该公式可以通过计算地表温度和气温在融化或冻结期间日平均值的累计总和来进一步简化。

2.3.2 各因子计算方法及应用

(1) 气象因子

风力因子: 将得到的青藏高原气象站数据导入 ArcGIS, 利用 Excel 打开风速数据, 根据转化公式得到各站点 2 m 处和 5 m 处的风力数据, 将各月尺度数据合并为年尺度风力数据。利用 Excel 将风速为 0 和 32 700 mm

的异常值剔除,并使用透视表功能按照站点提取平均风速并得到年均风速。利用 Excel 筛选出风速大于等于 5 m/s 的站点数据,按照站点统计风速大于等于 5 m/s 的天数。打开气象站点数据属性表,进行连接和关联处理好的风速数据和 N_d 数据。利用 Excel 函数功根据公式将各参量输入,计算得到各站点的 W_f 在 ArcGIS 中利用插值分析将 W_f 因子栅格化,再通过插值法得到风场强度的空间分布。

湿度因子: 从全国逐日尺度气候数据集中提取 2022 年降水的数据,并在 Excel 中利用透视表功能进行月平均降水日数和平均降水量的统计,将统计表根据站点连接到站点数据中进行插值运算得到 R_d 和 R 栅格数据。将蒸散发 NC 数据导入软件,点击 ArcToolbox 里的多维工具,创建 NetCDF 栅格,找到原始 NC 数据后进行波段维度选择,导出 12 个月的蒸散发数据。对 12 个月的数据进行投影、范围裁剪以及波段合成得到年蒸散发数据,再对其进行单位换算和得到 2022 年的蒸散发栅格数据。使用栅格计算器按照湿度因子计算进行叠加运算,得到 SW 因子。

雪盖因子: 在 matlab 中将得到的原始 NC 数据进行异常值筛选,并计算出各气象站点雪深大于 25.4 mm 的概率,进而得到雪盖因子的初始数据。利用程序代码将数据格式转换为栅格数据,在 ArcGIS 中使用空间插值得到雪盖因子栅格数据。

冻结因子: 导入 2022 年 ERA5-Land 的 nc 数据集,同蒸散发数据处理方式相同,创建 NetCDF 栅格,得到逐月的气(地)温栅格数据,随后对其进行合并、投影以及研究区的掩膜提取。筛选出异常值,并通过空间分析对每个省/每个地级市/每个区县内的栅格值进行平均数处理,得到省市县三级的逐月平均气(地)温。在栅格计算器内根据冻结 N 因子公式带入相关数据得到冻结因子栅格数据,为减小单位和量纲对计算结果的影响,在栅格计算器中采用以下公式对数据集进行标准化,公式如下:

$$N_i = \frac{N - N_{\min}}{N_{\max} - N_{\min}} \quad (17)$$

式中: N_i ——冻结 N 因子标准化处理后的值;

N ——冻结 N 因子原本的值;

$N_{\min}$ ——冻结 N 因子原本的值中的最小值;

$N_{\max}$ ——冻结 N 因子原本的值中的最大值。

标准化处理完的结果即为冻结 N 因子。

根据公式,代入相应参数得到气象因子栅格数据。

(2) 土壤可蚀性因子和土壤结皮因子: 导入土壤数

据,把 img 数据与数据表进行连接,生成含有属性表的栅格文件,再利用 Arcmap 中的提取表功能提取出 $T_SAND: Real$ (沙含量)、 $T_SILT: Real$ (淤泥含量)、 $T_CLAY: Real$ (黏土含量)、 $T_OC: Real$ (有机碳含量)、 $T_CaCO_3: Real$ (碳酸盐或石灰含量)五个参数的栅格因子,打开空间分析里的地图迭代,根据公式代入相关参数通过栅格计算器计算出 EF 因子和 SCF 因子栅格数据。

(3) 地表粗糙度因子: 反映了地表的不规则性以及受到侵蚀的程度,实际应用时,可用 $K' = \cos \alpha$ 近似计算,其中 α 为坡度。将 DEM 数据导入,对其进行坡度提取,再通过栅格计算器按照粗糙度 $R = 1/\cos(("Slope")) \times 3.14/180$ 进行近似计算地面粗糙度,得到 K' 因子栅格数据。

(4) 植被覆盖度因子: 导入下载的 $NDVI$ 数据,打开数据管理工具对其进行投影,再对其进行掩膜提取得到研究区范围的 $NDVI$ 数据。在处理后的 $NDVI$ 数据的图层属性中选择“分类”,修改方法为“分位数”,类别为“20”。此时第一个分位即为 5% $NDVI$,最后一个分位即为 95% $NDVI$,以此代表 $NDVI_{\max}$ 和 $NDVI_{\min}$ 。利用栅格计算器输入公式得到 SC 栅格数据,再通过栅格计算器代入各参数得到 C 因子栅格数据。

3 结果与分析

3.1 模型因子计算结果

(1) 气象因子(WF)的计算结果显示,青藏高原的气象因子值范围在 0 ~ 126.032 kg/m,这一范围体现了在不同气象条件下风对土壤颗粒搬运能力的强弱。如图 3 所示, WF 值较高的地区主要位于柴达木盆地、共和盆地和可可西里局部地区。这些区域 WF 因子偏高,主要是因为当地气温较高、蒸发强烈且降水稀少所致。另外,柴达木盆地位于青海高原,是全国范围内气温升高最为显著的地区之一,气温平均每十年上升 0.44 °C; 位于青海省的可可西里区域因地势较高而呈现出寒冷干燥的气候特点,该地区每年有长达 8 个月的时间处于冻结状态,平均气温在 -10.0 ~ -4.1 °C。这一地带是中低纬度高原多年冻土的典型分布区,冻土层的深度可深达 128.5 m。可可西里区域的风速相对较高,日常平均风速经常达到或超过 10 m/s。在冬季和春季,偶尔还会观测到瞬时极大风速超过 20 m/s 的情况。该地区风势强劲,每年有 50 ~ 70 d 的日均风速超过 5 m/s。在频繁的冻融和强风的条件下,冻融风蚀作用非常强烈。

(2) 土壤可蚀性因子(EF)计算结果。土壤可蚀性

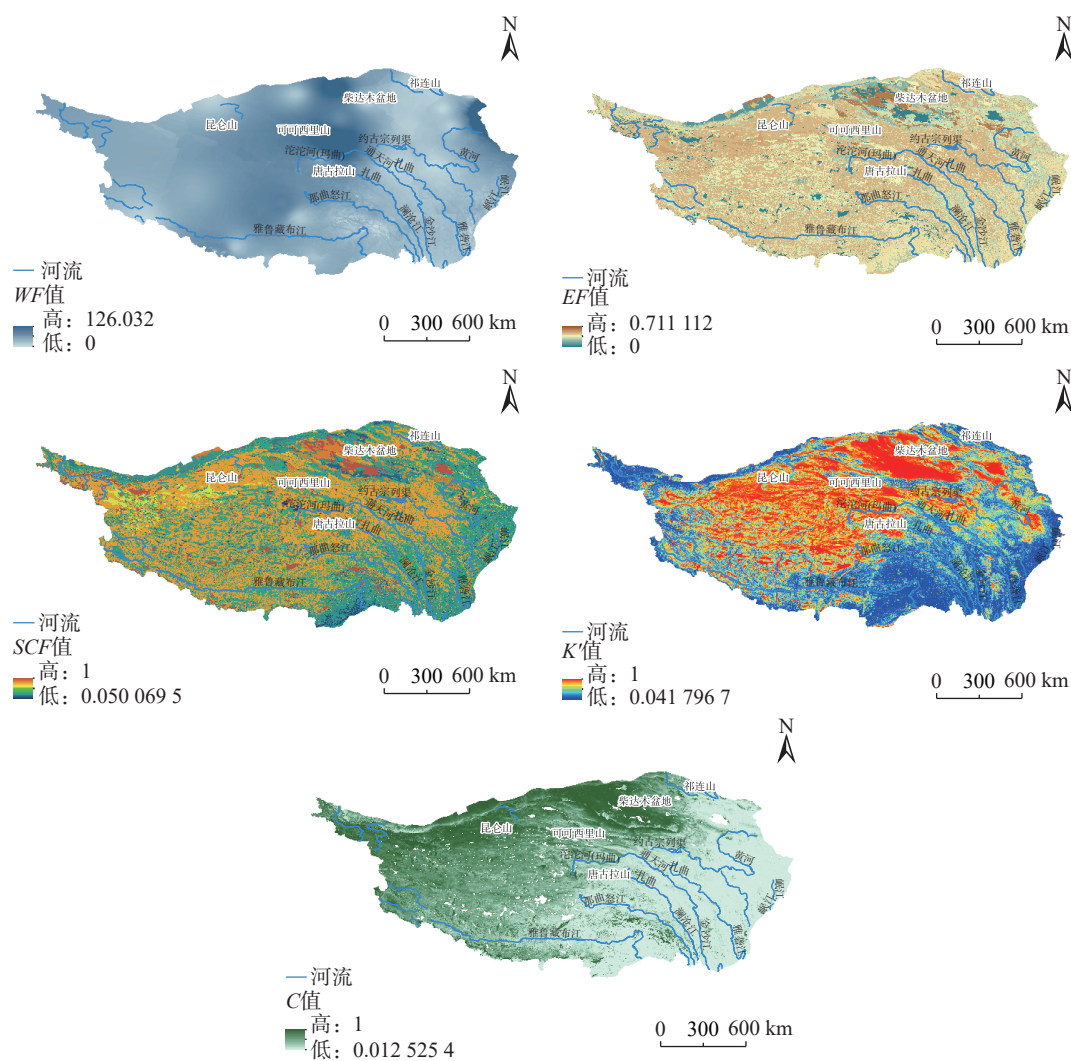


图3 研究区风蚀因子图

Fig. 3 Wind erosion factor diagram of the study area

反映了土壤对侵蚀的抵抗力。当土壤对侵蚀更为敏感时,其可蚀性也相应更高。土壤中粉砂的比例越高,其可蚀性因子反而越低;而土壤中碳酸钙含量丰富时,土壤的抗侵蚀能力则更强。在研究区域内,土壤可蚀性的分布情况如图3所示:柴达木盆地等沙地广泛分布的区域,由于植被覆盖稀疏和有机质缺乏,同时含有较高粉砂含量,这些地方的土壤可蚀性因子是相对最高的。而在柴达木盆地周围以及部分水体附近的区域,土壤可蚀性因子为零,表明这些地方的土壤几乎不受侵蚀影响。昆仑山一带的土壤可蚀性因子也显示出较低的水平。

(3)土壤结皮因子(SCF)计算结果。土壤结皮分为生物性和物理性两种类型,这一因子与土壤遭受风蚀的风险呈反向关联。土壤结皮越牢固、覆盖面积越广,其结皮因子的值就越大,意味着土壤对侵蚀的抵抗力越强。从图3的分布情况来看,土壤结皮因子的分布趋势

与土壤可蚀性因子相似。特别是在柴达木盆地等地区,土壤结皮因子的值相对较高。尽管这些地区沙地较多,但土壤结皮因子仍然较高,这可能是因为沙地表面的细小颗粒在物理作用下形成了微层结构。然而,这种物理性的结皮较为脆弱,容易破裂,因此在一定程度上可能并不能够有效地减少土壤风蚀。

(4)地表糙度因子(K')计算结果表示地形因子对风蚀会产生重要的影响。根据分析,青藏高原由于其显著的海拔差异和地形变化,导致地表粗糙度的数值范围在0.041~1变动,昆仑山、唐古拉山和可可西里山脉等地为 K' 的低值区域,这些区域山脉纵横,高山林立,不利于风蚀的发生。在青藏高原的西北部以及柴达木盆地,地表粗糙度因子(K')的数值较高,这些区域成为风蚀作用的主要高发地带,如图3所示。

(5)植被覆盖度因子(C)结果反映了在特定植被条

件下,对减少土壤遭受风蚀影响的程度。植被覆盖度因子表示一定植被覆盖条件下,对土壤风蚀的抑制作用大小。青藏高原植被因子覆盖度值(C)的结果介于 1~0.012,从图 3 可以观察到,植被覆盖度因子呈现出从西北向东南递减的趋势。这一因子与土壤风蚀之间存在负相关关系,这与高原上植被分布情况相关联,意味着植被覆盖越稀疏,土壤受到的风蚀影响就越严重。

3.2 青藏高原风蚀量评价

WF 、 EF 、 SCF 、 K' 、 C 等因子计算所得栅格图层依据公式在 ArcGIS 软件中进行栅格运算,得到青藏高原冻融风蚀量图(图 4)和青藏高原平均风蚀量最高的前 5 名统计图(图 5)。

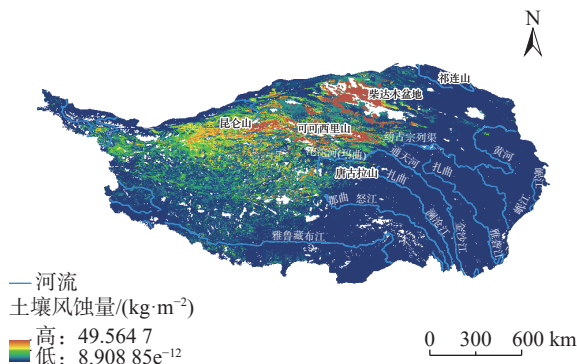


图 4 研究区冻融风蚀模数图

Fig. 4 Freeze-thaw wind erosion modulus map of the study area

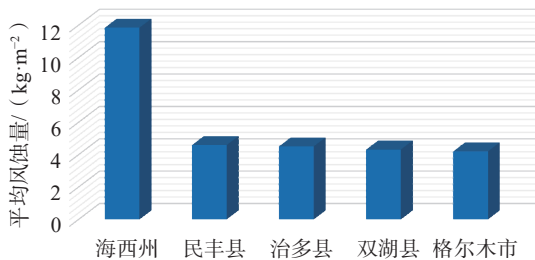


图 5 平均风蚀量统计图(2022 年)

Fig. 5 Average wind erosion amount statistics chart(2022)

风蚀主要影响的区域集中在青藏高原中部以西和北部地区,包括可可西里、青海湖周边、柴达木盆地周围,以及黄河和长江的源头区域。其中海西蒙古族藏族自治州、民丰县南部、治多县、若羌县东南部和格尔木市中部等地的风蚀危害最为严重;双湖县北部、民丰县和且末县的南部、若羌县的西部和南部等地风蚀较为强烈,改则县、和田县、双湖县和安多县等低风蚀较轻;整个青藏高原西北部及中部地区有较轻微冻融风蚀现象,越往南部冻融风蚀越不明显。

从这一分布情况来看,青藏高原的冻融风蚀主要集

中在高原的中部和北部地区,尤其是青藏高原的中西部地区。这可能与该地区的气候、地形和地质条件有关。青藏高原的中部和北部地区多为高原和山地,地势较高,气候寒冷干燥,风力较大。这些因素共同作用下,导致了冻融风蚀现象的发生和加剧。相比之下,青藏高原的西北部和中部地区冻融风蚀现象较为轻微,是因为这一地区的地势相对较低,气候条件较为有利,风力较弱,因而冻融风蚀现象并不明显。全球气候变暖成为青藏高原冻融风蚀进程的推动者,导致当地气温上升、蒸发增加、植被凋零、地表裸露、地表温度升高、冻土上限降低,地表土壤更加干旱,逐渐走向沙漠化^[36]。

通过 ArcGIS 软件应用相关公式对各影响因素进行栅格计算,生成了土壤风蚀的模数图。根据水利部制定的“土壤侵蚀分类分级标准(SL190—2007)”对所得计算结果进行了分级处理,进而确定了青藏高原冻融风蚀的强度等级分布情况(表 2)。根据计算统计数据,青藏高原冻融风蚀总面积为 $2.41 \times 10^6 \text{ km}^2$,青藏高原轻度及以上冻融风蚀等级冻融风蚀总面积为 $1.02 \times 10^6 \text{ km}^2$,占青藏高原总面积的 40.99%,总冻融风蚀量约 $2.87 \times 10^{13} \text{ t}$ 。这些数据的获取和分析有助于我们了解青藏高原的冻融风蚀情况,为相关保护和治理工作提供科学依据。

表 2 研究区冻融风蚀强度分级

Table 2 Classification of freeze-thaw wind erosion intensity on the study area

等级	轻微	轻度	中度	强烈	极强烈	剧烈
分级标准 /($\text{t} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$)	<2	2~25	25~50	50~80	80~150	>150
分布面积/ km^2	1 388 638	645 200	149 399	111 901	74 017	44 472
面积占比/%	57.53	26.73	6.19	4.64	3.07	1.84

3.3 模型验证

严平等^[15]研究人员通过对青藏高原不同土地类型的样点进行 ^{137}Cs 取样和测定,初步查明了该地区 ^{137}Cs 的背景值及其分布情况。通过分析 ^{137}Cs 在土壤剖面中的分布态势,探讨不同土地类型的现代风蚀过程,得出青藏高原风蚀地区土壤风蚀处于中度侵蚀标准,这项研究为理解青藏高原土壤风蚀速率及其在沙漠化评价中的应用提供了重要的科学依据,同时也为土壤风蚀防治和沙漠化评估与治理提供了重要的科学数据支持。

在本项研究中,采用了改进的 RWEQ 模型来评估中国青藏高原地区的冻融风蚀情况。为了确认模型估算结果的可靠性,将模型输出与严平等^[15]研究人员使用 ^{137}Cs 技术在青藏高原地区推算的冻融风蚀模数进行了

比较分析, 相关结果展示在表 3 中。

表 3 ^{137}Cs 核素示踪实验值与模型模拟值对比
Table 3 Comparison of experimental values from the ^{137}Cs nuclide tracer and the model simulation values

样点编码	S1	S3	S4	S5	S6	S7
实验值/($\text{t}\cdot\text{km}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$)	8 414	6 943	2 262	3 068	2 020	4 759
改进模型计算结果 /($\text{t}\cdot\text{km}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$)	9 447	4 725	2 387	3 083	2 103	4 819
传统模型计算结果 /($\text{t}\cdot\text{km}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$)	10 167	5 896	1823	2 110	1 531	3 290

其中 ^{137}Cs 样品采集于 1997—1998 年, 取样点在青藏高原北部、中部和南部的风蚀地区, 海拔高度自 2 810 ~ 4 740 m, 气候类型有高原温带极度干旱气候、半干旱气候和高原亚寒带半干旱气候, 年平均降水量 38.3 ~ 422.3 mm, 地表类型包括灌丛沙堆(S1: 格尔木市东北 1.5 km)、半固定沙地(S3: 定日县尼夏朋曲河谷)、(风蚀)草地(S4: 日喀则市东 11 km, S6: 五道梁北麓河沿, S7: 五道梁贡冒日玛山)和旱作农田(S5: 日喀则江当西南 3 km)。

由表 3 可以看出, 各样点改进模型模拟结果与实验结果大体一致, 结果较为吻合, 表明文章所用的冻融风蚀模型在一定程度上可以表征青藏高原内的冻融风蚀状况, 具有一定的适用性。但部分样点存在一定偏差, 这可能与模型精度及取样点的特殊性有关。传统模型的结果普遍低于实验值, 这可能是因为传统模型没有充分考虑所有影响冻融风蚀的关键因素。青藏高原的冻融风蚀是一个复杂的过程, 受多种因素的综合影响, 包括风速、植被类型、冻土活动层厚度以及温差等。这些因素的相互作用和变化可能导致实际风蚀强度与模型预测值之间的差异。全球气候变暖对青藏高原的冻融侵蚀产生了显著影响, 特别是在季节性冻土的面积增加方面, 进一步复杂化了模型的预测准确性。

4 SPSS 影响因子分析

4.1 相关系数

在统计分析中, 皮尔逊相关系数(r)用于衡量两个变量间线性关系的密切程度。当随机变量 X 和 Y 服从二维正态分布, 并且拥有 n 组独立观测数据时, 可以使用以下公式计算样本相关系数 r :

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}} \quad (18)$$

$$\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i \quad \bar{y} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n y_i \quad (19)$$

相关性分析致力于研究变量间的联系程度, 通常通过相关系数这一数值指标来量化两个变量间的线性关系。相关系数的值域在-1 ~ 1 之间, 正值表示正相关, 负值表示负相关, 而接近 1 或-1 的值意味着变量间的关系更为紧密。由于本文的数据样本遵循正态分布, 因此选用 SPSS 软件进行皮尔逊相关性分析, 详细结果请参见表 4。

表 4 个变量间的相关性
Table 4 Correlations between variables

	SL	WF	EF	SCF	K'	C
冻融风蚀模数	1	-0.027	-0.013	0.020	0.007	0.007
气象因子	-0.027	1	0.007	0.052	0.053	-0.072
土壤可蚀性因子	-0.013	0.007	1	0.188	0.024	-0.033
土壤结皮因子	0.020	0.052	0.188	1	0.045	0
地表粗糙度因子	0.007	0.053	0.024	0.045	1	-0.062
植被覆盖度因子	0.007	-0.072	-0.033	0.000	-0.062	1

由表 4 可知, 青藏高原冻融风蚀模数与气象因子和土壤可蚀性因子存在负相关关系, 这意味着气象条件和土壤的可蚀性越差, 冻融风蚀的程度越高。这与青藏高原独特的高寒环境和干旱多风的气候条件相符合, 冻融作用强烈, 容易产生风蚀。在 0.05 的置信水平下, 青藏高原冻融风蚀模数与土壤结皮因子、地表粗糙度因子和植被覆盖度因子存在正相关关系, 这表明土壤结皮、地表粗糙度和植被覆盖度的增加有助于抑制冻融风蚀的发生。土壤结皮可以保护土壤表面, 减少水分和风力对土壤的直接作用。地表粗糙度的增加可以提高地表的空气动力学粗糙度, 从而降低风速, 减少风蚀。植被覆盖度的增加则可以通过多种机制(如固碳、固氮、降低土壤水分蒸发等)来减少冻融风蚀的发生^[36]。与此同时, 植被覆盖度因子与各自变量之间均为负相关关系, 其他各自变量之间为正相关关系。

表 5 中的数据显示了五个变量之间的显著性水平, 变量之间存在一定程度的线性关系, 且这种关系在统计学上是显著的。为了验证个变量间是否有多重共线性关系, 进行方差膨胀因子检验。一般地, 如果容忍度小于 0.1 或方差膨胀因子大于 10, 则表示有共线性存在。从表 5 中可以看到所有自变量的 VIF 指标均小于 5, 且容忍度均大于 0.1, 这表明在我们的模型中共线性问题可以忽略, 即因子间不存在多重共线性问题。

4.2 回归分析

在线性回归分析的范畴内, 当模型包含两个或更多

表 5 变量的显著性及共线性
Table 5 Significance and collinearity of variables

	皮尔逊相关性	显著性	95%置信区间		共线性统计	
			下限	上限	容差	VIF
$SL-WF$	0.027	0.001	-0.029	-0.025	0.981	1.019
$SL-EF$	0.013	0.001	-0.011	-0.015	0.309	3.233
$SL-SCF$	0.020	0.001	0.018	0.022	0.309	3.231
$SL-K'$	0.007	0.001	0.005	0.009	0.987	1.014
$SL-C$	0.007	0.001	0.005	0.009	0.989	1.011

自变量,并且因变量与这些自变量之间的关系是线性的,这种情形被称作多元线性回归。多元线性回归的数学模型 $y = \beta_0 + \beta_1 x_{i1} + \beta_2 x_{i2} + \beta_3 x_{i3} + \cdots + \beta_p x_{ip} + \varepsilon_i$, 由于解释变量前后变化而引起的 y 的线性变化部分为 $y = \beta_0 + \beta_1 x_{i1} + \beta_2 x_{i2} + \beta_3 x_{i3} + \cdots + \beta_p x_{ip}$; 由于随机误差或其他因素的变化而引起的 y 的线性变化部分为 ε 。

在完成相关性分析之后,为了识别对青藏高原冻融风蚀模数影响最为显著的变量,我们逐步开展了多元回归分析并构建了相应的回归模型。通过将数据输入 SPSS 27.0 软件并执行多元回归分析,依据模型本身及皮尔逊相关性分析的结果,我们发现在所建立的多元回归模型中,调整后的系数 (R^2) 为 0.52,这表明模型对数据的拟合效果是相当不错的。多元回归模型的回归系数见表 6,这几个因子的显著性检验结果都表现为显著相关,对青藏高原冻融风蚀模数影响程度排序为 $WF > SCF > EF > K' > C$ 。

表 6 回归系数
Table 6 Regression coefficients

模型	未标准化系数		标准化系数		t	显著性
	β	标准误差	β			
常量	3.246	0.029			113.648	0.000
WF	-0.012	0.000	-0.028		-28.883	0.001
EF	-0.762	0.043	-0.017		-17.528	0.001
SCF	0.499	0.020	0.024		24.415	0.001
K'	0.152	0.018	0.008		8.527	0.001
C	0.094	0.018	0.005		5.120	0.001

5 结论

(1)研究区气象因子值为 0~126.032 kg/m,土壤可蚀性因子值为 0~0.711,土壤结皮因子值为 0.050~1,地表粗糙度因子值为 0.041~1,植被覆盖度因子值为 0.012~1。经 RWEQ 模型计算,研究区冻融风蚀模数为 $8.900 \times 10^8 \sim 4.956 \times 10^5 \text{ t}/(\text{km}^2 \cdot \text{a})$,冻融风蚀总量为 $2.87 \times 10^{13} \text{ t}$,冻融风蚀总面积为 $2.41 \times 10^6 \text{ km}^2$ 。

(2)根据水利部的分级标准,冻融风蚀的强度被划分为从轻微到剧烈 6 个不同的级别。在青藏高原,轻

度及以上的冻融风蚀区域占到了总冻融风蚀区域的 40.99%,而中度及以上的则占了 15.19%。这些数据表明,在青藏高原地区,冻融风蚀主要表现为轻微和轻度的侵蚀形式。其主要分布在西北部和中部地区包括喀什、阿里、那曲、日喀则和格尔木等大部分区域,但在海西蒙古族藏族自治州、玉树藏族自治州、那曲市以及巴音郭楞蒙古自治州的某些地区,中度甚至剧烈的冻融风蚀现象较为普遍,这些地方的冻融风蚀问题相对更为严重。

(3)5 个因子的显著性检验结果都表现为显著,对青藏高原冻融风蚀模数影响程度排序为 $WF > SCF > EF > K' > C$ 。本文的分析都是基于几个大的影响因子进行的,其中气象因子中的风速及降雨都是由插值得到的,这些结果可能与实际情况存在偏差,需要在未来的研究中进一步验证和改进。本文仅用了 2022 年的短期数据,这可能会导致研究结果缺乏代表性,无法反映长期变化趋势。除此之外,未来研究需要收集更长时间序列的气象、土壤和植被数据,以进行更全面和可靠的分析并对坡度,降水,风速,地表温度等小因子进行分析,得出更准确的结果。

参考文献 (References):

- [1] 杨珍珍,倪万魁,李兰,等.基于 GIS 的多因子土壤冻融侵蚀强度分级评价——以长江上游为例 [J]. 水利与建筑工程学报, 2022, 20(6): 89-95. [YANG Zhenzhen, NI Wankui, LI Lan, et al. Grading evaluation of multi factor soil freeze-thaw erosion intensity based on GIS: A case study of the upper reach of the Yangtze River [J]. Journal of Water Resources and Architectural Engineering, 2022, 20(6): 89-95. (in Chinese with English abstract)]
- [2] 魏霞,丁永建,李勋贵.冻融侵蚀研究的回顾与展望 [J]. 水土保持研究, 2012, 19(2): 271-275. [WEI Xia, DING Yongjian, LI Xungui. Review and prospect of freeze-thaw-induced erosion research [J]. Research of Soil and Water Conservation, 2012, 19(2): 271-275. (in Chinese with English abstract)]
- [3] 景国臣.冻融侵蚀的类型及其特征研究 [J]. 中国水土保持, 2003(10): 17-18. [JING Guochen. Study on types of freeze-thaw erosion and its characteristics [J]. Soil and Water Conservation in China, 2003(10): 17-18. (in Chinese with English abstract)]
- [4] 谢胜波,屈建军,韩庆杰.青藏高原冻融风蚀形成机理的实验研究 [J]. 水土保持通报, 2012, 32(2): 64-68. [XIE Shengbo, QU Jianjun, HAN Qingjie. Mechanisms of freezing-thawing induced wind erosion in Qinghai-Tibet

- Plateau [J]. *Bulletin of Soil and Water Conservation*, 2012, 32(2): 64 – 68. (in Chinese with English abstract)]
- [5] BAGNOLD R A. The physics of blown sand and desert dunes [M]. Dordrecht Springer Netherlands, 1971.
- [6] CHEPIL W S, Milne R A. Comparative study of soil drifting in the field and in a wind tunnel [J]. *Scientific Agriculture*, 1939, 19(5): 249 – 257.
- [7] CHEPIL W S. Measurement of wind erosiveness of soils by dry sieving procedure [J]. *Scientific Agriculture*, 1942, 23(3): 154 – 160.
- [8] CHEPIL W S. Factors that influence clod structure and erodibility of soil by wind [J]. *Soil Science*, 1953, 75(6): 473 – 484.
- [9] CHEPIL W S. Influence of moisture on erodibility of soil by wind [J]. *Soil Science Society of America Journal*, 1956, 20(2): 288 – 292.
- [10] 江凌, 肖赓, 欧阳志云, 等. 基于 RWEQ 模型的青海省土壤风蚀模数估算 [J]. *水土保持研究*, 2015, 22(1): 21 – 25. [JIANG Ling, XIAO Yi, OUYANG Zhiyun, et al. Estimate of the wind erosion modules in Qinghai Province based on RWEQ model [J]. *Research of Soil and Water Conservation*, 2015, 22(1): 21 – 25. (in Chinese with English abstract)]
- [11] 殷海军. RWEQ 模型的改进及其在风沙区的应用研究 [D]. 北京: 中国农业大学, 2007. [YIN Haijun. Research on improvement and application of revised wind erosion model in the windy and sandy regions [D]. Beijing: China Agricultural University, 2007. (in Chinese with English abstract)]
- [12] GREGORY J M, BORRELLI J, FEDLER C B. TEAM: Texas erosion analysis model [J]. *American Society of Agricultural Engineers (Microfiche collection) (USA)*, 1988.
- [13] SHAO Y P, RAUPACH M R, LEYS J F. A model for predicting aeolian sand drift and dust entrainment on scales from paddock to region [J]. *Soil Research*, 1996, 34(3): 309.
- [14] 董治宝. 建立小流域风蚀量统计模型初探 [J]. *水土保持通报*, 1998, 18(5): 55 – 62. [DONG Zhibao. Establishing statistic model of wind erosion on small watershed basis [J]. *Bulletin of Soil and Water Conservation*, 1998, 18(5): 55 – 62. (in Chinese with English abstract)]
- [15] 严平, 董光荣, 张信宝, 等. ^{137}Cs 法测定青藏高原土壤风蚀的初步结果 [J]. *科学通报*, 2000, 45(2): 199 – 204. [YAN Ping, DONG Guangrong, ZHANG Xinbao, et al. Preliminary results of soil wind erosion on the Qinghai-Tibet Plateau measured by ^{137}Cs method [J]. *Chinese Science Bulletin*, 2000, 45(2): 199 – 204. (in Chinese with English abstract)]
- [16] 张国平. 基于遥感和 GIS 的中国土壤风力侵蚀研究 [D]. 中国科学院研究生院 (遥感应用研究所), 2002. [ZHANG Guoping. Remote sensing and GIS based study on the soil wind erosion in China [D]. Graduate University of Chinese Academy of Sciences (Institute of Remote Sensing Digital Earth), 2002. (in Chinese with English abstract)]
- [17] 程江浩. 1990—2020 年青藏高原生态系统调节服务时空变化及其驱动力研究 [D]. 大理大学, 2023. [CHENG Jianghao. Spatial and temporal changes in typical ecosystem services and the driving forces, Tibetan Plateau, 1990–2020 [D]. Dali University, 2023. (in Chinese with English abstract)]
- [18] 赖锋, 乔占明, 熊增连. 青海省风蚀量及防风固沙量时空特征分析 [J]. *测绘学*, 2023, 48(1): 148 – 156. [LAI Feng, QIAO Zhanming, XIONG Zenglian. Spatiotemporal characteristics of wind erosion and wind prevention and sand fixation in Qinghai Province [J]. *Science of Surveying and Mapping*, 2023, 48(1): 148 – 156. (in Chinese with English abstract)]
- [19] 巩俐, 王发科, 李积芳, 等. 五道梁地区土壤风蚀变化特征及气象影响因子分析 [J]. *青海草业*, 2020, 29(3): 59 – 63. [GONG Li, WANG Fake, LI Jifang, et al. Characteristics of soil wind erosion and analysis of meteorological influencing factors in Wudaoliang area [J]. *Qinghai Prataculture*, 2020, 29(3): 59 – 63. (in Chinese with English abstract)]
- [20] 杨栋, 王全成, 姜昭群. 季节性冻土区滑坡防治工程的冻融效应分析 [J]. *中国地质灾害与防治学报*, 2021, 32(6): 82 – 89. [YANG Dong, WANG Quancheng, JIANG Zhaoqun. Analysis on the effect of freeze-thaw on landslide prevention projects in seasonal frozen soil area [J]. *The Chinese Journal of Geological Hazard and Control*, 2021, 32(6): 82 – 89. (in Chinese with English abstract)]
- [21] 沈凌铠, 周保, 魏刚, 等. 气温变化对多年冻土斜坡稳定性的影响——以青海省浅层冻土滑坡为例 [J]. *中国地质灾害与防治学报*, 2023, 34(1): 8 – 16. [SHEN Lingkai, ZHOU Bao, WEI Gang, et al. Influence of air temperature change on stability of permafrost slope: A case study of shallow permafrost landslide in Qinghai Province [J]. *The Chinese Journal of Geological Hazard and Control*, 2023, 34(1): 8 – 16. (in Chinese with English abstract)]
- [22] ZHAO Dongsheng, WU Shaohong. Projected changes in permafrost active layer thickness over the Qinghai-Tibet Plateau under climate change [J]. *Water Resources Research*, 2019, 55(9): 7860 – 7875.
- [23] PANG Qiangqiang, ZHAO Lin, LI Shuxun, et al. Active layer thickness variations on the Qinghai-Tibet Plateau under the scenarios of climate change [J]. *Environmental Earth Sciences*, 2012, 66(3): 849 – 857.
- [24] 庞强强, 李述训, 吴通华, 等. 青藏高原冻土区活动层厚度分布模拟 [J]. *冰川冻土*, 2006, 28(3): 390 – 395. [PANG Qiangqiang, LI Shuxun, WU Tonghua, et al. Simulated

- distribution of active layer depths in the frozen ground regions of Tibetan Plateau [J] . Journal of Glaciology and Geocryology, 2006, 28(3): 390 – 395. (in Chinese with English abstract)]
- [25] 徐晓明, 吴青柏, 张中琼. 青藏高原多年冻土活动层厚度对气候变化的响应 [J] . 冰川冻土, 2017, 39(1): 1 – 8. [XU Xiaoming, WU Qingbai, ZHANG Zhongqiong. Responses of active layer thickness on the Qinghai-Tibet Plateau to climate change [J] . Journal of Glaciology and Geocryology, 2017, 39(1): 1 – 8. (in Chinese with English abstract)]
- [26] 徐晓明, 吴青柏. 三江源多年冻土活动层厚度变化特征研究 [J] . 冰川冻土, 2024, 46(5): 1579 – 1593. [XU Xiaoming, WU Qingbai. Research on the variation characteristics of active layer thickness of permafrost in the Three River Source Region [J] . Glacial Permafrost, 2024, 46(5): 1579 – 1593. (in Chinese with English abstract)]
- [27] 张中琼, 吴青柏. 气候变化情景下青藏高原多年冻土活动层厚度变化预测 [J] . 冰川冻土, 2012, 34(3): 505 – 511. [ZHANG Zhongqiong, WU Qingbai. Predicting changes of active layer thickness on the Qinghai-Tibet Plateau as climate warming [J] . Journal of Glaciology and Geocryology, 2012, 34(3): 505 – 511. (in Chinese with English abstract)]
- [28] 刘文惠, 谢昌卫, 刘海瑞, 等. Stefan 方程在土壤冻融过程模拟中的应用 [J] . 冰川冻土, 2022, 44(1): 327 – 339. [LIU Wenhui, XIE Changwei, LIU Hairui, et al. Application of Stefan equation on simulating freezing-thawing process of permafrost [J] . Journal of Glaciology and Geocryology, 2022, 44(1): 327 – 339. (in Chinese with English abstract)]
- [29] 张云霞. 2000—2020 年青藏高原生态质量时空变化及其影响因素 [D] . 兰州: 兰州大学, 2023. [ZHANG Yunxia. Spatiotemporal changes of ecological quality and its influencing factors of the Qinghai-Tibetan Plateau from 2000 to 2020 [D] . Lanzhou: Lanzhou University, 2023. (in Chinese with English abstract)]
- [30] NI Jie, WU Tonghua, ZHU Xiaofan, et al. Simulation of the present and future projection of permafrost on the Qinghai-Tibet Plateau with statistical and machine learning models [J] . Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2021, 126(2): e2020jd033402.
- [31] 高荣, 韦志刚, 董文杰. 青藏高原土壤冻结始日和终日的年际变化 [J] . 冰川冻土, 2003, 25(1): 49 – 54. [GAO Rong, WEI Zhigang, DONG Wenjie. Interannual variation of the beginning date and the ending date of soil freezing in the Tibetan Plateau [J] . Journal of Glaciology and Geocryology, 2003, 25(1): 49 – 54. (in Chinese with English abstract)]
- [32] 王一菲, 郑粉莉, 张加琼, 等. 冻融作用对典型黑土土壤风蚀的影响 [J] . 水土保持学报, 2020, 34(5): 34 – 41. [WANG Yifei, ZHENG Fenli, ZHANG Jiaqiong, et al. Effects of freeze-thaw on wind erosion in the typical mollisol region [J] . Journal of Soil and Water Conservation, 2020, 34(5): 34 – 41. (in Chinese with English abstract)]
- [33] 董瑞琨, 许兆义, 杨成永. 青藏高原冻融侵蚀动力特征研究 [J] . 水土保持学报, 2000, 14(4): 12 – 16. [DONG Ruikun, XU Zhaoyi, YANG Chengyong. Dynamic and characteristic of freezing thawing erosion on Qinghai Tibet Plateau [J] . Journal of Soil Water Conservation, 2000, 14(4): 12 – 16. (in Chinese with English abstract)]
- [34] 吴雅琼, 刘国华, 傅伯杰, 等. 青藏高原土壤有机碳密度垂直分布研究 [J] . 环境科学学报, 2008, 28(2): 362 – 367. [WU Yaqiong, LIU Guohua, FU Bojie, et al. Study on the vertical distribution of soil organic carbon density in the Tibetan Plateau [J] . Acta Scientiae Circumstantiae, 2008, 28(2): 362 – 367. (in Chinese with English abstract)]
- [35] 刘勇, 魏良帅, 黄安邦, 等. 气候变化下长江源土壤水时空演化及其环境响应 [J] . 水文地质工程地质, 2023, 50(5): 39 – 52. [LIU Yong, WEI Liangshuai, HUANG Anbang, et al. Spatial and temporal evolution of soil water and its response to the environment in the Yangtze River source area under climate change [J] . Hydrogeology & Engineering Geology, 2023, 50(5): 39 – 52. (in Chinese with English abstract)]
- [36] 支泽民, 刘峰贵, 周强, 等. 基于流域单元的地质灾害易发性评价——以西藏昌都市为例 [J] . 中国地质灾害与防治学报, 2023, 34(1): 139 – 150. [ZHI Zemin, LIU Fenggui, ZHOU Qiang, et al. Evaluation of geological hazards susceptibility based on watershed units: A case study of the Changdu City, Tibet [J] . The Chinese Journal of Geological Hazard and Control, 2023, 34(1): 139 – 150. (in Chinese with English abstract)]