

DOI:10.13870/j.cnki.stbcbx.2024.05.007

高晓玉, 郑粉莉, 胡文韬, 等. 1960—2020 年东北黑土区水蚀动力因子时空格局及其对主要大气海洋环流模式的响应[J]. 水土保持学报, 2024, 38(5): 102-115.

GAO Xiaoyu, ZHENG Fenli, HU Wentao, et al. Response of spatial and temporal patterns of water erosion dynamic factors to the main atmospheric and oceanic circulation patterns in the Chinese Mollisol region during 1960—2020[J]. Journal of Soil and Water Conservation, 2024, 38(5): 102-115.

1960—2020 年东北黑土区水蚀动力因子时空格局及其对主要大气海洋环流模式的响应

高晓玉¹, 郑粉莉^{1,2}, 胡文韬¹, 郑润禾¹, 付金霞³, 张加琼^{1,2}, 刘刚^{1,2}, 李志³

(1. 西北农林科技大学水土保持研究所, 黄土高原土壤侵蚀与旱地农业国家重点实验室, 陕西 杨凌 712100;
2. 中国科学院水利部水土保持研究所, 陕西 杨凌 712100; 3. 西北农林科技大学资源环境学院, 陕西 杨凌 712100)

摘要: [目的] 研究东北黑土区水蚀动力因子的时空格局及其对大气海洋环流模式的响应, 对区域极端降水事件诱发的土壤侵蚀防治有重要意义。[方法] 选用降雨侵蚀力(R)、暴雨雨量($R50p$)、极端强降水量($R95p$)、连续 5 日最大降水量($R5d$)表征水蚀动力因子, 基于 1960—2020 年逐日降雨数据, 采用滑动平均、小波分析、Sen 斜率估计法、Mann-Kendall 检验方法, 分析 1960—2020 年东北黑土区水蚀动力因子的时空格局, 解析水蚀动力因子对大气海洋环流模式的响应。[结果] (1) 东北黑土区的年降雨侵蚀力(R)为 $1\ 145.36 \sim 3\ 575.94$ ($\text{MJ} \cdot \text{mm})/(\text{hm}^2 \cdot \text{h} \cdot \text{a})$, 暴雨雨量($R50p$)为 $73.17 \sim 197.86$ mm, 极端强降水量($R95p$)为 $265.81 \sim 566.35$ mm; 连续 5 日最大降水量($R5d$)为 $69.67 \sim 124.95$ mm。 (2) 东北黑土区 4 个水蚀动力因子在 1960—2000 年均呈不显著上升趋势, 且均未发生整体突变, 但 2015 年后上升趋势明显, 表明研究区发生降雨侵蚀的潜在可能性增加。4 个水蚀动力因子均存在以约 44 年为主周期, 29 年为小周期的周期性变化特征, 并经历高低交替 2 次振荡过程。 (3) 各水蚀动力因子的空间分布均呈现南高北低, 东西两侧低中部高的特征, 各指标的最大值出现在长白山—完达山山地丘陵区, 最小值出现在呼伦贝尔丘陵平原区。 (4) 东亚夏季风指数(EASMI)是对东北黑土区水蚀动力因子影响最显著的单一环流模式, 北极涛动(AO)和多元 ENSO—南方涛动指数(MEI)可以通过影响东亚夏季风间接影响水蚀动力因子。东亚夏季风指数—南海夏季风指数叠加(EASMI-SCSSMI)对各水蚀动力因子的影响均为最显著($\Delta\text{PSAC} > 5\%$); 而东亚夏季风指数、南海夏季风指数和多元 ENSO—南方涛动的大气海洋环流模式仅对降雨侵蚀力(R)影响显著($\Delta\text{PSAC} > 5\%$)。[结论] 东北黑土区水蚀动力时空格局的影响因素主要包括地形、东亚夏季风和南亚夏季风等, 需关注 2014 年后水蚀动力增强带来的潜在水蚀危害。

关键词: 东北黑土区; 水蚀动力因子; 大气海洋环流模式; 极端降水

中图分类号: S157.1

文献标识码: A

文章编号: 1009-2242-(2024)05-0102-14

Response of Spatial and Temporal Patterns of Water Erosion Dynamic Factors to the Main Atmospheric and Oceanic Circulation Patterns in the Chinese Mollisol Region During 1960—2020

GAO Xiaoyu¹, ZHENG Fenli^{1,2}, HU Wentao¹, ZHENG Runhe¹,

FU Jinxia³, ZHANG Jiaqiong^{1,2}, LIU Gang^{1,2}, LI Zhi³

(1. State Key Laboratory of Soil Erosion and Dryland Farming on Loess Plateau, Institute of Soil and Water Conservation, Northwest A&F University, Yangling, Shaanxi 712100, China; 2. Institute of Soil and Water Conservation CAS & MWR, Yangling, Shaanxi 712100, China; 3. College of Natural Resources and Environment, Northwest A&F University, Yangling, Shaanxi 712100, China)

Abstract: [Objective] A study on the spatial and temporal patterns of water erosion dynamic factors and their

收稿日期: 2024-03-12

修回日期: 2024-04-16

录用日期: 2024-05-17

网络首发日期 (www.cnki.net): 2024-07-30

资助项目: 国家自然科学基金面上项目(42177326); 中国科学院战略性先导科技专项(XDA28010201)

第一作者: 高晓玉(1999—), 女, 硕士研究生, 主要从事土壤侵蚀研究。E-mail: Gaoxy@nwafu.edu.cn

通信作者: 郑粉莉(1960—), 女, 教授, 博士生导师, 主要从事土壤侵蚀与环境效应评价研究。E-mail: flzh@ms.iswc.ac.cn

http://stbcbx.alljournal.com.cn

responses to atmospheric and oceanic circulation patterns in the Mollisol region of Northeast China is crucial for preventing and controlling soil erosion in the context of frequent extreme precipitation events. [Methods] Four water erosion dynamic factors, including rainfall erosivity (R), heavy rainfall (R_{50p}), very wet day precipitation (R_{95p}) and the maximum five-day rainfall (R_{5d}), were selected to characterize water erosion dynamic factors. Based on daily rainfall data from 1960 to 2020, the spatial and temporal patterns of the water erosion dynamic factors in the Chinese Mollisol region in 1960—2020 were analyzed using the moving average, wavelet analysis, Sen's method and Mann-Kendall test methods, and the responses of water erosion dynamic factors to atmospheric and ocean circulation patterns were analyzed. [Results] (1) The annual rainfall erosivity R varied from 1 145.36 to 3 575.94 ($\text{MJ} \cdot \text{mm})/(\text{hm}^2 \cdot \text{h} \cdot \text{a})$, heavy rainfall amount R_{50p} was between 73.17 and 197.86 mm, very wet day precipitation R_{95p} varied from 265.81 to 566.35 mm, and maximum five-day rainfall R_{5d} varied from 69.67 to 124.95 mm in the Chinese Mollisol region from 1960 to 2000. (2) These water erosion dynamic factors in the study region did not show a significantly increasing trend over the past 61 years and did not show an overall abrupt change, but a noticeable upward trend was observed after 2015, which hinted that potential risk of rainfall erosion could rise in the near future. Moreover, the water erosion dynamic factors displayed periodic changes with a main cycle of approximately 44 years and a secondary cycle of 29 years, and they went through two oscillatory processes with high and low levels. (3) The spatial distributions of these water erosion dynamic factors showed high values in the south and central parts, and low values in the north, east and west parts. The maximum values occurred in the Changbai-Wanda hilly area, while the minimum values were in the Hulunbeier hilly plain area. (4) In addition, the East Asian Summer Monsoon Index (EASMI) was the most important single circulation pattern affected the water erosion dynamic factors, while the Arctic Oscillation (AO) and Multivariate ENSO Index (MEI) could indirectly affect the water erosion dynamic factors in the Chinese Mollisol region by influencing the East Asian summer monsoon. The superposition of the East Asian Summer Monsoon Index and the South China Sea Monsoon Index (EASMI-SCSSMI) had the most significant impact on water erosion dynamic factors ($\Delta\text{PSAC} > 5\%$), while three circulation patterns of the East Asian Summer Monsoon Index, the South China Sea Monsoon Index and the Multivariate ENSO Index only significantly affected rainfall erosivity R ($\Delta\text{PSAC} > 5\%$). [Conclusion] The factors that influence the spatial and temporal patterns of water erosion dynamics in the mollisol region of northeast China included topography, East Asian summer monsoon and South Asian summer monsoon, etc. Additionally, it is essential to be aware of the potential water erosion that may occur due to the rebound of water erosion dynamics after 2014.

Keywords: the Chinese Mollisol region; water erosion dynamic factors; atmospheric and oceanic circulation patterns; extreme precipitation

Received: 2024-03-12

Revised: 2024-04-16

Accepted: 2024-05-17

Online(www.cnki.net): 2024-07-30

近百年来,全球气候正经历着以变暖为主要特征的显著变化。联合国政府间气候变化专门委员会(Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC)第六次评估报告指出,20世纪50年代以来,气候变暖导致全球水循环加剧,极端天气气候事件的变率增大。在暖湿化的背景下,极端降水发生频次增加,强度增强,极端性愈发明显^[1]。同时,极端降水事件增多也可能产生毁灭性的社会影响,如洪水、土壤侵蚀和农业减产^[2],给社会经济可持续发展和生态环境产生难以忽视的影响。

作为影响区域水蚀的主导因子,降水在一定程度上决定区域土壤侵蚀的时空格局^[3-5]。随着近20年来全球极端降水事件的增多^[6],土壤水蚀事件也呈现增加的趋势^[7-8],极端降水和水蚀事件的相互联系更加紧密;另一方面,在东亚季风等主要大气海洋系统作用下,降水在时空尺度上具有明显差异,且降水与大气海洋环流模式的演变密切相关。因此,分析气候变化背景下区域水蚀动力时空格局,需要综合考虑极端降水变化及主要大气海洋环流模式的影响。

降雨侵蚀力是定量描述降雨侵蚀动力的因子,在

国内外水蚀预报模型中得到广泛应用,如 USLE (Universal Soil Loss Equation)、RUSLE (Revised Universal Soil Loss Equation)、我国的 CSLE^[9] (China Soil Loss Equation) 和中国坡面水蚀预报模型^[10]。同时,降雨侵蚀力估算方法也受到广泛关注,如章文波等^[11]基于日降雨资料提出的降雨侵蚀力计算方法,广泛用于长江^[12]、黄河、松花江^[8]等各大流域和不同区域^[13-14]的降雨侵蚀力的估算。然而,近 20 多年来,全球降雨事件的频繁发生导致流域水蚀过程对极端降水的响应更加明显,因此单一降雨侵蚀力指标难以全面反映水蚀动力特征。近 10 年多来极端降水事件驱动的水蚀动力因子研究受到广泛关注,如 XU 等^[15]根据 1959—2018 年我国黄土高原 100 个站点逐日气象数据,计算 8 个极端降水指标和降雨侵蚀力,评估极端降水流域侵蚀产沙的作用;LUKIC 等^[16]使用降水集中指数 (precipitation concentration index, PCI) 等 3 个描述降雨空间分布的参数及 9 个极端降水指数,评估阿根廷潘诺尼亚盆地 1961—2014 年降雨侵蚀力的时空格局。此外,水蚀动力因子与大气海洋环流模式的关系也受到研究者的重视,如 ZHANG 等^[17]研究 1961—2020 年黄土高原降雨侵蚀力的时空变化,并解析降雨侵蚀力对 ENSO 和 AO 单个及 2 个大气海洋环流模式的响应。NALLEY 等^[18]分析多尺度多变量 ENSO、NAO 和 PDO 对加拿大 3 个流域降水的影响。上述部分研究中使用的极端降水指数是由气候变化监测与极端气候事件指标专家组 (ETCCDI) 定义的 (<http://etccdi.pacificclimate.org/>),由于其具有较弱的极端性、较强的显著性和低噪声等特点,已被广泛应用于极端气候事件变化特征研究中^[19]。本研究在降雨侵蚀力因子指标的基础上,选取气候变化检测与极端气候事件指标专家组 (ETCCDI) 定义的极端强降水量、连续 5 日最大降水量 2 个极端降水指标,以及中国气象局定义的日暴雨雨量指标。综合 4 个指标评估水蚀动力,尽可能全面地分析极端降雨驱动的水蚀动力因子时空格局及其对主要大气海洋环流模式的响应。

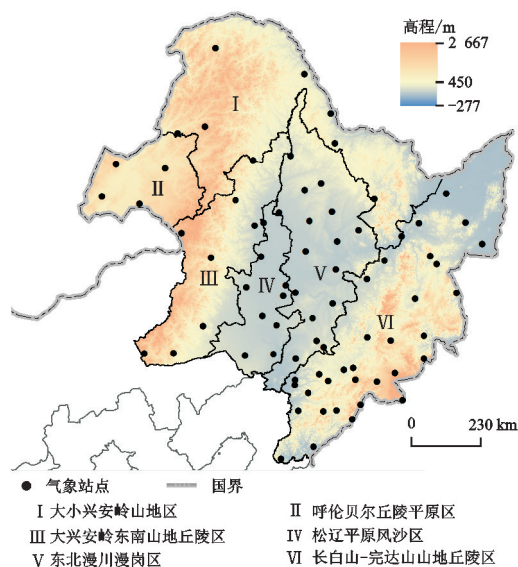
我国东北黑土区受全球气候变化的影响,自 2010 年以来降水变率明显增加^[20],暴雨洪涝等自然灾害风险增加,区域水蚀潜在危险加剧。如发生在 2022 年的辽宁暴雨,被认定为当年的全国十大自然灾害^[21];发生在 2023 年 7—8 月的黑龙江暴雨,受灾人数超过 37 万人,农作物受灾面积 $2.58 \times 10^5 \text{ hm}^2$ (http://www.news.cn/2023-08/09/c_1129795513.htm)。然而,目前东北黑土区水蚀动力时空格局的研究较少,尤其是极端降雨驱动的水蚀动力因子时空

格局研究相对薄弱,难以为区域土壤侵蚀危险评估及针对性防治提供科学支持;再者,有关东北黑土区水蚀动力因子动态变化对大气海洋环流模式的响应如何还鲜见报道。据此,本研究基于东北黑土区 78 个气象站点 1960—2020 年长序列逐日气象数据,结合降雨侵蚀力、暴雨雨量、极端强降水量、连续 5 日最大降水量的分析,阐明东北黑土区水蚀动力因子的时空格局以及其对主要大气海洋模式的响应,以为东北黑土区土壤侵蚀风险评估和侵蚀治理提供数据支持。

1 材料与方法

1.1 研究区概况

东北黑土区包括黑龙江省、辽宁省、吉林省和内蒙古自治区,总面积约为 109 万 km^2 ^[22]。黑土区属温带大陆季风性气候,年平均气温 $-7 \sim 11 \text{ }^\circ\text{C}$,冬季寒冷漫长,春季多风且干燥少雨,夏季气温相对较高,多年平均降水量 $250 \sim 1\,000 \text{ mm}$ 。平均海拔 350 m ,呈东、西、北三面被中低山环抱,平原中开的“簸箕状”地貌特征^[22]。东北黑土区水土流失强度以轻中度为主,水土流失总面积为 25.30 万 km^2 ,占土地总面积的 23.32% ,其中水力侵蚀面积为 16.50 万 km^2 ,水力侵蚀面积占水土流失总面积的 65.19% ^[22]。根据全国水土保持区划^[22],东北黑土区划分为 6 个二级区,即大小兴安岭山地区、东北漫川漫岗区、呼伦贝尔丘陵平原区、大兴安岭南段山地丘陵区、长白山—完达山地丘陵区、松辽平原风沙区 (图 1)。



注:本图基于自然资源部标准地图服务系统下载的标准地图制作 (审图号:GS(2023)2767 号)。

图 1 东北黑土区水土保持分区及气象站点分布

Fig.1 Regionalization of Soil and Water Conservation in the Chinese Mollisol region and the distribution of meteorological stations

1.2 数据来源

本研究使用的数据包括气象数据和大气海洋环

流指数。气象数据来源于“中国地面气候资料日数据集(V3.0)”(<http://www.cma.gov.cn/>)。本研究严格遵循欧洲气候评估数据集采用的标准^[23]:(1)数据不得少于40年;(2)每个站点缺失数据不得超过10%;(3)每年缺失数据不得超过20%或超过连续3个月。据此,本研究共选取东北黑土区内78个气象站点1960—2020年逐日降水资料(图1)。大气海洋环流指数包括北极涛动指数(AO)、南海夏季风指数(SCSSMI)、西太平洋副热带高压强度(WPSH)、东亚夏季风指数(EASMI)、多元 ENSO—南方涛动指数(MEI)。AO、SCSSMI、WPSH、EASMI 数据为1960—2020年,MEI 数据为1960—2017年。AO、MEI 均直接下载自 NOAA 美国国家海洋和大气局(<https://psl.noaa.gov/data/climateindices/list/>),WPSH 直接下载自中国气象局国家气候中心(https://cmdp.ncc-cma.net/Monitoring/cn_index_130.php),SCSSMI 和 EASMI 来自中国气象局国家气候中心(https://cmdp.ncc-cma.net/Monitoring/cn_monsoon.php)及李建平等^[24-26]的研究成果。AO 定义为20°—90°N,0~360°区域内,1 000 hPa 高度异常场经验正交函数分析(EOF)所得的第一模态的时间系数的标准化序列^[27]。MEI 定义为滑动双月平均的海平面气压(SLP)、纬向地面风场(U)、经向地面风场(V)、海表面温度(SST)、表面气温(A)和总云量的六变量经验正交函数分解(EOF)第一模态的时间系数^[28]。WPSH 定义为500 hPa 高度场,10°—60°N,110°—180°E≥5 880 位势米(gpm)的区域内,格点位势高度与5 870 位势米(gpm)之差乘以格点面积的累积值(https://cmdp.ncc-cma.net/download/Monitoring/Index/Index_definition.docx)。EASMI 定义为东亚季风区域(110°—140°E,10°—40°N)850 hPa 6—8 月份风场动态标准化季节变率^[24],SCSSMI 定义为南海季风区(100°—125°E,0—25°N)925 hPa 6—8 月份风场动态标准化季节变率^[24]。

1.3 研究方法

1.3.1 水蚀动力因子指标选取 本研究选取的水蚀动力因子包括常用的降雨侵蚀力因子(R)及 IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change)所规范的极端降水指标中的极端强降水量(R_{95p})和连续5日最大降水量(R_{5d}),其中, R_{95p} 指大于年95%分位值的降水量总量, R_{5d} 指1年中连续5日降水量的最大值。另外,考虑东北黑土区土壤水蚀主要是由1年为数不多几次暴雨引起的^[29]和中国气象局确定的50 mm(R_{50p})日暴雨划分标准^[30],选取日降雨量超过50 mm 的降雨总量(R_{50p})。

根据章文波等^[11]的研究成果,利用逐日降雨资料提取降雨侵蚀力(R)的计算方法为:

$$R = \alpha \sum_{i=1}^k (P_i)^\beta \quad (1)$$

$$\alpha = 21.586\beta^{-1.7891} \quad (2)$$

$$\beta = 0.8363 + \frac{18.144}{P_{d12}} + \frac{24.455}{P_{y12}} \quad (3)$$

式中: R 为半月内降雨侵蚀力 $[(MJ \cdot mm)/(hm^2 \cdot h \cdot a)]$; k 为半月内侵蚀性降雨天数; P_i 为半月内第*i*天≥12 mm 的日降雨量(mm); P_{d12} 为日降雨量≥12 mm 的日平均降雨量(mm); P_{y12} 为日降雨量≥12 mm 的年平均降雨量(mm)。

1.3.2 数据分析

(1)时间特征分析方法

MK 检验(Mann-Kendall 检验方法)是一种非参数统计检验方法,可检验变量时间序列的变化趋势和突变情况。采用 MK 检验方法,对水蚀动力因子的时间序列的变化趋势、显著性、突变性进行分析。当经验统计值 $Z_{mk} > 0$ 时,统计量呈增加趋势; $Z_{mk} < 0$ 时,呈减少趋势。 $|Z_{mk}| > 1.28, 1.64, 2.32$ 时,分别通过置信区间 90%, 95%, 99%^[31-32]。当原序列(UF)或者反向序列(UB)的值大于0,则序列为上升趋势,小于0为下降趋势。统计量超过临界直线±1.96($\alpha = 0.05$)时,表明序列上升或下降趋势显著,UF 与 UB 在临界线之间出现的交点即为突变点^[33]。

SEN^[34]斜率估计法可估算存在线性趋势的时间序列的某时段内增减量,采用 Sen 斜率估计法计算各水蚀动力因子的斜率。

滑动平均法^[35]可削弱变量在时间序列小于滑动周期的细节变化,凸显总体变化的趋势,采用滑动平均法计算以5年为滑动时间各水蚀动力因子的滑动平均值。计算方法为:

$$X_j = \frac{1}{k} \sum_{i=1}^k x_{i+j-1} \quad (j=1, 2, \dots, m-k+1) \quad (4)$$

式中: x_j 为 x 在 j 时间的平均值; m 为样本数; k 为滑动时间长度。

(2)周期性分析和相干分析

小波分析在气候变化研究中反映年与年之间、波长与波长之间的波幅变化形态与特征广泛应用于气象序列连续进行时频局部化分析^[36]。根据 Morlet 复小波分析方法^[37]对水蚀动力因子的周期性变化进行分析,小波系数实部等值线表示不同时间尺度下各水蚀动力因子周期性变化特征。使用二元小波相干分析^[38](bivariate wavelet coherence, WTC)和多重小波相干性分析(multiple wavelet coherence, MWC)^[39]方法,分析水蚀动力因子与单个和多个大气

海洋环流指数的相干性。小波相干性显著性检验采用以红噪声为标准谱的 Monte Carlo 方法^[40]。通过计算平均小波相干值(average wavelet coherence, AWC)和显著相干性百分比面积(percent area of significant coherence, PASC)评估各水蚀动力因子对不同大气海洋环流模式的响应。从统计数据看,如果增加一个额外的因素 PASC 的增量 $>5\%$,因子可以被认为有显著影响^[41]。

2 结果与分析

2.1 水蚀动力因子动态变化

根据水蚀动力因子年际变化情况(图 2)可知,

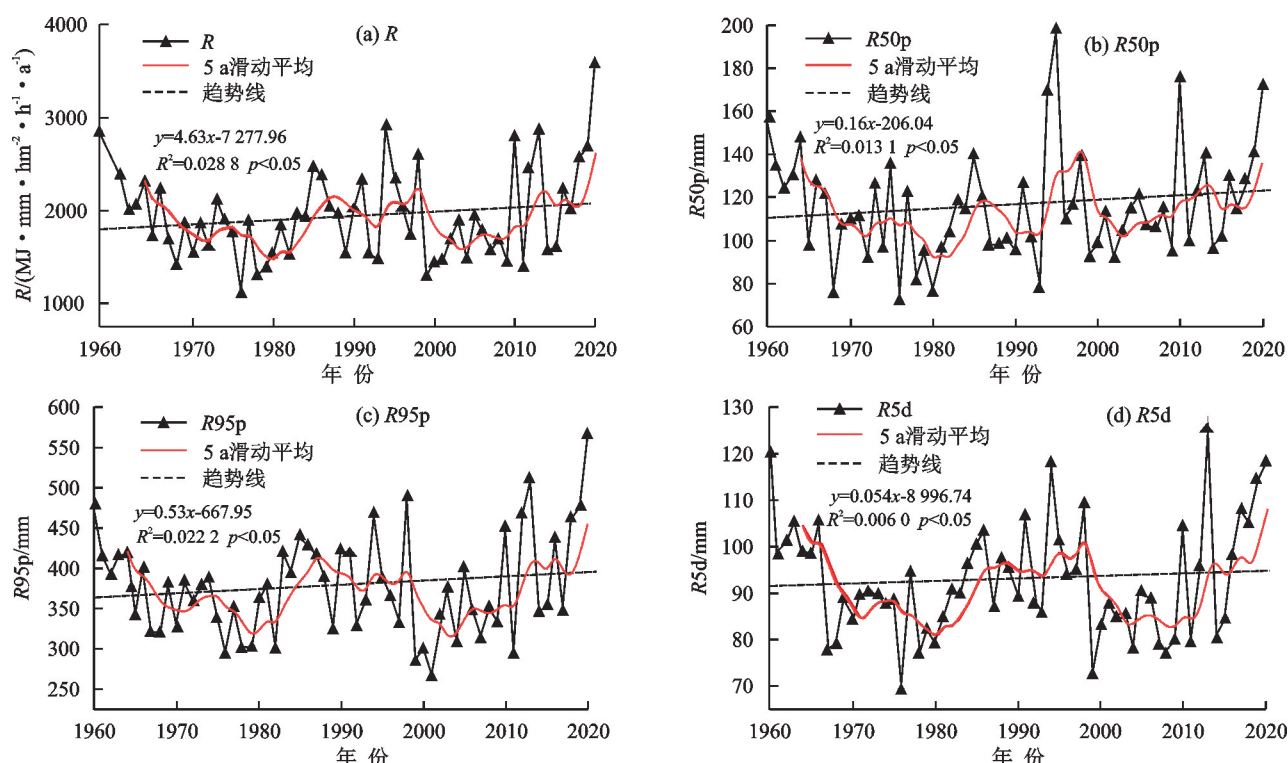


图 2 1960—2020 年东北黑土区水蚀动力因子年际变化

Fig. 2 Interannual change of water erosion dynamic factors in the Chinese Mollisol region from 1960 to 2020

1960—2020 年研究区 R (图 2a)、 R_{50p} (图 2b)、 R_{95p} (图 2c)、 R_{5d} (图 2d)变化过程均呈波动变化趋势,大致可归为 4 个阶段:(1)1960—1978 年呈波动下降趋势, R 、 R_{50p} 、 R_{95p} 、 R_{5d} 的下降幅度分别为 1 550.25(MJ·mm)/(hm²·h·a),75.88 mm,178.33 mm,43.33 mm,其下降率分别为 54.3%,48.3%,37.2%,36.1%,各平均值分别为 1 874.65(MJ·mm)/(hm²·h·a),114.15 mm,368.29 mm,91.71 mm,与 1960—2020 年各自对应平均值相比的变化率分别为 -3.6%,-1.0%,-2.5%,-1.0%。(2)1979—1994 年呈波动回升趋势, R 、 R_{50p} 、 R_{95p} 、 R_{5d} 的上升幅度分别为 1 525.57(MJ·mm)/(hm²·h·a),74.98 mm,165.49 mm,38.23 mm,其上升率分别为 110.5%,

1960—2020 年研究区年降雨侵蚀力(R)为 1 145.36~3 575.94 (MJ·mm)/(hm²·h·a),其平均值为 1 943.80 (MJ·mm)/(hm²·h·a), R 最高值出现在 2020 年,最低值出现在 1976 年;暴雨雨量 R_{50p} 为 73.17~197.86 mm,其平均值为 115.33 mm, (R_{50p}) 最高值出现在 1995 年,最低值出现在 1976 年;极端强降水量(R_{95p})为 265.81~566.35 mm,其平均值为 377.69 mm, R_{95p} 最高值出现在 2020 年,最低值出现在 2001 年;连续 5 日最大降水量(R_{5d})为 69.67~124.95 mm,其平均值为 92.63 mm, (R_{5d}) 最高值出现在 2013 年,最低值出现在 1976 年。

79.3%,54.9%,48.3%,各平均值分别为 1 924.07 (MJ·mm)/(hm²·h·a),108.06 mm,384.00 mm,93.24 mm,与 1960—2020 年各自对应平均值相比的变化率分别为 -1.0%,-6.3%,1.7%,0.7%。(3)1995—2014 年呈波动下降趋势, R 、 R_{50p} 、 R_{95p} 、 R_{5d} 的下降幅度分别为 755.71(MJ·mm)/(hm²·h·a),101.99 mm,42.93 mm,20.90 mm,其下降率分别为 32.4%,51.5%,11.1%,20.6%,各平均值分别为 1 873.97(MJ·mm)/(hm²·h·a),117.61 mm,362.64 mm,89.42 mm,与 1960—2020 年各自对应平均值相比的变化率分别为 -3.6%,2.0%,-4.0%,-3.5%。(4)2015—2020 年呈快速上升趋势, R 、 R_{50p} 、 R_{95p} 、 R_{5d} 的上升幅度分别为 1 974.49(MJ·mm)/(hm²·

$\text{h} \cdot \text{a}$), 70.12 mm, 212.19 mm, 33.91 mm, 其上升率分别为 123.3%, 69.1%, 59.9%, 40.3%, 各平均值分别为 2 448.15 ($\text{MJ} \cdot \text{mm}) / (\text{hm}^2 \cdot \text{h} \cdot \text{a})$, 130.85 mm, 440.84 mm, 104.58 mm, 与 1960—2020 年各自对应平均值相比, 其变化率分别为 25.9%, 13.5%, 16.7%, 12.9%。上述结果表明, 进入 2015 年以后研究区降雨侵蚀力上升趋势明显, 研究区发生降雨侵蚀的潜能增加, 且 3 个极端降水指标 (R_{50p} 、 R_{95p} 和 R_{5d}) 也均呈增加的趋势, 说明研究区发生极端暴雨降雨侵蚀的机率增加。

2.2 水蚀动力因子周期性分析

根据小波系数实部等值线情况可知, R (图 3a)、

R_{95p} (图 3c)、 R_{5d} (图 3d) 的第 1 主周期均为 44 年, R_{50p} (图 3b) 的第 1 主周期为 43 年; R (图 3a)、 R_{50p} (图 3b)、 R_{95p} (图 3c) 的第 2 主周期均为 18 年。其中, R (图 3a)、 R_{95p} (图 3c)、 R_{5d} (图 3d) 的主要变化周期为 44 年时间尺度下约 29 年的振荡周期, R_{50p} (图 3b) 的主要变化周期为 43 年时间尺度下约 29 年的振荡周期。各水蚀动力因子在约 44 年的振荡周期下均经历高低交替 2 次振荡, 周期性变化相对稳定, 目前正处于极端降水偏多、水蚀动力偏高时期; 且在约 44 年的振荡周期下 2020 年处的等值线并未闭合, 说明未来一段时间内在该周期上仍存在极端降水事件发生偏多, 降雨侵蚀潜能较高的趋势。

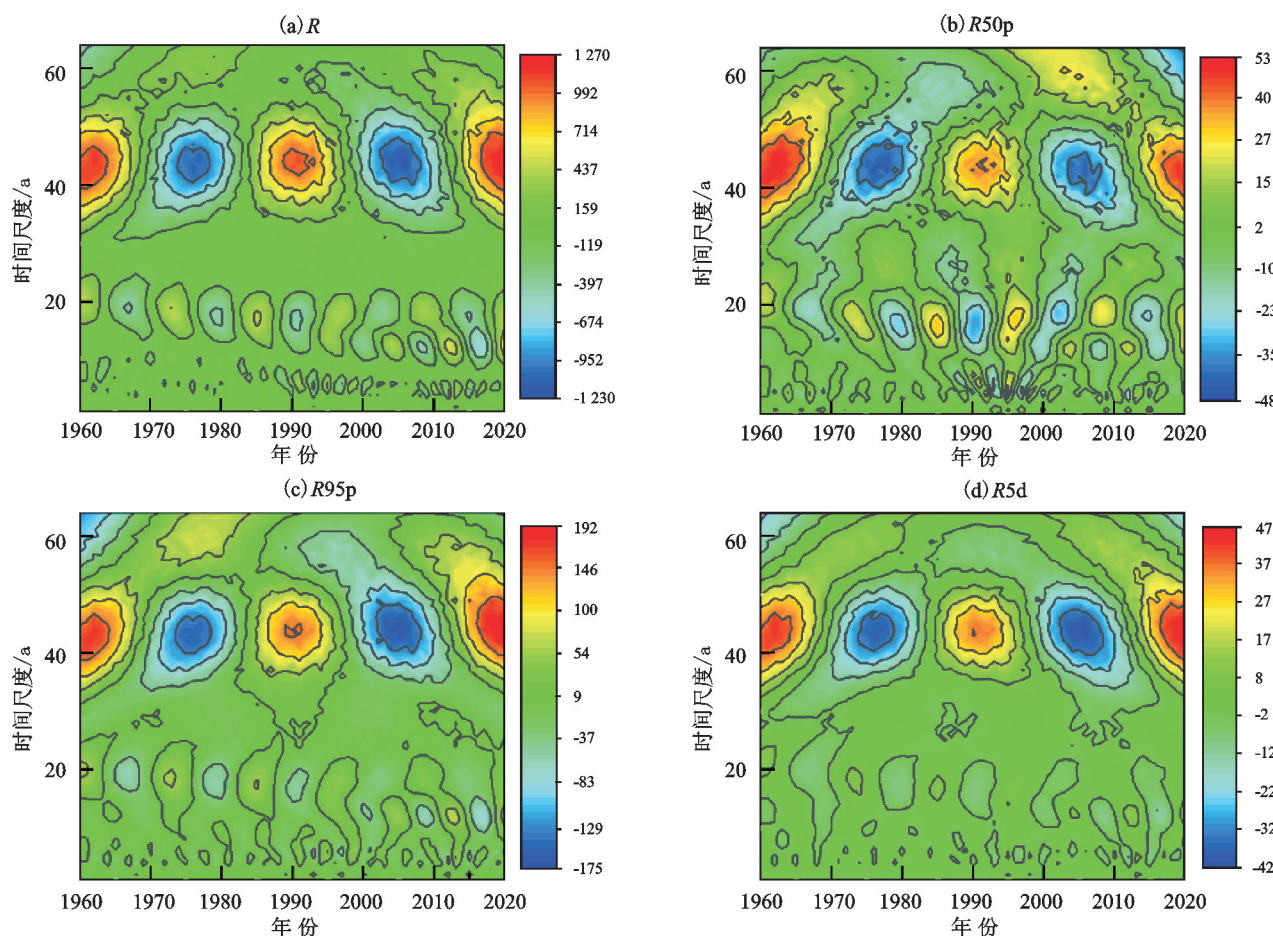


图3 1960—2020年东北黑土区年水蚀动力因子小波系数实部等值线

Fig.3 The isoline of real part of the wavelet transform coefficients of water erosion dynamic factors in the Chinese Mollisol region from 1960 to 2020

2.3 水蚀动力因子变化趋势分析

通过 MK 趋势检验方法计算可得, R 、 R_{50p} 、 R_{95p} 、 R_{5d} 的 MK 趋势检验系数分别为 0.58, 0.67, 0.58, 0.13, 均未通过显著性检验, 即研究区 1960—2020 年期间各水蚀动力因子均呈不显著上升趋势。MK 突变点检验表明, 过去 61 年期间 R 、 R_{50p} 、 R_{95p} 、 R_{5d} 均未发生突变 (图 4)。各水蚀动力因子均存在部分年份通过显著性水平 ($\alpha = 0.05$), 其中, R

在 1967—1984 年下降趋势显著, R_{50p} 在 1968—1984 年 (除 1975 年) 下降趋势显著, R_{95p} 在 1968—1983 年 (除 1974 年) 下降趋势显著, R_{5d} 在 1974—1984 年下降趋势显著。

2.4 水蚀动力因子空间分布

1960—2020 年间东北黑土区水蚀动力因子 (图 5c) 空间分布规律相似, 整体上均呈现南高北低、东西两侧低中部高的空间分布特征。其中 R 为 510~

7 440(MJ · mm)/(hm² · h · a), R95p 为 198.22~731.20 mm, R5d 为 52.20~199.60 mm。最高值区分布在长白山—完达山山地丘陵区(区域 VI)南部, 最低值区分布在呼伦贝尔丘陵平原区(区域 II)和大小兴安岭山地区(区域 I)西部; 松辽平原风沙区(区域 IV)各水蚀动力因子均分布较为均匀, 大兴安岭东

南山地丘陵区(区域 III)和东北漫山漫岗区(区域 V)由西向东递减, 长白山—完达山山地丘陵区(区域 VI)由北向南递增且增幅较大。水蚀动力因子中的 R50p 除宽甸(54 493)、岫岩(54 486)外, 所有站点的日数据记录较少, 不满足数据集使用标准, 故不对 R50p 进行空间分析。

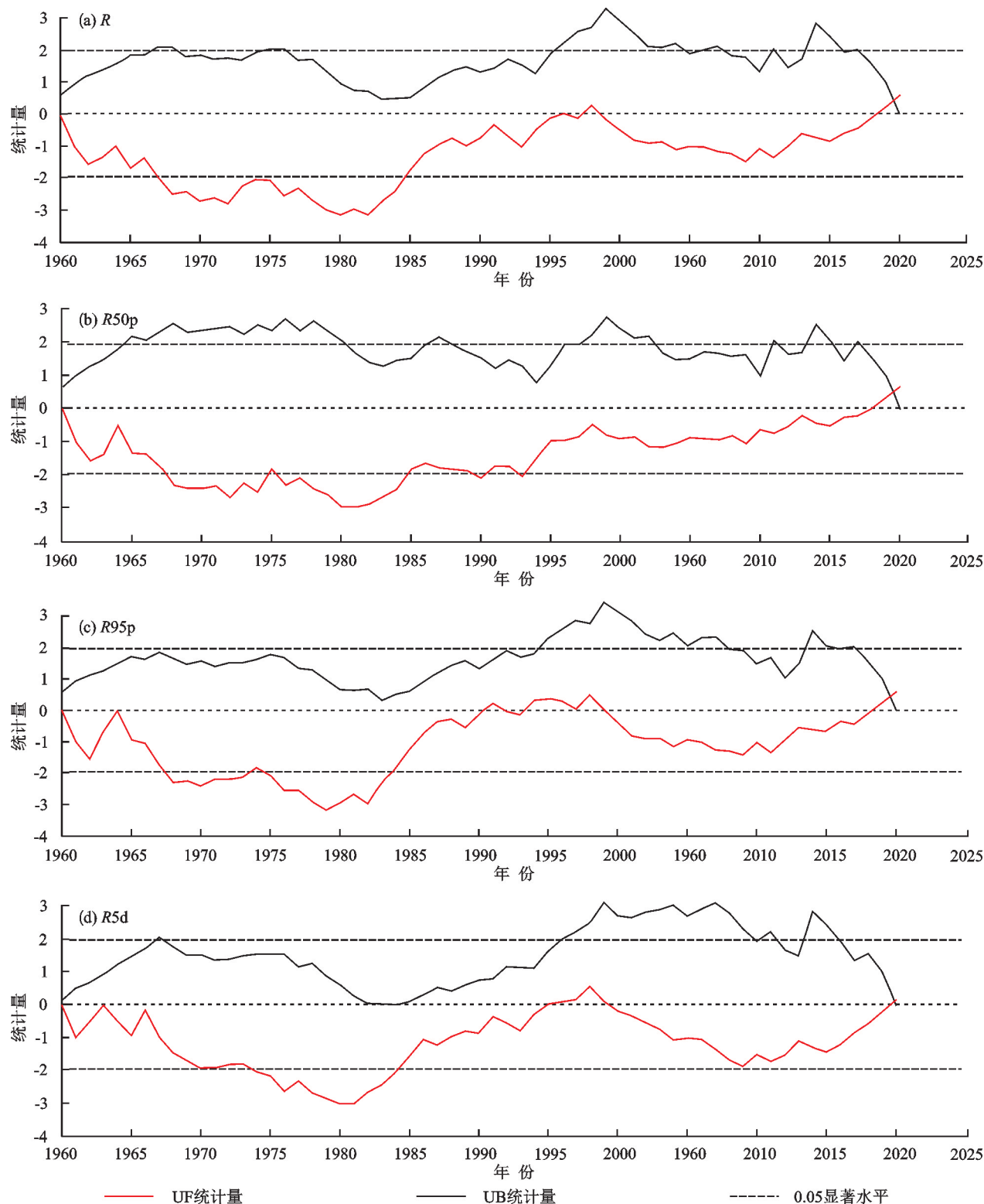


图 4 1960—2020 年东北黑土区水蚀动力因子 MK 突变检验

Fig.4 The MK abrupt change test of water erosion dynamic factors in the Chinese Mollisol region from 1960 to 2020

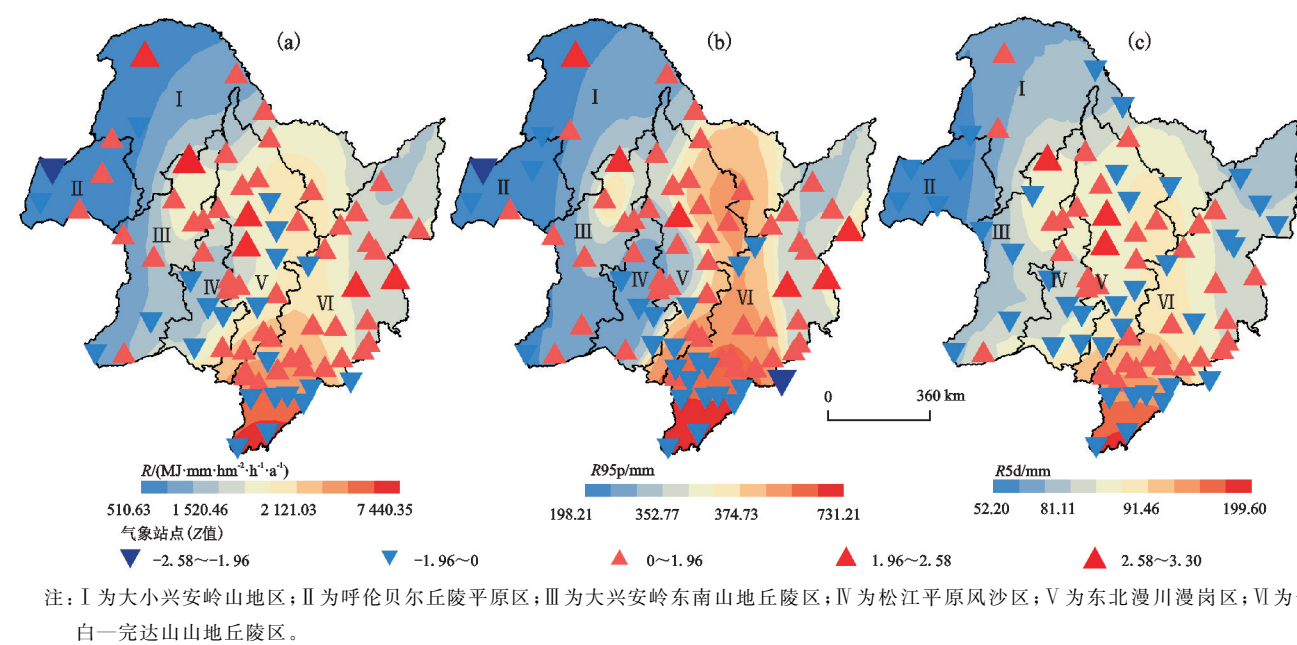


图 5 1960—2020 年东北黑土区水蚀动力因子空间分布

Fig.5 Spatial distribution of water erosion dynamic factors in the Chinese Mollisol region from 1960 to 2020

对于水蚀动力因子各站点的变化趋势(表 1), R 和 $R95p$ 呈显著上升趋势的站点数量为 6 个,占比为 7.69%,分布于区域 I 和区域 III 北部、区域 V 西部、区域 VI 东北部;二者呈显著下降趋势的站点数量分别为 1,2 个,占比分别为 1.28%,2.56%,分布于区域 II 北部、区域 VI 西南部。

$R5d$ 呈显著上升趋势的站点数量为 3 个,占比为 3.85%,分布于区域 III 北部和区域 V 西部,无站

点呈显著下降趋势。 R 、 $R95p$ 和 $R5d$ 呈不显著上升趋势的站点数量分别为 49,47,36 个,占比分别为 62.82%,60.26%,46.15%;而其呈不显著下降趋势站点的数量分别为 22,23,39 个,占比分别为 28.21%,29.49%,50.00%。东北黑土区东北部 R 、 $R95p$ 主要呈不显著上升趋势,南部呈不显著下降趋势,而 $R5d$ 在东北黑土区中部主要呈不显著上升趋势,四周呈不显著下降趋势。

表 1 水蚀动力因子站点变化趋势

水蚀动力因子	显著上升趋势		不显著上升趋势		显著下降趋势		不显著下降趋势	
	站点数/个	占比/%	站点数/个	占比/%	站点数/个	占比/%	站点数/个	占比/%
R	6	7.69	49	62.82	1	1.28	22	28.21
$R95p$	6	7.69	47	60.26	2	2.56	23	29.49
$R5d$	3	3.85	36	46.15	0	0	39	50.00

2.5 水蚀动力因子与大气海洋环流模式相干分析

水蚀动力因子 R 、 $R50p$ 、 $R95p$ 、 $R5d$ 与单个大气海洋模式环流的二元小波相干性分析结果(表 2)表明,水蚀动力因子 R 、 $R50p$ 、 $R95p$ 、 $R5d$ 与 AO 、 $SCSMMI$ 、 $WPSH$ 、 $EASMI$ 、 MEI 的 AWC 分别为0.27~0.39,0.23~0.35,0.26~0.28,0.29~0.37,0.28~0.33,其对应的平均值分别为0.31,0.28,0.27,0.33,0.31;水蚀动力因子 R 、 $R50p$ 、 $R95p$ 、 $R5d$ 与 AO 、 $SCSMMI$ 、 $WPSH$ 、 $EASMI$ 、 MEI 的 $PSAC$ 分别为2.92%~7.60%,1.00%~7.24%,1.76%~4.24%,4.24%~7.96%,3.24%~4.84%,其对应的平均值分别为5.16%,4.01%,2.96%,5.92%,3.96%。

此结果表明,各水蚀动力因子与 $EASMI$ 环流模式

的 AWC 和 $PSAC$ 平均值为最大值,表明 $EASMI$ 对水蚀动力因子的影响占主导作用,说明 $EASMI$ 是对水蚀动力因子产生重要影响的单一环流模式。由图 6a~图 6d 可知, R 与 $EASMI$ 在 1979—1989 年存在约 5~6 年的正相关周期,在 1990—1992 年存在约 5~6 年的正相关周期,但在 1999—2014 年存在约 0~4 年的负相关周期。 $R50p$ 与 $EASMI$ 在 1971—1976 年存在约 9~10 年的正相关周期,在 2005—2014 年存在约 0~4.5 年的负相关周期。 $R95p$ 与 $EASMI$ 主要在 1972—1982 年存在约 1~3.5 年的负相关周期,在 1999—2002 年存在约 0~2 年的负相关周期。 $R5d$ 与 $EASMI$ 在 1973—2011 年间存在约 3.5~14 年的正相关周期,而 1998—2012 年存在约 0~3.5 年的负相关周期。

表 2 各水蚀动力因子与单个大气海洋环流模式的平均小波相干值(AWC)和显著相干性百分比面积(PSAC)
Table 2 Average wavelet coherence (AWC) and percent area of significant coherence (PSAC) between water erosion dynamic factors and single atmospheric-oceanic circulation pattern

环流指数	指标含义	R		R50p		R95p		R5d	
		AWC	PSAC/%	AWC	PSAC/%	AWC	PSAC/%	AWC	PSAC/%
AO	北极涛动指数	0.27	3.60	0.39	6.52	0.28	2.92	0.28	7.60
SCSMMI	南海夏季风指数	0.27	5.72	0.35	7.24	0.23	2.08	0.25	1.00
WPSH	西太平洋副热带高压强度	0.27	4.24	0.28	1.76	0.26	3.20	0.26	2.64
EASMI	东亚夏季风指数	0.34	4.24	0.29	4.64	0.34	6.84	0.37	7.96
MEI	多元 ENSO—南方涛动指数	0.31	3.95	0.33	4.84	0.31	3.83	0.28	3.24

各水蚀动力因子与 EASMI-AO、EASMI-SCSSMI、EASMI-WPSH、EASMI-MEI 两两环流模式叠加的多元小波相干分析结果(表 3)表明,在 EASMI 环流模式上叠加其他大气海洋环流模式,MWC 较 AWC 均有所增加,其中,各水蚀动力因子与 EASMI-SCSSMI 的 MWC 均为最大值。水蚀动力因子 R、R50p、R95p、R5d 与上述 4 个大气海洋双环流模式的 PSAC 值和水蚀动力因子与 EASMI 的 PSAC 值进行比较发现,各水蚀动力因子与 EAS-

MI-SCSSMI 的 PSAC 增量均大于 5%,其对应增量分别为 9.72%,18.67%,11.80%,7.44%,R、R50p 与 EASMI-MEI 的 PSAC 增量也大于 5%,其对应增量分别为 5.52%,5.16%。总体而言,EASMI 与 SCSSMI 的综合作用对水蚀动力因子的影响最大。

由图 6e~图 6h 和表 3 可知,EASMI-SCSMMI 叠加对水蚀动力因子的影响均显著大于仅 EASMI 对水蚀动力因子的影响。

表 3 各水蚀动力因子与两个或多个大气海洋环流模式的多元小波相干值(MWC)和显著相干性百分比面积(PSAC)

Table 3 Multiple wavelet coherence (MWC) and percent area of significant coherence (PSAC) between water erosion dynamic factors and two or multiple atmospheric-oceanic circulation patterns

环流指数	R		R50p		R95p		R5d	
	MWC	PSAC/%	MWC	PSAC/%	MWC	PSAC/%	MWC	PSAC/%
EASMI-AO	0.57	5.08	0.62	7.52	0.57	7.56	0.60	9.20
EASMI-SCSSMI	0.65	13.95	0.66	23.31	0.66	18.63	0.61	15.39
EASMI-WPSH	0.51	2.64	0.46	1.08	0.52	5.92	0.54	2.56
EASMI-MEI	0.56	9.76	0.55	9.80	0.57	9.59	0.54	8.33
EASMI-SCSSMI-MEI	0.80	21.40	0.82	21.11	0.80	20.56	0.79	19.64

各水蚀动力因子与 EASMI-SCSMMI-MEI 叠加的多元小波相干分析结果(图 6i~图 6l 和表 3)表明,各水蚀动力因子与大气海洋三环流模式的 MWC 较前述大气海洋双环流模式(EASMI-SCSSMI)的 MWC 均有所增加,其中仅有 R 与 EASMI-SCSMMI-MEI 的 PSAC 增量大于 5%,R95p、R5d 与 EASMI-SCSMMI-MEI 的 PSAC 的增量未大于 5%,R50p 与 EASMI-SCSMMI-MEI 的 PSAC 值反而减少。

3 讨论

3.1 水蚀动力因子时空格局特点分析

1960—2020 年东北黑土区水蚀动力因子的动态变化均出现波动变化且呈不显著的增加趋势,这一趋势与已有松花江流域的极端降水^[42]、降雨侵蚀力^[43]的变化规律一致。本研究年降雨侵蚀力的 61 年平均值为 1 943.80 (MJ·mm)/(hm²·h·a),介于松花江流域^[43]1 717.6 (MJ·mm)/(hm²·h·a)和辽河

流域^[44]2 214.8(MJ·mm)/(hm²·h·a)之间。3 个极端降水指标变化趋势与已有研究^[45]结果一致,但 2010 年后东北黑土区降水变率增大^[20],2015 年后东北黑土区 3 个极端降水指标暴雨雨量 R50p、极端强降水量 R95p 和连续 5 日最大降水量 R5d 明显回升,极端降雨发生频次和强度呈增加趋势,与近期东北地区极端气候研究^[46-47]的结论一致。

1960—2020 年东北黑土区水蚀动力因子空间分布特征均呈自东南至西北递减的趋势。由于东北黑土区面积较大,东部、中部和西部地形差异明显,东亚季风受到东侧的东北—西南向长白山脉的影响抬升,水汽凝结导致降水出现在迎风坡^[48],中部平原地区地形起伏较小,随经度减少、纬度增加,水蚀动力因子减弱。西部大小兴安岭深处内陆,水汽条件不足以形成侵蚀性降雨和极端降水^[43],故在西部和北部地区形成 1 个水蚀动力因子的小值区。

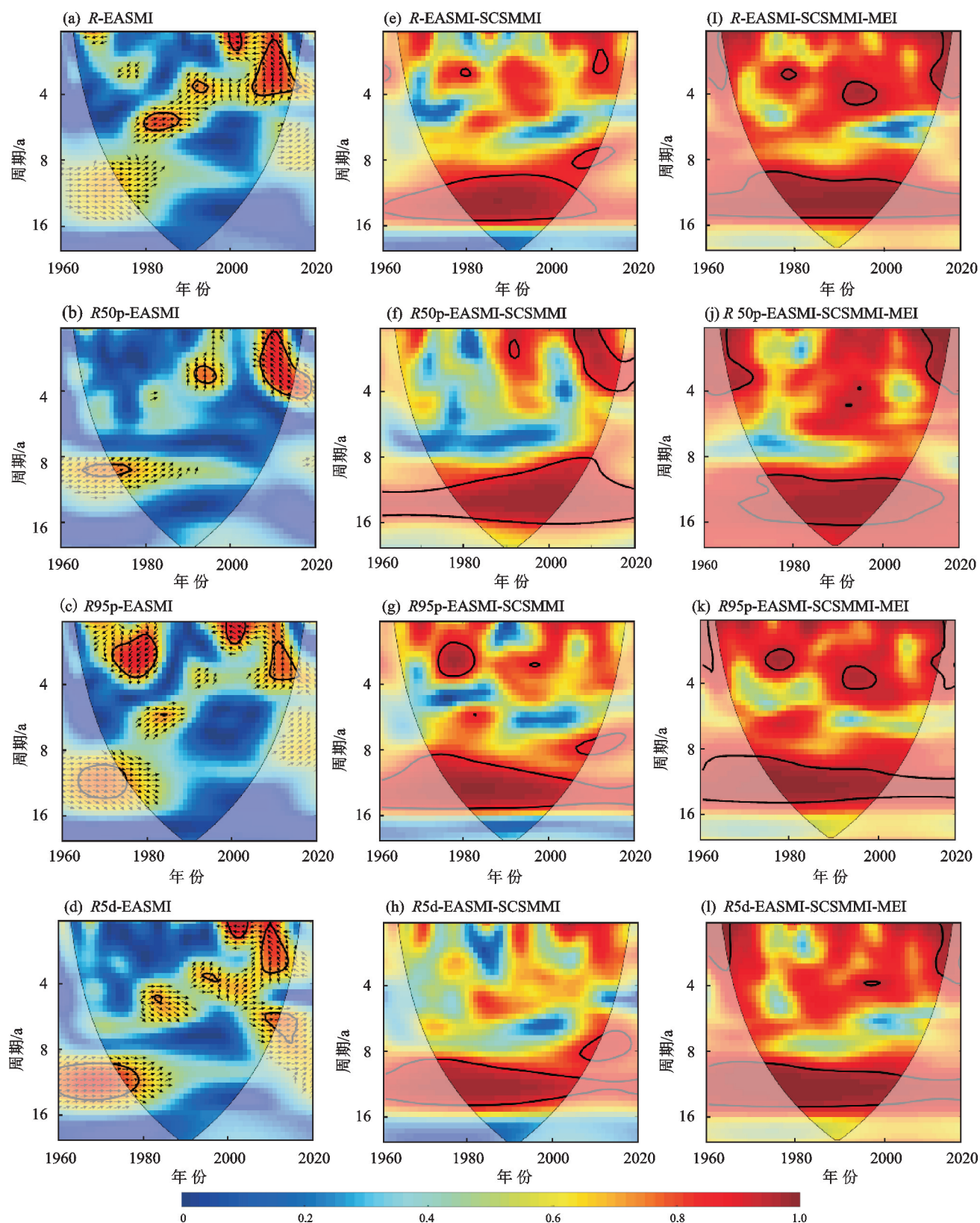


图6 各水蚀动力因子与单个、2个和多个大气海洋环流模式的小波相干谱

Fig.6 Wavelet coherence spectra of water erosion dynamic factors with single, two and multiple atmospheric-oceanic circulation patterns

3.2 水蚀动力因子对大气海洋环流模式的响应

东北黑土区的水蚀动力因子时空格局与大气海洋环流密切相关,而 EASMI、AO 和 MEI 等是影响东北黑土区降水的重要大气海洋环流模式^[20,49]。我

国东北地区处于东亚季风区的最北端,年降水特别是夏季降水的多少,很大程度上取决于夏季风活动的强弱^[50]。4个水蚀动力因子与 EASMI 相关性较好的原因可能是水蚀主要由夏季为数不多几次暴雨引起,

7—8 月正是东亚夏季风在东北建立和推进过程的时间^[51],因此,东亚夏季风活动的强弱主要决定水蚀动力强度和空间分布。南海夏季风(SCSMMI)能通过影响副热带地区的东亚夏季风影响到我国东部地区的天气和气候^[52],且部分极端条件下,东北地区降水也可直接受到南海季风影响^[53],可能是东亚夏季风指数和南海夏季风指数多小波相干性分析显著增加($\Delta\text{PSAC}>5\%$)的原因。

已有研究^[54]指出,北极涛动与北半球冬季气候显著相关,AO 影响中高纬大气环流,从而引起东亚冬季风强度在年际尺度上的变化。20 世纪 90 年代后,北极涛动的相位由负转正,AO 的正模式导致更强的中纬度西风,增强进入中亚的纬向水汽梯度,从而使其对东北黑土区水蚀的影响减弱。MEI 通过影响东亚季风的强度来调节中国的降水^[55],对降水的影响随 MEI 阶段的变化而变化。2015—2020 年,共有 2017 年、2018 年和 2020 年 3 个年份的 MEI 处于负相位,可能是东北黑土区 2015 年之后水蚀动力上升的原因之一。

EASMI-SCSMMI 环流模式对于 4 个水蚀动力因子的相干性均高于 AO、WPSH 和 MEI 两两叠加的环流模式,说明主导东北黑土区水蚀动力的气候因素为夏季风。二元小波相干分析的结果表明 2 种季风指标联合作用(EASMI-SCSMMI)对水蚀动力因子比单一季风因素作用更加显著,一方面是由于东北黑土区水汽的来源较为复杂^[56];另一方面,是由于受到西风带、副热带和热带环流系统影响,东北黑土区气候背景较为复杂^[50]。MWC 分析结果显示,MEI 的相位变化也对于水蚀动力因子具有一定程度影响,但是结合 MEI 因素的 PSAC 值变化并不显著,这可能是由于 MEI 对于降水影响相比于季风更加有限。

总体上,东北黑土区水蚀动力因子主要受东亚夏季风和南海夏季风的直接影响,与东亚夏季风和南海夏季风二者叠加呈现最显著的相关关系。AO、WPSH 和 MEI 与东北黑土区水蚀动力因子相关关系不显著,但 AO 和 MEI 可以通过影响东亚夏季风间接影响东北黑土区水蚀动力因子。2015 年后东北黑土区水蚀动力因子呈现回升趋势的原因可能受 MEI 的负相位影响。未来需要重点关注东亚夏季风活动,尤其是东亚夏季风和南海夏季风叠加对东北黑土区水蚀的影响,做好夏季极端降雨事件驱动的土壤侵蚀风险的预警和防治,尤其是防范长白山—完达山丘陵地区东南部极端降雨诱发的水土流失。

4 结 论

(1)1960—2020 年间东北黑土区 R 为 $1\,145.36 \sim 3\,575.94(\text{MJ} \cdot \text{mm})/(\text{hm}^2 \cdot \text{h} \cdot \text{a})$,平均值为 $1\,943.80(\text{MJ} \cdot \text{mm})/(\text{hm}^2 \cdot \text{h} \cdot \text{a})$; R_{50p} 为 $73.17 \sim 197.86 \text{ mm}$,平均值为 115.33 mm ; R_{95p} 为 $265.81 \sim 566.35 \text{ mm}$,平均值为 377.69 mm ; R_{5d} 为 $69.67 \sim 124.95 \text{ mm}$,平均值为 92.63 mm 。黑土区 4 个水蚀动力因子在 1960—2000 年均呈不显著上升趋势,且均未发生整体突变,但 2015 年后上升趋势明显。

(2)东北黑土区表征水蚀动力因子的 4 个指标在 1960—2020 年均未发生整体突变,且均存在以约 44 年为主周期、29 年为小周期的周期性变化特征,经历 2 次高-低振荡过程,目前正处于极端降水偏多、水蚀动力偏高时期,未来一段时间内在 44 年周期上仍存在极端降水事件发生偏多,降雨侵蚀潜能较高的趋势。

(3)在空间分布上,1960—2020 年东北黑土区多年平均 R 值为 $510 \sim 7\,440(\text{MJ} \cdot \text{mm})/(\text{hm}^2 \cdot \text{h} \cdot \text{a})$,多年平均 R_{95p} 值为 $198.22 \sim 199.60 \text{ mm}$,多年平均 R_{5d} 值为 $52.20 \sim 731.20 \text{ mm}$ 。水蚀动力因子的空间格局总体上均呈现南高北低、东西两侧低中部高的特征,各指标的最大值出现在长白山—完达山山地丘陵区,最小值出现在呼伦贝尔丘陵平原区。未来应重点加强长白山—完达山山地丘陵区东南部区域防范。

(4)EASMI 是对东北黑土区水蚀动力因子影响最显著的单一环流模式,各水蚀动力因子与 EASMI 环流模式的 AWC 和 PSAC 平均值分别为 $0.33, 5.92\%$,均为最大值。各水蚀动力因子与 EASMI-SCSMMI 双环流模式的 PSAC 较与 EASMI 的 PSAC 值进行比较,增量均 $>5\%$,故 EASMI 和 SCSMMI 叠加对各水蚀动力因子的影响均为最显著。而 EASMI、SCSMMI 和 MEI 的大气海洋三环流海洋模式仅对 R 影响显著($\Delta\text{PSAC}>5\%$)。未来需要重点关注东亚夏季风活动,尤其是做好东亚夏季风—南海夏季风叠加诱发的土壤侵蚀风险预警和防范。

本研究在一定程度上探讨了降雨侵蚀力和极端降水指标的时空格局及其对大气海洋环流模式的响应,事实上大气海洋环流模式对水蚀动力因子的影响极其复杂,还需从机理层面深入理解水蚀动力因子与大气海洋环流模式之间的联系。此外,本研究选取的水蚀动力因子还不够全面,在今后的研究中还需进一步完善。

参考文献:

- [1] 陈海山,张耀存,张文君,等.中国极端天气气候研究:“地球系统与全球变化”重点专项项目简介及最新进展

- [J].大气科学学报,2024,47(1):23-45.
- CHEN H S, ZHANG Y C, ZHANG W J, et al. Research on weather and climate extremes over China: Brief introduction and recent progress of the National Key R & D Program of China for Earth System and Global Change[J].Transactions of Atmospheric Sciences,2024,47(1):23-45.
- [2] MADAKUMBURA G D, THACKERAY C W, NORRIS J, et al. Anthropogenic influence on extreme precipitation over global land areas seen in multiple observational datasets [J].Nature Communications,2021,12(1):e3944.
- [3] WISCHMEIER W H, SMITH D D. Rainfall energy and its relationship to soil loss[J].Transactions, American Geophysical Union,1958,39(2):285-291.
- [4] 王万忠,焦菊英.中国的土壤侵蚀因子定量评价研究[J].水土保持通报,1996,16(5):1-20.
- WANG W Z, JIAO J Y. Quantitative evaluation on factors influencing soil erosion in China[J].Bulletin of Soil and Water Conservation,1996,16(5):1-20.
- [5] ZHU D Y, XIONG K N, XIAO H. Multi-time scale variability of rainfall erosivity and erosivity density in the Karst Region of Southern China, 1960—2017 [J]. Catena,2021,197:e104977.
- [6] 郑鹏,陈亚宁,王怀军,等.气候变化对天山地区极端径流的影响以开都河为例[J].灌溉排水学报,2024,43(4):105-112.
- ZHENG P, CHEN Y N, WANG H J, et al. The impact of climate change on extreme runoffs in the Tianshan region: Taking Kaidu River as an example[J].Journal of Irrigation and Drainage,2024,43(4):105-112.
- [7] 安琪尔,包刚,元志辉,等.河套灌溉区农田植被物候和 NDVI 峰值对气候变化的响应[J].灌溉排水学报,2024,43(6):86-92.
- AN Q E, BAO G, YUAN Z H, et al. The impact of climatic factors on vegetation phenology and peak NDVI in the Hetao Irrigation District[J].Journal of Irrigation and Drainage,2024,43(6):86-92.
- [8] ZHONG K Y, ZHENG F L, LIU G, et al. Effects of variations in precipitation extremes on sediment load in the Second Songhua River Basin, Northeast China[J]. Journal of Soils and Sediments,2023,23(4):1971-1984.
- [9] LIU B Y, XIE Y, LI Z G, et al. The assessment of soil loss by water erosion in China[J].International Soil and Water Conservation Research,2020,8(4):430-439.
- [10] 江忠善,郑粉莉,武敏.中国坡面水蚀预报模型研究[J].泥沙研究,2005(4):1-6.
- JIANG Z S, ZHENG F L, WU M. Prediction model of water erosion on hillslopes [J]. Journal of Sediment Research,2005(4):1-6.
- [11] 章文波,谢云,刘宝元.利用日雨量计算降雨侵蚀力的方法研究[J].地理科学,2002,22(6):705-711.
- ZHANG W B, XIE Y, LIU B Y. Rainfall erosivity estimation using daily rainfall amounts [J]. Scientia Geographica Sinica,2002,22(6):705-711.
- [12] 高歌,殷水清,陈涛,等.长江流域降雨侵蚀力时空变化及成因分析[J].农业工程学报,2022,38(3):84-92.
- GAO G, YIN S Q, CHEN T, et al. Spatiotemporal variation and cause analysis of rainfall erosivity in the Yangtze River Basin of China [J]. Transactions of the Chinese Society of Agricultural Engineering, 2022, 38(3):84-92.
- [13] 邹玉霞,樊国中,刘淑婧,等.1960—2017年重庆市不同量级降雨侵蚀力 R 值的时空变化特征[J].水土保持学报,2022,36(6):41-48.
- ZOU Y X, FAN G Z, LIU S J, et al. Spatio-temporal variations of rainfall erosivity R values of different magnitudes in Chongqing from 1960 to 2017 [J]. Journal of Soil and Water Conservation,2022,36(6):41-48.
- [14] 马岚,黄生志,黄强,等.渭河流域降雨与降雨侵蚀力变化的原因分析[J].水土保持学报,2018,32(1):174-181.
- MA L, HUANG S Z, HUANG Q, et al. Causes analyzing of the change of rainfall and rainfall erosivity in Weihe River Basin [J]. Journal of Soil and Water Conservation,2018,32(1):174-181.
- [15] XU X M, LYU D, LEI X J, et al. Variability of extreme precipitation and rainfall erosivity and their attenuated effects on sediment delivery from 1957 to 2018 on the Chinese Loess Plateau [J]. Journal of Soils and Sediments,2021,21(12):3933-3947.
- [16] LUKIC T, LUKIC A, BASARIN B, et al. Rainfall erosivity and extreme precipitation in the Pannonian Basin [J].Open Geosciences,2019,11(1/2):e53.
- [17] ZHANG J P, REN Y L, JIAO P, et al. Changes in rainfall erosivity from combined effects of multiple factors in China's Loess Plateau [J]. Catena,2022,216:e106373.
- [18] NALLEY D, ADAMOWSKI J, BISWAS A, et al. A multiscale and multivariate analysis of precipitation and streamflow variability in relation to ENSO, NAO and PDO [J]. Journal of Hydrology,2019,574:288-307.
- [19] 高文浩,黄艳平,李文栋,等.近 60 a 河龙区间极端气温变化及其与主要大气海洋环流模式的关系[J].水利水电技术(中英文),2022,53(12):24-37.
- GAO W H, HUANG Y P, LI W D, et al. Extreme temperature change in Hekouzhen-Longmen Region and the relationship with the main atmospheric and ocean

- circulation patterns in 1960—2019[J]. *Water Resources and Hydropower Engineering*, 2022, 53(12): 24-37.
- [20] SHEN B Z, LIN Z D, LU R Y, et al. Circulation anomalies associated with interannual variation of early- and late-summer precipitation in Northeast China[J]. *Science China Earth Sciences*, 2011, 54(7): 1095-1104.
- [21] 中华人民共和国应急管理部. 应急管理部发布 2022 年全国十大自然灾害[J]. *中国减灾*, 2023(3): 8-9.
- Ministry of Emergency Management of the People's Republic of China. The Emergency Management Department released the top ten natural disasters in China in 2022[J]. *China Disaster Reduction*, 2023(3): 8-9.
- [22] 全国水土保持规划编制工作领导小组办公室, 水利部水利水电规划设计总院. 中国水土保持区划[M]. 北京: 中国水利水电出版社, 2016: 95-97.
- Office of the Leading Group for the Compilation of National Soil and Water Conservation Plans, General Institute of Water Conservancy and Hydropower Planning and Design, Ministry of Water Resources. Soil and water conservation regionalization in China[M]. Beijing: China Water and Power Press, 2016: 95-97.
- [23] ALEXANDER L V, ZHANG X, PETERSON T C, et al. Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation[J]. *Journal of Geophysical Research (Atmospheres)*, 2006, 111(D5): eD05109.
- [24] 李建平, 曾庆存. 一个新的季风指数及其年际变化与雨量的关系[J]. *气候与环境研究*, 2005, 10(3): 351-365.
- LI J P, ZENG Q C. A new monsoon index, its interannual variability and relation with monsoon precipitation[J]. *Climatic and Environmental Research*, 2005, 10(3): 351-365.
- [25] LI J P, ZENG Q C. A unified monsoon index[J]. *Geophysical Research Letters*, 2002, 29(8): 115-121.
- [26] LI J P, ZENG Q C. A new monsoon index and the geographical distribution of the global monsoons[J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2003, 20(2): 299-302.
- [27] THOMPSON D W J, WALLACE J M. The Arctic oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields[J]. *Geophysical Research Letters*, 1998, 25(9): 1297-1300.
- [28] WOLTER K, TIMLIN M S. El Niño/Southern Oscillation behaviour since 1871 as diagnosed in an extended multivariate ENSO index (MEI. ext) [J]. *International Journal of Climatology*, 2011, 31(7): 1074-1087.
- [29] 张宪奎, 许靖华, 卢秀琴, 等. 黑龙江省土壤流失方程的研究[J]. *水土保持通报*, 1992, 12(4): 1-9.
- ZHANG X K, XU J H, LU X Q, et al. A study on the soil loss equation in Heilongjiang Province[J]. *Bulletin of Soil and Water Conservation*, 1992, 12(4): 1-9.
- [30] 国家质量监督检验检疫总局, 中国国家标准化管理委员会. 短期天气预报: GB/T 21984—2008[S]. 北京: 中国标准出版社, 2008.
- General Administration of Quality Supervision, Inspection and Quarantine of the People's Republic of China, Standardization Administration of the People's Republic of China. Short-range weather forecast: GB/T 21984—2008[S]. Beijing: Standards Press of China, 2008.
- [31] MANN H B. Nonparametric tests against trend[J]. *Econometrica*, 1945, 13(3): 245-259.
- [32] KENDALL M G. Rank correlation methods[J]. *British Journal of Psychology*, 1990, 25(1): 86-91.
- [33] SNEYERS R. On the use of statistical analysis for the objective determination of climate change[J]. *Meteorologische Zeitschrift*, 2018, 1(5): 247-256.
- [34] SEN P K. Estimates of the regression coefficient based on Kendall's tau[J]. *Journal of the American Statistical Association*, 1968, 63(324): 1379-1389.
- [35] 魏凤英. 现代气候统计诊断与预测技术[M]. 2 版. 北京: 气象出版社, 2007.
- WEI F Y. Modern climate statistical diagnosis and prediction technology [M]. 2nd Edition. Beijing: China Meteorological Press, 2007.
- [36] 贺伟, 布仁仓, 熊在平, 等. 1961—2005 年东北地区气温和降水变化趋势[J]. *生态学报*, 2013, 33(2): 519-531.
- HE W, BU R C, XIONG Z P, et al. Characteristics of temperature and precipitation in Northeastern China from 1961 to 2005[J]. *Acta Ecologica Sinica*, 2013, 33(2): 519-531.
- [37] 姜晓艳, 刘树华, 马明敏, 等. 东北地区近百年降水时间序列变化规律的小波分析[J]. *地理研究*, 2009, 28(2): 354-362.
- JIANG X Y, LIU S H, MA M M, et al. A wavelet analysis of the precipitation time series in Northeast China during the last 100 years [J]. *Geographical Research*, 2009, 28(2): 354-362.
- [38] TORRENCE C, COMPO G P. A practical guide to wavelet analysis[J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 1998, 79(1): 61-78.
- [39] OLHEDE S C, METIKAS G. Multiple wavelet coherence analysis[C]//*SPIE Proceedings*, "Image Processing: Algorithms and Systems, Neural Networks, and Machine Learning. San Jose, CA. SPIE, 2006: e606405.
- [40] HU W, SI B C. Technical note: Multiple wavelet coherence for untangling scale-specific and localized multivariate relationships in geosciences[J]. *Hydrology and Earth*

- System Sciences, 2016, 20(8): 3183-3191.
- [41] YANG W C, JIN F M, SI Y J, et al. Runoff change controlled by combined effects of multiple environmental factors in a headwater catchment with cold and arid climate in Northwest China[J]. Science of the Total Environment, 2021, 756: e143995.
- [42] 于水, 张晓龙, 刘志娟, 等. 1961—2020年松花江流域极端气候指数的时空变化特征[J]. 应用生态学报, 2023, 34(4): 1091-1101.
- YU S, ZHANG X L, LIU Z J, et al. Spatial and temporal variations of extreme climate index in the Songhua River Basin during 1961—2020[J]. Chinese Journal of Applied Ecology, 2023, 34(4): 1091-1101.
- [43] 钟科元, 郑粉莉. 1960—2014年松花江流域降雨侵蚀力时空变化研究[J]. 自然资源学报, 2017, 32(2): 278-291.
- ZHONG K Y, ZHENG F L. Spatial and temporal variation characteristics of rainfall erosivity in the Songhua River Basin from 1960 to 2014[J]. Journal of Natural Resources, 2017, 32(2): 278-291.
- [44] 李良冬, 高鹏, 穆兴民, 等. 辽河流域降雨侵蚀力的时空变化分析[J]. 中国水土保持科学, 2009, 7(2): 69-73.
- LI L D, GAO P, MU X M, et al. Spatial-temporal varieties of rainfall erosivity in the Liaohe River Basin[J]. Science of Soil and Water Conservation, 2009, 7(2): 69-73.
- [45] LI F P, JU X P, LU W X, et al. A comprehensive analysis of spatial and temporal variability of extreme precipitation in the Nenjiang River Basin, Northeast China[J]. Theoretical and Applied Climatology, 2019, 138: 605-616.
- [46] GUO E L, ZHANG J Q, WANG Y F, et al. Spatio-temporal variations of extreme climate events in Northeast China during 1960—2014[J]. Ecological Indicators, 2019, 96: 669-683.
- [47] YU X Y, MA Y Y. Spatial and temporal analysis of extreme climate events over Northeast China[J]. Atmosphere, 2022, 13(8): e1197.
- [48] 沈柏竹, 林中达, 陆日宇, 等. 影响东北初夏和盛夏降水年际变化的环流特征分析[J]. 中国科学: 地球科学, 2011, 41(3): 402-412.
- SHEN B Z, LIN Z D, LU R Y, et al. Analysis of circulation characteristics affecting interannual variation of precipitation in early summer and midsummer in Northeast China[J]. Scientia Sinica (Terrae), 2011, 41(3): 402-412.
- [49] 孟鑫, 张瑜, 赵婷婷, 等. 1961—2019年中国东北地区夏季降水特征及其与前期 ENSO 的关系[J]. 气象与环境学报, 2023, 39(4): 103-113.
- MENG X, ZHANG Y, ZHAO T T, et al. Characteristics of summer precipitation and its relationship with previous ENSO in Northeast China from 1961 to 2019[J]. Journal of Meteorology and Environment, 2023, 39(4): 103-113.
- [50] 王东海, 钟水新, 刘英, 等. 东北暴雨的研究[J]. 地球科学进展, 2007, 22(6): 549-560.
- WANG D H, ZHONG S X, LIU Y, et al. Advances in the study of rainstorm in Northeast China[J]. Advances in Earth Science, 2007, 22(6): 549-560.
- [51] 廉毅, 沈柏竹, 高枫亭, 等. 东亚夏季风在中国东北区建立的标准、日期及其主要特征分析[J]. 气象学报, 2003, 61(5): 548-558.
- LIAN Y, SHEN B Z, GAO Z T, et al. The study of the on-set criterion and the date of East Asian summer monsoon in Northeast China and its main characteristic analysis[J]. Acta Meteorologica Sinica, 2003, 61(5): 548-558.
- [52] 李崇银, 张利平. 南海夏季风活动及其影响[J]. 大气科学, 1999, 23(3): 1146-1160.
- LI C Y, ZHANG L P. Summer monsoon activities in the South China Sea and its impacts[J]. Scientia Atmospherica Sinica, 1999, 23(3): 1146-1160.
- [53] 孙力, 安刚. 1998年松嫩流域东北冷涡大暴雨过程的诊断分析[J]. 大气科学, 2001, 25(3): 342-354.
- SUN L, AN G. A diagnostic study of northeast cold vortex heavy rain over the Songhuajiang-Nenjiang River Basin in the summer of 1998[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences, 2001, 25(3): 342-354.
- [54] YU Y T, YANG T B, LI J J, et al. Millennial-scale Holocene climate variability in the NW China drylands and links to the tropical Pacific and the North Atlantic[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2006, 233(1/2): 149-162.
- [55] ZHANG Q, WANG Y, SINGH V P, et al. Impacts of ENSO and ENSO Modoki+A regimes on seasonal precipitation variations and possible underlying causes in the Huai River Basin, China[J]. Journal of Hydrology, 2016, 533: 308-319.
- [56] 魏铁鑫, 缪启龙, 段春锋, 等. 近 50 a 东北冷涡暴雨水汽源地分布及其水汽贡献率分析[J]. 气象科学, 2015, 35(1): 60-65.
- WEI T X, MIAO Q L, DUAN C F, et al. Water vapor sources distribution of cold eddy rainstorm in Northeast China and its contribution analysis in recent fifty years[J]. Journal of the Meteorological Sciences, 2015, 35(1): 60-65.