

基于不同模型的黄河中游降雨侵蚀力时空变化分析

张悦¹, 张艳^{1,2}, 史飞航¹, 李敏¹, 崔国屹¹, 刘正则¹

(1.长安大学 土地工程学院, 陕西 西安 710054; 2.陕西省土地整治重点实验室, 陕西 西安 710054)

摘要: [目的] 基于不同模型探究黄河中游地区降雨侵蚀力的时空演变特征, 为该地区水土流失危害评估、水土保持措施规划提供参考依据。[方法] 采用黄河中游 1981—2020 年日降雨量数据集, 基于两种降雨侵蚀力模型探究了降雨和降雨侵蚀性的时空变化特征。[结果] 黄河中游年均降雨量为 349.90~699.90 mm, 空间上自东南向西北呈波浪形递减趋势, 时间上呈多峰状不显著的波动上升趋势特征, 存在 2 a 主周期变化特征。黄河中游两种模型的降雨侵蚀力年际变化趋势特征和周期性相似, 但降雨量越大的地区, 两模型估算的降雨侵蚀力结果相差越大。谢云模型估算的降雨侵蚀力结果与降雨量相对更拟合。黄河中游年均降雨侵蚀力为 767.00~3 003.40 MJ·mm/(hm²·h), 具有高度月度集中性, 集中于 7—8 月, 呈单峰型。[结论] 黄河中游年均降雨侵蚀力具有显著的垂直空间差异, 且在地形和地貌影响下空间差异会发生变化, 高海拔地区的变化系数通常高于低海拔地区。在东南部秦岭山区和关中平原等地区, 随海拔升高, 降雨侵蚀力迅速减少, 在西北部黄土高原区, 随海拔升高而逐渐增加。因此在黄河中游降雨侵蚀性增加的地区, 应采取适当措施, 减少土壤侵蚀的潜在风险, 确保区域生态安全的可持续发展。

关键词: 降雨侵蚀力模型; 年际变化; 空间特征; 黄河中游地区

文献标识码: A

文章编号: 1000-288X(2023)02-0220-10

中图分类号: S157.1

文献参数: 张悦, 张艳, 史飞航, 等. 基于不同模型的黄河中游降雨侵蚀力时空变化分析[J]. 水土保持通报, 2023, 43(2): 220-229. DOI: 10.13961/j.cnki.stbctb.2023.02.026; Zhang Yue, Zhang Yan, Shi Feihang, et al. Temporal and spatial variation of rainfall erosivity in middle reaches of Yellow River based on different models [J]. Bulletin of Soil and Water Conservation, 2023, 43(2): 220-229.

Temporal and Spatial Variation of Rainfall Erosivity in Middle Reaches of Yellow River Based on Different Models

Zhang Yue¹, Zhang Yan^{1,2}, Shi Feihang¹, Li Min¹, Cui Guoyi¹, Liu Zhengze¹

(1.School of Land Engineering, Chang'an University, Xi'an, Shaanxi 710054, China;

2.Shaanxi Key Laboratory of Land Reclamation Engineering, Xi'an, Shaanxi 710054, China)

Abstract: [Objective] Based on different models, the spatiotemporal evolution characteristics of rainfall erosivity in the middle reaches of the Yellow River were explored, in order to providing a reference basis for the assessment of soil erosion hazards and planning of soil and water conservation measures in this area. [Methods] Daily rainfall data from 1981 to 2020 for the middle reaches of the Yellow River was used to explore the temporal and spatial variation characteristics of rainfall and rainfall erosivity based on two rainfall erosivity models. [Results] Average annual rainfall in the middle reaches of the Yellow River was between 349.90 mm and 699.90 mm. Spatial variation followed a fluctuating decreasing trend from southeast to northwest. Temporal variation exhibited a multi-peak insignificant upward fluctuation that had a 2-year main cycle change feature. There were some similarities between the two models of rainfall erosivity from the interannual trend characteristics and periodicity in the middle reaches of the Yellow River. However, areas with greater rainfall exhibited greater differences in rainfall erosivity estimated by the two models. The average annual

收稿日期: 2022-06-23

修回日期: 2022-08-18

资助项目: 国家自然科学基金项目“耦合土壤水热—植物生理过程的旱区地表遥感蒸散估算及尺度适用性研究”(41971033); 中央高校基本科研业务费专项(300102291507)

第一作者: 张悦(1999—), 女(汉族), 陕西省安康市人, 硕士研究生, 主要研究方向为土地生态与土地整治。Email: 1712807533@qq.com.

通讯作者: 张艳(1978—), 女(汉族), 河北省沧州市人, 博士, 副教授, 硕士生导师, 主要研究方向为土地信息系统与土地利用规划。Email: zyzhangyan@chd.edu.cn.

rainfall erosivity in the middle reaches of the Yellow River was $767.00 \sim 3\,003.40 \text{ MJ} \cdot \text{mm}/(\text{hm}^2 \cdot \text{h})$, exhibiting a high monthly concentration (concentrated in July-August) and showing a single peak shape. [Conclusion] There were significant vertical spatial differences from annual average rainfall erosivity in the middle reaches of the Yellow River, and there were spatial differences resulting from the influence of topography and landforms. The coefficient of variation in high-altitude areas was generally greater than in low-altitude areas. In the Qinling Mountains and the Guanzhong Plain in the southeast, the erosivity of rainfall decreased rapidly with increasing altitude. In in the northwest of the Loess Plateau region, the erosivity of rainfall increased gradually with increasing altitude. Therefore, in areas where erosivity of rainfall increases in the middle reaches of the Yellow River, appropriate measures should be taken to reduce the potential risk of soil erosion and to ensure the sustainable development of regional ecological security.

Keywords: rainfall erosivity model; interannual variation; spatial feature; middle reaches of the Yellow River

水土流失威胁着全球生态环境安全,降雨是导致土壤侵蚀的主要自然因素^[1]。强降雨引起的土壤侵蚀会破坏土壤的原生状态^[2],同时侵蚀性降雨会引发上中游水土流失,导致下游河道抬升、渠系阻塞,这不仅增加了洪灾风险,而且降低了农业水资源利用效率。为了更真实地预测降雨侵蚀力推断区域水土流失潜在风险,学者们提出了降雨侵蚀力这一关键指标^[3]。降雨侵蚀力是 Wischmeier 和 Smith 在 1978 年提出的通用土壤流失方程 (universal soil loss equation) 的基本因素^[4],而之后多年间,降雨侵蚀力一直作为 USLE 和修正通用土壤流失方程 (revised universal soil loss equation) 的主要参数^[5]。目前,学者们针对不同地区的降雨侵蚀力变化特征及不同类型降雨数据的降雨侵蚀力计算模型都进行了一定程度的探究^[6-10],在过程中发现建立降雨侵蚀力计算模型无疑是研究的重难点。目前基于日降雨量数据估算降雨侵蚀力主要有 3 种模型:① Yu 和 Rosewell^[11] 提出使用周期函数中的日降雨量来估算当月降雨侵蚀力的 Yu 模型;② 章文波等人^[12] 在 2002 年对降雨的侵蚀性有了量化界定,并提出了分半月期间计算降雨侵蚀力的公式(章模型);③ 而后谢云^[13] 提出了用于估算不同地区降雨侵蚀力的优化模型,谢模型将侵蚀性降雨阈值定义为 10 mm 而不是 12 mm,从而避免了低估降雨侵蚀力的情况。现今,学者们针对中国各流域建立了诸多参数化降雨侵蚀力估算模型,这对评估区域土壤侵蚀危害、合理设计水土保持工程以及保障农业可持续发展具有重要的现实意义。

黄河是中国第二大河流,其中游流经黄土高原,特殊的土质和气候环境使其成为中国水土流失最严重的地区之一。因此本文选取黄河中游地区作为研究对象,搜集该地区 1981—2020 年 77 个气象站点的日降雨量观测数据,基于不同模型探究该地区降雨侵蚀力的时空演变特征,以期为该地区水土流失危害评

估、水土保持措施规划提供参考依据。

1 研究区概况

黄河中游地区为内蒙古自治区河口镇至河南桃花峪流域覆盖范围,属于大陆性季风气候区,冬季寒冷,夏季炎热,西部以西北风为主,南部秦岭北侧为南风,年均温介于 $8 \sim 14 \text{ }^\circ\text{C}$,年最高温可达 $42.8 \text{ }^\circ\text{C}$,年最低温可达 $-28.1 \text{ }^\circ\text{C}$,年均降水量约为 520.45 mm 。境内众多地区被黄土厚厚覆盖,其土壤相对疏松且多孔,具有良好的渗透性,极易发生水土流失^[14]。境内主要河流有渭河、北洛河、汾河及其支流。按地貌差异自东南向西北划分为豫西山、山西高原、陕北高原和陇中高原等地貌区,呈东南低西北高,地貌类型复杂。降雨气象站点和区域示意如图 1 所示。

2 数据与方法

2.1 数据来源

(1) 气象水文。来源于中国气象科学数据共享服务网 (<http://cdc.cma.gov.cn>)。选取黄河中游及其周边地区 1981—2020 年共 77 个气象站点的日降水量数据集,对该数据预处理,剔除掉误差值和缺失值,基于该数据计算日、月和年降雨量、侵蚀性降雨量及降雨侵蚀力。

(2) 数字高程模型 (DEM)。DEM 使用地理空间数据云平台分辨率为 30 m 的 ASTER GDEM 数据,主要用于分析降雨侵蚀力的垂直分析,计算不同高程下的降雨侵蚀力变化规律。

2.2 研究方法

2.2.1 降雨侵蚀力估算模型

(1) 章文波模型。在章文波等人^[19] 提出的降雨侵蚀力估算模型中,将日降雨测量值 $\geq 12 \text{ mm}$ 的降雨定义为具有侵蚀性的降雨。并且将一个月的前 15 d 被定义为一个半月期间,其余部分被视为另一个

半月期间来进行降雨侵蚀力的计算,计算公式为:

$$M_i = \alpha \sum_{j=1}^k (D_j)^\beta$$

$$\alpha = 21.568\beta^{-7.1891}$$

$$\beta = 0.8363 + \frac{18.144}{P_{d12}} + \frac{24.455}{P_{y12}}$$

式中: M_i 表示第 i 个半月时段的降雨侵蚀力

[$\text{MJ} \cdot \text{mm}/(\text{hm}^2 \cdot \text{h})$]; D_j 为半月内第 j 天的日雨量 $\geq 12 \text{ mm}$, 如果日降雨量 $< 12 \text{ mm}$, 则将 D_j 的值赋值为零; k 为时段内的侵蚀性降雨天数; P_{d12} 为日降雨量 $\geq 12 \text{ mm}$ 的日平均雨量; P_{y12} 为研究期内多年不低于 12 mm 日雨量总和相加的平均值; α, β 为模型参数, 各气象站参数 α 和 β 如上。

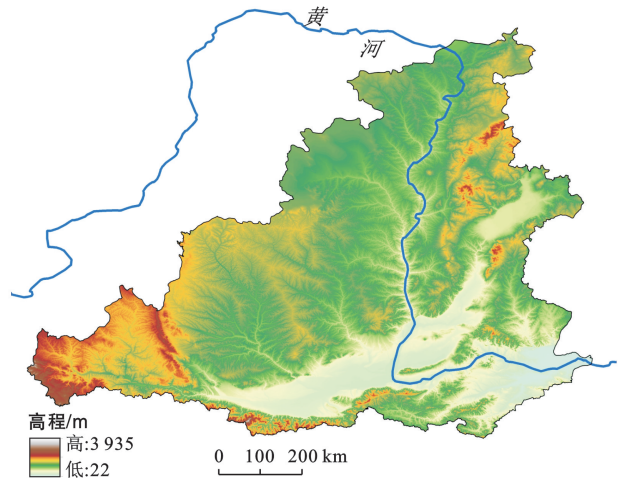
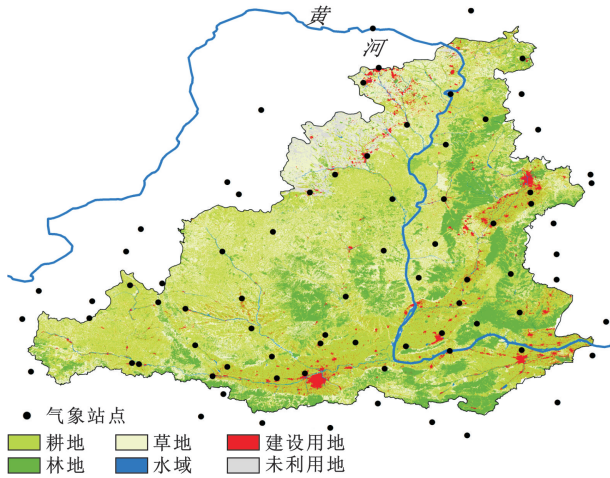


图 1 黄河中游位置示意图

Fig.1 Location diagram of the middle reaches of the Yellow River

(2) 谢云模型。谢云等人^[13]基于中国各流域的实际情况提出了另一种用于估算中国降雨侵蚀力的优化模型。计算公式为:

$$M_i = \alpha \sum_{j=1}^k (P_d)^{1.7265}$$

式中: M_i 为一年中第 i 个半月的降雨侵蚀力。 $i=1, 2 \dots k$ 是半个月侵蚀降雨的天数; P_d 为 $\geq 10 \text{ mm}$ 的日降雨量。在谢云模型中考虑到两天内发生的单个降雨事件可能会被记录为两个日降雨量, 因此将降雨的阈值定义为 10 mm , 避免了对降雨侵蚀力的低估。同时对该模型的参数 α 不断验证, 认为在温暖季节(5月至9月) α 设置为 0.3937 , 在寒冷季节(10月至翌年4月) α 设置为 0.3101 , 可以更精确地估算出降雨侵蚀力。

2.2.2 时间序列变化研究

(1) Mann-Kendall 趋势检验。Mann-Kendall 秩相关检验方法被广泛应用于水文和气象学的研究^[15]。通过使用数据序列的顺序判断两个变量之间的相关程度, 可以避免最大或最小值的干扰, 同时客观实现长期数据序列的变化趋势。计算公式为:

$$S = \sum_{k=1}^{n-1} \sum_{j=k+1}^n \text{sgn}(x_j - x_k)$$

$$\text{sgn}(x_j - x_k) = \begin{cases} 1 & (x_j - x_k > 0) \\ 0 & (x_j - x_k = 0) \\ -1 & (x_j - x_k < 0) \end{cases}$$

$$\text{var}(S) = \left[\frac{1}{18} n(n-1)(2n+5) \right] - \sum_{p=1}^q t_p(t_p-1)(2t_p+5)$$

$$Z = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{\text{var}(S)}} & (S > 0) \\ 0 & (S = 0) \\ \frac{S+1}{\sqrt{\text{var}(S)}} & (S < 0) \end{cases}$$

式中: n 为时间序列的长度; x_j, x_k 为时间序列中的时间变量值 ($j > k$); q 表示具有相同时间序列变量值的集合数; t_p 表示集中的 P_{it} 数据数; sgn 为一个符号函数, 在确定时间序列数据变化的趋势显著性时, Mann-Kendall 检验的主要参数有趋势的显著性水平 (Z) 和趋势的斜率 (S); Z 表示变量的趋势是否明显; S 表示趋势的方向和程度。

(2) 非参数 Mann-Kendall 突变检验。在非参数 Mann-Kendall 突变检验时, 对于这 n 个时间序列样本量 $x_i (i=1, 2 \dots n)$, 构成一秩序列, S_k 表示第 i 个样本的累计数, 定义统计量:

$$S_k = \sum_{i=1}^k r_i,$$

$$r_i = \begin{cases} 1, x_i > x_j & (j=1, 2, 3 \dots i; k=1, 2, 3 \dots n) \\ 0, x_i \leq x_j & (j=1, 2, 3 \dots i; k=1, 2, 3 \dots n) \end{cases}$$

$$E[S_k] = \frac{k(k-1)}{4}$$

$$\text{var}[S_k] = \frac{k(k-1)(2k+5)}{72}$$

$$UF_k = \frac{[S_k - E(S_k)]}{\sqrt{\text{var}[S_k]}}$$

其中, UF_i 为标准正态分布, $UF_k = 0$, 给定显著性水平 α , $|UF_k| > \alpha$, 则说明该时间序列数据存在明显的趋势变化, $U_{\alpha} = 0.05$, 临界值 $U_{\alpha} = \pm 1.96$; $U_{\alpha} = 0.01$, 临界值 $U_{\alpha} = \pm 2.576$ 。再将该方法按时间序列数据引用到反时序 $x_n, x_{n-1} \cdots x_1$ 所有 UB_k 和 UF_k 可组成两条曲线。如果计算出的 UB_k 或 UF_k 值大于 0, 则表明该时间序列数据呈上升趋势, 反之表明下降。当 UB_k 或 UF_k 高于显著性临界值时, 说明有明显的上升或下降趋势。高于临界值线的区间则为该时间序列数据发生突变的时间段。 UB_k 和 UF_k 正反时间序列曲线相交值介于显著性临界值之间时, 则这个相交值对应的年份就是降雨开始发生突变的时间。

(3) 小波分析。小波函数指具有震荡性, 能够迅速衰减到零的一类函数, 在具体研究中, 视情况选择合适的基小波函数是小波分析提高精度的最佳途径^[16]。降雨量在长时间尺度中的周期效应主要基于小波分析的实部、模、模方及方差来反映。小波系数的实部等值线图能反映年降雨量在不同时间尺度的周期变化及分布情况, 进而能判断在不同时间尺度上降雨量的未来变化趋势。小波系数的模值反映某个时间段内的周期性强度, 模方可以反映不同周期的震荡性。降雨量变化主周期情况可以通过小波方差界定。当小波系数值为正或负时, 分别代表降雨量上升期和下降期。

2.2.3 空间插值分析 基于黄河中游及周边地区多

站点降雨数据, 利用地统计分析结合相关参数分别对反距离加权(IDW), 径向基函数(RBF)和克里金模型进行优化^[9], 并对每个模型的最佳预测结果进行交叉比较, 发现前两者模拟预测结果的均方误差均大于克里金插值结果, 同时克里金模型预测结果的绝对误差更小, 且误差和的平均值更接近于零, 整体比较克里金模型模拟效果以及各项误差指标均优于反距离加权(IDW), 径向基函数(RBF), 因此本文选择克里金模型插值作为降雨空间插值的主要方法。

3 结果与分析

3.1 降雨量时空特征分析

3.1.1 降雨量年际变化特征 1981—2020 年黄河中游降雨量年际变化特征呈多峰状波动, 变化波动曲线的线性倾向率为 0.73 mm/a, 趋势性特征不显著, 但根据线性趋势线, 多年间年降雨量呈微增加。黄河中游多年平均降水量为 520.45 mm, 最大年降水量为 699.90 mm(2003 年), 最低年降水量为 349.90 mm(1997 年)。利用 5 a 滑动平均方法消除短周期振荡影响后, 发现黄河中游降雨量呈先下降后上升的变化趋势(图 2)。变异系数(C_v)反映特性参数的变异程度^[17], 划分标准为: 弱变异性 $[0, 0.1)$ 、中等变异性 $[0.1, 1)$ 和高变异性 $[1, \infty)$, 黄河中游多年间变异系数为 13.13%, 具有中等变异性。采用年代分级统计降雨量变化情况, 发现 2010—2020 年平均降雨量最高, 为 555.16 mm, 1990—2000 年平均降雨量最低, 为 476.83 mm, 1980—1990 年平均降雨量呈下降趋势, 2000—2010 年平均降雨量呈上升趋势, 但年代降雨量变异系数呈逐渐减小, 表明黄河中游突变型降雨情况发生概率不断降低(表 1)。

表 1 黄河中游年代平均降雨量统计结果

Table 1 Chronological average rainfall statistics for the middle reaches of the Yellow River

年代	平均值/mm	最大值/mm	最小值/mm	标准差/mm	C_v 值/%
1980s	539.11	644.78(1983)	388.86(1986)	75.97	14.09
1990s	476.83	561.54(1996)	349.90(1997)	63.24	13.26
2000s	510.71	699.90(2003)	446.24(2001)	71.44	13.99
2010s	555.16	600.95(2011)	490.62(2015)	37.43	6.74
40 a 平均	520.45	699.90(2003)	349.90(1997)	68.31	13.13

基于 M-K 检验黄河中游降雨量的长时间序列变化趋势显著性时, 显著性水平(Z) = 1.08 和斜率(S) = 94, 变化趋势没有通过 95% 显著性检验。同时基于 M-K 突变检验黄河中游降雨量的长时间序列突变性时, 发现降雨量正序列统计量 $UF(k)$ 和反序列统

计量 $UB(k)$ 曲线在置信区间内有 2 个交点, 第一个交点出现在 2016 年, 但正序列统计量曲线始终没有超过临界线 $p = \pm 2.58$ (没有通过 99% 的置信水平), 说明黄河中游在 2016 年左右降雨量发生了不显著的突变情况(图 3)。

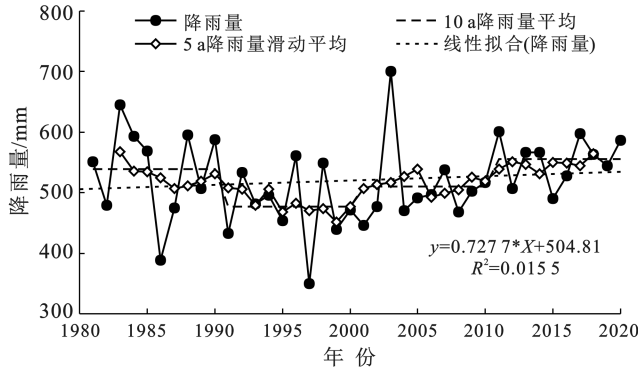


图 2 黄河中游 1981—2020 年黄河中游年均降雨量变化
Fig.2 Changes in average annual rainfall in the middle reaches of the Yellow River from 1981 to 2020

黄河中游年降雨量随时间尺度变化过程中存在着 19~32 a 和 8~16 a 等多时间尺度周期变化特征。根据降雨量小波方差结果,“H”“L”分别表示正负值中心,可以确定年降雨量存在 2,4,6,8,10 a 等 5 个周期性变化,其中最高峰值出现在 2 a 时间尺度上,可以确定其为流域年降雨量变化的第一主周期,在此时

间尺度内周期震荡性最强。黄河中游年降雨量基于第一主周期存在着多个加剧—减弱交替的降雨转换时期,并且变化周期约为 3 a,研究期内大约经历了 17 个加剧—减弱的周期变化特征(图 4)。

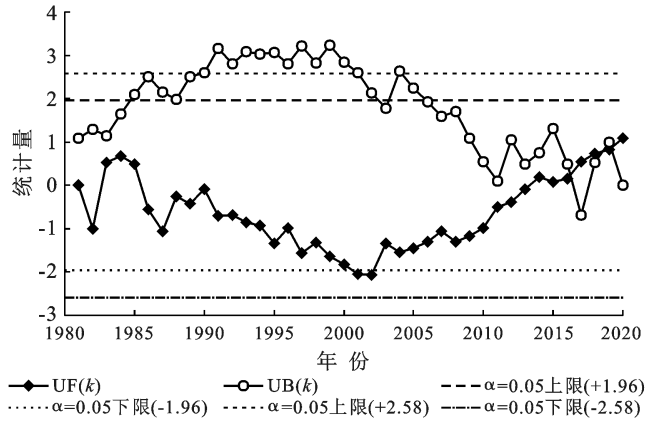


图 3 黄河中游 1981—2020 年年降雨量 M-K 检验曲线
Fig.3 M-K test curve of annual rainfall in the middle reaches of the Yellow River from 1981 to 2020

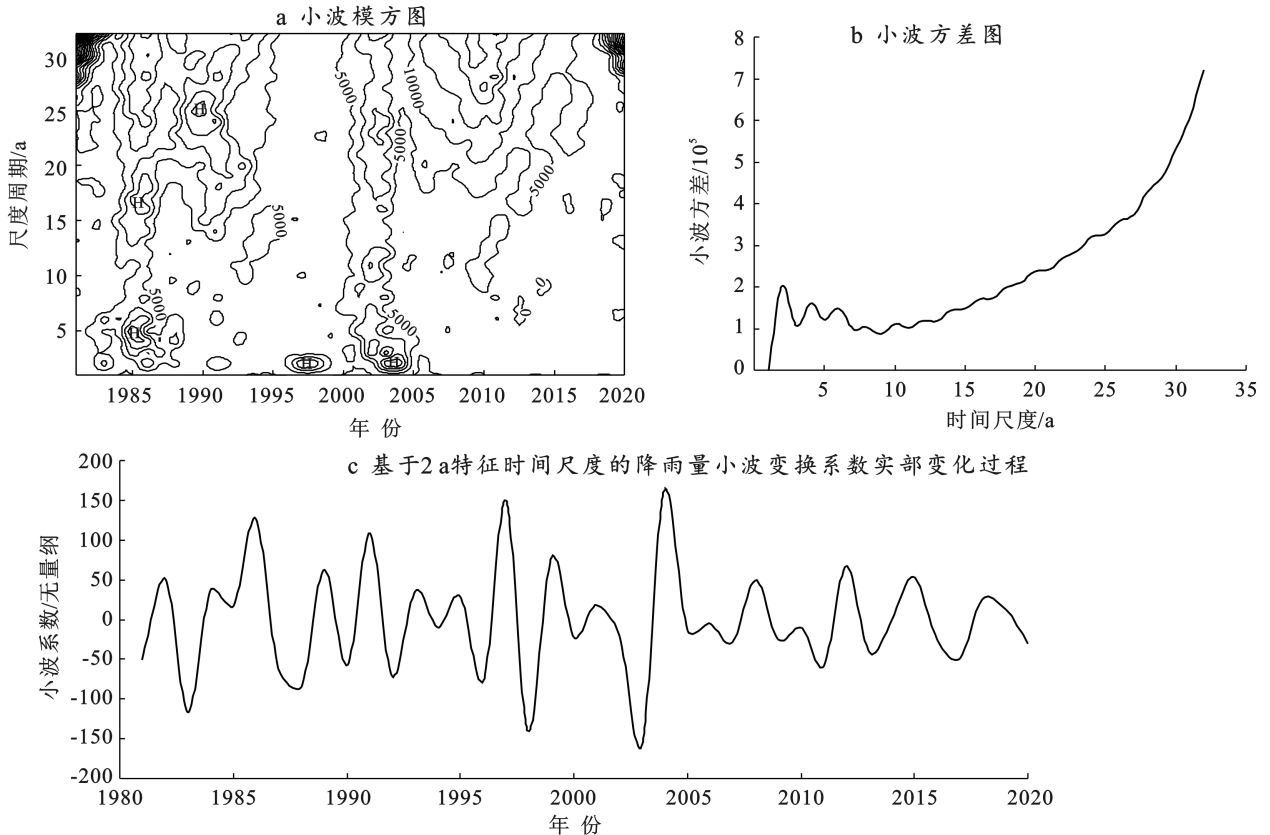


图 4 黄河中游 1981—2020 年年降雨量小波变化特征

Fig.4 Characteristics of wavelet variation of annual rainfall in the middle reaches of the Yellow River from 1981 to 2020

3.1.2 降雨量空间分布格局 黄河中游多年平均降雨量存在着显著空间差异,呈自南到北波浪形递减趋势。空间上以佛坪、留坝、商南和太白等地区为代表

的南部盆地和秦岭山区的降雨量最高,北部黄土高原丘陵区的降雨量明显低于全域其他地区。依据降雨量分布情况可知,黄河中游大部分区域降雨量主要集

中在 400~600 mm 范围的降雨带,该带空间上大致分布在自中部西南至偏东北的带状区域。同时在黄土中游内的关中平原,形成一个以永寿、秦都和蒲城等为代表的相对低雨量的地区。关中平原属于温暖的半干旱气候区,三面环山〔宝鸡峡(西)、秦岭(南)和黄土高原(北)〕,其中海洋中水蒸气的多重障碍也会导致关中平原干旱频发,降雨量的空间差异也会存在较大差异(图 5)。

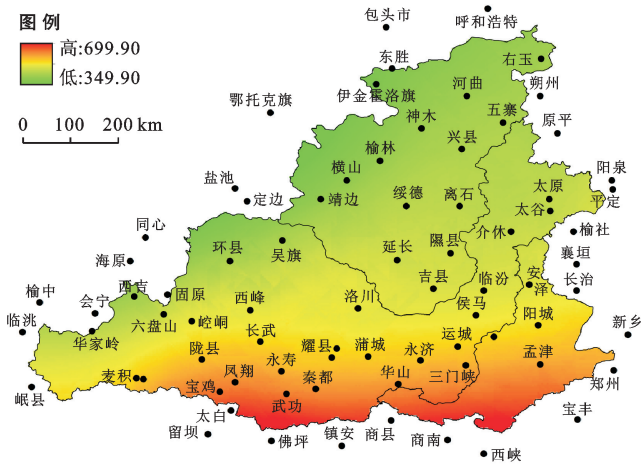


图 5 黄河中游多年降雨量空间分布格局

Fig.5 Spatial distribution pattern of multi-year rainfall in the middle reaches of the Yellow River

3.1.3 侵蚀性降雨量特征分析 在降雨量变化的研究中,只有降雨到达一定程度才会造成水土流失,因此分析侵蚀性降雨特征是研究降雨侵蚀力的重要基础。基于章文波估算模型下的黄河中游多年平均侵蚀性降雨量为 317.85 mm,占年均降雨量的 61.07%,其中侵蚀性降雨量最高的年份为 2003 年(443.80 mm),最低年份为 1997 年(197.38 mm)。谢云估算模型下的多年平均侵蚀性降雨量为 348.64 mm,占多年均降雨量的 66.98%,侵蚀性降雨量最高和最低的年份为 2003 年(487.25 mm)和 1997 年(219.82 mm),两种估算模型的侵蚀性降雨年际波动趋势特征与年降雨量高度相似。

章模型侵蚀性年代降雨量变异系数程度($C_v = 17.34$)略大于谢模型($C_v = 16.74$),但都具有中等变异性,不同的是章模型变异系数程度随时间尺度而减小,而谢模型变异系数程度在 2000 年代出现增加,之后随时间尺度又急剧减小,但各时间尺度上谢模型变异系数程度均弱于章模型。基于小波分析两种模型的侵蚀性降雨量年际间震荡波动相差不大,侵蚀性降雨量年际变化趋势呈波动中缓慢增加的特征,也均没

有通过显著性检验。章、谢模型估算的侵蚀性降雨量与降雨量的空间分布格局与特征极其相似,也呈中游北部黄土高原丘陵区侵蚀性降雨量较低,而南部盆地的东西两侧的侵蚀性降雨量较高。章、谢模型侵蚀性降雨量的空间标准差分别为 57.10 mm 和 61.33 mm,故谢云模型估算的侵蚀性降雨量空间分布格局差异性表现效果微强于章模型。黄河中游在章文波模型和谢云模型下侵蚀性降雨量与降雨量之间存在极强的线性相关关系,其中谢模型线性倾斜率大于章模型,线性拟合效果也更准确(图 6)。

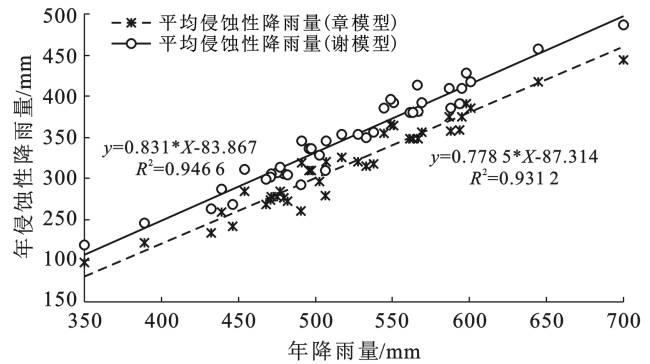


图 6 黄河中游年降雨量与侵蚀性降雨量线性相关关系

Fig.6 Linear correlation between annual rainfall and erosive rainfall in middle reaches of the Yellow River

3.2 降雨侵蚀力时空变化研究

3.2.1 降雨侵蚀力年际变化特征 黄河中游在两种模型下的年均降雨侵蚀力年际变化特征趋势比较相似,呈现不断增加的变化趋势,两者的增加斜率比较接近,同时两者也均没有通过 95% 的显著性趋势检验。通过比较降雨侵蚀力与降雨量的趋势显著性水平和趋势斜率时,发现谢云模型估算的降雨侵蚀力与降雨量的整体拟合效果略好于章模型。对黄河中游多年间降雨侵蚀力突变检验发现,章模型估算结果在 2010,2011,2013,2017 和 2019 年等存在降雨侵蚀力突变,谢模型在 2013 和 2019 年存在降雨侵蚀力突变情况(图 7)。

两模型下降雨侵蚀力的小波方差均存在多个相似且较为明显的峰值,选取第一主周期 26 a 和第二主周期 2 a 的时间尺度,绘制第一、二主周期趋势变化图,章、谢模型均存在多个相同的降雨侵蚀力加剧—减弱交替的转换期,其中基于第一主周期的年均降雨侵蚀力变化平均周期为 22 a 左右,大约经历 2 个周期的加剧—减弱变化,基于第二主周期的年均降雨侵蚀力变化平均周期为 3 a 左右,大约经历 16 个周期的加剧—减弱变化(图 8)。

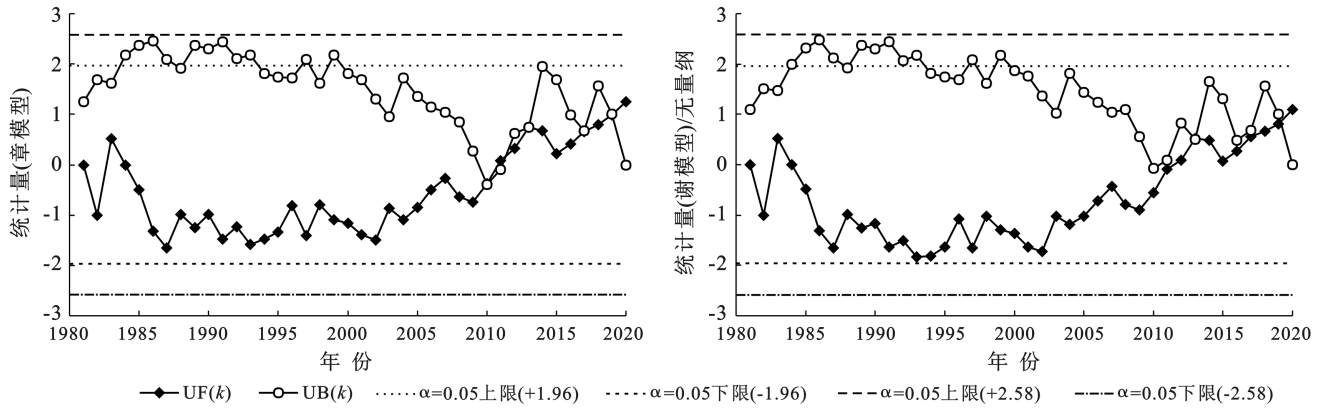


图 7 黄河中游不同模型估算的降雨侵蚀力年际变化趋势

Fig.7 Interannual trends in rainfall erosion forces estimated by different models in the middle reaches of the Yellow River

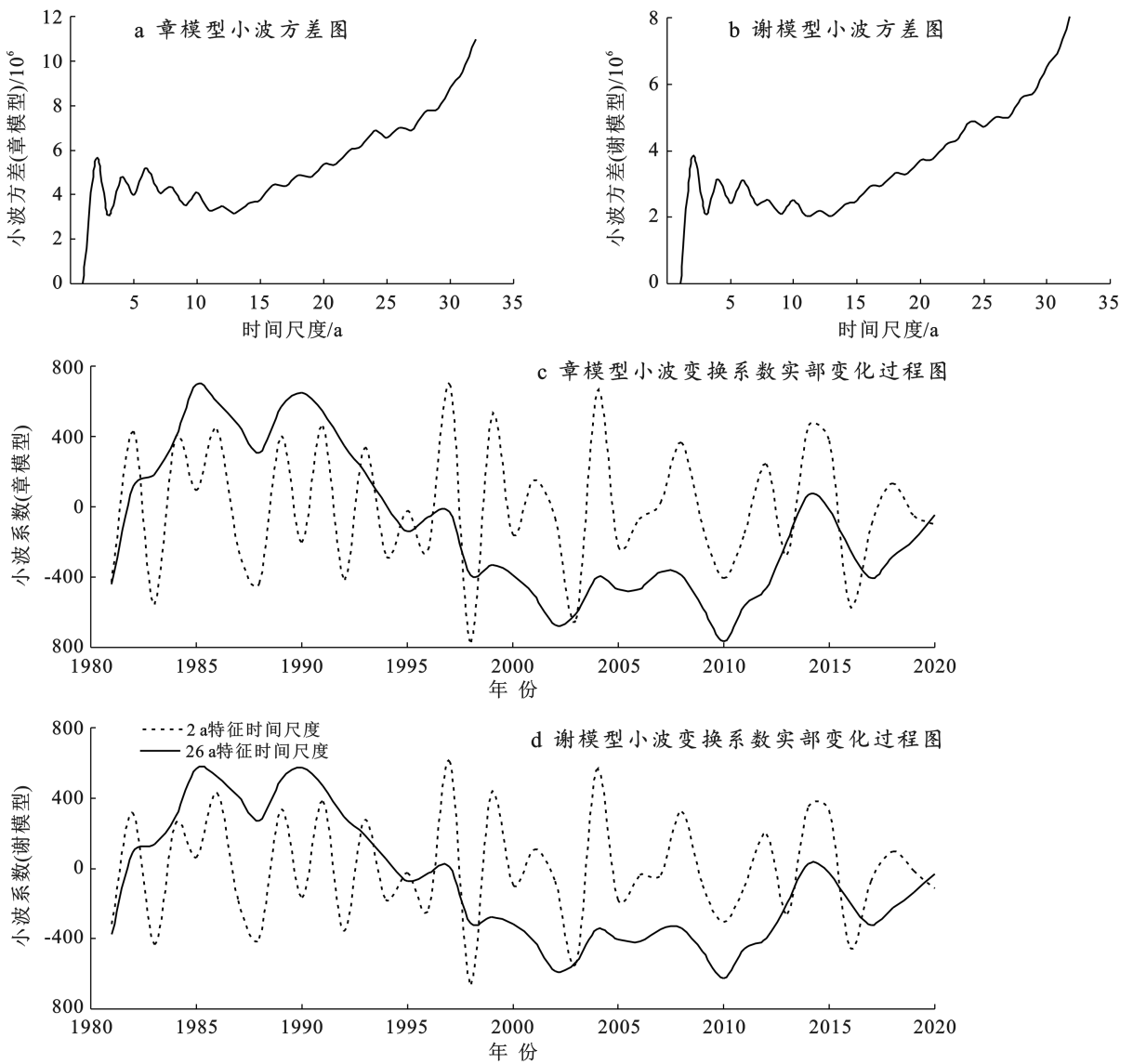


图 8 黄河中游降雨侵蚀力小波系数分析

Fig.8 Wavelet coefficient analysis of rainfall erosion forces in the middle reaches of the Yellow River

3.2.2 降雨侵蚀力空间分布特征 基于各站点降雨侵蚀力数据空间插值预测出黄河中游多年间平均降雨侵蚀力空间分布图 9 所示。章、谢模型多年平均降雨侵蚀力分别为 1 778.20 和 1 579.87 MJ · mm/(hm² · h),

侵蚀力空间分布图 9 所示。章、谢模型多年平均降雨侵蚀力分别为 1 778.20 和 1 579.87 MJ · mm/(hm² · h),

差值为 $198.33 \text{ MJ} \cdot \text{mm}/(\text{hm}^2 \cdot \text{h})$, 在空间上两模型估算的降雨侵蚀力均呈现自东南向西北波浪状递减趋势, 空间分布格局存在较大差异, 侵蚀力最高值集中在地区东南边界地带, 此区域带正是降雨量和侵蚀性降雨量值最高分布带, 侵蚀力相对较低值发生在黄河中游西北农牧交错带和区域内盆地下游地带, 章模型降雨侵蚀力估算值在 $1\ 600 \sim 1\ 900 \text{ MJ} \cdot \text{mm}/(\text{hm}^2 \cdot \text{h})$ 区间内面积所占比例最高, 而谢模型则是 $1\ 300 \sim 1\ 600 \text{ MJ} \cdot \text{mm}/(\text{hm}^2 \cdot \text{h})$ 区间内面积所占比例最高, 两个区间内也均存在两个模型下降雨侵蚀力估算平均值。章、谢两模型估算出来的黄河中游降雨侵蚀力虽空间格局特征保持高度一致, 但空间降雨侵蚀力数值差异较大, 黄河中游 90% 以上区域

的章模型降雨侵蚀力估算值均大于谢模型, 且降雨侵蚀力差值在 $100 \sim 200 \text{ MJ} \cdot \text{mm}/(\text{hm}^2 \cdot \text{h})$ 区间内面积分布最广, 另外章模型估算值大于谢模型 $500 \sim 700 \text{ MJ} \cdot \text{mm}/(\text{hm}^2 \cdot \text{h})$ 区域正是位于黄河中游降雨量较高的南部及偏南秦岭东南侧波浪带区域, 这表明降雨量越大的地区, 两种模型估算的降雨侵蚀力结果误差越大。谢模型降雨侵蚀力估算值大于章模型的区域发生在甘肃省境内西部区域, 降雨侵蚀力估算差值仅在 $0 \sim 90.76 \text{ MJ} \cdot \text{mm}/(\text{hm}^2 \cdot \text{h})$ 区间内。黄河中游在章、谢模型下估算的降雨侵蚀力差值完全符合自东南向西北波浪状递减趋势, 该特征与黄河中游降雨量、侵蚀性降雨量及降雨侵蚀力空间分布格局相似。

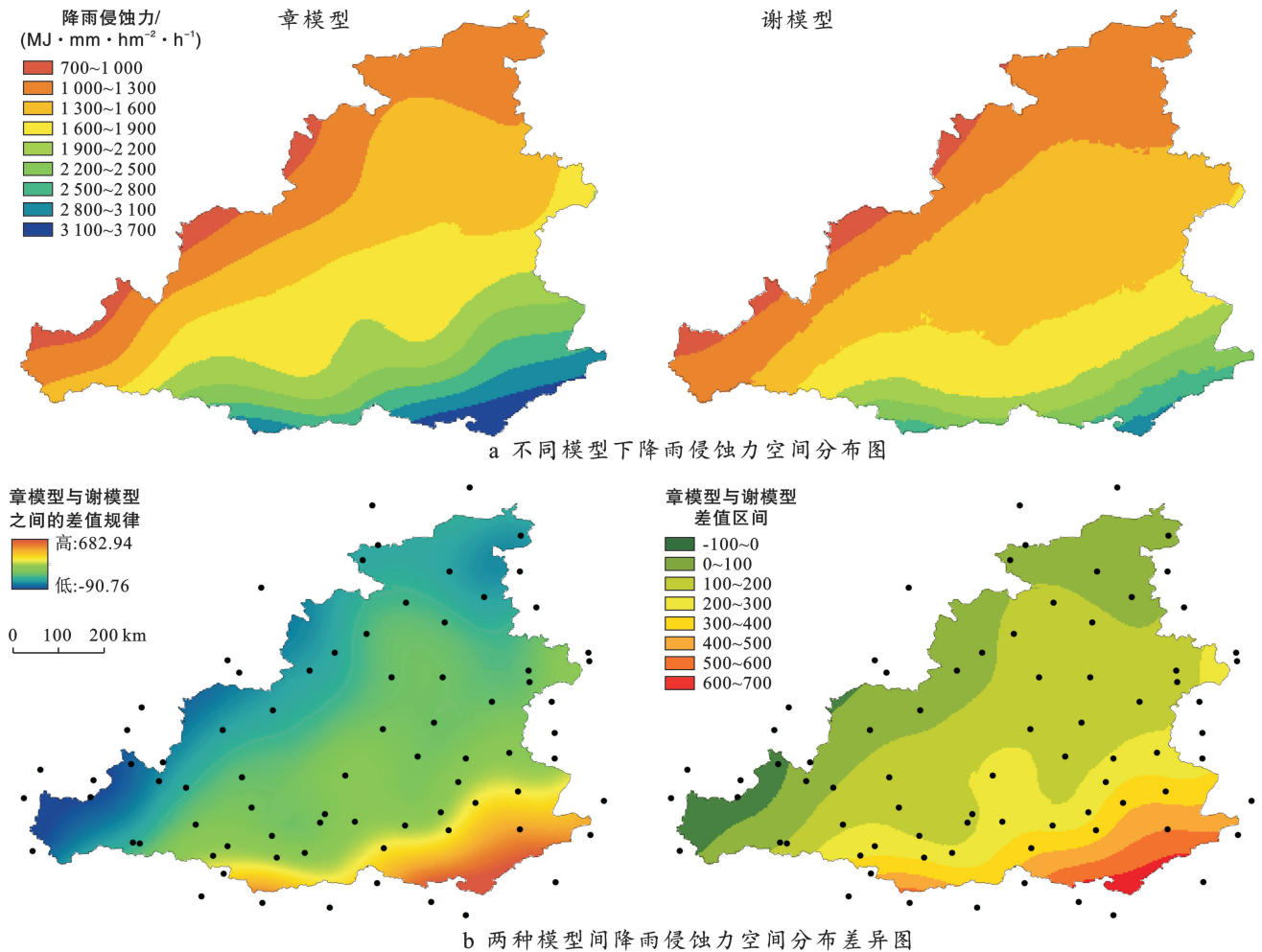


图 9 不同模型下黄河中游降雨侵蚀力空间分布趋势

Fig.9 Spatial distribution trends of rainfall erosion forces under different models in middle reaches of the Yellow River

4 讨论

章文波和谢云模型估算的黄河中游降雨侵蚀力都产生了与年均降雨量相似的空间分布特征和时间变化趋势。同时基于前人的研究指出, 在章、谢模型

计算全国降雨侵蚀力的过程中, 谢模型的估算结果与实际降雨侵蚀力相对更加接近^[9,18], 而章模型通常会对降雨侵蚀力高估, 本文模型估算结果亦是如此。在此选择谢云模型降雨侵蚀力估算值讨论黄河中游地区降雨侵蚀力的季节差异和垂直差异, 以期精准识别

侵蚀性降雨的危害。

4.1 降雨侵蚀力季节性分布特征

为了探讨黄河中游水土流失的发生季节,计算得出月平均降雨侵蚀力空间分布特征,年度内降雨侵蚀力的季节性分布特征与降雨量一致。黄河中游春季(1—3月)、夏季(4—6月)、秋季(7—9月)和冬季(10—12月)的降雨侵蚀力分别占年降雨侵蚀力的1.16%、22.94%、71.19%和4.71%,而春、冬季的降雨侵蚀力仅占全年降雨侵蚀力的5.87%,这表明降雪和融雪产生的侵蚀力可以忽略不计,并且站点的高降雨侵蚀力发生在夏季和秋季,显示出一个较高的峰值。黄河中游西北地区站点的月均降雨侵蚀力峰值出现在8月较多,而中部和东南部地区多数站点的降雨侵蚀力峰值在7—8月出现均较多。黄河中游水土流失在季节性上具有明显的空间差异,西北地区侵蚀性降雨的季节分布相对集中,水土流失主要发生在7—9月降雨集中期的偏西北地带,而在黄河中游东南及偏东的低海拔地域带,降雨侵蚀力在各季节均会发生侵蚀,其中在5—10月最容易出现水土流失的现象,此时该地域降雨量及频率均比较高,因此应该基于不同地区的特点及时采取不同程度的水土流失防治措施。

4.2 降雨侵蚀力空间垂直分布特征

探讨地形地貌因素对降雨侵蚀力的影响,找出降雨侵蚀力垂直空间差异变化,为认清黄河中游的降雨变化奠定基础。黄河中游海拔范围为83~3 929 m,平均海拔为1 194 m,标准差为463 m,以地区平均海拔为中心,以标准差为间隔,对黄河中游高程划分6个海拔范围带,另外基于平均降雨侵蚀力将黄河中游在空间上划分为东部和西部流域片,讨论黄河中游

平均降雨侵蚀力的垂直变化^[9,19-20]。

黄河中游6个海拔范围带的平均降雨侵蚀力分别为1 255.84,1 268.20,1 347.37 MJ·mm/(hm²·h),1 450.15,1 771.59和2 043.22 MJ·mm/(hm²·h)。在海拔较高的秦岭南部华山、留坝、太白和佛坪及东南部的商南、西峡和宝丰等地区形成了高于1 900 MJ·mm/(hm²·h)的高降雨侵蚀力分布区,而黄土高原北部位于黄河中游河口镇至龙门流域及龙门至三门峡流域片形成了低于1 600 MJ·mm/(hm²·h)的低降雨侵蚀力分布区。在垂直空间变化趋势上,整个黄河中游降雨侵蚀力随海拔升高而增加,其中海拔愈高,降雨侵蚀力增加率愈显著。但基于黄河中游划分的东西部流域范围内,东部流域平均降雨侵蚀力随着海拔升高而逐渐降低,而西部流域随海拔的升高而不断升高。依据黄河中游的基本情况,各学者对黄河中游流域一般划为河口镇至龙门、龙门至三门峡、三门峡至花园口3个流域片进行流域降雨侵蚀力垂直空间变化研究。河口镇至龙门流域片依据高程100 m间隔共划分25个高程区间,平均海拔每增加100 m,平均降雨侵蚀力增加16.40 MJ·mm/(hm²·h);龙门至三门峡流域片按高程100 m间隔共划分38个高程区间,平均海拔每增加100 m,平均降雨侵蚀力降低41.84 MJ·mm/(hm²·h),其中关中平原地区降雨侵蚀力最高,且整体上差异较小;三门峡至花园口流域片按高程100 m间隔共划分27个高程区间,平均海拔每增加100 m,平均降雨侵蚀力增加37.25 MJ·mm/(hm²·h),且此流域片的降雨侵蚀力明显大于其他两个流域片,但其中位于东南部海拔较低的河南地区降雨侵蚀力最大,该流域片内的降雨侵蚀力也随海拔增高而降低(图10)。

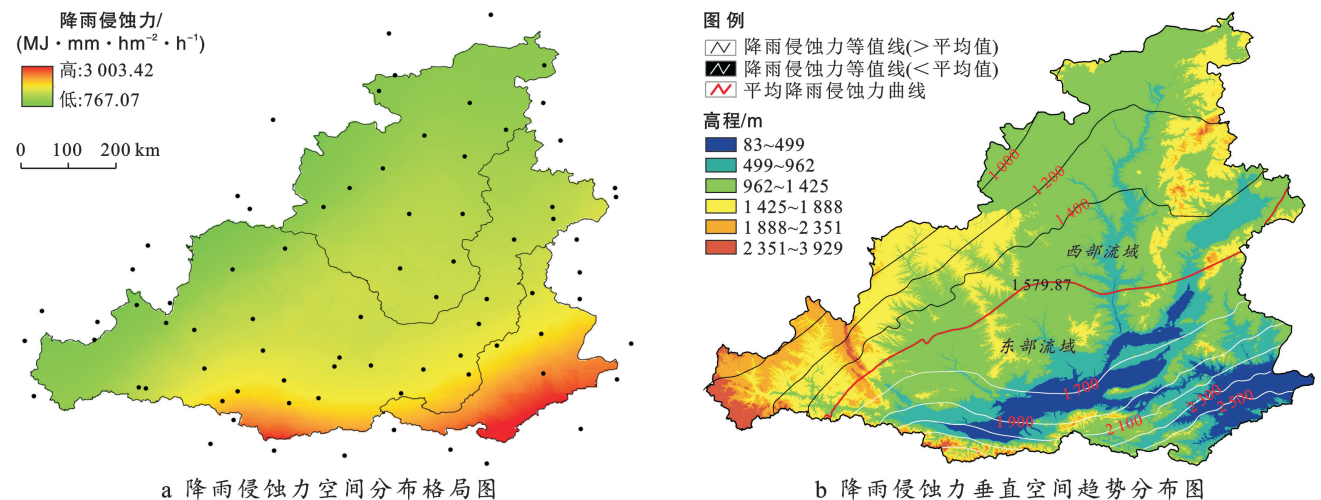


图 10 黄河中游降雨侵蚀力空间垂直特征分析

Fig.10 Analysis of spatial vertical characteristics of rainfall erosion forces in the middle reaches of the Yellow River

黄河中游地貌类型复杂,不同地貌区降雨侵蚀力增加规律存在差异^[21],对于南部及东南秦岭山区,降雨侵蚀力随海拔增高而降低,且整体植被覆盖度相对较高,从而可以较大程度地减弱降雨对地表的侵蚀危害;而在西北黄土高原区等地区降雨侵蚀力随海拔的升高而不断增加,另外该地区植被生长状况状态相对较差,抑制降雨侵蚀能力也较弱,从而引起的水土流失潜在危害较大,基于此需要在低海拔区开展治沟造地、淤地坝、排洪沟及众多沟道蓄水工程等,在海拔较高地区修建梯田和检查水坝等水土保持措施,并继续加强“退耕还林”政策。鉴于降雨侵蚀力的增长趋势,也应及时调整水土流失的控制措施,关注区域差异,防灾的系统性以及社会与自然的和谐,最终促进区域生态安全的可持续发展。

4.3 降雨侵蚀力模型比较

在水土流失研究中,降雨侵蚀力作为 RUSLE 经验模型计算中最关键的影响因子,其准确性对一个地区精准评估水土流失至关重要。目前,学者们针对中国各流域建立了诸多参数化降雨侵蚀力估算模型,本文基于日降雨量数据估算黄河中游地区降雨侵蚀力主要采用章文波章和谢云模型^[12-13],两个模型对该地区的估算结果表征情况与前人的研究一致^[9],但对于两者估算结果的差异,不仅在于侵蚀性降雨量取值不同,也与参数的选择密切相关,假设两者 α, β 指数取值相同,那估算结果谢模型将高于章模型,但是谢云在模型构建中,发现章文波等的日雨量公式对站点侵蚀力真值存在一定高估,尤其对于侵蚀力较高的站点^[13],原因是在回归过程中,使用了日雨量和日最大 10 min 雨强的乘积再乘以 0.184 代替一次降雨的总动能和该次降雨的最大 30 min 雨强的乘积 EI_{30} 作为真值,尽管研究表明日雨量和日最大 10 min 雨强的乘积和 EI_{30} 高度相关^[1],但是使用其乘以 0.184 代替 EI_{30} 作为真值,有可能导致偏差,因此谢云构建了更高站网密度下发展的冷暖季日雨量公式,降低了上述误差。

研究地表土壤的流失不仅需要精确估算降雨的侵蚀性,还需考虑不同覆被、土质、地形等因素的影响,在未来降雨侵蚀力模型适用性探究中,如果试验条件足够充分,还需对区域降雨情况采取长时间序列的观测和实地勘察,在获得多源实证资料的前提下,精准化构建小流域尺度下基于不同地区的降雨侵蚀力算法模型。

5 结论

(1) 黄河中游降雨量年际变化特征呈多峰状波

动上升,趋势性不显著,具有中等变异性。年均降雨量介于 349.90~699.90 mm,存在 2 a 主周期变化特征;在空间上降雨量呈自南到北波浪形递减趋势,以南部盆地和秦岭山区的降雨量最高。两种模型下侵蚀性降雨年际波动趋势特征与年降雨量高度相似,存在极强的线性相关关系,谢云模型估算的侵蚀性降雨量与降雨量的空间分布格局和特征表现更相似。

(2) 两种模型下降雨侵蚀力年际变化趋势特征和周期性一致,呈不显著增加的变化特征。在空间上降雨侵蚀力均呈自东南向西北波浪状递减趋势,侵蚀力最高值都集中在地区东南地带,中游 90% 以上区域章模型空间降雨侵蚀力数值明显高于谢模型,降雨量越大的地区,两模型的降雨侵蚀力结果相差越大。

(3) 黄河中游年均降雨侵蚀力为 767.00~3 003.40 MJ·mm/(hm²·h),存在地区显著侵蚀差异性,在 7—8 月具有高度月集中性,呈单峰形。年均降雨侵蚀力在地形和地貌影响下空间差异会发生变化,存在垂直空间差异,高海拔地区的变化系数通常高于低海拔地区。

(4) 降雨侵蚀力的增加意味着潜在的土壤侵蚀风险增加,在黄河中游降雨侵蚀性增加的地区,应采取适当措施,减少土壤侵蚀的潜在风险,确保区域生态安全的可持续发展。

[参 考 文 献]

- [1] 章文波,谢云,刘宝元.用雨量和雨强计算次降雨侵蚀力[J].地理研究,2002(03):384-390.
- [2] 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.
- [3] 章文波,付金生.不同类型雨量资料估算降雨侵蚀力[J].资源科学,2003,25(1):35-41.
- [4] Wischmeier W H, Johnson C B, Cross B V. A soil erodibility nomograph for farmland and construction sites [J]. Journal of Soil and Water Conservation, 1971, 26 (5):189-193.
- [5] Renard K G, Foster G R, Weesies G, et al. Predicting Soil Erosion by Water: A Guide to Conservation Planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE) [M]. Washington USA: Department of Agriculture, 1997.
- [6] 范建容,严冬,郭祥.GIS 支持下的长江上游降雨侵蚀力时空分布特征分析[J].水土保持研究,2010,17(1):92-96.
- [7] 殷水清,薛筱婵,岳天雨,等.中国降雨侵蚀力的时空分布及重现期研究[J].农业工程学报,2019,35(9):105-113.
- [8] 李维杰,王建力.太行山脉不同量级降雨侵蚀力时空变化特征[J].自然资源学报,2019,34(4):785-801.

(下转第 238 页)

- 学报, 2013, 29(7): 91-97.
- [17] 张学珍, 朱金峰. 1982—2006 年中国东部植被覆盖度的变化[J]. 气候与环境研究, 2013, 18(3): 365-374.
- [18] 宋怡, 马明国. 基于 GIMMS AVHRR/NDVI 数据的中国寒旱区植被动态及其与气候因子的关系[J]. 遥感学报, 2008, 12(3): 499-505.
- [19] Lunetta R S, Knight J F, Ediriwickrema J, et al. Land-cover characterization and change detection using multitemporal MODIS NDVI data [J]. *Remote Sensing of Environment*, 2009, 105(2): 142-154.
- [20] 环境保护部. HJ192-2015 生态环境状况评价技术规范[S]. 北京: 中国标准出版社, 2015.
- [21] Malaviva S, Munsu M, Oinam G, et al. Landscape approach for quantifying land use land cover change (1972—2006) and habitat diversity in a mining area in Central India (Bokaro, Jharkhand) [J]. *Environmental Monitoring & Assessment*, 2010, 170(1/4): 215-229.
- [22] 吉莉, 董霁红, 房阿曼, 等. 宝日希勒大型露天矿敏感区划定及重金属累积效应[J]. 生态学杂志, 2021, 40(10): 3325-3338.
- [23] 于昊辰, 牟守国, 卞正富, 等. 北方草原露天煤矿区植被退化因素分析[J]. 生态与农村环境学报, 2019, 35(1): 1-8.
- [24] Ahirwal, Jitendra, Maiti, et al. Assessment of soil properties of different land uses generated due to surface coal mining activities in tropical Sal (*Shorea robusta*) forest, India [J]. *Catena: An Interdisciplinary Journal of Soil Science Hydrology-Geomorphology Focusing on Geoecology and Landscape Evolution*, 2016, 140: 155-163.
- [25] Ross M, Mcglynn B, Bernhardt E. Deep impact: Effects of mountaintop mining on surface topography, bedrock structure, and downstream waters [J]. *Environmental Science & Technology*, 2016, 50(4): 2064-2071.
- [26] 雷少刚, 张周爱, 陈航, 等. 草原煤电基地景观生态恢复技术策略[J]. 煤炭学报, 2019, 44(12): 3662-3669.
- [27] 田定慧, 邬明权, 牛铮, 等. 近 31 年澳大利亚恰那铁矿区生态环境和社会经济影响长时间序列遥感监测[J]. 江西科学, 2021, 39(2): 281-291.
- [28] 刘超. 基于遥感数据的 1995—2020 年加拿大 Alberta 油砂矿区周边植被变化研究[D]. 吉林 长春: 吉林大学, 2021.
- [29] 毕银丽, 刘涛. 露天矿区植被协同演变多源数据时序分析: 以准格尔矿区为例[J]. 煤炭科学技术, 2022, 50(1): 293-302.
- [30] 范德芹, 邱玥, 孙文彬, 等. 基于遥感生态指数的神府矿区生态环境评价[J]. 测绘通报, 2021(7): 23-28.
- [31] 李蕊, 陈国清, 李玮贤, 等. 基于遥感生态指数的神东矿区 1995—2020 年生态环境质量的时空变化特征分析[J]. 水土保持通报, 2021, 41(3): 143-151.

(上接第 229 页)

- [9] Zhang Yan, Chao Yang, Fan Ruirui, et al. Spatial-temporal trends of rainfall erosivity and its implication for sustainable agriculture in the Wei River basin of China [J]. *Agricultural Water Management*, 2021, 245: 106557.
- [10] 陈剑南, 刘益麟, 李朋飞, 等. 1901—2016 年黄土高原降雨侵蚀力时空变化[J]. 水土保持研究, 2022, 29(4): 39-46.
- [11] Yu B, Rosewell C J. An assessment of a daily rainfall erosivity model for New South Wales [J]. *Soil Research*, 1996, 34(1): 139-152.
- [12] 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(06): 705-711.
- [13] Xie Yun, Yin Shuiqing, Liu Baoyuan, et al. Models for estimating daily rainfall erosivity in China [J]. *Journal of Hydrology*, 2016, 535: 547-558.
- [14] 祝艳波, 兰恒星, 彭建兵, 等. 黄河中游地区水土灾害机理与灾害链效应研究进展[J]. 人民黄河, 2021, 43(8): 108-116, 147.
- [15] 杨义, 舒和平, 马金珠, 等. 基于 Mann-Kendall 法和小波分析中小尺度多年气候变化特征研究: 以甘肃省白银市近 50 年气候变化为例[J]. 干旱区资源与环境, 2017, 31(5): 126-131.
- [16] 邵晓梅, 许月卿, 严昌荣. 黄河流域降水序列变化的小波分析[J]. 北京大学学报(自然科学版), 2006, 42(4): 503-509.
- [17] 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.
- [18] Chen Yuhong, Xu Menghua, Wang Zhaoli, et al. Re-examination of the Xie model and spatiotemporal variability in rainfall erosivity in Mainland China from 1960 to 2018 [J]. *Catena*, 2020, 195(1): 104-837.
- [19] 陈剑南, 刘益麟, 李朋飞, 等. 1901—2016 年黄土高原降雨侵蚀力时空变化[J]. 水土保持研究, 2022, 29(4): 39-46.
- [20] 李大伟, 段克勤, 石培宏, 等. 秦岭中部山地降水的垂直变化研究[J]. 地理学报, 2022, 77(7): 1762-1774.
- [21] 高歌, 韩振宇, 殷水清, 等. 黄河流域 1961—2017 年降雨侵蚀力特征与未来变化预估[J]. 应用基础与工程科学学报, 2021, 29(3): 575-590.