

DOI: 10.20103/j.stxb.202503030456

卢惠,王琛,李成,司洪涛,马磊,王锋文.重庆岩溶碳汇时空变化特征及其驱动因素.生态学报,2025,45(24):12347-12357.

Lu H, Wang C, Li C, Si H T, Ma L, Wang F W. Spatial-temporal characteristics of karst carbon sink in Chongqing and its driving factors. Acta Ecologica Sinica, 2025, 45(24): 12347-12357.

重庆岩溶碳汇时空变化特征及其驱动因素

卢 惠¹, 王 琛², 李 成², 司洪涛^{1,2}, 马 磊², 王锋文^{1,*}

1 重庆大学环境与生态学院, 重庆 400044

2 重庆地质矿产研究院, 重庆 401120

摘要: 尽管岩溶地区占重庆全市面积的 39%, 但其岩溶碳汇通量 (CSF) 的估算仍存在一定不确定性, 且气候变化和生态修复对该区域 CSF 的贡献率尚不明晰。基于此, 采用岩性地质数据和气象数据, 通过 GEM-CO₂ 模型, 估算 2003—2022 年重庆岩溶碳汇时空格局, 探讨气候变化和生态修复对 CSF 的影响机制。2003—2022 年重庆岩溶碳汇整体呈现波动式下降趋势, 下降速率为 0.064 tC km⁻² a⁻¹, 碳汇通量为 9.17 tC km⁻² a⁻¹, 总量为 24.09×10⁴ tC/a。重庆岩溶区 CSF 北部大于南部, 空间上呈现由南到北递增的分布格局。降水量、温度、蒸散发、土壤湿度和归一化植被指数对 CSF 的贡献率分别为 38.20%、30.88%、14.19%、8.37%、8.36%。相较于气温、蒸散发等, 降水减少是近 20 年岩溶碳汇通量下降的主要驱动因子。本研究结果揭示了重庆岩溶碳汇时空变化及驱动因子的空间特征, 可为重庆碳中和的实现提供数据支撑; 同时为其他省份, 甚至国家, 碳中和能力诊断和差距分析提供一定的经验借鉴。

关键词: 岩溶作用; 碳汇通量; GEM-CO₂ 模型; 时空演变; 重庆

Spatial-temporal characteristics of karst carbon sink in Chongqing and its driving factors

LU Hui¹, WANG Chen², LI Cheng², SI Hongtao^{1,2}, MA Lei², WANG Fengwen^{1,*}

1 College of Environment and Ecology, Chongqing University, Chongqing 400044, China

2 Chongqing Institute of Geology and Mineral Resources, Chongqing 401120, China

Abstract: Although karst regions account for 39% of the total area of Chongqing, there is still considerable uncertainty in the estimation of karst carbon sink flux (CSF). Additionally, the contributions of climate change and ecological restoration to the CSF in this region remain uncertain. Based on this, the spatial and temporal patterns of karst carbon sinks in Chongqing from 2003 to 2022 were estimated by the GEM-CO₂ model using lithological geological data and meteorological data. We also explored the impact mechanisms of climate change and ecological restoration on CSF. From 2003 to 2022, the karst carbon sink in Chongqing exhibited a fluctuating downward trend, with a decline rate of 0.064 tC km⁻² a⁻¹. The carbon sequestration flux was 9.17 tC km⁻² a⁻¹, and the total amount was 24.09×10⁴ tC/a. The CSF in the northern karst regions of Chongqing was higher than in the south, showing an increasing gradient from south to north. The contributions of precipitation, temperature, evapotranspiration, soil moisture, and normalized vegetation index to CSF were 38.20%, 30.88%, 14.19%, 8.37%, and 8.36%, respectively. Compared with temperature and evapotranspiration, the decrease in precipitation was the primary driver of the declining CSF flux over the past 20 years. The results of this study reveal the spatial-temporal characteristics of karst carbon sequestration and its driving factors in Chongqing, providing data support for

基金项目: 重庆市技术创新与应用发展专项重点项目 (CSTB2022TIAD-KPX0202); 自然资源部重庆典型矿区生态修复野外科学观测研究站开放课题 (CQORS-2023-1)

收稿日期: 2025-03-03; 网络出版日期: 2025-07-11

* 通讯作者 Corresponding author. E-mail: fengwenwang@cqu.edu.cn

the realization of carbon neutrality in Chongqing. Additionally, it offers valuable experience for other provinces and even countries in diagnosing carbon neutrality capacity and analyzing gaps.

Key Words: karst processes; carbon sink flux; GEM-CO₂ model; spatiotemporal evolution; Chongqing

随着全球气温持续上升以及极端气候事件日益频繁,气候变化与碳循环已成为当今世界亟待解决的重大环境问题。在地球的碳循环过程中,岩石风化作用对二氧化碳(CO₂)的消耗被认为是解决“缺失汇”问题的关键途径之一^[1]。全球碳酸盐岩分布面积 2200 万 km²,约占陆地总面积的 15%,碳酸盐岩因其巨大的储碳能力而被誉为全球最大的碳库,储量达(50—120)×10⁶ Pg C^[2]。碳酸盐岩溶蚀是一个复杂的地质过程,所涉及的 CO₂可能来源于大气,也可能是土壤中微生物活动或植物根系呼吸作用的产物^[3]。通过这种方式,碳酸盐岩的溶蚀不仅在区域层面上构成了大气中 CO₂的汇(即地表碳汇),而且在更深层次上,也成为土壤生物成因的 CO₂汇(即地下碳汇)^[4—5]。

岩溶区域由于其特有的环境特征,其碳循环过程受气候驱动与人为干预的双重影响^[6]。土壤湿度、降雨的季节性变化、植被特性、地下水的流动过程及其速度,碳酸盐岩到岩石表面的地球化学作用路径等^[7],这些因素共同影响到达岩石表面的 CO₂的量和风化产物从反应场所移除的速度,从而最终决定了风化过程的速率^[8]。在此背景下,生态修复通过重建喀斯特地区“植被-土壤-水文”系统功能,展现出关键的调控作用^[9]。植被恢复过程中,植物根系呼吸与凋落物分解共同促进了土壤 CO₂浓度的持续积累,为碳酸盐岩溶蚀提供了必要的反应条件^[10]。同时,增加的有机质输入不仅加速了次生碳酸盐的形成,还通过改善土壤理化性质增强了微生物介导的碳转化效率^[11—12]。系统性的生态恢复还重建了水文循环的完整性,保障了溶解无机碳的稳定迁移与长期封存^[13]。这一系列相互协同的生态过程不仅有效逆转了石漠化导致的碳汇功能退化,更构建了具有气候适应性的碳汇调控新机制,为岩溶地区碳循环的可持续发展提供了重要保障。

目前,岩溶碳汇估算方法主要分为动力学方法、溶蚀测量法及水化学法等。动力学方法基于扩散边界层(DBL)理论^[14]和 PWP 模型^[15]等,通过模拟碳酸盐岩溶解过程估算碳汇。溶蚀测量法则根据测量技术差异分为标准试片法^[16]和微溶蚀测量仪法^[17],分别通过试片溶蚀量和实时监测获取数据。水化学法作为目前应用最广泛的估算方法,主要包括基于流域水化学平衡计算的水化学径流法^[18]、GEM-CO₂模型^[19]以及基于溶质运移模拟的 SiB 算法^[20]等。基于这些方法,国内外学者针对岩溶碳汇的研究已取得了一定成果。例如,在区域尺度,Zeng 等^[21]采用最大电位溶出法计算中国西南岩溶区碳汇通量为 34.32 t CO₂ km⁻² a⁻¹。邵治钦等^[22]基于白云石化学平衡热力学方法估算了贵州施秉黄洲河流域的岩溶碳汇通量是 30.13 t CO₂ km⁻² a⁻¹。Zhou 等^[19]通过 GEM-CO₂模型对广西岩溶碳汇进行了估算,得出广西年均岩溶碳汇量 1.1×10⁶ tC/a。在国家尺度,蒋忠诚等^[23]通过岩溶水化学分析法,对中国四大岩溶区(南方岩溶区、北方岩溶区、青藏高原区、埋藏岩溶区)的碳酸盐岩化学风化碳汇量进行估算,分别为 1909.9×10⁴ t CO₂/a、600.5×10⁴ t CO₂/a、580.1×10⁴ t CO₂/a、608.6×10⁴ t CO₂/a,全国岩溶碳汇总量达 3699.1×10⁴ t CO₂/a。曾思博等^[24]基于碳酸盐溶蚀平衡模型对全国碳酸盐岩出露区岩溶碳汇通量进行了定量研究,估算出岩溶区碳汇总量为 1760×10⁴ tC/a,通量为 6.93 tC km⁻² a⁻¹。熊练等^[25]运用 Suchet 模型和 Hartmann 模型估算出中国岩石化学风化碳汇为 17.32 Tg C/a。

在重庆岩溶地区,尽管关于碳汇的研究工作已颇为丰富,但以往的研究大多基于样点、样地及流域等站点进行定位观测,旨在探讨岩溶生态系统植被-土壤-碳酸盐岩-水文耦合系统中 CO₂的动态变化特征,以及其所驱动的物质循环过程,同时分析典型岩溶泉(地下河)流域的碳通量状况及碳汇效应。相关研究区域主要集中在南川金佛山^[26—28]、青木关岩溶槽谷^[29—30]、丰都雪玉洞^[31—32]和南山老龙洞地下河流域^[33—34]等典型研究基地。然而,现有研究仍存在部分局限:一是研究尺度多局限于典型站点,缺乏对重庆全域岩溶碳汇的系统评估;二是时间跨度较短,难以揭示长时间序列的碳汇演变规律;三是尚未明确气候变化与生态修复对碳汇过程的协同影响机制。

在岩溶碳汇的定量计算领域,GEM-CO₂模型相较于水化学径流法和碳酸盐岩溶蚀实验法,能够有效解决因时空演变限制而难以进行实验的难题。基于此,本研究以重庆岩溶区为研究对象,采用 GEM-CO₂模型和趋势分析方法,估算 2003—2022 年重庆岩溶碳汇通量,探讨时空变化特征,计算降水量(P)、温度(T)、蒸散发(ET)、土壤湿度(SM)和归一化植被指数($NDVI$)等因子对岩溶碳汇通量(CSF)的贡献率,旨在为重庆市推进“碳中和”战略目标以及提升岩溶生态系统固碳增汇能力提供重要数据支撑与科学决策依据。

1 研究区概况

重庆碳酸盐岩分布面积占全域面积的 39%,岩溶区面积高达 3.29 万 km²,是典型的岩溶地貌区域。重庆位于亚热带季风性湿润气候区,年平均温度为 16.35℃,年平均降雨量达到 1100mm。重庆地貌以山峦众多、河流密布为特点,山峦起伏连绵,江河纵横交错。地势沿着河流流向和山脉走势起伏变化,整体呈现出由北向南逐渐倾斜至河谷地带的地貌格局,形成南北两端高耸、中间低洼的地势特征。重庆岩性以碳酸盐岩为主,岩溶区位于云贵高原大娄山与武陵山系相交的褶皱地带^[35—36],岩层破碎,又受乌江水系深度切割,形成了复杂的地质构造(图 1)。而地表岩溶地貌主要由溶沟、石芽、落水洞及岩溶漏斗等构成,这些地貌特征在重庆岩溶区广泛分布。

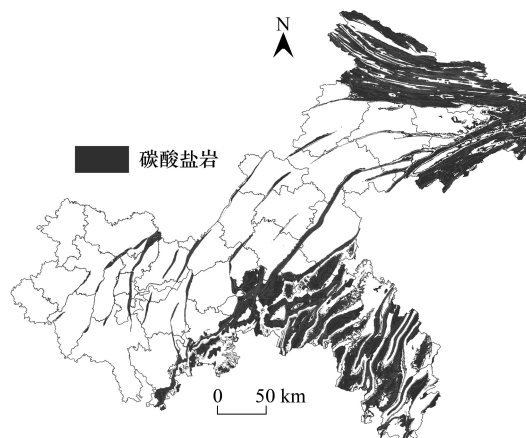


图 1 重庆市碳酸盐岩分布图

Fig.1 Distribution of carbonate rocks in Chongqing

2 研究方法

2.1 数据来源与处理

碳酸盐岩分布数据来源于中国地质调查局所发布的 1:250 万地质图,通过对该图中重庆区域的岩石属性进行分类提取,得出重庆碳酸盐岩的面积约为 3.29 万 km²,这一结果与当前相关研究的面积数据较为接近^[37]。气象要素逐月数据(降水和温度)来源于国家地球系统科学数据中心(<http://www.geodata.cn>),空间分辨率为 1km×1km,时间尺度为 1901—2023 年,因其高时空精度,已被广泛应用于岩石风化碳汇和生态环境变化的相关研究领域^[25]。实际蒸散发数据来源于 MODIS 陆地产品(<https://ladsweb.modaps.eosdis.nasa.gov>),空间分辨率为 500m×500m,时间尺度为 2000—2023 年。NDVI 逐月数据来源于国家青藏高原科学数据中心(<https://data.tpdc.ac.cn/home>),空间分辨率为 250m×250m,时间尺度为 2000—2023 年,已经被广泛应用于区域植被的时间序列变化情况研究。土壤湿度月尺度数据来源于国家青藏高原科学数据中心(<https://data.tpdc.ac.cn/home>),时间范围为 2003—2023 年,空间分辨率为 1km×1km。

2.2 岩溶碳汇强度估算

Amiotte 和 Probst^[38]指出,碳酸盐岩风化过程中所消耗的 CO₂量主要受岩石类型、地表径流和温度的调控。为了估算岩石风化所消耗的 CO₂的质量,Amiotte 和 Probst 基于对 232 个法国单一流域的地表径流和主要溶解元素浓度的分析,将岩石分为七种类型^[39]。在此基础上,提出了一个经验模型——GEM-CO₂模型,用于估算碳酸盐岩风化对大气 CO₂的消耗量,其表示为:

$$F_{\text{CO}_2} = a \times Q \quad (1)$$

式中, F_{CO_2} 是 CO₂消耗量($\text{mmol km}^{-2} \text{s}^{-1}$); Q 是径流量($\text{L km}^{-2} \text{s}^{-1}$); a 是经验系数,不同岩石类型其经验系数也不同。

2.3 趋势分析法

本研究采用基于像元的一元回归趋势分析法,评估 2003—2022 年重庆岩溶碳汇通量(CSF)的格局及趋

势^[40]。基于像元的分析能够充分利用高分辨率遥感数据,准确反映重庆不同区域岩溶碳汇通量的细微空间差异。其计算公式如下:

$$\theta = \frac{n \times \sum_{i=1}^n (i \times \text{CSF}_i) - \left(\sum_{i=1}^n i \right) \left(\sum_{i=1}^n \text{CSF}_i \right)}{n \times \sum_{i=1}^n i^2 - \left(\sum_{i=1}^n i \right)^2} \quad (2)$$

式中, θ 表示岩溶碳汇的变化趋势, i 表示当前年份, n 表示研究时间段($n=20$), CSF_i 表示第*i*年的岩溶碳汇通量。如果 $\theta>0$,则表明在研究期内岩溶碳汇增加;反之则下降。

2.4 偏相关分析

偏相关分析通过在像元尺度上控制其他变量的影响,来分析两个特定变量之间的直接关系,精确量化了CSF与各影响因子(P 、 T 、 ET 、 SM 、 $NDVI$)之间的相关性,从而确定重庆市CSF对 P 、 T 、 ET 、 SM 以及 $NDVI$ 的响应程度,为计算其相对贡献率提供支撑^[41]。其计算公式如下:

$$r_{xy \cdot z} = \frac{r_{xy} - r_{xz}r_{yz}}{\sqrt{(1-r_{xz}^2)(1-r_{yz}^2)}} \quad (3)$$

式中, r_{xy} 表示两个变量的相关系数; x_i 和 y_i 分别表示第*i*年的*x*和*y*值; $r_{xy \cdot z}$ 为控制变量*z*的情况下*x*和*y*之间的偏相关系数; r_{xy} 、 r_{xz} 和 r_{yz} 分别为相应的两个变量之间的相关系数。若 $r_{xy \cdot z}>0$,表示两个变量呈正相关;反之,两个变量呈负相关。

2.5 贡献分析

采用偏导数方法,将影响因子对CSF的贡献程度进行量化评估,该方法在关于水文和气候变化响应的研究中已展现出其广泛的应用性和准确性^[42]。假设其他影响因子恒定,使用 P 、 T 、 ET 、 SM 和 $NDVI$ 来量化气候变化和生态修复对CSF的贡献率^[43-44],其计算公式如下:

$$\text{Contr.CSF} = \frac{|\Delta \text{Clim.P}|}{|\Delta \text{Clim.P}| + |\Delta \text{Clim.T}| + |\Delta \text{Clim.ET}| + |\Delta \text{Clim.NDVI}| + |\Delta \text{Clim.SM}|} \times 100\% \quad (4)$$

$$\text{Contr.CSF} = \frac{|\Delta \text{Clim.T}|}{|\Delta \text{Clim.P}| + |\Delta \text{Clim.T}| + |\Delta \text{Clim.ET}| + |\Delta \text{Clim.NDVI}| + |\Delta \text{Clim.SM}|} \times 100\% \quad (5)$$

$$\text{Contr.CSF} = \frac{|\Delta \text{Clim.ET}|}{|\Delta \text{Clim.P}| + |\Delta \text{Clim.T}| + |\Delta \text{Clim.ET}| + |\Delta \text{Clim.NDVI}| + |\Delta \text{Clim.SM}|} \times 100\% \quad (6)$$

$$\text{Contr.CSF} = \frac{|\Delta \text{Clim.NDVI}|}{|\Delta \text{Clim.P}| + |\Delta \text{Clim.T}| + |\Delta \text{Clim.ET}| + |\Delta \text{Clim.NDVI}| + |\Delta \text{Clim.SM}|} \times 100\% \quad (7)$$

$$\text{Contr.CSF} = \frac{|\Delta \text{Clim.SM}|}{|\Delta \text{Clim.P}| + |\Delta \text{Clim.T}| + |\Delta \text{Clim.ET}| + |\Delta \text{Clim.NDVI}| + |\Delta \text{Clim.SM}|} \times 100\% \quad (8)$$

式中:Contr.CSF分别表示降水量、温度、实际蒸散发、归一化植被指数以及土壤湿度对岩溶碳汇的贡献率, $\Delta \text{Clim.P}$ 、 $\Delta \text{Clim.T}$ 、 $\Delta \text{Clim.ET}$ 、 $\Delta \text{Clim.NDVI}$ 、 $\Delta \text{Clim.SM}$ 分别表示降水量、温度、实际蒸散发、土壤湿度、以及归一化植被指数等因子与岩溶碳汇的偏相关系数。

3 结果与讨论

3.1 重庆岩溶碳汇的时空格局及动态变化

图2展示了2003—2022年重庆岩溶碳汇年际变化及其变化率。2003—2022年重庆岩溶地区碳酸盐岩风化的平均碳汇量为 24.09×10^4 tC/a,整体呈下降趋势,下降速率为 0.064 tC km^{-2} a^{-1} 。岩溶作用碳汇强度的最高值出现在2015年,平均值为 11.75 tC/ km^2 ,总量为 32.47×10^4 tC,最低值出现在2006年,平均值仅有 6.77 tC/ km^2 ,总量为 19.05×10^4 tC,总体呈现波动式降低的现象。主要原因在于降水量年际波动较大,不同年份差异明显,且季节性分配不均,夏季和秋季干旱加剧^[45],导致地表径流量补给不足,抑制了碳酸盐岩的溶解过程。同时,气温升高降低了水体 CO_2 溶解度,并增强土壤蒸发,进一步削弱了岩溶作用的碳汇能力。此外,极

端气候事件(如干旱与短时强降水)频发^[46],使得岩溶碳汇的稳定性下降,干旱导致表层岩溶带脱水,而暴雨则促使溶解性碳快速流失。

在碳汇量的年际变化特征上,相邻年份普遍呈现出一年增长、一年减少的交替趋势,在 2006—2019 年间,碳汇量总体上呈现出持续下滑的现象。具体来看,碳汇量减少较为明显的年份主要集中在 2005 年、2009 年和 2022 年等,其中 2009 年的减少幅度尤为突出,与上一年相比,岩溶碳汇量减少了 36.64%。这一明显减少主要归因于当年重庆遭受的严重干旱灾害,降水量普遍较常年偏少 2 至 3 成,部分地区甚至偏少 5 至 8 成^[47],导致地表径流与地下水补给严重不足。相比之下,碳汇量增长较多的年份则包括 2007 年、2010 年、2014 年和 2020 年等。其中,2007 年的碳汇量变化幅度最大,区域内碳汇量实现了 61.31% 的增长,这是因为当年降雨量的明显增加,特别是受到了特大暴雨天气的影响,地表径流得到了有效补充,进而促进了岩溶碳汇量的增加。

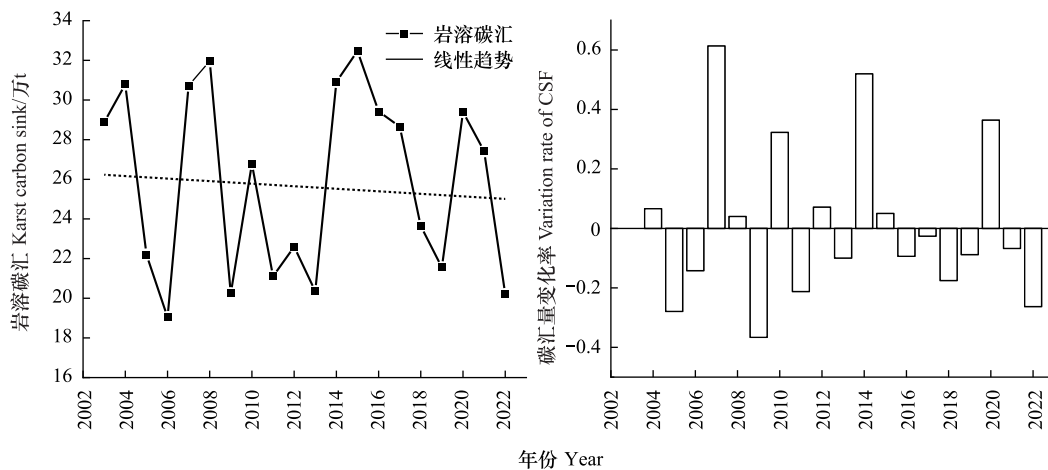


图 2 2003—2022 年重庆岩溶碳汇年际变化及变化率

Fig.2 Interannual variation and variation rate of CSF in Chongqing from 2003 to 2022

图 3 展示了 2003—2022 年重庆岩溶碳汇通量时空分布及其变化规律。从空间分布格局来看,重庆岩溶地区 2003—2022 年 CSF 均值介于 $2.45\text{--}15.12\text{ tC km}^{-2}\text{ a}^{-1}$ 之间,平均值为 $9.17\text{ tC km}^{-2}\text{ a}^{-1}$,岩溶区 CSF 北部大于南部,空间上 CSF 整体上呈现由南到北递增的分布格局。其中高值主要分布在彭水、黔江和奉节一带,区域内主要土地覆盖类型为林地,降水量丰富,充足的降水可以加速碳酸盐的溶解,从而提高了岩溶作用的潜力^[44];低值分布在城口、秀山以及綦江地区,该区域内主要土地覆盖类型同样为林地,但由于降水量以及蒸散发的限制,导致该地区岩溶碳汇通量较小^[5]。

空间演变趋势上来看,在 2003—2022 年间约 49.92% 的重庆岩溶区域岩溶作用的碳汇通量呈降低状态,

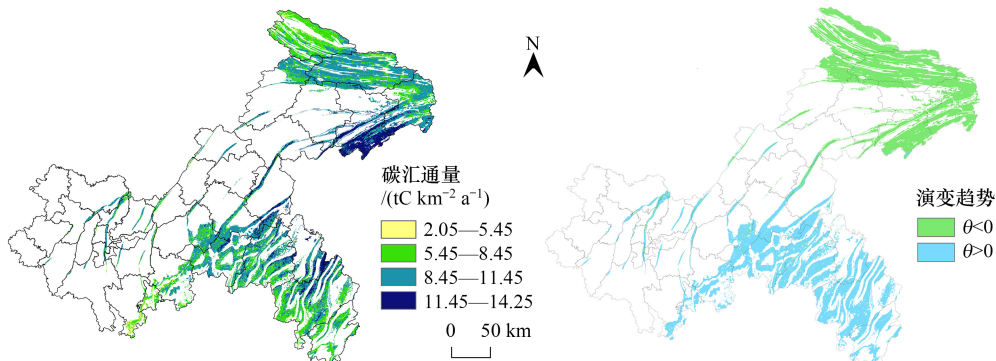


图 3 重庆岩溶碳汇通量空间分布及其演变趋势

Fig.3 Spatial distribution and evolution trend of CSF in Chongqing

受气候和环境变化影响,渝东北表现出降低的趋势,而渝东南以及主城地区则呈现出增加的现象。碳汇通量下降主要由于区域水文条件的改变,特别是降水量的减少及其空间分布格局的变化,导致地表水源的补给变得不足,而蒸发作用增强进一步加剧了区域水分的亏损状况,使得碳酸盐岩化学风化区域的水量减少,进而削弱了水体对碳酸盐岩的溶解侵蚀能力,以及溶解态 CO_2 的生成与累积过程^[24, 48–49]。

3.2 驱动因子与岩溶碳汇的相关性分析

通过对重庆岩溶区的偏相关分析,探讨了 P 、 T 、 ET 、 SM 和 $NDVI$ 与 CSF 之间的相关性。图 4 展示了不同驱动因子与 CSF 的相关性系数,其偏相关系数的平均值分别是 0.96、-0.058、-0.94、-0.052 和 0.17。

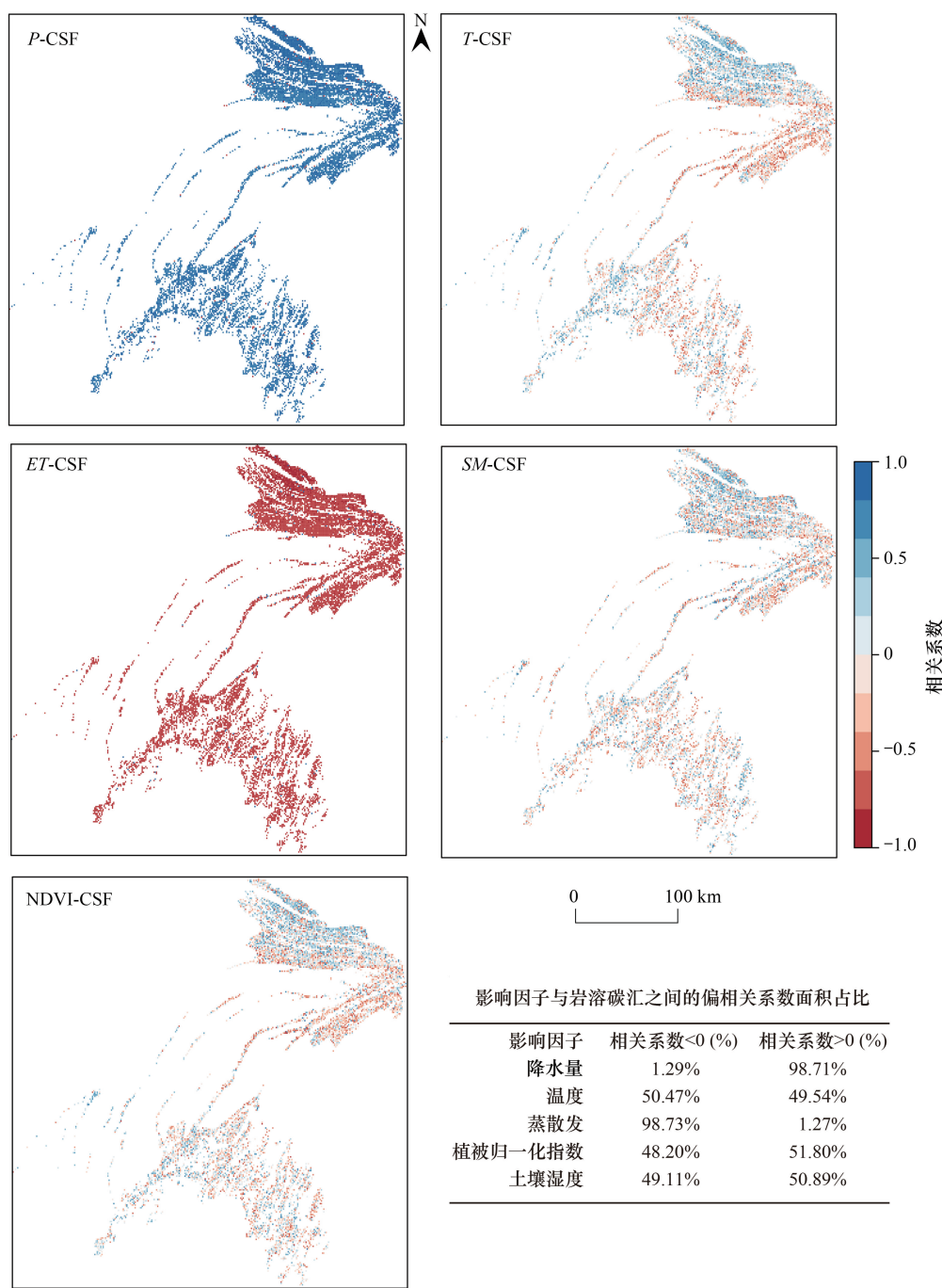


图 4 驱动因子与岩溶碳汇相关系数分布

Fig.4 Correlation coefficient distribution of driving factors and CSF

P:降水量;T:温度;ET:蒸散发;SM:土壤湿度;NDVI:归一化植被指数;CSF:岩溶碳汇通量

在重庆岩溶区,98.71%的区域降水量与 CSF 呈正相关,仅有 1.29%的区域两者呈负相关,表明降水量对 CSF 具有促进作用。50.47%的岩溶区温度与 CSF 呈负相关,主要集中分布在渝北和渝西地区,说明随着温度的上升,对该特定岩溶地区的碳汇增长速率起到了相应的减缓作用。在 98.73%的岩溶区,蒸散发与 CSF 之间的偏相关系数表现为负相关,说明了蒸散发过程对 CSF 的增加起到了抑制作用。50.89%的地区土壤湿度与 CSF 呈正相关,主要分布在渝东北上方以及渝西主城区的岩溶区。然而,49.11%的区域土壤湿度与 CSF 呈负相关,主要集中在渝东南地区。在一定范围内,土壤湿度的增加会促进土壤 CO_2 的生成,从而增强碳酸盐岩的风化碳汇。然而,当土壤湿度过多时, CO_2 的稀释作用以及土壤酸碱度的变化会削弱碳酸盐岩的风化碳汇能力,导致土壤湿度与碳酸盐岩风化碳汇之间呈现负相关关系^[50-51]。51.80%的岩溶区表现出 NDVI 与 CSF 之间的正相关关系,主要集中分布在渝东北上方以及渝西主城区的岩溶区,表明植树造林及植被恢复等改善生态环境的措施对岩溶地区的碳酸盐岩化学风化过程起到了一定的促进作用。

3.3 驱动因子对岩溶碳汇的贡献率评价

偏相关系数虽然能够揭示岩溶碳汇与各驱动因子之间的相关性,却未能直接量化这些因子对岩溶碳汇变化的贡献度。鉴于此,采用偏导数的方法计算 P 、 T 、 ET 、 SM 和 $NDVI$ 对 CSF 的相对贡献率,进而探讨这些因子对岩溶碳汇的相对重要性。图 5 展示了不同驱动因子对 CSF 的相对贡献率,其相对贡献率分别为 38.20%、14.19%、30.88%、8.37%、8.36%。

降水量与 CSF 的偏相关系数大于 0 的区域占比高达 98.71%,表明降水量的增加为碳酸盐岩的化学风化提供了充足的水分,从而加速了碳酸盐岩的化学风化过程。降水量对岩溶碳汇的贡献率达到了 38.20%,这一比例远高于其他因素。相反,蒸散发对 CSF 的偏相关系数小于 0 的区域占比为 98.73%,表明蒸散发与 CSF 主要呈现负相关关系,其相对贡献率为 30.88%。蒸散发的增加表明更多水分通过蒸发和植物蒸腾返回大气,导致地表水和地下水的量减少,从而在一定程度上减缓了碳酸盐岩的溶解过程。相较于降水量和蒸散发,温度对 CSF 的相对贡献率显著较低,仅为 13.11%。土壤湿度与 NDVI 对 CSF 的相对贡献率则较为接近,分别为 8.37% 和 8.36%。相较于其他环境因子,温度、土壤湿度及 NDVI 对 CSF 的贡献程度较为有限。进一步分析这些因子的偏相关系数发现,其空间分布呈现明显的异质性特征,正值区域与负值区域比例接近 1:1,这表明在不同地质地貌单元中,上述因子对岩溶碳汇的影响机制存在一定差异。

3.4 讨论

GEM- CO_2 模型在评估岩溶作用碳汇潜力时,将地表径流量作为调控岩石风化速率的关键参数,系统耦合了碳酸盐岩、硅酸盐岩等多种岩石类型的化学风化固碳机制及其与径流量的动态相互作用,应用范畴广泛,适用于全球不同地域和地质条件下的碳汇评估。基于 GEM- CO_2 模型,2003—2022 年重庆 CSF 平均值为 $7.03 \text{ tC km}^{-2} \text{ a}^{-1}$,低于杜朝超等^[44]采用经典热力学溶蚀模型的估算结果($9.49 \text{ tC km}^{-2} \text{ a}^{-1}$),原因可能在于 GEM- CO_2 模型没有充分考虑水动力和水化学过程。

与其他省份相比,重庆的岩溶碳汇通量低于广西($11.4 \text{ tC km}^{-2} \text{ a}^{-1}$)^[6]、湖北($12.84 \text{ tC km}^{-2} \text{ a}^{-1}$)^[52]、贵州($8.26 \text{ tC km}^{-2} \text{ a}^{-1}$)^[53]等地,高于四川($5.43 \text{ tC km}^{-2} \text{ a}^{-1}$)^[44]、云南($6.32 \text{ tC km}^{-2} \text{ a}^{-1}$)^[24]、西藏($4.54 \text{ tC km}^{-2} \text{ a}^{-1}$)^[24]等。重庆岩溶碳汇通量高于中国平均水平($6.21 \text{ tC km}^{-2} \text{ a}^{-1}$)^[44],在全国省份碳酸盐岩风化产生的碳汇通量中,处于中上水平。

岩溶碳汇与众多因素紧密相连,包括但不限于气候变化、出露岩性特征、土壤条件、植被覆盖以及外源水等。气候水文背景下,区域水文条件的形成首要受制于降水量的时空分布特征,其作为土壤水分的重要来源,对岩石化学风化过程产生直接驱动效应^[54]。这与本研究结果类似:降水量与岩溶碳汇的相关性检验高达 98.71%,贡献率为 38.2%。实际蒸散发会减少雨水转化为地表径流量的比例,同时也会降低水与岩石相互作用过程中的径流输入^[5],因此对区域水储量有负面影响,进而对水文循环和地质过程产生抑制效果。在岩溶地区,温度与岩溶碳汇之间呈现出负相关性,原因在于温度升高会增强土壤呼吸作用,降低土壤 CO_2 ,同时减少土壤湿度,从而减弱岩溶作用,导致岩溶碳汇减少^[55],然而,这种温度变化对岩溶量影响相对较小。除此之

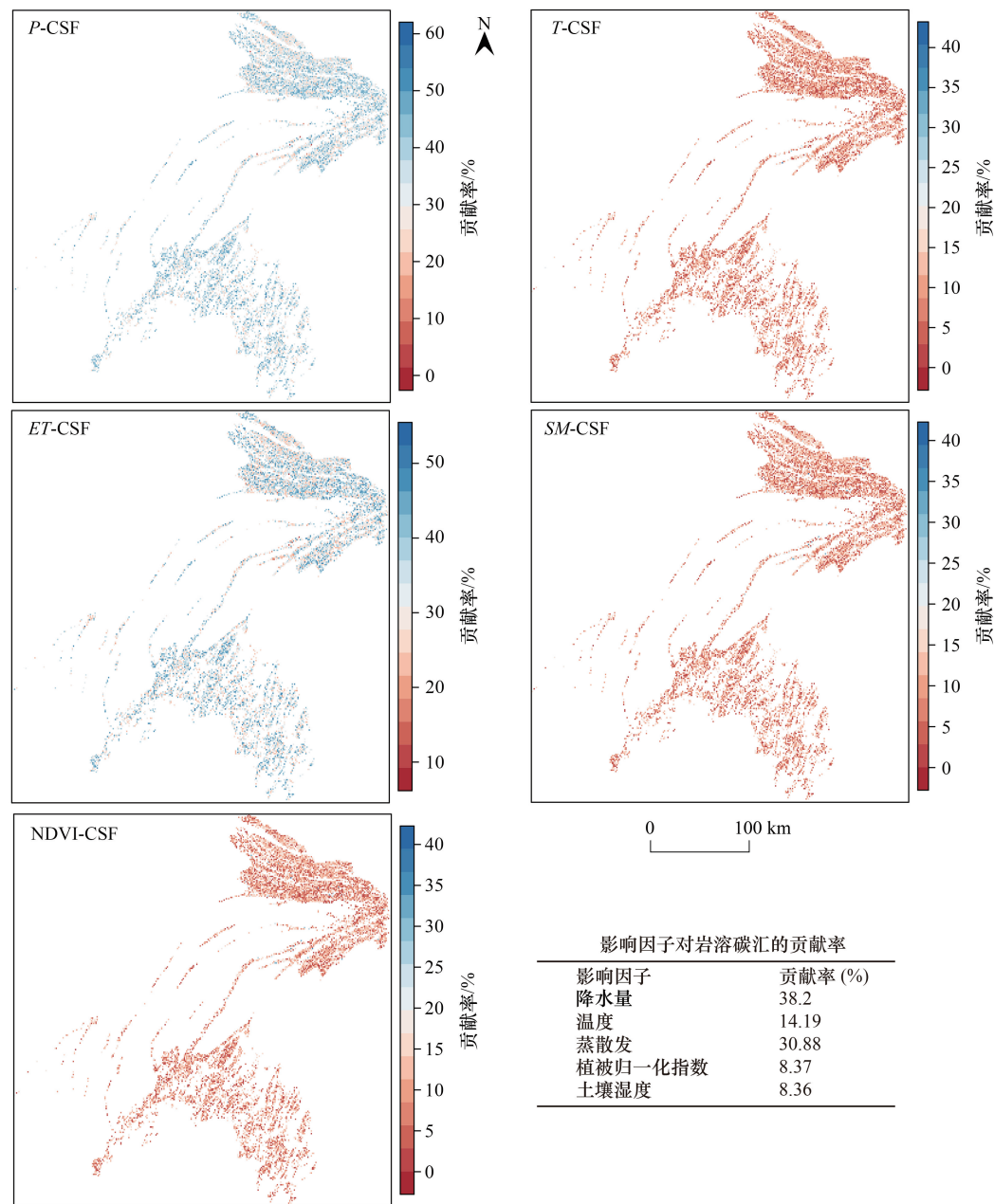


图 5 驱动因子对岩溶碳汇的贡献率
Fig.5 Contribution of driving factors to CSF

外,土壤湿度以及 NDVI 也在一定层面上影响着岩溶碳汇。土壤湿度会直接影响土壤中微生物的活性以及土壤有机碳的分解过程,从而影响土壤中 CO₂的释放量。岩溶作用是碳酸盐岩风化消耗大气或土壤中 CO₂的过程^[56],因此土壤湿度的变化可能会对岩溶碳汇潜力产生影响。另一方面,NDVI 是衡量植被覆盖度和生物量的一个重要指标,其变化可以反映植被对碳的吸收能力。植被通过光合作用吸收大气中的 CO₂,增加植被覆盖度能够提升岩溶地区的碳汇能力。

3.5 不足及未来展望

岩石的化学风化是一个复杂的地球化学过程,它涉及岩石圈、水圈、土壤圈以及大气圈之间错综复杂的相互作用^[57]。这一过程是受多层系统共同作用的结果,其速率不仅取决于各圈层内部的物理化学性质,还受控

于外部条件的变化,包括气候水文波动、生态系统演化等多种因素。因此,岩石的化学风化是多因素综合作用的结果。本研究重点关注了近二十年气候变化和生态修复对重庆岩溶碳汇的影响。尽管在宏观层面上难以对所有影响因素进行全面深入的探讨,但岩溶碳汇的形成确实受到多种因素的共同作用,其中一些因素在微观尺度上对岩石风化过程具有不可忽视的影响。例如,物理侵蚀过程通过改变岩石的暴露面积和反应活性,影响风化速率^[58];外源酸(如酸雨)会参与碳酸盐岩的风化,改变其碳汇通量^[59];土地利用类型则通过影响植被覆盖和土壤特性,间接作用于风化过程^[60]。本研究没有考虑植被覆盖和土壤渗透等因素对径流深度的影响,采用降水量与蒸散发的差值来近似表示径流深度,可能会导致估算的碳汇通量与实际情况有一定出入。

在全球气候和土地利用快速变化的背景下,未来的研究需要进一步探讨土壤渗透、土壤呼吸和外源酸等因素与岩溶碳汇之间的相互作用过程,揭示岩溶碳汇强度对土地利用与植被变化的响应程度,优化碳汇估算参数,建立适用于区域尺度的岩溶碳汇估算模型。

4 结论

(1)重庆地区岩溶碳汇通量空间差异明显,整体上呈北部高于南部。2003—2022年间,重庆年均岩溶碳汇通量为 $9.17 \text{ tC km}^{-2} \text{ a}^{-1}$,平均岩溶碳汇量为 $24.09 \times 10^4 \text{ tC/a}$,整体上呈下降趋势,下降速率为 $0.064 \text{ tC km}^{-2} \text{ a}^{-1}$ 。约 49.92% 的区域岩溶碳汇量处于降低状态,渝东北表现出增加的趋势,渝东南则是减少的趋势。

(2)降水量、温度、蒸散发、土壤湿度和 NDVI 对岩溶碳汇的相对贡献率分别为 38.20%、14.19%、30.88%、8.37%、8.36%,降水量对岩溶碳汇的相对贡献率最高。

(3)气候变化在一定程度上调控着岩溶作用的速率,从而导致岩溶碳汇呈现出明显的年际波动。其中降水量和蒸散发是岩溶碳汇强度变化的主控因子,而温度、土壤湿度和 NDVI 同样影响着碳汇过程,调控着岩溶作用碳汇强度。

(4)生态修复通过植被-土壤系统调控碳酸盐岩风化过程。植被根系通过物理作用和生物化学作用加速碳酸盐岩的溶解;同时,土壤湿度增加提升水岩接触效率,加速风化反应。土壤有机质积累和湿度条件共同维持酸性环境,持续推动碳酸盐溶解-迁移平衡,促进风化碳汇。

参考文献 (References):

- [1] 张莹,李强.是“岩溶碳汇”还是“岩溶碳通量”?中国岩溶,2015,34(06):539-542.
- [2] 章程,肖琼,孙平安,高旭波,郭永丽,苗迎,汪进良.岩溶碳循环及碳汇效应研究与展望.地质科技通报,2022,41(05):190-198.
- [3] 朱帅,曹建华,杨慧,梁建宏,劳昌玲.岩溶区植被与岩石地球化学背景间相互作用机制研究进展.岩矿测试,2023,42(01):59-71.
- [4] Andreas S, Werner B, Ika D, Christian B, Christoph S, Wolfgang W. Contribution of carbonate weathering to the CO_2 efflux from temperate forest soils. Biogeochemistry, 2015, 124(1-3): 273-290.
- [5] 曹建华,杨慧,黄芬,张春来,张连凯,朱同彬,周孟霞,袁道先.岩溶碳汇原理、过程与计量.地学前缘,2024,31(05):358-376.
- [6] 汤颖颖,吴秀芹.广西岩溶碳汇对气候变化和石漠化治理措施的响应.北京大学学报(自然科学版),2023,59(02):189-196.
- [7] Dong X L, Cohen M J, Martin J B, McLaughlin D L, Murray A B, Ward N D, Flint M K, Heffernan J B. Ecohydrologic processes and soil thickness feedbacks control limestone-weathering rates in a karst landscape. Chemical Geology, 2019, 527: 118774.
- [8] Zhao R Y, Liu Z Q, Huang H, Dong L L. Difference in the relationship between soil CO_2 concentration and the karst-related carbon cycle under different land use types in southwest China. Carbonates and Evaporites, 2019, 34(4): 1569-1581.
- [9] 张建春,朱江,何昌德,贾智,朱利菲,乙引,龚记熠.喀斯特地区水碳耦合过程研究进展.中国岩溶,2025,44(02):1-13.
- [10] 于爽,蒲俊兵,刘凡,杨慧.岩溶碳汇效应对植被的响应研究进展.地学前缘,2023,30(04):418-428.
- [11] 胡方彩,安明志,汪伟,田晓霞.人工草地种植对高强度喀斯特石漠化土壤侵蚀区生态修复的影响.贵州林业科技,1-6 [2025-06-24]. <https://doi.org/10.16709/j.cnki.gzlykj.20241219.002>.
- [12] 陈显磊,王剑峰,孔鑫,王丽,张屏,龚记熠,乙引,刘杰.中国喀斯特地区微生物群落结构和功能的研究进展.微生物学杂志,2023,43(02):106-114.
- [13] 王忠云,宋燕平,喻阳华,郭松.石漠化地区土壤含水率的动态变化特征及其影响因素.西南农业学报,2021,34(03):591-596.
- [14] 刘再华.碳酸盐岩岩溶作用对大气 CO_2 沉降的贡献.中国岩溶,2000,(04):3-10.

- [15] Dreybrodt W, Buhmann D, Michaelis J, Usdowski E. Geochemically controlled calcite precipitation by CO₂ outgassing: Field measurements of precipitation rates in comparison to theoretical predictions. *Chemical Geology*, 1992, 97(3/4): 285-294.
- [16] 姚春芝, 高满, 陈喜, 刘秀强, 高峰钧. 基于元分析的碳酸盐岩侵蚀速率及其影响因素研究. *地球与环境*, 2023, 51(04): 401-411.
- [17] Sanna L, Waele D J, Calaforra M J, Forti P. Long-term erosion rate measurements in gypsum caves of Sorbas (SE Spain) by the Micro-Erosion Meter method. *Geomorphology*, 2015, 228: 213-225.
- [18] 曾成, 赵敏, 杨睿, 刘再华. 贵州典型岩溶流域水循环驱动的岩溶碳汇通量及其主控因素分析. *地球与环境*, 2017, 45(01): 74-83.
- [19] Zhou G Q, Jia B, Tao X D, Yan H B. Estimation of karst carbon sink and its contribution to CO₂ emissions over a decade using remote sensing imagery. *Applied Geochemistry*, 2020, 121: 104689.
- [20] Pacheco F.A.L, Cornelis H.V.der W. Mineral Weathering Rates and Groundwater Recharge Rates. *Journal of Conference Abstracts*, 2000, 5(2): 629.
- [21] Zeng S B, Jiang Y J, Liu Z H. Assessment of climate impacts on the karst-related carbon sink in SW China using MPD and GIS. *Global and Planetary Change*, 2016, 144: 171-181.
- [22] 邵治钦, 曾成, 肖时珍, 肖华, 代林玉, 闫伟. 近 27a 来典型白云岩流域岩溶碳汇变化及其调控机制——以贵州施秉黄洲河流域为例. *中国岩溶*, 2021, 40(04): 625-635.
- [23] 蒋忠诚, 覃小群, 曹建华, 蒋小珍, 何师意, 罗为群. 中国岩溶作用产生的大气 CO₂ 碳汇的分区计算. *中国岩溶*, 2011, 30(04): 363-367.
- [24] 曾思博, 刘再华. 我国岩溶碳汇和在非岩溶区播撒碳酸盐粉的碳中和潜力. *科学通报*, 2022, 67(34): 4116-4129.
- [25] 熊练, 白晓永, 李阳兵, 赵翠薇, 罗光杰, 吴路华, 陈飞, 李朝君, 冉晨, 张思蕊. 高分辨率长时间序列的中国岩石化学风化碳汇数据及其变化趋势. *矿物岩石地球化学通报*, 2022, 41(05): 956-964.
- [26] 查小森, 谢世友, 李林立. 短时间尺度下岩溶泉碳汇效应研究——以重庆金佛山水房泉为例. *地下水*, 2015, 37(02): 42-45.
- [27] 胡毅军, 蒋勇军, 李林立. 表层岩溶泉域短时间尺度岩溶作用碳汇效应初步研究——以重庆市金佛山水房泉域为例. *中国岩溶*, 2011, 30(02): 169-174.
- [28] 罗健, 蒋勇军, 胡毅军, 李林立, 刘文. 亚高山表层岩溶泉域土壤溶蚀速率季节变化及碳汇量估算——以重庆金佛山水房泉流域为例. *中国岩溶*, 2011, 30(04): 443-448.
- [29] 刘仙, 蒋勇军, 叶明阳, 杨平恒, 扈志勇, 李元庆. 典型岩溶槽谷区地下水水文动态响应研究——以重庆青木关地下河为例. *中国岩溶*, 2009, 28(02): 149-154.
- [30] 张兴波, 蒋勇军, 邱述兰, 曹敏, 胡毅军. 农业活动对岩溶作用碳汇的影响: 以重庆青木关地下河流域为例. *地球科学进展*, 2012, 27(04): 466-476.
- [31] 王巧莲, 蒋勇军, 陈宇. 岩溶流域地下水 TOC 输出及影响因素分析: 以重庆丰都雪玉洞地下河流域为例. *环境科学*, 2016, 37(05): 1788-1797.
- [32] 胡刘婵, 蒋勇军, 曾思博, 雷佳琪. 岩溶关键带 C-N 耦合循环与碳酸盐岩风化——以重庆雪玉洞观测站为例. *第四纪研究*, 2017, 37(06): 1251-1261.
- [33] 曹敏, 蒋勇军, 蒲俊兵, 张兴波, 邱述兰, 杨平恒, 汪智军, 李欢欢. 重庆南山老龙洞地下河流域岩溶地下水 DIC 和 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 及其流域碳汇变化特征. *中国岩溶*, 2012, 31(02): 145-153.
- [34] 张海月, 杨平恒, 王建力, 蓝家程, 詹兆君, 任娟, 张宇. 城市化对岩溶水系统化学组分演化的影响——以重庆市南山老龙洞地下河为例. *中国岩溶*, 2017, 36(04): 541-549.
- [35] 肖成芳, 魏兴萍, 张爱国, 陈英. 重庆市岩溶泉发育特征与流量控制机制分析. *地理科学进展*, 2022, 41(04): 693-706.
- [36] 李大通, 罗雁. 中国碳酸盐岩分布面积测量. *中国岩溶*, 1983, (02): 61-64.
- [37] 蒲俊兵. 重庆地区岩溶地下河发育与分布的基本特征. *中国岩溶*, 2013, 32(03): 266-279.
- [38] Amiottesuchet P, Probst J L, Ludwig W. Flux de CO₂ consomme par alteration chimique continentale-influences du drainage et de la lithologie. *Comptes-rendus de l'Académie des Sciences de Paris — Série II, Mécanique, Physique, Chimie, Astronomie*, 1993, 317: 615-622.
- [39] Meybeck M. Global chemical weathering of surficial rocks estimated from river dissolved loads. *American Journal of Science*, 1987, 287(05): 401-428.
- [40] Zhang S R, Bai X Y, Zhao C W, Tan Q, Luo G J, Wang J F, Li Q, Wu L H, Chen F, Li C J, Deng Y H, Yang Y J, Xi H P. Global CO₂ Consumption by silicate rock chemical weathering: its past and future. *Earth's Future*, 2021, 9(5): e2020EF001938.
- [41] 曹永强, 周妹含, 杨雪婷. 近 20 年辽宁省植被动态特征及其对气候变化的响应. *生态学报*, 2022, 42(14): 5966-5979.
- [42] 谢慧君, 谢亚巍, 曹聪, 何松, 杨洵, 姜巽, 龚思宇, 杨正兰. 重庆市植被净初级生产力时空变化特征及驱动力分析. *长江流域资源与环境*, 2023, 32(12): 2581-2597.
- [43] Ge W Y, Deng L Q, Wang F, Han J Q. Quantifying the contributions of human activities and climate change to vegetation net primary productivity

- dynamics in China from 2001 to 2016. *Science of The Total Environment*, 2021, 773: 145648.
- [44] 杜朝超, 白晓永, 李阳兵, 谭秋, 赵翠薇, 罗光杰, 吴路华, 陈飞, 李朝君, 冉晨, 张思蕊, 熊练, 宋丰姣, 肖碧琴, 李姿霖, 薛盈盈, 龙明康, 罗青, 张小芸, 李明会, 沈晓倩, 杨姝. 中国碳酸盐岩地区岩溶无机碳汇格局及影响因素. *中国科学:地球科学*, 2024, 54(03): 745-759.
- [45] 曾春芬, 陈钰婕, 杨奇, 方德贤. 长江上游重庆段近 20 a 降水时空变化特征. *地球环境学报*, 2024, 15(02): 342-356.
- [46] 张亚丽, 黄柱军, 田义超, 林俊良, 覃彩焕. 极端气候对西南地区植被覆盖度变化的时滞与累积效应. *生态环境学报*, 2025, 34(05): 665-677.
- [47] 王晓敏, 周顺武, 周兵. 2009/2010 年西南地区秋冬春持续干旱的成因分析. *气象*, 2012, 38(11): 1399-1407.
- [48] 白晓永, 张思蕊, 冉晨, 吴路华, 杜朝超, 代磊, 杨兴艺, 李姿霖, 薛盈盈, 龙明康, 李明会, 杨姝, 罗青, 张小芸, 沈晓倩, 陈飞, 李琴, 邓元红, 胡泽银, 李朝君. 我国西南喀斯特生态修复的十大问题与对策. *中国科学院院刊*, 2023, 38(12): 1903-1914.
- [49] Chen L F, Tan L C, Zhao M, Sinha A, Wang T L, Gao Y L. Karst carbon sink processes and effects: a review. *Quaternary International*, 2023, 652: 63-73.
- [50] 赵瑞一, 吕现福, 蒋建建, 段逸凡. 土壤 CO₂ 及岩溶碳循环影响因素综述. *生态学报*, 2015, 35(13): 4257-4264.
- [51] 杨卫东, 曾联波, 李想. 碳汇效应及其影响因素研究进展. *地球科学进展*, 2023, 38(02): 151-167.
- [52] 王懿洁, 马传明, 郭静, 党慧慧, 黄鹏, 范威. 湖北省 2019—2021 年岩溶碳汇估算及其驱动因子分析. *地质科技通报*, 2024, 43(02): 330-343.
- [53] Bai X Y, Zhang S R, Li C J, Xiong L, Song F J, Du C C, Li M H, Luo Q, Xue Y Y, Wang S J. A carbon-neutrality-capacity index for evaluating carbon sink contributions. *Environmental Science and Ecotechnology*, 2023, 15: 100237.
- [54] 李汇文, 王世杰, 白晓永, 操玥, 田义超, 罗光杰, 陈飞, 李琴, 吴路华, 王金凤, 王明明, 田诗琪, 邓元红, 胡泽银, 杨钰杰, 李朝君, 路茜, 习慧鹏, 陈欢, 冉晨, 罗旭玲. 气候变化及生态恢复对喀斯特槽谷碳酸盐岩风化碳汇的影响评估. *生态学报*, 2019, 39(16): 6158-6172.
- [55] 赵一蕾, 黄文婕, 曹明, 齐威, 李俊生. 1961—2019 年黄土高原植被潜在蒸散及影响因子. *环境科学研究*, 2021, 34(09): 2208-2219.
- [56] Zhao M, Li D, Liu Z H, Bao Q, Xia F, Yan H, Chen B, Hu Y D, Cai G X, Lang R, Li H, Shi L X, He H B. Karst carbon sink mechanism and its contribution to carbon neutralization under land-use management. *Science of The Total Environment*, 2024, 937: 173381.
- [57] 曹建华, 杨慧, 张春来, 吴夏, 白冰, 黄芬. 中国西南岩溶关键带结构与物质循环特征. *中国地质调查*, 2018, 5(05): 1-12.
- [58] Xu Y, Jin Z D, Zhang F, Gou L F, Li C Z, Wang J, Jin C Y, Deng L. Intensified carbonate weathering during storm events in a highly-erosion river catchment. *Journal of Hydrology*, 2024, 642: 131860.
- [59] Xie Y C, Qian P, Li J, Yu S, Miao X Y, Guo Y L, Huang F, Xiao Q, Zhang L K. Response of weathering carbon sink effect to anthropogenic sulfuric acid in different lithological catchments: a case study from Southwest China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2024, 270: 106195.
- [60] Zeng S B, Liu Z H, Kaufmann G. Sensitivity of the global carbonate weathering carbon-sink flux to climate and land-use changes. *Nature Communications*, 2019, 10: 5749.