

DOI:10.13869/j.cnki.rswc.2023.03.044.

陈俊翰, 卢琦, 刘雨晴, 等. 青藏高原冻融荒漠化退化区分布及影响因素[J]. 水土保持研究, 2023, 30(3): 103-110, 120.

CHEN Junhan, LU Qi, LIU Yuqing, et al. Distribution and Influencing Factors of Freeze-thaw Desertification Degradation in Qinghai-Tibet Plateau[J]. Research of Soil and Water Conservation, 2023, 30(3): 103-110, 120.

青藏高原冻融荒漠化退化区分布及影响因素

陈俊翰^{1,2}, 卢琦^{1,2}, 刘雨晴^{1,2}, 何晨阳^{1,2}, 闫峰^{1,2}

(1. 中国林业科学研究院 生态保护与修复研究所, 北京 100091; 2. 中国林业科学研究院 荒漠化研究所, 北京 100091)

摘要: [目的] 青藏高原由于其高海拔、气温低、冻融侵蚀强烈的特点, 是冻融荒漠化的主要发生区。探究青藏高原冻融退化区分布及其原因, 对该区水土保持工作和生态环境保护具有重要参考意义。[方法] 选择植被覆盖度、冻融循环次数、土壤温度日较差、土壤含水量、年降水量和坡度作为冻融侵蚀因子, 对 2000—2019 年青藏高原冻融侵蚀敏感性进行了评价, 结合研究期内青藏高原荒漠化趋势, 构建了一种判定冻融荒漠化退化区域的方法。[结果] 2000—2019 年青藏高原冻融侵蚀区总面积为 $1.531 \times 10^6 \text{ km}^2$, 中度及以上敏感性区域面积为 $9.131 \times 10^5 \text{ km}^2$, 占青藏高原总面积的 35.92%。青藏高原冻融荒漠化退化区域面积约为 $1.113 \times 10^5 \text{ km}^2$, 主要分布于高原西南部, 退化程度以中度退化为主, 面积占比为 44.35%。[结论] 气温上升、湿润指数下降和净太阳辐射增强是青藏高原冻融荒漠化发生的主要自然驱动因素, 高原南部部分地区由于气候条件的差异, 三者发挥了相反的作用。

关键词: 荒漠化; 冻融; 土地退化; 青藏高原

中图分类号: S181

文献标识码: A

文章编号: 1005-3409(2023)03-0103-08

Distribution and Influencing Factors of Freeze-thaw Desertification Degradation in Qinghai-Tibet Plateau

CHEN Junhan^{1,2}, LU Qi^{1,2}, LIU Yuqing^{1,2}, HE Chenyang^{1,2}, YAN Feng^{1,2}

(1. Institute of Ecological Conservation and Restoration, Chinese Academy of Forestry, Beijing 100091, China; 2. Institute of Desertification Studies, Chinese Academy of Forestry, Beijing 100091, China)

Abstract: [Objective] The Qinghai-Tibet Plateau (QTP) is the main distribution area of freeze-thaw desertification in China due to its high altitude, low temperature, and intense freeze-thaw erosion. To explore the distribution and causes of freeze-thaw degradation areas on the QTP has important reference significance for soil and water conservation and ecological environment protection in this area. [Methods] Six main factors affecting freeze-thaw erosion were selected in this study to evaluate the freeze-thaw erosion sensitivity in the QTP: vegetation coverage, days of freeze-thaw cycle, daily range of soil temperature, soil moisture content, annual precipitation and slope. Combined with the desertification trend of the QTP during the study period, a method was established to determine the degraded zones of freeze-thaw desertification. [Results] In 2000—2019, the total area of freeze-thaw erosion area was $1.531 \times 10^6 \text{ km}^2$, and the area of moderate and above sensitivity was $9.131 \times 10^5 \text{ km}^2$, accounting for 35.92% of the total area of the QTP. The area of freeze-thaw desertification degradation zones in the QTP was $1.113 \times 10^5 \text{ km}^2$, mainly distributed in the southwest of the plateau, and the degradation degree was mainly moderate, accounting for 44.35%. [Conclusion] In general, the increase of annual average temperature, the decrease of moisture index and the increase of net solar radia-

收稿日期: 2022-03-03

修回日期: 2022-03-23

资助项目: 中央级公益性科研院所基本科研业务费专项“面向埃及荒漠化防治技术研究与示范”(CAFYBB2019GB001); 中央级公益性科研院所基本科研业务费专项“青藏高原冻融荒漠化发生规律及驱动机制研究”(CAFYBB2018ZA004)

第一作者: 陈俊翰(1988—), 男, 四川南充人, 博士, 主要从事荒漠生态方面的研究。E-mail: junhanc@aliyun.com

通信作者: 闫峰(1973—), 男, 江苏连云港人, 博士, 副研究员, 主要从事环境遥感和灾害学研究。E-mail: fyan@caf.ac.cn

<http://stbcj.paperonce.org>

tion are the main natural driving factors for freeze-thaw desertification in the QTP, while in some parts of the south plateau, the three factors play the opposite roles due to different environmental conditions.

Keywords: desertification; freeze-thaw; land degradation; Qinghai-Tibet Plateau

冻融是一种常见于高纬度和高海拔地区的非生物力^[1],其本质是当温度在 0℃ 附近波动时,土壤水分在液态和固态间的相态变化,这种相态变化可显著改变土壤的物理结构如团聚体稳定性、孔隙度、容重和水热运^[2-5],影响土壤微生物数量和活性^[6],以及土壤有机质析出与矿化过程^[7-10],对土壤理化性质和生态功能具有深刻影响^[11]。在部分强冻融地区,土壤冻融作用会破坏土壤表层结构,降低表层土壤的抗侵蚀性,继而在风、水和重力等外力作用下发生严重的水土流失^[12-13]。这种由土壤冻融作用引发的土壤侵蚀类型被称为冻融侵蚀,是我国仅次于水蚀和风蚀的第三大土壤侵蚀类型^[14],对生态环境安全的影响逐渐凸显并引起了越来越多的关注。

国内外学者已就冻融侵蚀的发生机理、驱动因素、模型模拟、强度估算等方面开展了大量研究^[15],但这些研究结果多具有特异性,难以应用于大范围冻融侵蚀空间分布的划分与强度评价。针对以上问题,有学者将与冻融过程相关的因子分级赋予权重,将多个因子综合成单一的冻融侵蚀敏感性指数,用于在大范围尺度上评估冻融侵蚀发生的可能性,以识别冻融侵蚀易发区。比如张建国等^[16]选取气温年较差、坡度、坡向、植被、年降水量和土壤 6 个因子对西藏冻融侵蚀进行了分级评价。这种做法便于直观理解冻融侵蚀问题,确定冻融侵蚀的空间分布和强度分级,有利于针对性地开展环境保护工作。不同学者采用不同方法构建了冻融侵蚀评价体系^[17-20],虽然评价因子各有差异,但大致都包含了植被、地形和气候 3 类因子。目前关于冻融侵蚀尚未形成统一的评价体系,如何建立更准确的冻融侵蚀评价体系已成为冻融侵蚀研究的重要内容。

冻融荒漠化是指在高寒地区,岩体或者土壤由于冻融作用造成结构破坏,导致植被衰退、土壤退化、地表裸露破碎的土地退化过程,其实质是一种土地退化过程。据 2015 年《中国荒漠化和沙化状况公报》显示,我国冻融荒漠化土地面积为 $3.633 \times 10^5 \text{ km}^2$,占我国荒漠化土地总面积的 13.91%,是我国仅次于风蚀荒漠化之后的第二大面积的荒漠化类型,其中绝大部分分布于青藏高原地区,尤其是藏西—藏北地区^[21]。近年来随着全球气候变暖,青藏高原土壤冻融持续增强^[22],因此导致的冻融荒漠化现象也有所加剧,引发广泛关注^[21]。目前关于荒漠化监测评价

已有多种方法,其中最广泛使用的是以基于多光谱遥感获取的植被和荒漠化指数,如 NDVI,MSAVI,EVI,DDI 等,然而关于冻融荒漠化的监测识别十分少见,仅在区域小尺度上,通过高分辨率影像对冻融荒漠化的识别与分级开展了少量研究^[23],大尺度上对冻融荒漠化的动态监测尚未报道。

目前大多数针对荒漠化的研究集中于不同时期间荒漠化程度的监测对比,缺乏针对长时间序列下,因土地退化过程而发生荒漠化区域的快速定位、识别和空间分布的研究^[24]。荒漠化本身是一种不断发生、持续变化的土地退化动态过程,荒漠化不等同于荒漠化状态,使用静态指标可能难以准确描述其动态过程。有鉴于此,本研究基于 2000—2019 年青藏高原多源地面和遥感数据构建冻融侵蚀敏感性评价体系,在此基础上结合研究期内荒漠化动态趋势识别青藏高原冻融荒漠化退化区,旨在提供一种快速、定性的冻融荒漠化退化区空间识别方法,为水土保持工作和生态环境保护提供数据参考。

1 研究区概况和研究方法

1.1 研究区概况

青藏高原地理位置位于 $25^\circ\text{—}40^\circ\text{N}$, $73^\circ\text{—}105^\circ\text{E}$,面积约 $2.5 \times 10^6 \text{ km}^2$,占我国陆地面积约 1/4,平均海拔 4 000 m 以上,被称为地球“第三极”。青藏高原气候以高寒的亚大陆性气候为主,绝大部分地区年均温在 5℃ 以下,远低于同纬度其他地区^[25],气温年较差和昼夜温差大。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^[26]。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。

1.2 数据及预处理

本文中所使用的数据主要包括 2000—2019 年的归一化植被指数(NDVI)、反照率(Albedo)、年均温、降水量、土壤温度、土壤含水量、潜在蒸散、净太阳辐射数据和数字高程模型数据(DEM)。

NDVI 数据来自于 MODIS A2 产品,空间分辨率为 1 km,时间分辨率为 16 d。对 NDVI 数据进行拼接和投影转换,采用线性内插填补空缺值并使用 S-G 滤波进行降噪处理,结合质量控制(QC)文件对 2000—2019 年 NDVI 时间序列数据重建,按国际通用的最大值合成法

(MVC)获取年 NDVI 最大值数据。

Albedo 数据来源于 MCD43A3 数据集,空间分辨率 500 m,时间分辨率 1 d。Albedo 数据的计算参考 Liang 等^[27-28]研究的算法,选用 MCD43A3 数据中的 6 个波段,具体公式如下:

$$\text{Albedo} = 0.16\alpha_1 + 0.291\alpha_2 + 0.243\alpha_3 + 0.114\alpha_4 + 0.112\alpha_5 + 0.081\alpha_6 - 0.0015 \quad (1)$$

式中: α_1 — α_6 分别是 MCD43A3 数据集的 1—6 波段的反照率^[29]。采用最小值合成法获取 2000—2019 年每年一年 Albedo 数据。

年均温数据来自于 MOD11A2 温度数据集,该数据空间分辨率为 1 km,时间分辨率为 8 d。将 46 期昼夜均值合成获取年均温值。

降水数据来源于 Global Precipitation Measurement (GPM)降水数据集,空间分辨率为 $0.1^\circ \times 0.1^\circ$,时间分辨率为月;潜在蒸散量和净太阳辐射数据来源于哥白尼气候数据中心 ERA5-Land 月值数据集,空间分辨率为 $0.1^\circ \times 0.1^\circ$,时间分辨率为月。将降水量和潜在蒸散数据二者合并构建湿润指数反映水分供给条件:

$$\text{湿润指数} = \frac{\text{年降水量}}{\text{潜在蒸散量}} \quad (2)$$

土壤温度和土壤含水量数据来自于 ERA5-Land 小时数据集,空间分辨率为 $0.1^\circ \times 0.1^\circ$,时间分辨率为 1 h。该数据集中的土壤数据分为四层,本文选择表层土壤数据(0—7 cm)进行分析。

青藏高原 DEM 数据来源于 ASTER GDEM V3,空间分辨率为 30 m。

1.3 青藏高原冻融侵蚀范围确定

采用第一次全国水利普查水土流失情况采用的公式来确定青藏高原冻融侵蚀下界:

$$H = \frac{66.3032 - 0.9197X - 0.1438 + 2.5}{0.005596} \quad (3)$$

式中: H 为冻融侵蚀下界海拔; X 为经度; Y 为纬度。利用经纬度数据计算得到青藏高原冻融侵蚀下界海拔数据,叠加青藏高原 DEM 数据,海拔高度在 H 以上的区域冻融侵蚀对土壤有明显影响,是冻融侵蚀区;海拔在此之下的区域冻融侵蚀影响不明显,非冻融侵蚀区^[17]。在青藏高原冻融侵蚀海拔下界的基础上,叠加土地利用类型图,去除城市、水体和裸岩等非植被区,获取青藏高原冻融侵蚀发生范围。

1.4 青藏高原冻融侵蚀敏感性评价体系

1.4.1 冻融侵蚀敏感性因子 (1) 植被盖度植被可有效缓冲地表侵蚀,其根系可固结土壤提高土壤稳定性,植被地上部还可作为隔热层降低地表昼夜温差,

均可缓解冻融侵蚀。本研究植被盖度基于青藏高原 NDVI,采用像元二分法计算得出:

$$\text{FVC} = \frac{\text{NDVI}_i - \text{NDVI}_{\min}}{\text{NDVI}_{\max} - \text{NDVI}_{\min}} \quad (4)$$

式中:FVC 为植被覆盖度; NDVI_i 代表像元 NDVI 值; NDVI_{\min} 和 NDVI_{\max} 分别为区域内 NDVI 最小值和最大值,本研究中取研究区累积概率 5% 和 95% 处的 NDVI 值作为最小值和最大值。

(2) 年冻融循环次数年冻融日循环次数是指一年内冻融日循环的发生天数,代表了冻融侵蚀的发生次数和频率^[17]。本文根据 ERA5-Land 土壤温度数据,将一天内土壤最高温度 $>0^\circ\text{C}$ 且最低温 $<0^\circ\text{C}$ 为一个冻融循环^[12,30],统计一年内冻融循环发生次数,对 2000—2019 年多年数据进行平均,计算年冻融循环次数多年均值。

(3) 土壤温度日较差冻土区土壤温度的周期性波动是冻融作用的前提,地温温差越大,冻融深度和强度越大,冻融侵蚀发生的敏感性越高^[20,31]。采用 ERA5-Land 土壤温度数据计算土壤温度日较差,统计每年冻融期内土壤温度日较差均值,完全融化期和完全冻结期不计入统计;在每年土壤温度日较差均值基础上计算 2000—2019 年地温日较差多年均值。

(4) 土壤含水量越高,冻融循环中水分相变的体积越大,对土体理化性质、稳定性和抗蚀性的影响越大,此外土体中的水分还是冻融侵蚀物质移动的动力^[32-33]。本文使用 ERA5-Land 土壤含水量日数据,计算每年冻融期内土壤含水量年均值和 2000—2019 年土壤含水量多年均值。

(5) 降水量降水直接影响土体含水量,还是冻融侵蚀产物移动的重要动力,增加了冻融侵蚀的风险,是影响冻融侵蚀的另一重要因素。使用 GPM 降水数据,统计 2000—2019 年年降水量多年均值。

(6) 坡度直接影响着冻融侵蚀物质的移动速度和距离,还增强了降水和重力对冻融侵蚀的影响^[16,32],本文基于青藏高原 DEM 数据计算坡度。

1.4.2 冻融侵蚀敏感性评价体系 冻融侵蚀敏感性评价采用冻融侵蚀因子综合评价方法,将影响冻融侵蚀的主要因子采用加权加合的方法获取综合评价指数,计算公式为:

$$I = \sum_{i=1}^n W_i I_i / \sum_{i=1}^n W_i \quad (5)$$

式中: I 为冻融侵蚀敏感性综合评价指数; W_i 为第 i 个因子的评价权重; I_i 为第 i 个因子的赋值; n 为评价因子数。参考已有的研究结果^[17,20],对各评价因子分级赋值(表 1)。

表 1 青藏高原冻融侵蚀敏感性评价指标分级赋值标准

因子类型	轻微敏感	轻度敏感	中度敏感	高度敏感	极度敏感	因子权重
植被盖度	>0.7	$0.7\sim0.5$	$0.5\sim0.3$	$0.3\sim0.1$	<0.1	0.20
冻融循环次数	<30	$30\sim80$	$80\sim130$	$130\sim180$	>180	0.05
土壤温度日较差/ $^{\circ}\text{C}$	<5	$5\sim10$	$10\sim15$	$15\sim20$	>20	0.05
土壤含水量/ $\%$	<15	$15\sim25$	$25\sim35$	$35\sim45$	>45	0.20
降水量/ $(\text{mm}\cdot\text{a}^{-1})$	<100	$100\sim200$	$200\sim400$	$400\sim600$	>600	0.10
坡度/ $(^{\circ})$	<5	$5\sim10$	$10\sim15$	$15\sim20$	>20	0.40
赋值	1	2	3	4	5	

1.5 青藏高原荒漠化差值指数

随着荒漠化程度的增加,地表反照率(Albedo)与NDVI之间呈现显著的负线性,根据二者特征空间构建荒漠化插差值指数(DDI)可用于荒漠化监测^[34-35]。针对青藏高原 2000—2019 年 NDVI 和 Albedo 多年均值进行取样,构建 NDVI-Albedo 特征空间(图 1)。

荒漠化差值指数 DDI 表示为:

$$\text{DDI} = a \times \text{NDVI} - \text{Albedo} \quad (6)$$

在实际应用中,常数 a 通常根据 NDVI-Albedo 的斜率来确定:

$$a \times k = -1 \quad (7)$$

式中: k 为 NDVI 和 Albedo 的斜率。因此,本研究中 DDI 的表达式为:

$$\text{DDI} = 7.27 \times \text{NDVI} - \text{Albedo} \quad (8)$$

将 NDVI 和 Albedo 数据代入公式(8),计算 2000—2019 年的 DDI。

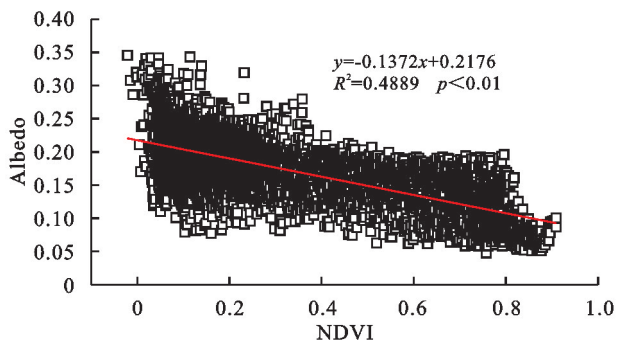


图 1 青藏高原 NDVI-Albedo 特征空间

1.6 冻融荒漠化退化区域判定

荒漠化是一个在时间上连续发展、不断演变的土地退化现象,本研究中根据青藏高原冻融侵蚀敏感性,提取中度敏感、重度敏感和极重度敏感区,视为冻融侵蚀易发区;在上述区域内,如果 DDI 显著下降($p < 0.05$)或下降不显著但变异剧烈(变异系数 >0.2),则视为发生冻融荒漠化退化,具体流程见图 2。

根据流程可以看到,冻融荒漠化退化均发生于冻融侵蚀易发区;荒漠化进程使用 DDI 变化趋势表征:即 DDI 显著下降,或者 DDI 下降且年际波动超出一定范围。

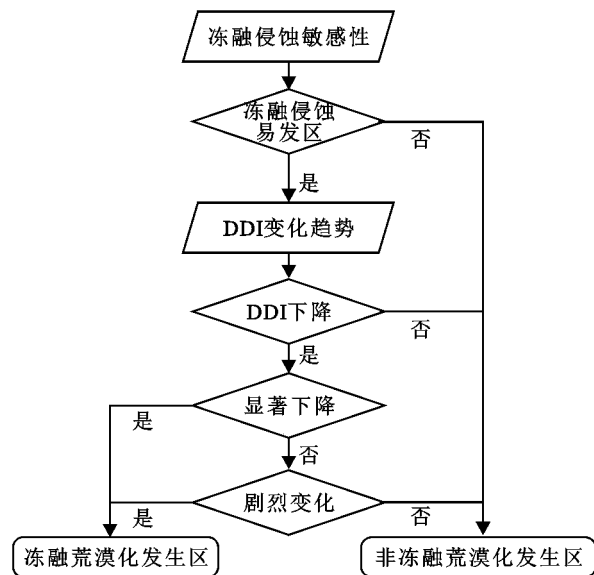


图 2 青藏高原冻融荒漠化判定流程

2 结果与分析

2.1 青藏高原冻融侵蚀敏感性

依据公式 1 可得,青藏高原冻融侵蚀区总面积约为 $1.531 \times 10^6 \text{ km}^2$,占青藏高原总面积的 60.23%。采用自然断点法将青藏高原冻融侵蚀敏感性指数划分为 5 级(表 2),结果显示:青藏高原冻融侵蚀敏感性以轻度为主,中度敏感性以上区域面积约为 $9.131 \times 10^5 \text{ km}^2$,占青藏高原总面积的 35.92%,轻度和极度敏感区面积相对较小。

表 2 青藏高原冻融侵蚀敏感性分级标准和面积

敏感性等级	冻融侵蚀 敏感性指数	面积/ 10^4 km^2	侵蚀区面积 占比/%
微度敏感	≤ 2.4	20.61	8.11
轻度敏感	$2.4\sim2.9$	41.18	16.20
中度敏感	$2.9\sim3.4$	33.80	13.29
高度敏感	$3.4\sim3.8$	33.43	13.15
极度敏感	>3.8	24.09	9.48
非冻融侵蚀区		101.11	39.77

本文冻融侵蚀空间分布结果与 2010—2012 年全国冻融侵蚀普查结果基本相似^[14]。青藏高原微度和轻度冻融侵蚀敏感区主要分布于高原东北部的青海湖和黄

河流域、中部玉树州三江源和西部的藏北高原地区,中度及以上敏感地区主要分布于高原的南部、东南部、中部海西州南缘、东北部张掖市和高原西北边缘。需要指出的是,虽然青藏高原有将近一半的地区属于中度以上冻融侵蚀敏感区,但这些地区土地自然属性仍属于林地、草地、耕地和沙地等类型的一种,在气候变化和人类活动干扰较小的情况下,上述敏感区因冻融而发生荒漠化风险较低,难以形成生态退化区(图 3)。

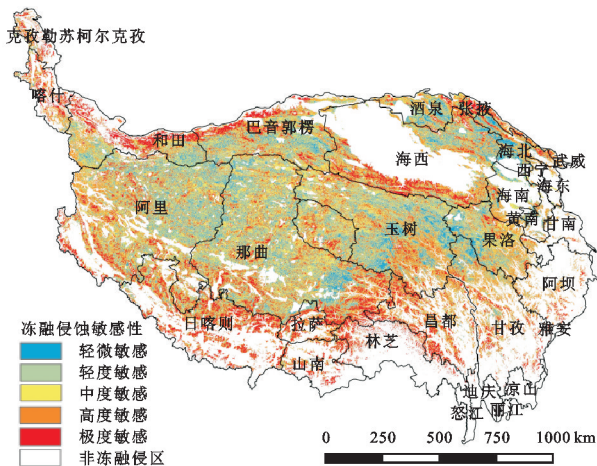


图 3 青藏高原冻融侵蚀敏感性空间分布

2.2 青藏高原荒漠化趋势

对 2000—2019 年 DDI 数据采用 Theil-Sen Median

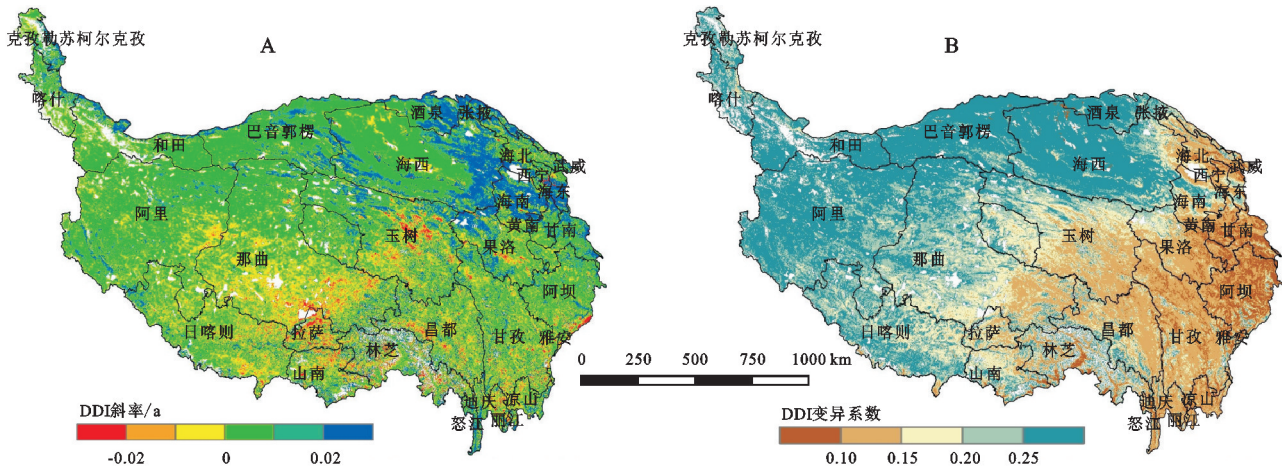


图 4 2000—2019 年青藏高原 DDI 年际变化和变异系数

2.3 青藏高原冻融荒漠化退化区域空间分布

综合前述青藏高原冻融侵蚀敏感性评价和荒漠化趋势结果,采用图 2 的青藏高原冻融荒漠化判别流程进行综合处理,得到 2000—2019 年青藏高原冻融荒漠化退化区域空间分布。在此基础上结合 DDI 年际变化幅度(即年际变化速率与多年均值之比),将年际变化幅度 $<0.1\%$ 视为轻度退化, $0.1\% \sim 0.5\%$ 视为中度退化, $0.5\% \sim 1\%$ 之间视为重度退化, $>1\%$ 视为极重度退化,得到青藏高原近 20 年冻融荒漠化退化区域空间分布图(图 5)。近 20 年青藏高原冻融荒漠

方法(Sen 趋势分析法)进行线性趋势分析,并采用 Mann-Kendall (MK) 进行显著性检验。结果显示:20 年间青藏高原 DDI 以 $0.0076/a$ 的速率极显著上升($p<0.01$),荒漠化程度整体降低。DDI 上升地区面积为 $1.855 \times 10^6 \text{ km}^2$,面积占比为 77.35% ,其中上升趋势达到显著水平($p<0.05$)面积为 $7.079 \times 10^5 \text{ km}^2$,面积占比为 29.51% ;DDI 上升速率最高的地区位于高原东北部,柴达木盆地东缘至青海湖地区(图 4A)。DDI 下降地区面积为 $5.434 \times 10^5 \text{ km}^2$,面积占比为 22.65% ,其中下降趋势达到显著水平($p<0.05$)的面积为 $3.74 \times 10^4 \text{ km}^2$,面积占比为 1.56% ;DDI 下降的区域主要分布于高原南部和西部,其中玉树州三江源地区、西藏南部的拉萨市和那曲地区东南部下降速率最高。

DDI 变异系数结果显示:2000—2019 年,青藏高原有 58.38% 地区 DDI 变化处于不稳定状态($CV>0.2$), 41.62% 地区 DDI 变化相对稳定($CV<0.2$)。DDI 变化剧烈的地区主要位于高原西部和北部(图 4B),这些地区以荒漠、稀疏植被和高寒草原为主,易受外界影响而大幅波动。DDI 变化稳定区主要在高原东部和东南部,该地区植被以森林、灌丛和高寒草甸为主,生态系统稳定,变化程度相对较低。

化退化区域面积约为 $1.113 \times 10^5 \text{ km}^2$,主要分布于高原西南部,高原中部的玉树州和高原南部各州市也有零星分布。高原整体退化种度以中度退化为主,面积占比达到 44.35% (表 3)。比较不同市州冻融荒漠化退化面积(表 3),西南部那曲市、阿里地区和日喀则市是青藏高原冻融荒漠化主要分布区,三者合计占据退化区域总面积的 65.84% ,其余各州市冻融荒漠化退化面积相对较少。

2.4 冻融荒漠化驱动因素分析

青藏高原冻融荒漠化退化区人口稀少,人类干扰

强度低,气候变化是荒漠化的主要驱动因素。使用偏相关分析冻融荒漠化退化区 20 年间对应的 DDI 与各气候因子之间的相关性,结果显示:2000—2019 年,冻融荒漠化退化区气温以 $0.029\ 3^{\circ}\text{C}/\text{a}$ 速率上升($p<0.05$),湿润指数以 $0.001\ 6/\text{a}$ 速率下降($p<0.05$),净太阳辐射以 $1.229\ 6\ \text{MJ}/(\text{m}^2\cdot\text{a})$ 速率上升($p>0.05$),整体呈暖干化和辐射增强趋势。相关系数显示年均温与 DDI 之间存在显著负相关($p<0.05$),相关系数为 -0.47 ,湿润指数与 DDI 之间存在显著正相关($p<0.05$),相关系数为 0.45 ,而净太阳辐射与 DDI 之间存在不显著的负相关($p>0.05$),相关系数为 -0.26 。

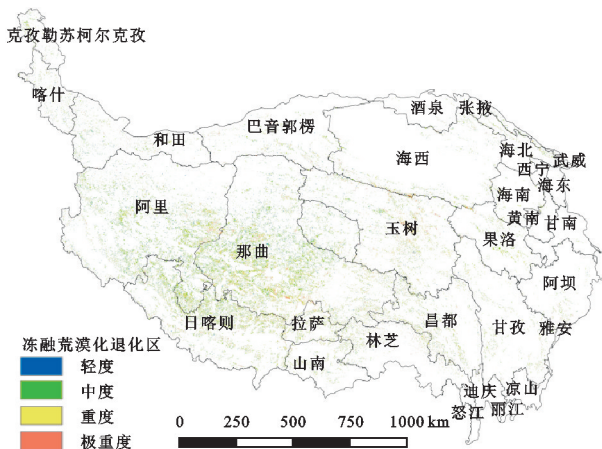


图5 2000—2019年青藏高原冻融荒漠化退化区域空间分布

由表4可知:退化区 DDI 与年均温负相关像元占比为 67.44% ,正相关像元占比为 32.57% ;DDI 与湿润指数负相关像元占比为 32.06% ,正相关像元占比为 67.95% ;DDI 与净太阳辐射负相关像元占比为 64.99% ,正相关像元占比为 35.01% 。综合像元相关性情况,DDI 与年均温负相关,与湿润指数正相关,与净太阳

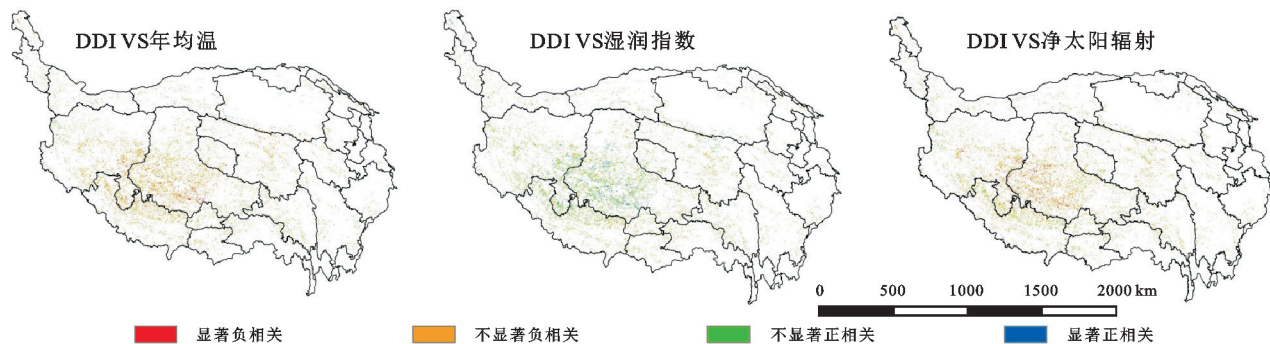


图6 2000—2019年青藏高原冻融荒漠化退化区 DDI 与气候因子相关性空间分布

选取冻融荒漠化退化区主要分布的 10 个市(州)开展区域分析(表5)。20 年间 10 个市(州)冻融荒漠化退化区温度均呈现上升趋势,其中玉树州和西北部和田市升温速率较低,在 $0.01^{\circ}\text{C}/\text{a}$ 以下。从相关系数来看,除林芝市和甘孜州以外,其余市(州)DDI 与年均温均呈负相关,其中那曲和日喀则退化地区相关性达到显著水平($p<0.05$),意味着年均温的上升加

辐射负相关的像元占比最高为 47.17% ,主要分布于高原西南部(图6)。占比第二的像元类型其 DDI 与各气候因子呈现完全相反的相关性,这一类像元主要分布于高原中部和东南部。

表3 青藏高原及主要市(州)冻融荒漠化退化面积统计

区域	冻融荒漠化退化面积/ km^2				合计	面积占比/%
	轻度	中度	重度	极重度		
青藏高原	16984	49351	29689	15248	111272	100
那曲	5293	16423	10245	4020	35981	32.34
阿里	4301	10464	4498	1908	21171	19.03
日喀则	2296	7241	4364	2199	16100	14.47
玉树	961	2901	2819	1705	8386	7.54
海西州	975	2411	1224	932	5542	4.98
昌都	522	1798	1311	835	4466	4.01
林芝	297	992	757	748	2794	2.51
拉萨	228	903	883	484	2498	2.24
和田	517	953	364	378	2212	1.99
甘孜	234	949	676	334	2193	1.97

表4 青藏高原冻融荒漠化退化区 DDI 与气候因子不同相关性面积占比

相关性			像元占比/%
VS 年均温	VS 湿润指数	VS 净太阳辐射	
+	+	+	5.41
+	+	—	7.85
+	—	+	15.69
+	—	—	3.62
—	+	+	7.52
—	+	—	47.17
—	—	+	6.39
—	—	—	6.36

注: + 代表正相关, — 代表负相关。

剧了冻融荒漠化退化程度。20 年间,不同市(州)湿润指数变化存在北部变湿、南部变干的空间差异;从相关系数来看,与年均温情况相反,除林芝市和甘孜州以外,其余市(州)DDI 与湿润指数均呈正相关,其中那曲和日喀则退化地区相关性也达到显著水平($p<0.05$),表明大部分退化区湿润指数的上升可有效抑制冻融荒漠化退化程度的加剧。20 年间,阿里、

日喀则、玉树和海西州 4 个市(州)的净太阳辐射呈上升趋势,其余 6 个市(州)净太阳辐射变化以下降为主,其中和田市将太阳辐射变化较小,相对稳定。从相关系数看,林芝市、甘孜州和和田市 DDI 与净太阳辐射保持正相关,其余市(州)DDI 指数与净太阳辐射均呈负相关,其中那曲和林芝市的相关性达到显著水平($p<0.05$),意味着净太阳辐射的增加普遍加剧了冻融荒漠化退化程度。

表 5 青藏高原冻融荒漠化退化区气候趋势及其与 DDI 相关性

区域	年均温		湿润指数		净太阳辐射	
	变化斜率	相关系数	变化斜率	相关系数	变化斜率	相关系数
那曲	0.0432	-0.48 *	-0.0045	0.66 * *	4.7362	-0.53 *
阿里	0.0139	-0.19	0.0002	0.20	-1.9986	-0.01
日喀则	0.0228	-0.61 * *	-0.0045	0.49 *	-3.0608	-0.13
玉树	0.0017	-0.30	0.0101 *	0.02	-5.2524	-0.25
海西	0.014	-0.30	0.0033	0.25	-5.3873	-0.04
昌都	0.0619 *	-0.05	-0.0019	0.07	6.3385	-0.14
林芝	0.0584	0.29	-0.0101	-0.22	6.8419	0.46 *
拉萨	0.0699	-0.14	-0.0128 *	0.14	22.8587	-0.09
和田	0.0082	0.16	0.0008	0.31	0.5232	0.06
甘孜	0.0557 *	0.08	0.0024	-0.49 *	9.5109	0.18

注: * 代表 $p<0.05$, ** 代表 $p<0.01$ 。

3 讨论

青藏高原冻融侵蚀敏感性呈现明显的空间分布差异,高敏感区主要分布于青藏高原的高山地区,包括北部的昆仑山脉、东北部的祁连山、南部的冈底斯山脉和喜马拉雅山脉、东南部的念青唐古拉山脉和横断山脉,其中以西藏南部和东部地区的敏感性最高。陡峭的地形区坡面坡度可达到 25°以上,增加了发生土壤侵蚀的潜在风险^[16,32];高土壤含水量加剧了冻融循环时土壤产生的相变体积,而充足的降水则增加了水土流失的可能,二者都增大了冻融侵蚀风险^[14];该地区冻融侵蚀下界海拔基本在 5 000 m 左右,在高山林线之上,植被类型以灌丛、草地和垫状植被为主,缺少高覆盖植被对土壤表层的保护,增大了地表昼夜温差变化,加剧了土壤冻融作用^[36]。高原西部藏北高原冻融侵蚀敏感性较低,该区植被覆盖低,地表昼夜温差大,冻融交替频繁,但地貌多以平原和湖盆为主,地势相对平缓,加之降水少,土壤含水量低,冻融强度相对较弱,土壤冻融作用形成侵蚀的风险相对较低。

近 20 年青藏高原冻融荒漠化主要发生于高原西南部,年均温上升、湿润指数下降和净太阳辐射增强是冻融荒漠化发生的主要驱动因素。气候变暖加剧了冻融侵蚀作用,而净太阳辐射的增强则加大了昼夜温差,加剧了这一过程:首先,气候变暖增大了土壤冻融深度^[37],使得融化期间活动层的水分和细颗粒物

综上所述,青藏高原冻融荒漠化退化区域绝大部分地区 DDI 与年均温存在明显的正相关性,与湿润指数存在明显的负相关性,与净太阳辐射存在一定的正相关性,即温度上升、气候变干和净太阳辐射的增加会加大冻融荒漠化发生概率,加剧其荒漠化程度;而在高原东南部的小部分地区,年均温、湿润指数和净太阳辐射却发挥了相反的作用,这可能与其本身水汽充足有关。

质沿着土壤孔隙度下行^[38],引起表层土壤粗砾化和干燥化,并在重力作用下形成碎石斑、片状流沙等冻融地貌^[21]。其次,气候变暖一定程度上提升了冻融强度和次数,降低了土壤抗剪强度^[39],当土壤中的冰融水大量下渗在融冻界面堆积形成饱和水带时,易发生冻融泥流和滑塌,形成泻溜土坎和草皮坡坎等冻融地貌。气候变暖导致多年冻土层变薄和季节性活动层增厚,降低了下层土体的承载力,使得地表在冻融作用下沉陷破碎,直接造成了表层土壤的流失和植被退化。此外,气候的暖干化导致植被退化,进而削弱了植被对土壤的保护作用:多年冻土层犹如一个隔水层,阻隔了季节性活动层的水分下渗,保证了表层土壤的水分含量,对植被生长意义重大^[21],温度上升导致多年冻土层变薄和季节性活动层增厚,冻土融冻界面下移,表层土壤水分下渗深度增加而干燥化。其次,温度上升直接增加了土壤水分蒸散和植被水分需求,一旦水分供给没有同步增加,将导致土壤相应干旱。在表层水分下渗和蒸散增加共同作用下,表层土壤日益干旱,植被生长受限,而植被的退化削弱了其

对土壤的保护作用,形成对冻融荒漠化的正向反馈。高原东南部林芝市和甘孜州冻融荒漠化退化区 DDI 与气候因子间表现出完全相反的相关性,这可能与不同的气候背景有关。林芝市和甘孜州位于高原南部,河流密集,降水充足,湿润指数的上升对植被生长并不会产生明显的促进作用,反而会因为降水增

加而加大该地区发生土壤侵蚀的风险^[40]。相比之下,由于本身丰沛的水分供给,温度上升对该地区植被的生长有明显的促进作用,而净太阳辐射的增强不仅有助于气温提升,还直接提升了植被的光合作用,对高原东南部植被生长也有显著影响^[41-42]。

4 结论

(1) 青藏高原冻融侵蚀区总面积为 $1.531 \times 10^6 \text{ km}^2$, 中度敏感性以上区域面积为 $9.131 \times 10^5 \text{ km}^2$, 占青藏高原总面积的 35.92%, 轻度和极度敏感区面积相对较小。青藏高原冻融侵蚀敏感性呈现明显的空间差异, 高敏感区主要分布于西藏南部和东部, 低敏感区主要分布于西部的藏北高原。

(2) 2000—2019 年, 青藏高原冻融荒漠化退化面积约为 $1.113 \times 10^5 \text{ km}^2$, 主要分布于高原西南部, 退化程度以中度退化为主, 那曲市、日喀则市和阿里地区是冻融荒漠化的主要分布区, 三者面积占冻融荒漠化总面积的 65.84%。

(3) 年均温上升、湿润指数下降和净太阳辐射增强是青藏高原冻融荒漠化发生的主要自然因素, 而在高原南部部分地区, 三者发挥了相反的作用。

参考文献:

- [1] 王洋, 刘景双, 王全英. 冻融作用对土壤团聚体及有机碳组分的影响[J]. 生态环境学报, 2013, 22(7): 1269-1274.
- [2] Lehrsch G A. Freeze-thaw cycles increase near-surface aggregates stability[J]. Soil Science, 1998, 163(1): 63-70.
- [3] 刘佳, 范昊明, 周丽丽, 等. 冻融循环对黑土容重和孔隙度影响的试验研究[J]. 水土保持学报, 2009, 23(6): 186-189.
- [4] 张海欧, 解建仓, 南海鹏, 等. 冻融交替对复配土壤团粒结构和有机质的交互作用[J]. 水土保持学报, 2016, 30(3): 273-278.
- [5] 韩露, 万忠梅, 孙赫阳. 冻融作用对土壤物理、化学和生物学性质影响的研究进展[J]. 土壤通报, 2018, 49(3): 736-742.
- [6] 刘利. 季节性冻融对亚高山/高山森林土壤微生物多样性的影响[D]. 四川雅安: 四川农业大学, 2010.
- [7] Schimel J P, Clein J S. Microbial response to freeze-thaw cycles in tundra and taiga soils[J]. Soil Biology and Biochemistry, 1996, 28(8): 1061-1066.
- [8] 周丽丽, 黄东浩, 范昊明, 等. 冻融作用对东北黑土磷素吸附—解吸过程的影响[J]. 水土保持通报, 2014, 34(6): 27-31.
- [9] 李娜, 汤洁, 张楠, 等. 冻融作用对水田土壤有机碳和土壤酶活性的影响[J]. 环境科学与技术, 2015, 38(10): 1-6.
- [10] 王丽芹, 齐玉春, 董云社, 等. 冻融作用对陆地生态系统氮循环关键过程的影响效应及其机制[J]. 应用生态学报, 2015, 26(11): 3532-3544.
- [11] 张海欧. 冻融交替作用对土壤理化性质的影响研究进展[J]. 农业与技术, 2021, 41(4): 33-36.
- [12] Guo B, Zhou Y, Zhu J, et al. An estimation method of soil freeze-thaw erosion in the Qinghai-Tibet Plateau[J]. Natural Hazards, 2015, 78(3): 1843-1857.
- [13] 范昊明, 蔡强国. 冻融侵蚀研究进展[J]. 中国水土保持科学, 2003, 1(4): 50-55.
- [14] 刘淑珍, 刘斌涛, 陶和平, 等. 我国冻融侵蚀现状及防治对策[J]. 中国水土保持, 2013(10): 41-44.
- [15] 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.
- [16] 张建国, 刘淑珍, 杨思全. 西藏冻融侵蚀分级评价[J]. 地理学报, 2006, 61(9): 911-918.
- [17] 李智广, 刘淑珍, 张建国, 等. 我国冻融侵蚀的调查方法[J]. 中国水土保持科学, 2012, 10(4): 1-5.
- [18] 王转, 沙占江, 马玉军, 等. 基于 GIS 的高寒草原区土壤冻融侵蚀强度及空间分布特征[J]. 地球环境学报, 2017, 8(1): 55-64.
- [19] 郭兵, 姜琳. 基于多源地空耦合数据的青藏高原冻融侵蚀强度评价[J]. 水土保持通报, 2017, 37(4): 12-19.
- [20] 王莉雁, 肖燚, 江凌, 等. 青藏高原冻融侵蚀敏感性评价与分析[J]. 冰川冻土, 2017, 39(1): 61-69.
- [21] 李兴隆, 王英文. 高寒山区冻融侵蚀荒漠化形成及防治[J]. 沈阳师范大学学报: 自然科学版, 2017, 35(1): 80-83.
- [22] Zhang J, Liu S, Yang S. The classification and assessment of freeze-thaw erosion in Tibet[J]. Journal of Geographical Sciences, 2007, 17(2): 165-174.
- [23] 李晓民, 李冬玲, 武平生, 等. 西昆仑甜水海西典型地区环境地质遥感调查进展[J]. 中国地质调查, 2017, 4(3): 57-63.
- [24] 胡云锋, 张云芝, 韩月琪. 2000—2015 年中国荒漠化土地识别和监测[J]. 干旱区地理, 2018, 41(6): 1321-1332.
- [25] 李帅, 张勃, 马彬, 等. 基于格点数据的中国 1961—2016 年 $\geq 5^\circ\text{C}$ 、 $\geq 10^\circ\text{C}$ 有效积温时空演变[J]. 自然资源学报, 2020, 35(5): 1216-1227.
- [26] Yang K, Ye B, Zhou D, et al. Response of hydrological cycle to recent climate changes in the Tibetan Plateau[J]. Climatic Change, 2011, 109(3): 517-534.
- [27] Liang S. Narrowband to broadband conversions of land surface albedo I: Algorithms[J]. Remote Sensing of Environment, 2001, 76(2): 213-238.
- [28] Liang S, Shuey C J, Russ A L, et al. Narrowband to broadband conversions of land surface albedo: II. Validation[J]. Remote Sensing of Environment, 2003, 84(1): 25-41.
- [29] 敏玉芳, 冯克庭, 康建芳, 等. 2000—2017 年中巴经济走廊逐年荒漠化分布数据集[J]. 中国科学数据: 中英文网络版, 2019, 4(3): 11.
- [30] 杨梅学, 姚檀栋, NOZOMU H, 等. 青藏高原表层土壤的日冻融循环[J]. 科学通报, 2006, 51(16): 1974-1976.
- [31] 史展, 陶和平, 刘淑珍, 等. 基于 GIS 的三江源区冻融侵蚀评价与分析[J]. 农业工程学报, 2012, 28(19): 214-221, 300.

- 2018,54(5):3728-3747.
- [5] 李慧,周维博,马聪,等.城市化对西安市降水及河流水文过程的影响[J].干旱区地理,2017,40(2):322-331.
- [6] 张国栋,张照玺,余韵,等.汾河上游土地利用变化对径流的影响研究[J].人民黄河,2020,42(10):29-33.
- [7] 葛志楠,郝洁,鞠琴,等.渭河流域土地利用变化对径流的影响[J].人民黄河,2020,42(6):7-12,17.
- [8] 刘斯文,刘海隆,王玲.开都河流域土地利用/覆被变化对径流的影响[J].人民黄河,2018,40(7):22-26.
- [9] 李建庆,罗显刚,朱双,等.北江流域土地利用/覆被变化对水文过程影响研究[J].人民长江,2020,51(8):89-94,129.
- [10] 许有鹏,丁瑾佳,陈莹.长江三角洲地区城市化的水文效应研究[J].水利水运工程学报,2009(4):67-73.
- [11] 依热下提·卡米力,李建柱,冯平,潘家口水库流域土地利用变化的水文响应分析[J].水资源与水工程学报,2015,26(1):47-51.
- [12] 黄一鹏,刘卫林,万一帆,等.基于 SWAT 模型的修河上中游流域径流与气候变化响应研究[J].人民珠江,2020,41(11):16-23.
- [13] 李谦,张静,宫辉力.基于 SUFI-2 算法和 SWAT 模型的奶水河流域水文模拟及参数不确定性分析[J].水文,2015,35(3):43-48.
- [14] 陈晓宏,涂新军,谢平,等.水文要素变异的人类活动影响研究进展[J].地球科学进展,2010,25(8):800-811.
- [15] 曾秀俐.基于 SWAT 模型的邕江流域土地利用/覆被变化及其水文效应研究[D].湖南湘潭:湖南科技大学,2014.
- [16] 姚海芳,师长兴,邵文伟,等.基于 SWAT 的内蒙古西柳沟孔兑径流模拟研究[J].干旱区资源与环境,2015,29(6):139-144.
- [17] 傅春,毛安琪.抚河流域径流对土地利用变化时空响应[J].长江流域资源与环境,2021,30(2):342-350.
- [18] 王磊,刘亭亭,谢建治.基于 SWAT 模型的张家口清水河流域土地利用情景变化对径流影响研究[J].水土保持研究,2019,26(4):245-251.
- [19] 王磊.清水河流域土地利用变化对径流的影响研究[D].河北保定:河北农业大学,2018.
- [20] 陈曼雨,崔远来,郑世宗,等.基于 SWAT 模型的农业面源污染尺度效应研究[J].中国农村水利水电,2016(9):187-191.
- [21] 黎明.基于 SWAT 的北江流域土地覆盖及气象条件变化的水文响应模拟研究[D].广州:中国科学院研究生院(广州地球化学研究所),2015.
- [22] 李帅,魏虹,刘媛,等.气候与土地利用变化下宁夏清水河流域径流模拟[J].生态学报,2017,37(4):1252-1260.
- [23] 郝振纯,苏振宽.土地利用变化对海河流域典型区域的径流影响[J].水科学进展,2015,26(4):491-499.
- [24] Moriasi D N, Arnold J G, Van Liew M W, et al. Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations[J]. Transactions of the Asabe, 2007,50(3):885-900.
- [25] 赵素霞.基于多目标决策的耕地保有量目标预测研究[J].湖北农业科学,2014,53(17):4219-4222.
- [26] 刘磊,邹进,陈欣,等.土地利用变化对云龙水库流域径流的影响[J].贵州大学学报:自然科学版,2021,38(5):33-39.

(上接第 110 页)

- [32] 李辉霞,刘淑珍,钟祥浩,等.基于 GIS 的西藏自治区冻融侵蚀敏感性评价[J].中国水土保持,2005(7):44-46.
- [33] 张娟,沙占江,王静慧,等.基于遥感和 GIS 的青海湖流域冻融侵蚀研究[J].冰川冻土,2012,34(2):375-381.
- [34] 曾永年,冯兆东.黄河源区土地沙漠化时空变化遥感分析[J].地理学报,2007,62(5):529-536.
- [35] 曾永年,向南平,冯兆东,等. Albedo-NDVI 特征空间及沙漠化遥感监测指数研究[J].地理科学,2006,26(1):75-81.
- [36] 张立新,赵少杰,蒋玲梅.冻融交替季节黑河上游代表性物类型的微波辐射时序特征[J].冰川冻土,2009,31(2):198-206.
- [37] 潘卫东,余绍水,贾海锋,等.青藏铁路沿线多年冻土区地温场变化规律[J].冰川冻土,2002,24(6):774-779.
- [38] Chen J, Zheng X, Zang H, et al. Numerical simulation of moisture and heat coupled migration in seasonal freeze-thaw soil media[J]. Journal of Pure and Applied Microbiology, 2013,7:151-158.
- [39] 倪万魁,师华强.冻融循环作用对黄土微结构和强度的影响[J].冰川冻土,2014,36(4):922-927.
- [40] Xu H, Wang X, Zhang X. Alpine grasslands response to climatic factors and anthropogenic activities on the Tibetan Plateau from 2000 to 2012 [J]. Ecological Engineering, 2016,92:251-259.
- [41] Li L, Zhang Y, Liu L, et al. Spatiotemporal patterns of vegetation greenness change and associated climatic and anthropogenic drivers on the Tibetan Plateau during 2000—2015[J]. Remote Sensing, 2018,10(10):1525.
- [42] Li L, Zhang Y, Wu J, et al. Increasing sensitivity of alpine grasslands to climate variability along an elevational gradient on the Qinghai-Tibet Plateau [J]. Science of the Total Environment, 2019,678:21-29.