

# 赣江上游平江流域降雨侵蚀力的时空分布特征

李喻鑫, 刘惠英

(南昌工程学院 水利与生态工程学院, 江西 南昌 330099)

**摘要:** [目的] 研究赣江上游平江流域降雨侵蚀力的时空变化规律, 为流域治理措施的制定提供参考。[方法] 利用平江流域内 10 个雨量站点 1989—2018 年共 30 a 的日降雨量数据, 采用降雨侵蚀力日降雨简易计算模型和 Mann-Kendall 趋势检验等方法, 对平江流域降雨侵蚀力的时间分布规律进行研究; 借助 ArcGIS 10.1 中的克里金插值法对平江流域的降雨侵蚀力进行空间分析。[结果] 平江流域降雨侵蚀力在 1989—2018 年间平均值为  $4\,233\text{ MJ}\cdot\text{mm}/(\text{hm}^2\cdot\text{h}\cdot\text{a})$ , 最大值为  $6\,766.5\text{ MJ}\cdot\text{mm}/(\text{hm}^2\cdot\text{h})$  (2015 年), 最小值为  $2\,191\text{ MJ}\cdot\text{mm}/(\text{hm}^2\cdot\text{h})$  (2003 年); 流域内 30 a 降雨侵蚀力变化较为平稳, 年际间呈现出不显著的增加趋势, 年内分布同降水量一致, 表现为双峰型, 分别在 6 月和 8 月。降雨侵蚀力在空间上表现为由东北向中南方向递减, 而后向西南方向递增, 最大值出现在北部城冈站附近, 最小值出现在中南部龙口站附近。[结论] 平江流域降雨侵蚀力的时空分布特征与流域内降水时空分布基本一致。对流域水土流失防治工作而言, 春季应尤其注意降雨侵蚀力较大且出现上升趋势的流域北部地区, 夏季和冬季应更加注意流域西南部。

**关键词:** 降雨侵蚀力; 简易算法; 时空分布; 赣江; 平江流域

**文献标识码:** A

**文章编号:** 1000-288X(2020)01-0001-08

**中图分类号:** S157.1, P426.62

**文献参数:** 李喻鑫, 刘惠英. 赣江上游平江流域降雨侵蚀力的时空分布特征[J]. 水土保持通报, 2020, 40(1): 1-8. DOI:10.13961/j.cnki.stbctb.2020.01.001; Li Yuxin, Liu Huiying. Spatiotemporal variation of rainfall erosivity at Pingjiang basin in upstream of Ganjiang River[J]. Bulletin of Soil and Water Conservation, 2020, 40(1): 1-8.

## Spatiotemporal Variation of Rainfall Erosivity at Pingjiang Basin in Upstream of Ganjiang River

Li Yuxin, Liu Huiying

(College of Water Conservancy and Ecological Engineering, Nanchang Institute of Technology, Nanchang, Jiangxi 330099, China)

**Abstract:** [Objective] This study assessed the temporal and spatial variation of rainfall erosivity at Pingjiang basin in the upstream of Ganjiang River to provide a basis for the formulation of watershed management measures in this area. [Methods] Daily precipitation data from 1989 to 2018 from ten stations in the Pingjiang basin were used. Rainfall erosivity was calculated using a simple algorithm, and temporal variation in rainfall erosivity was analyzed using the Mann-Kendall method and climate tendency rate. The spatial variation of rainfall erosivity was analyzed via the Kriging interpolation method using ArcGIS 10.1. [Results] Annual rainfall erosivity from 1989 to 2018 at Pingjiang basin was  $4\,233\text{ MJ}\cdot\text{mm}/(\text{hm}^2\cdot\text{h}\cdot\text{a})$ , while the maximum value [ $6\,766.5\text{ MJ}\cdot\text{mm}/(\text{hm}^2\cdot\text{h}\cdot\text{a})$ ] occurred in 2015 and the minimum value [ $2\,191\text{ MJ}\cdot\text{mm}/(\text{hm}^2\cdot\text{h}\cdot\text{a})$ ] occurred in 2003. Rainfall erosivity at Pingjiang basin from 1989 to 2018 was relatively stable, showing an insignificant increasing trend in interannual distribution over the study period. The annual distribution was consistent with precipitation levels, showing a bimodal pattern in June and August. The spatial variation of rainfall erosivity at the basin showed a decreasing trend from the northeast to the central

收稿日期: 2019-07-19

修回日期: 2019-10-02

资助项目: 江西省教育厅科研项目“定量评价赣江流域上游土地覆被变化对水沙关系的影响”(JJ161098); 国家自然科学基金项目“水利工程和水土保持措施对赣江上游水沙关系影响的定量研究”(41761058)

第一作者: 李喻鑫(1994—), 男(汉族), 江西省奉新县人, 硕士研究生。研究方向为水文学及水资源。Email: navigatoryx@163.com.

通讯作者: 刘惠英(1973—), 女(汉族), 陕西省凤翔县人, 硕士, 副教授。主要从事流域水沙变化和水体监测方面的研究。Email: huiyingliu@nit.edu.cn.

south and an increasing trend to the southwest. The maximum value appeared near Chenggang station at the north of the basin, and the minimum value appears near Longkou station at the south central of the basin. [Conclusion] The spatiotemporal variations of rainfall erosivity in the Pingjiang basin are largely consistent with precipitation levels. For the prevention and control of soil and water loss, attention should be focused on the northern part of the basin in spring, and the southwestern basin during summer and winter.

**Keywords:** rainfall erosivity; simple algorithm; spatiotemporal variation; Ganjiang River; Pingjiang basin

降雨侵蚀力对定量评估土壤侵蚀程度具有重要作用,它由 Wischmeier 等<sup>[1]</sup>于 1978 年提出,其计算方法为: $R=EI_{30}$ ,其中  $E$  为场次降雨的总动能, $I_{30}$  为该场次降雨的连续最大 30 min 雨强。中国对降雨侵蚀力的研究始于上世纪 80 年代,贾志军等<sup>[2]</sup>、王万忠等<sup>[3]</sup>的研究表明  $EI_{10}$  指标更适合中国西北地区,黄炎和等<sup>[4]</sup>、周伏建等<sup>[5]</sup>的研究则表明  $EI_{60}$  指标更适合中国南方地区,而张宪奎等<sup>[6]</sup>则推荐使用  $E_{60}I_{30}$  作为东北地区的最佳降雨侵蚀力指标。但是正如 Wischmeier 等<sup>[1]</sup>所述,计算  $EI_{30}$  的降雨过程资料时间间隔应小于 15 min,且时间序列长度应至少大于 20 a。而高时间分辨率数据获取难度较大,且计算方法复杂且耗时,因此降雨侵蚀力的简易算法便应运而生。其中以 Richardson 等<sup>[7]</sup>提出的日降雨侵蚀力计算模型为代表,为众多学者所引用。格里菲斯大学的 B. Yu 等<sup>[8]</sup>在此基础上改进日降水量计算降雨侵蚀力的简易计算模型,并将模型应用在澳大利亚的新南威尔士地区得到了较好的验证结果<sup>[9]</sup>;M. Angulo-Martínez 等<sup>[10]</sup>将 B. Yu 等<sup>[8]</sup>模型应用于西班牙东北部的埃布罗流域;宁丽丹等<sup>[11]</sup>、赖成光等<sup>[12]</sup>、马杏等<sup>[13]</sup>分别将 B. Yu 等<sup>[8]</sup>模型应用于中国的西南地区、珠江流域、喜马拉雅山脉东部的柯街河流域都取得了较为理想的结果;马小晴等<sup>[14]</sup>的研究亦表明 B. Yu 等<sup>[8]</sup>的计算模型在中国东部多雨地区的适用性表现良好。本文即将该模型应用于长江流域的第八大支流—赣江流域,以期对流域水土流失治理和水土保持效益评价作为参考依据。

赣江自南向北纵贯江西省大部,是鄱阳湖流域的第一大支流,已有很多学者对江西省和鄱阳湖流域的降雨侵蚀力做了大量的研究<sup>[15-20]</sup>;鄱阳湖流域年降雨侵蚀力年际间呈现不显著的上升趋势,在年内呈现出以 6 月为峰顶的单峰型分布特征<sup>[15,17]</sup>;在空间上表现出从西南向东北逐渐增加的趋势<sup>[15,17]</sup>。马良等<sup>[20]</sup>、何绍浪等<sup>[16]</sup>、李相虎等<sup>[18]</sup>对江西省和赣江流域降雨侵蚀力的研究也得出了较为相近的结果。平江流域地处赣江上游红壤区,极易发生土壤侵蚀。已有证据表明,赣江流域的泥沙 2/3 来自于上游,而处

在平江流域的兴国一直以水土流失严重而受各方关注<sup>[21]</sup>。赣江上游的环境稳定与否,直接影响着赣江中下游的生态稳定 and 经济发展。本文依托赣江上游平江流域内的 10 个雨量站点连续 30 a 的日降水数据,采用 B. Yu 等<sup>[8]</sup>的日雨量模型对流域内的降雨侵蚀力进行计算,并分析其时空分布特征,以期对流域的水土流失评价、水土保持措施等工作提供参考。

## 1 研究区概况

平江流域位于赣江流域上游,地处东经  $115^{\circ}04'$ — $115^{\circ}52'$ ,北纬  $26^{\circ}00'$ — $26^{\circ}37'$ ,流域面积  $2\ 851\ \text{km}^2$ 。平江主要由潏江(东河)、洑水(北河)在兴国县城东南方向狮子口汇合。经埠口、龙口流入赣县江口入贡水。在兴国县境内河段长 23.9 km,流域面积  $2\ 211.07\ \text{km}^2$ 。其中潏江河长 75 km,流域面积  $957\ \text{km}^2$ 。洑水河长 41 km,流域面积  $760\ \text{km}^2$ 。

平江流域位于亚热带季风气候区,多年平均气温  $18.9\ ^{\circ}\text{C}$ ,地带性植被为亚热带常绿阔叶、针叶林。境内以低山、丘陵为主,局部有中山分布,地形特征是东北西三面由中山低山环绕,山峦重叠,地势由东北向中南逐渐降低,形成以兴国县城周围为中心的不封闭的兴国盆地。兴国县水土流失严重,被称为“江南沙漠”。据统计,兴国县在 1980 年水土流失面积高达  $1\ 899.07\ \text{km}^2$ <sup>[22]</sup>。虽经过长期治理取得了显著成就,但江西省水利厅发布的《江西省水土保持公报(2013)》<sup>[23]</sup>的数据显示,从土壤侵蚀面积、强烈侵蚀的面积来看,赣州市仍均居江西 11 个设区市的首位。其中流域绝大部分所在的兴国县水力侵蚀中度以上的面积仍高达  $300.64\ \text{km}^2$ ,约占全县土地总面积的 10%,流域内的水土保持工作仍然面临着挑战。

## 2 资料与方法

### 2.1 数据来源

本文采用平江流域内 10 个站点 1989—2018 年的日降水数据,数据均来源于江西省水文局,各站点的基本信息见表 1。

表 1 平江流域雨量站位置信息和年降雨特征

雨量站	地理位置		年降雨特征/mm			
	东经	北纬	最大	最小	均值	标准差
城冈	115°30'	26°31'	2 620.00	1 203.50	1 731.73	403.92
澄江	115°32'	26°20'	2 361.90	1 057.30	1 629.59	343.68
崇胜	115°21'	26°33'	2 680.00	1 096.30	1 65.85	360.57
富口	115°26'	26°13'	2 240.40	1 037.50	1 555.67	352.14
翰林桥	115°12'	26°03'	2 376.90	969.70	1 592.00	339.63
龙口	115°18'	26°10'	2 201.80	1 012.40	1 479.18	378.78
田村	115°08'	26°10'	2 169.40	933.40	1 497.69	364.46
兴国	115°21'	26°20'	2 221.00	828.90	1 516.38	372.74
长竹	115°09'	26°21'	2 472.00	827.90	1 535.84	396.91
古龙冈	115°42'	26°27'	2 490.00	1 160.80	1 650.00	373.80

## 2.2 降雨侵蚀力计算方法

降雨侵蚀力的计算方法可以分为两大类,即基于  $EI_{30}$  的经典算法和基于常规雨量数据的简易算法<sup>[24]</sup>。前者由于详细的降雨过程资料较难获取而使其推广使用受到限制。本文采用格里菲斯大学的 B. Yu<sup>[8]</sup> 提出的基于日雨量计算月降雨侵蚀力的模型,该模型的优势在于它引入了余弦函数,更能够反映降雨侵蚀力季节性变化情况,而模型涉及的参数  $\alpha, \beta, \eta$  又能够反映不同地区的特征。其计算公式为:

$$E_j = \alpha [1 + \eta \cdot \cos(2\pi f_j + \omega)] \sum_{k=1}^n R_k^2 \quad (R_k > R_0) \quad (1)$$

式中:  $E_j$  为第  $j$  个月的降雨侵蚀力  $[\text{MJ} \cdot \text{mm}/(\text{hm}^2 \cdot \text{h})]$ ;  $R_k$  为日雨量  $(\text{mm})$ ;  $R_0$  为侵蚀性日降水量  $(\geq 12.7 \text{ mm})$ ;  $n$  为某月中日雨量超过  $R_0$  的天数;  $f$  为频率  $(\frac{1}{12})$ ;  $\omega = \frac{5\pi}{6}$ ;  $j$  为月序;  $\alpha, \beta, \eta$  为模型参数,计算公式如下:

$$\lg \alpha = 2.11 - 1.57\beta \quad (r^2 = 0.97) \quad (2)$$

$$\eta = 0.58 + 0.25P \quad (r^2 = 0.24) \quad (3)$$

作者推荐使用参数为:  $\alpha = 0.58, \beta = 1.5, \eta = 0.3$  (本文采用作者推荐使用的参数)。

## 2.3 分析方法

2.3.1 Mann-Kendall 趋势和突变检验 Mann-Kendall 是一种非参数统计检验方法,亦称无分布检验,其优点是不需要对数据系列进行特定的分布检验,也不会受少数极端值的影响,更适用于类型变量和顺序变量。该方法被世界气象组织推荐并广泛应用于水文、气象等时间序列的趋势检验中,具体计算步骤可参见文献<sup>[25]</sup>。

2.3.2 气候倾向率 气候倾向率是指所检验时间系列数据每 10 a 平均变化的绝对值,可以用一次线性方程  $Y = ax + b$  来表示,其中,  $a \times 10$  的值称为气候倾

向率,单位为  $\text{MJ} \cdot \text{mm}/(\text{hm}^2 \cdot \text{h} \cdot 10 \text{ a})$ 。当其为正时,说明随时间的增加该序列呈上升趋势,反之则呈下降趋势。具体计算方法可参见魏凤英的研究结果<sup>[25]</sup>。

2.3.3 小波分析 对于满足一定条件的函数  $X(t)$ , 时间序列  $Y(t) \in L^2(R)$  的小波变换为:

$$W_f(a, b) = |a|^{-\frac{1}{2}} \int_{-\infty}^{+\infty} Y(t) X' \left( \frac{t-b}{a} \right) dt \quad (4)$$

式中:  $W_f(a, b)$  为小波系数;  $X'(t)$  为  $X(t)$  的共轭;  $a$  为尺度因子;  $b$  为时间因子。小波方差的计算公式为:

$$\text{var}(a) = \int_{-\infty}^{+\infty} |W_f(a, b)|^2 ab \quad (5)$$

2.3.4 空间插值 空间插值分为点的插值和面的插值两种形式,点的插值是指通过已知空间点的数据求出相同区域内未知空间点的相关数据<sup>[26]</sup>。常用的局部点插值方法包括泰森(Thiessen)多边形法、反距离权重法、移动拟合法、线性内插法、双线性多项式插值、样条函数插值和克里金(Kriging)插值法等。本文选用克里金(Kriging)插值法,借助 ArcGis10.1 平台进行。降水量和降雨侵蚀力的平均值等其他统计参数利用 Excel 软件进行计算。

## 3 结果与分析

### 3.1 降雨侵蚀力年际变化特征

流域内 1989—2018 年平均降水量为 1 578 mm, 年平均降雨侵蚀力为 4 233  $\text{MJ} \cdot \text{mm}/(\text{hm}^2 \cdot \text{h} \cdot \text{a})$ 。由图 1 可知,平江流域降水量和降雨侵蚀力的年际变化趋势一致,最大值出现在 2015 年,降雨侵蚀力为 6 766.5  $\text{MJ} \cdot \text{mm}/(\text{hm}^2 \cdot \text{h} \cdot \text{a})$ ,当年降水量为 2 204 mm;最小值出现在 2003 年,降雨侵蚀力为 2 191  $\text{MJ} \cdot \text{mm}/(\text{hm}^2 \cdot \text{h} \cdot \text{a})$ ,当年降水量为 1 006 mm。

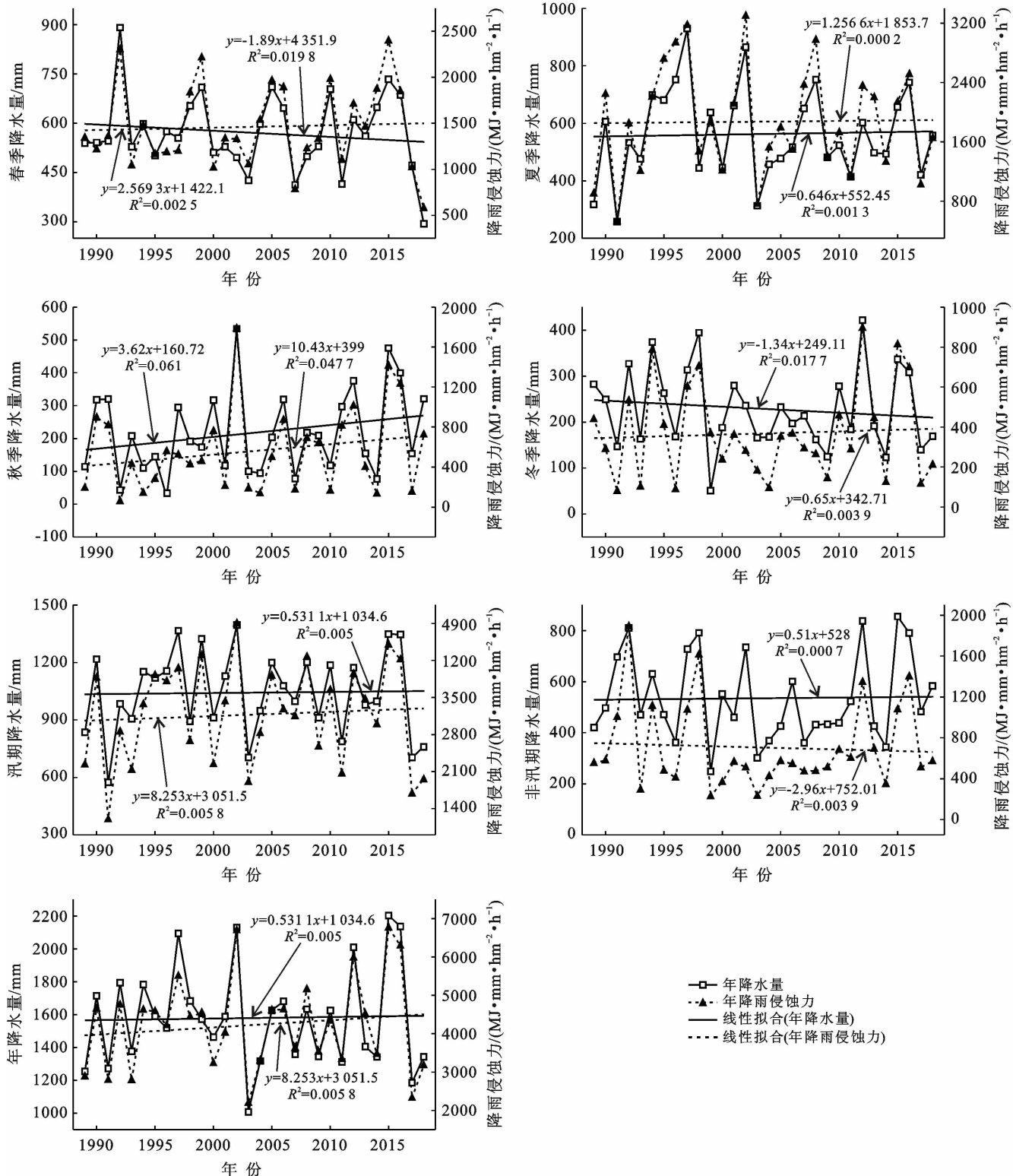


图 1 平江流域 1989—2018 各时间尺度降雨侵蚀力变化趋势

采用气候倾向率方法对平江流域各时间尺度的降水和降雨侵蚀力的年际变化特征进行分析,结果表明:在 1989—2018 年期间,只有城冈站出现负气候倾向率,表现为每 10 a 减少  $65.6 \text{ MJ} \cdot \text{mm} / (\text{hm}^2 \cdot \text{h})$ 。其余站点均表现为不同程度的正增长趋势,平均每 10 a 增加  $217.7 \text{ MJ} \cdot \text{mm} / (\text{hm}^2 \cdot \text{h})$ ,其中龙口的增加趋势

最为明显,每 10 a 增加  $499.5 \text{ MJ} \cdot \text{mm} / (\text{hm}^2 \cdot \text{h})$ ,兴国站的增加趋势最为缓慢,每 10 a 增加  $10.8 \text{ MJ} \cdot \text{mm} / (\text{hm}^2 \cdot \text{h})$ 。流域内降雨侵蚀力总体上呈现出不显著的增加趋势。平江流域 1989—2018 年降雨侵蚀力在各时间尺度的变化趋势如图 1 所示,其中,夏季、秋季和汛期的降水和降雨侵蚀力均出现了上升趋势,3 个

时期降水的气候倾向率分别表现为 6.5, 36.2, 5.3 mm/10 a, 降雨侵蚀力的气候倾向率分别表现为 12.6, 104.3, 82.5 MJ·mm/(hm<sup>2</sup>·h·10 a)。而春季、冬季和非汛期的降水和降雨侵蚀力的变化趋势表现则相反,其中非汛期的降水趋势为 5.1 mm/10 a,而降雨侵蚀力的趋势却表现为-29.6 MJ·mm/(hm<sup>2</sup>·h·10 a),这可能与降雨类型有关,经统计,非汛期的降水虽然出现了增加的趋势,但是其侵蚀性降雨(本文将日降水量≥12.7mm 的降水称为侵蚀性降雨,当日降水量≥12.7 mm 时记为 1 次侵蚀性降雨,其侵蚀性降雨量即为日降水量,否则均记为 0,下同)却表现为-18.4 mm/10 a 的下降趋势,这可能是导致非汛期降水量虽呈增加趋势,但是降雨侵蚀力却表现为下降趋势的原因;春冬两季的降水和侵蚀性降雨量在 30 a 间均为下降趋势,二者降水变化趋势分别为-18.9,-13.4 mm/10 a,侵蚀性降雨变化趋势分别为-9.5,-0.71 mm/10 a,但是降雨侵蚀力反而表现为上升趋势,这可能与侵蚀性降雨的雨强有关,将二者 30 a 间的侵蚀性降雨量和对应的侵蚀性降雨日数相除作为侵蚀性降雨雨强,发现二者的侵蚀性降雨雨强变化趋势分别为 0.89,2.2 mm/d。故降雨侵蚀力的变化不仅与降水的多少有关,更和降雨类型即是否为侵蚀性降雨和侵蚀性降雨雨强有关。图 1 中所有的 R<sup>2</sup> 值均小于 R<sub>0.05</sub><sup>2</sup>=0.361 2=0.130 321,这说明平江流域内的降雨侵蚀力不论是季节、汛期和非汛期还是年际的变化均未达到显著水平。其中,除了非汛期会有不显著的减小趋势之外,其余时期都存在不显著的增大趋势。

同时采用 Mann-Kendall 趋势检验对平江流域内 10 个站点的降水和降雨侵蚀力进行分析,结果见表 2。其中,Z 为 Mann-Kendall 趋势检验方法中的检验数,当 |Z|≥1.96 时,可对相关序列的变化趋势及其变化显著性进行判断。由表可知,除了城冈、澄江站和古龙冈的降雨侵蚀力表现为极其微弱的减小趋势,其余站点均

表现为微弱的上升趋势,所有站点均未通过 α=0.05 显著性水平的检验,即所有站点的降雨侵蚀力年际变化均不显著,和气候倾向率的分析结果一致。

表 2 平江流域各站点降水量和降雨侵蚀力 Mann-Kendall 趋势检验结果

站名	降雨侵蚀力	降水量
城冈	-0.37	-0.6
澄江	-0.03	-0.78
崇胜	1.29	0.03
富口	0.17	-0.41
翰林桥	0.03	-0.02
龙口	1.63	0.75
田村	0.03	-0.51
兴国	0.10	-0.78
长竹	1.16	0.58
古龙冈	-0.33	-0.70

两种检验方法均表明,平江流域的降雨侵蚀力在年际尺度下,存在不显著的上升趋势。

对降雨侵蚀力进行小波分析,发现年平均降雨侵蚀力变化具有显著的周期性,小波系数实部等值线图如图 2 所示,平江流域年降雨侵蚀力系列在整个时间域上存在 4~6,12~15 a 两类时间尺度的周期性变化。其中,4~6 a 尺度范围内存在大一小交替变换的 10 次震荡,同时 4~6 a 尺度的周期性在整个时间段内表现的较为频繁,而 12~15 a 这类时间尺度在大一小交替变换上表现的较为稳定。计算降雨侵蚀力系列小波方差并绘制小波方差图,图中峰值即为降雨侵蚀力序列变化过程中存在的主周期。图中存在 3 个峰值,分别对应 2,5,14 a,第一峰值是 5 a 尺度,表明年平均降雨侵蚀力序列在 5 a 左右周期震荡最强,是降雨侵蚀力变化的第一主周期。14,2 a 尺度分别是降雨侵蚀力变化的第二、第三主周期。由此可以看出,5,14 a 左右周期的波动控制着平江流域年降雨侵蚀力在整个时间范围内的周期变化特征。

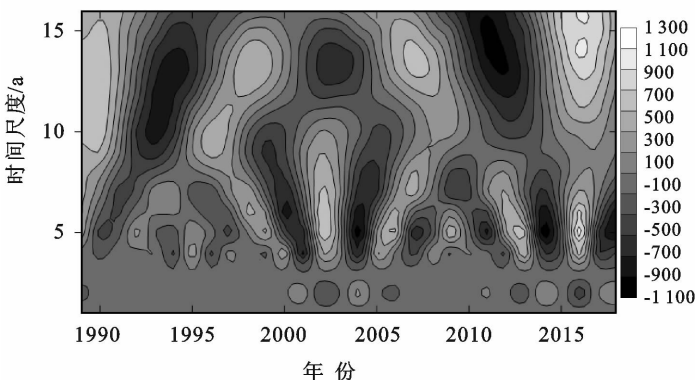


图 2 年降雨侵蚀力系列小波变换实部等值线和小波方差

对流域 30 a 平均降雨侵蚀力进行 M-K 突变分析(见图 3),UF 和 UB 在 30 a 间出现了 12 个交点,结合降雨侵蚀力的计算结果分析,判断突变时间出现在 2002 年。同 2002 年相比,2003—2005 年的 UF 值均小于 0,表明降雨侵蚀力出现了下降趋势。

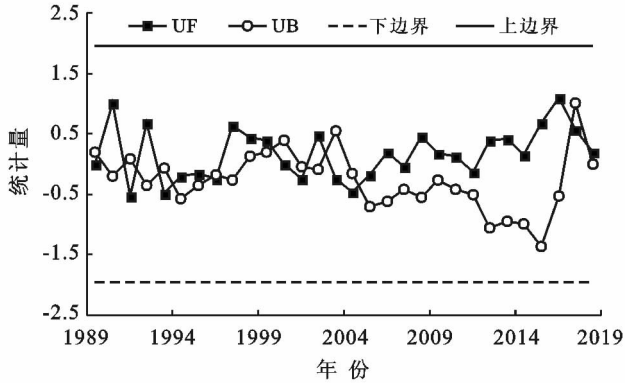
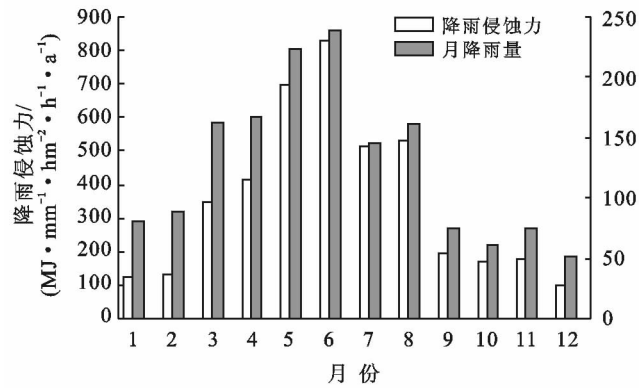


图 3 降雨侵蚀力 Mann-Kendall 突变检验



### 3.2 降雨侵蚀力年内变化特征

降雨侵蚀力和降水量的年内分布特征一致(见图 4),二者在年内的分布均呈现出典型的双峰型的特征,与梅雨季节和台风雨季节有关。降雨侵蚀力主要集中在春季和夏季,约占了全年的 78.5%。秋季、冬季的降雨侵蚀力约占全年的 12.9%和 8.6%。降雨侵蚀力的最大值出现在 6 月,为 828.38 MJ·mm/(hm²·h),占全年降雨侵蚀力的 19.6%;最小值出现在 12 月,为 99.11 MJ·mm/(hm²·h),约占全年的 2.3%。

产生以上结果的原因在于赣江上游地区的降雨主要集中在春季和夏季,且降水量大,并多为侵蚀性降雨,约占全年侵蚀性降雨总次数的 74.2%。而随着秋季和冬季的到来,流域内侵蚀性降雨随之减少,降雨侵蚀力也相应地减小。分析图 4 可知,出现这种现象的原因可能是降水量与降雨侵蚀力具有较强的相关性,二者的相关程度达 91.6%。

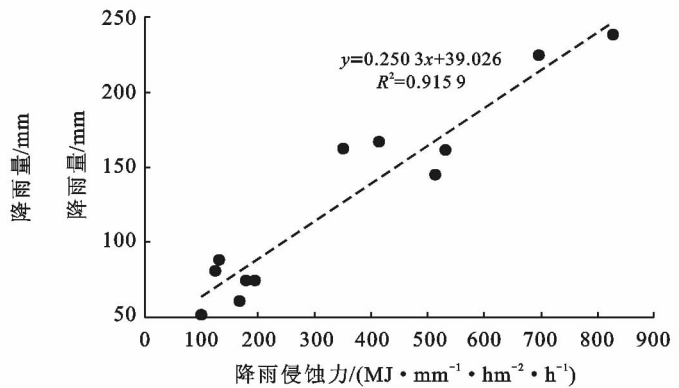


图 4 平江流域降水量、降雨侵蚀力年内分布特征及其相关性

### 3.3 降雨侵蚀力空间变化特征

借助 ArcGIS10.1 中的克里金插值法对平江流域内 10 个雨量站点的年平均降水量和不同时间尺度的降雨侵蚀力进行插值。结果表明:平江流域年降水量在 1 479~1 732 mm 之间,多年平均降水量为 1 578 mm,最大值出现在流域北部的城冈站附近(1 732 mm),最小值出现在流域中南部的龙口站附近(1 479 mm)。降水量呈现由东北向中部递减再向西南递增的趋势(见图 5),与流域的高程变化趋势基本一致。平江流域年平均降雨侵蚀力在 3 747~5 549 MJ·mm/(hm²·h·a)之间,最大值出现在北部的城冈站附近,最小值出现在流域中南部的龙口站附近。降雨侵蚀力也呈现由东北向中部递减再向西南递增的趋势,这与流域内降水量的分布规律一致。

汛期(4—9 月)降雨侵蚀力空间分布与年平均降雨侵蚀力的空间分布一致,均表现为由东北向中部递减再向西南递增,呈现出东北高,西南低,中部最低的

特征。最大值和最小值分别出现在城冈站和龙口站附近。但是非汛期(10—3 月)的表现则完全相反,其最大值出现在翰林桥站附近,最小值却出现在城冈站附近,呈现出由东北向西南方向递增的趋势,其原因可能与侵蚀性降雨有关。经统计,流域年平均降水总量为 1 578 mm,其中侵蚀性降雨总量为 1 167 mm,而汛期的侵蚀性降雨次数占全年的 2/3,且汛期侵蚀性降雨量占全年侵蚀性降水总量的 71%。

春季的降雨侵蚀力最大值为 1 754.3 MJ·mm/(hm²·h·a),出现在城冈站附近,最小值为 1 283.61 MJ·mm/(hm²·h·a),出现在龙口站附近,整体表现出由中东部向东北方向递减、向中南方向递减后再往西南方向递增的趋势;夏季的降雨侵蚀力最大值为 2 957.93 MJ·mm/(hm²·h·a),出现在城冈站附近,最小值为 1 476.07 MJ·mm/(hm²·h·a),出现在龙口站附近,整体表现为由中北部向东北、中南等方向递减,在流域中南部的龙口站达到最小值后又向

西南方向递增的趋势;降雨侵蚀力在秋季则没有表现出明显的变化趋势;冬季降雨侵蚀力最大值为 518.72 MJ·mm/(hm<sup>2</sup>·h·a),出现在翰林桥站附近,最小值为 265.66 MJ·mm/(hm<sup>2</sup>·h·a)出现在城冈站附近,整体表现为由西南方向往流域中北部递减的趋势。其原因应可能与侵蚀性降雨有关。对流域内所

有站点进行统计发现:春、夏、冬季的侵蚀性降雨次数分别占全年侵蚀性降雨次数的 39%,35%,12%,侵蚀性降雨量则分别占总侵蚀性降雨量的 38%,38%,10%。可见夏季的侵蚀性降雨次数虽少,但是侵蚀性降雨量却和春季持平,这也印证了夏季降雨侵蚀力要大于春季的现象。

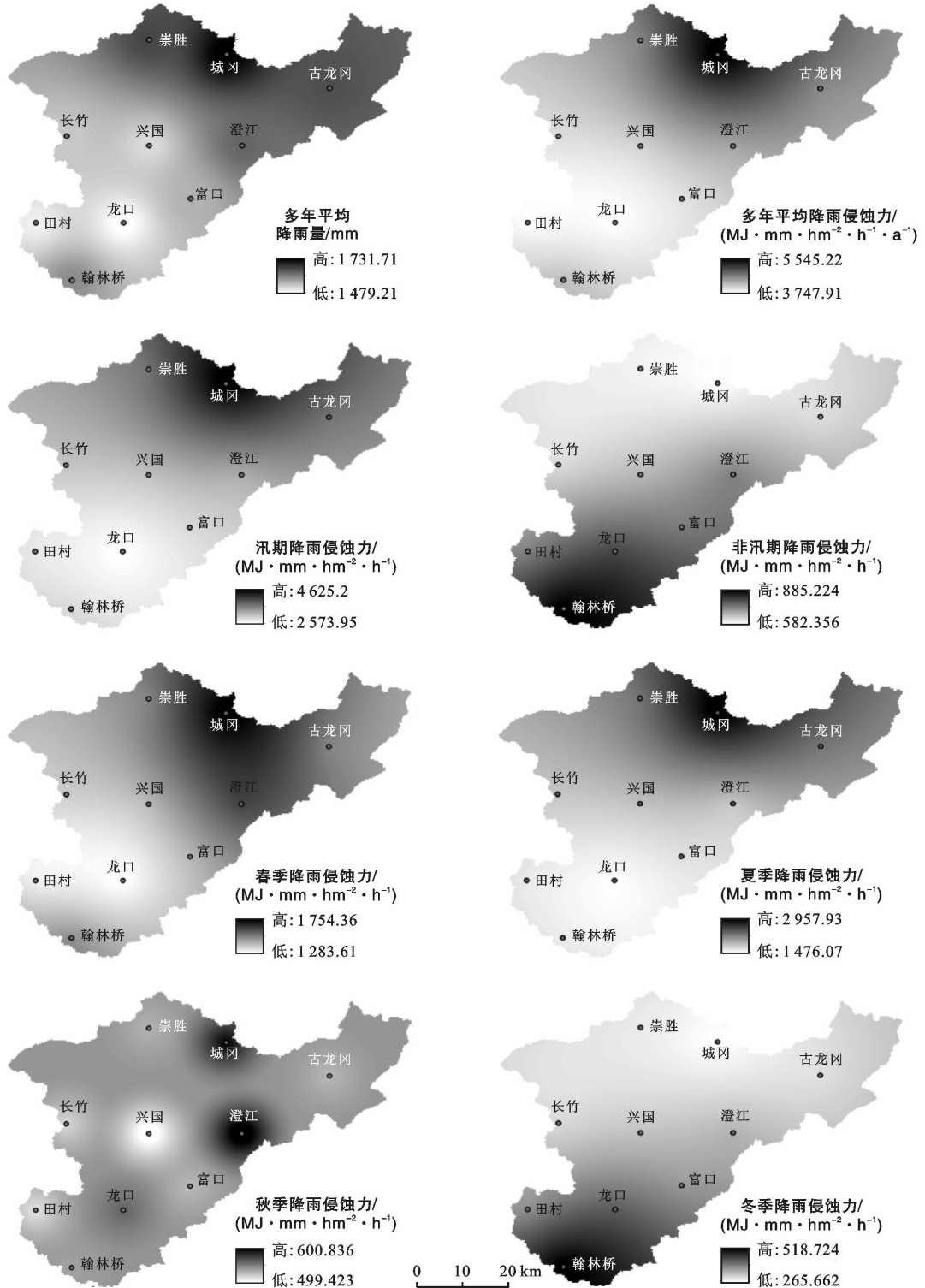


图 5 平江流域降水量与降雨侵蚀力空间分布

平江流域降雨侵蚀力 30 a 间变化趋势空间特征如图 6。全流域年降雨侵蚀力呈现出上升趋势的面积远远大于呈现出下降趋势的面积。在季节尺度上,流域内各站点的表现不尽相同。春季,除了兴国、龙口和田村 3 个降雨侵蚀力较小的地区出现了下降的趋势,其余各站点均呈现出上升的趋势;夏季,崇胜、城冈、古龙冈和澄江等降雨侵蚀力较大区域呈现出下降的趋势,而相对较小的西南部则呈现出上升的趋势;秋季则是在全流域都呈现出上升的趋势;冬季,在降雨侵蚀力相对较大的翰林桥、龙口附近则体现出了上升的趋势。由此可见,春季应尤其注意降雨侵蚀力较大且出现上升趋势的流域北部地区,夏季和冬季应更加注意流域西南部的水土流失防治工作。

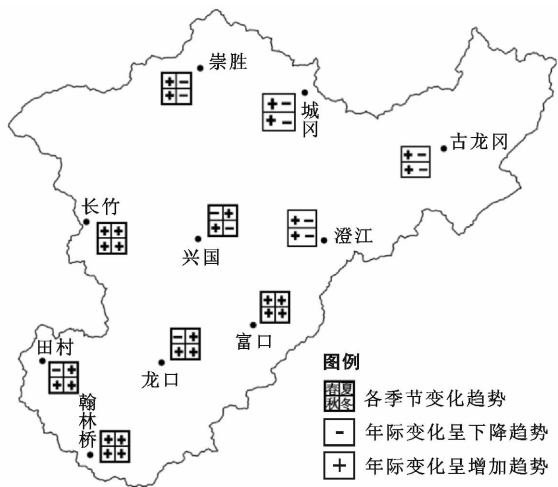


图 6 平江流域降雨侵蚀力变化趋势空间分布

## 4 结论

(1) 平江流域的多年降雨侵蚀力均值为  $4\ 233\ \text{MJ} \cdot \text{mm}/(\text{hm}^2 \cdot \text{h} \cdot \text{a})$ , 其最大值出现在 2015 年, 为  $6\ 766.5\ \text{MJ} \cdot \text{mm}/(\text{hm}^2 \cdot \text{h})$ , 最小值出现在 2003 年, 为  $2\ 191\ \text{MJ} \cdot \text{mm}/(\text{hm}^2 \cdot \text{h})$ 。

(2) 平江流域 30 a 来的降雨侵蚀力变化较为平稳, 呈现出不显著的上升趋势, 降雨侵蚀力的变化不仅和降水的多少有关, 更与降雨类型即是否为侵蚀性降雨和侵蚀性降雨雨强的大小相关; 年降雨侵蚀力存在 5, 14, 2 a 的变化周期; 降雨侵蚀力在 2002 年发生了突变。

(3) 平江流域降雨侵蚀力的年内分布和降水量的年内分布基本一致, 表现为双峰型。降水和降雨侵蚀力均集中在春夏两季: 降水量约占全年降水量的 72%, 降雨侵蚀力占全年降雨侵蚀力的 78%。降水量和降雨侵蚀力的最大值均出现在 6 月, 最小值均出

现在 12 月。

(4) 年平均降水量和年平均降雨侵蚀力的空间分布均表现为由东北向中部递减再向西南递增的趋势, 其中最大值均出现在流域北部城冈站附近, 最小值均出现在流域中南部龙口站附近, 二者变化较为一致, 且与流域内的高程变化一致。但是降雨侵蚀力在不同时间段的表现则不尽相同, 春、夏、秋季、汛期表现为由东北向中部递减再向西南递增, 而非汛期和冬季则表现为由东北向西南方向递增。

(5) 对流域水土流失防治工作而言, 春季应尤其注意降雨侵蚀力较大且出现上升趋势的流域北部地区, 夏季和冬季应更加注意流域西南部。

下一步将采用经典算法计算降雨侵蚀力真值, 从而对 B. Yu 模型参数进行优化, 使其更适合赣江上游流域降雨侵蚀力的计算。

## [ 参 考 文 献 ]

- [1] Wischmeier W H, Smith D D. Predicting rainfall erosion losses: A guide to conservation planning [USA] [M]. United States. Department of Agriculture. Agriculture handbook (USA), 1978, 537.
- [2] 贾志军, 王小平, 李俊义, 等. 晋西黄土高原降雨侵蚀力研究(续) [J]. 中国水土保持, 1991(2): 19-22.
- [3] 王万中, 焦菊英, 郝小品, 等. 中国降雨侵蚀力 R 值的计算与分布 (I) [J]. 水土保持学报, 1995, 9(4): 7-18.
- [4] 黄炎和, 卢程隆, 郑添发, 等. 闽东南降雨侵蚀力指标 R 值的研究 [J]. 水土保持学报, 1992, 6(4): 1-5.
- [5] 周伏建, 黄炎和. 福建省降雨侵蚀力指标 R 值 [J]. 水土保持学报, 1995, 9(1): 13-18.
- [6] 张宪奎, 卢秀琴, 詹敏, 等. 土壤流失预报方程中 R 指标的研究 [J]. 水土保持科技情报, 1991(4): 49, 48.
- [7] Richardson C W, Foster G R, Wright D A. Estimation of erosion index from daily rainfall amount [J]. Transactions of the ASAE, 1983, 26(1): 153-156.
- [8] Yu B, Rosewell C J. An assessment of a daily rainfall erosivity model for New South Wales [J]. Australian Journal of Soil Research, 1996, 34(1): 139-152.
- [9] Yang Xihua, Yu Bofu. Modelling and mapping rainfall erosivity in New South Wales, Australia [J]. Soil Research, 2015, 53(2): 178-189.
- [10] Angulo-Martínez M, Beguería S. Estimating rainfall erosivity from daily precipitation records: A comparison among methods using data from the Ebro Basin (NE Spain) [J]. Journal of Hydrology, 2009, 379(1/2): 111-121.
- [11] 宁丽丹, 石辉. 利用日降雨量资料估算西南地区的降雨侵蚀力 [J]. 水土保持研究, 2003, 10(4): 183-186.

(下转第 23 页)



- 应[J]. 温带林业研究, 2018(1):48-52.
- [9] 宋长春, 王毅勇, 王跃思, 等. 季节性冻融期沼泽湿地 CO<sub>2</sub>、CH<sub>4</sub> 和 N<sub>2</sub>O 排放动态[J]. 环境科学, 2005, 26(4): 7-12.
- [10] 王根绪, 李元寿, 王一博, 等. 近 40 年来青藏高原典型高寒湿地系统的动态变化[J]. 地理学报, 2007, 62(5): 481-491.
- [11] 张乐乐, 高黎明, 陈克龙. 青海湖流域瓦颜山湿地辐射平衡和地表反照率变化特征[J]. 冰川冻土, 2018, 40(6):1216-1222.
- [12] 毛亚辉. 青藏高原高寒沼泽草甸土壤呼吸动态变化及对增温的响应[D]. 西宁:青海师范大学, 2016.
- [13] 孙宝玉. 模拟增温对黄河三角洲滨海湿地土壤呼吸的影响[D]. 山东 烟台:中国科学院烟台海岸带研究所, 2017.
- [14] 李英年, 关定国, 赵亮, 等. 海北高寒草甸的季节冻土及在植被生产力形成过程中的作用[J]. 冰川冻土, 2005, 27(3):311-319.
- [15] Chimner R A, Cooper D J. Influence of water table levels on CO<sub>2</sub> emissions in a Colorado subalpine fen: An in situ microcosm study[J]. Soil Biology and Biochemistry, 2003, 35(3):345-351.
- [16] Zhou Cunyu, Zhang Deqiang, Wang Yuesi, et al. Diurnal variations of greenhouse gas fluxes from mixed broad-leaved and coniferous forest soil in Dinghushan[J]. Forestry Science and Technology, 2005, 4(2):1-7.
- [17] 张海宏, 肖宏斌, 祁栋林, 等. 青藏高原湿地土壤冻结、融化期间的陆面过程特征[J]. 气象学报, 2017, 75(3): 481-491.
- [18] 赵春雷, 邵明安, 贾小旭. 冻融循环对黄土区土壤饱和和导水率影响的试验研究[J]. 土壤通报, 2015, 46(1): 68-73.
- [19] Herrmann A, Witter E. Sources of C and N contributing to the flush in mineralization upon freeze-thaw cycles in soils[J]. Soil Biology and Biochemistry, 2002, 34(10): 1495-1505.
- [20] 谢青琰, 高永恒. 冻融对青藏高原高寒草甸土壤碳氮磷有效性的影响[J]. 水土保持学报, 2015, 29(1): 137-142.
- [21] 王娇月, 宋长春, 王宪伟, 等. 冻融作用对土壤有机碳库及微生物的影响研究进展[J]. 冰川冻土, 2011, 33(2): 442-452.

(上接第 8 页)

- [12] Lai Chengguang, Chen Xiaohong, Wang Zhaoli, et al. Spatio-temporal variation in rainfall erosivity during 1960—2012 in the Pearl River Basin, China[J]. Catena, 2016, 137:382-391.
- [13] Ma Xing, He Yandong, Xu Jianchu, et al. Spatial and temporal variation in rainfall erosivity in a Himalayan watershed[J]. Catena, 2014, 121:248-259.
- [14] 马小晴, 郑明国. 基于统计检验的降雨侵蚀力简易计算模型比较[J]. 资源科学, 2018, 40(8):1622-1633.
- [15] 姬志军, 张连明. 鄱阳湖流域降雨量及降雨侵蚀力时空分布特征[J]. 人民黄河, 2019, 41(6):81-84.
- [16] 何绍浪, 何小武, 李凤英, 等. 近 60 年来江西省各等级侵蚀性降雨与降雨侵蚀力的关系[J]. 水土保持研究, 2018, 25(2):8-14.
- [17] 曾瑜, 厉莎, 胡煜彬. 1961—2014 年鄱阳湖流域降雨侵蚀力时空变化特征[J]. 生态与农村环境学报, 2019, 35(1):106-114.
- [18] Li Xianghu, Ye Xuchun. Variability of rainfall erosivity and erosivity density in the Ganjiang river catchment, China: Characteristics and influences of climate change[J]. Atmosphere, 2018, 9(2):48.
- [19] Gu Chaojun, Mu Xingmin, Gao Peng, et al. Rainfall erosivity and sediment load over the Poyang Lake Basin under variable climate and human activities since the 1960s[J]. Theoretical and Applied Climatology, 2019, 136(1/2):15-30.
- [20] 马良, 姜广辉, 左长清, 等. 江西省 50 余年来降雨侵蚀力变化的时空分布特征[J]. 农业工程学报, 2009, 25(10):61-68.
- [21] 江西省水利厅. 江西水旱灾害[M]. 南昌:江西省水利厅, 1995.
- [22] 张声旺. 治理水土流失 铸就安全生态[C]//中国水土保持学会第三次全国会员代表大会论文集. 北京, 2006:496-498.
- [23] 江西省水利厅. 江西省水土保持公报(2013)[EB/OL], [2015-06-17](2019-07-19) <http://www.jxsl.gov.cn/slgb/stbcgb/2015/ed5dd679e167472ea6155bb19a24a2f0.html>.
- [24] 何绍浪, 李凤英, 何小武. 水蚀预报中降雨侵蚀力研究进展[J]. 水土保持通报, 2018, 38(2):262-270.
- [25] 魏凤英. 现代气候统计诊断与预测技术[M]. 北京:气象出版社, 1999.
- [26] 朱求安, 张万昌, 余钧辉. 基于 GIS 的空间插值方法研究[J]. 江西师范大学学报(自然科学版), 2004, 28(2): 183-188.