

郇治钦,曾成,肖时珍,等.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[J].中国岩溶,2021,40(4):625-635.

DOI:10.11932/karst2021y26

## 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

郇治钦<sup>1,2</sup>,曾成<sup>2</sup>,肖时珍<sup>1</sup>,肖华<sup>1</sup>,代林玉<sup>1,2</sup>,闫伟<sup>1</sup>

(1. 贵州师范大学喀斯特研究院/国家喀斯特石漠化防治工程技术研究中心, 贵州 贵阳 550001; 2. 中国科学院地球化学研究所/环境地球化学国家重点实验室, 贵州 贵阳 550081)

**摘要:**以贵州省施秉县黄洲河典型白云岩岩溶小流域为例,基于白云石化学平衡热力学方法分别定量估算出1990—1992年、2001—2003年及2016—2018年白云岩流域的年均岩溶碳汇强度,并分析其对气候变化、土地利用调控的响应,结果表明:(1)流域内第二个时段年均有效降雨最大,其次是第一个时段,第三个时段的最小;(2)流域内主要以有林地为主,旱地、建设用地持续增加但增长速率减缓,总体上流域植被覆盖度呈现上升趋势;(3)流域整体的岩溶碳汇强度由大到小依次为2002年、1990年、2016年,水田与旱地对岩溶碳汇贡献较大;(4)气候变化与土地利用共同控制岩溶碳汇,碳汇强度可能不随地类正向演替而增大。

**关键词:**白云岩流域;化学平衡热力学模型;岩溶碳汇;气候变化;土地利用

**中图分类号:**P59:X142 **文献标识码:**A

**文章编号:**1001-4810(2021)04-0625-11 **开放科学(资源服务)标识码(OSID):**



### 0 引言

在当前全球碳循环中存在陆地遗失碳汇 $29 \times 10^8 \sim 44 \times 10^8 \text{ t CO}_2 \cdot \text{a}^{-1}$ ,而岩溶碳汇是陆地遗失碳汇的重要组成部分<sup>[1-2]</sup>。在参与碳循环的地质作用中,碳酸盐岩积极参与该循环过程,表层岩溶作用的碳循环对大气二氧化碳是主要的汇也得到了进一步的认识<sup>[3-4]</sup>。何若雪等<sup>[5]</sup>利用水化学径流法估算出以碳酸盐岩、砂页岩为主的桂林断面以上流域的岩溶碳汇为 $26.9 \text{ t CO}_2 \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ ,曾成等<sup>[6]</sup>在岩性主要为石灰岩的板寨、后寨流域估算出多年平均的碳汇通量为 $29.39 \text{ t CO}_2 \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ ,并揭示了溶解无机碳的化学

稳定性行为,进一步说明岩溶作用的碳汇机制具有一定程度的稳定性。相比于石灰岩,典型白云岩流域也具有化学稳定性,且其化学剥蚀速率高于相同气候条件的石灰岩流域<sup>[7]</sup>,这是由具有较高溶解度的白云岩决定的。但是由于白云岩的出露面积相对较少,溶解速率较低,过去对于典型白云岩流域的岩溶碳汇研究并未得到重视。

碳酸盐岩地区作为一个具有较大碳库的陆地生态系统,在水循环的驱动下,形成了一个涉及大气圈、水圈、生物圈、土壤圈、岩石圈的碳循环的地球化学过程,该过程促进了以消耗二氧化碳为主的碳酸盐岩风化,且随着未来水循环过程的加速,可能导致

基金项目:国家自然科学基金“施秉典型白云岩流域的岩溶碳汇通量及其土地利用控制”(41673129);国家重点研发计划项目子课题“喀斯特石漠化防治与世界遗产保护及山地旅游产业技术与示范”[2016YFC0502606-01];贵州师范大学资助博士科研项目“贵州施秉白云岩喀斯特石漠化地区土壤侵蚀机理研究”(GZNUD[2017]12号)

第一作者简介:郇治钦(1995—),男,硕士研究生,主要研究方向:自然地理学。E-mail:913024249@qq.com。

通信作者:曾成(1979—),男,博士,副研究员,硕士生导师,研究方向:岩溶水文地质。E-mail:zeczampion@qq.com。

肖时珍(1981—),女,博士,副教授,硕士生导师,研究方向:岩溶环境与世界遗产。E-mail:349871690@qq.com。

收稿日期:2020-09-10

碳汇效应的增加<sup>[2]</sup>。作为岩溶碳汇通量主控因素的径流主要受到降雨的控制,已有研究表明,在不同时间尺度上,岩溶作用对于降雨的变化具有较强的敏感性<sup>[8]</sup>。由于地表植被覆盖会造成径流损失,而且土壤理化性质、微生物活动、人工施肥等因素也会影响降雨入渗及土壤二氧化碳浓度,从而控制碳酸盐岩溶蚀过程,因此,土地利用也是控制岩溶碳汇的重要因素<sup>[9]</sup>。然而,由于土地利用通过调控径流损失使得岩溶碳汇通量不一定随着植被的正向演替而增大,因此,岩溶碳汇对土地利用类型与气候的复合控制机制仍需要进一步研究<sup>[10]</sup>。

本文尝试通过白云岩的溶解平衡方程建立用于计算白云岩岩溶碳汇强度的模型,即化学平衡热力学方法(又称入渗化学平衡法),以期探讨如下问题:(1)定量评估研究区近27a来岩溶碳汇强度的变化特征;(2)定量评估不同土地利用类型岩溶碳汇强度;(3)揭示土地利用类型与气候变化对岩溶碳汇共同作用机制。

## 1 研究区概况

贵州省施秉县杉木河流域作为世界自然遗产保护地,被认为是白云岩岩溶地貌形态与演化的模式地,是研究白云岩岩溶的一个理想天然试验场<sup>[11]</sup>。本次选取杉木河流域的一级支流黄洲河流域作为研究区,该流域面积为49.19 km<sup>2</sup>,其中有45.27 km<sup>2</sup>的区域岩性为白云岩,并含少量灰质白云岩。其流域平均海拔为912 m,整体地势东北高、西南低,区内岩溶地貌发育强烈,地形破碎,形成典型的中亚热带岩溶峡谷地貌<sup>[12]</sup>。该区受亚热带湿润季风的控制,气候雨热同期、降水充沛,年均降雨量为1 220 mm,年均蒸发量为1 078.42 mm,年均气温为16℃;区内土壤主要为白云岩风化的薄层石灰土;流域内主要以乔木及灌木为主,但在北东部残留高原面上多居民点,土地利用类型多样,主要包括旱耕地、水田、有林地以及灌木林地(图1)。

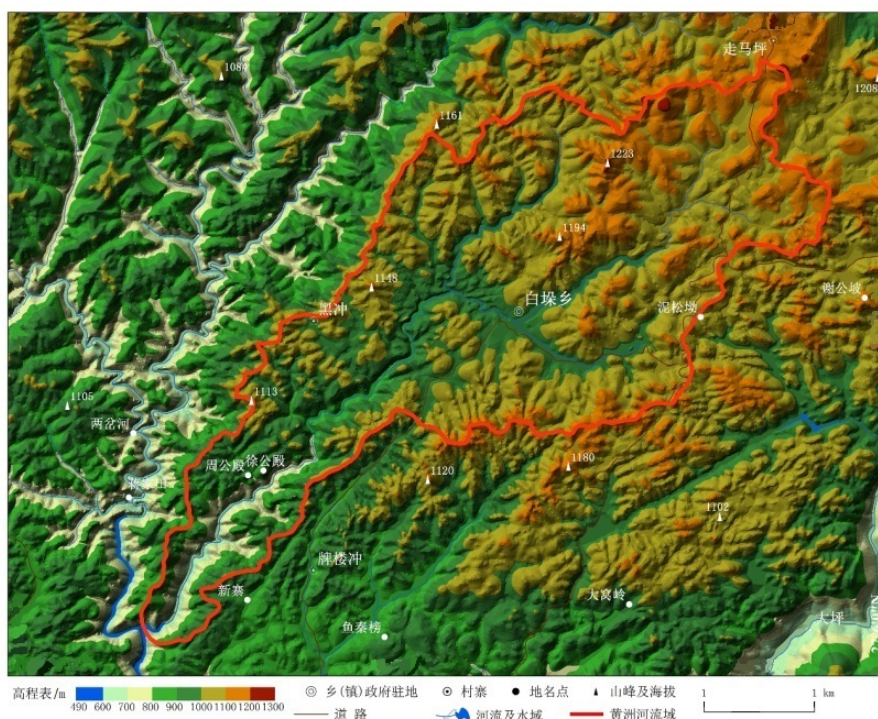


图1 研究区数字高程模型图

Fig. 1 Digital elevation model of the study area

## 2 研究方法

### 2.1 数据来源及处理

气象数据来源于贵州省施秉县气象局,主要是

三个时间段(1990–1992年、2001–2003年、2016–2018年)的逐月降雨量、气温数据,并根据上述气象参数通过相关公式计算出研究区内相应时段的年均蒸散发量与岩溶碳汇强度,期间无缺失数据。遥感影像

来源于美国地质调查局(<https://earthexplorer.usgs.gov/>) Landsat TM/OLI的成像数据,选取的影像数据时段与气象数据时间段保持一致,且基本涵盖植被生长期、过渡期、休眠期,空间分辨率为30 m,并在ArcGIS 10.4、ENVI 5.1平台上进行土地利用类型(1990、2002、2016三期)解译及相关计算,其中土地利用类型解译总体精度均达到85%以上。

## 2.2 植被覆盖度及各地类实际蒸散发量的计算

在ENVI 5.1平台上对三个时段的遥感数据进行归一化植被指数(NDVI)的计算,得到研究区内生长季的NDVI值,为消除由于大气、裸土及植被等因素引起的非系统性影响,需要对NDVI进行如下处理<sup>[13]</sup>,该处理结果等于植被覆盖度(FVC):

$$FVC = \frac{NDVI - NDVI_0}{NDVI_s - NDVI_0} \quad (1)$$

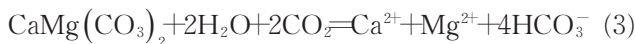
式中:FVC为植被覆盖度,NDVI<sub>0</sub>、NDVI<sub>s</sub>分别为不同植被类型的最小和最大NDVI,两者分别采取NDVI像元灰度置信区间内上下限累计频率为5%、95%对应的值。实际蒸散发量采用Zhang等<sup>[14]</sup>通过全球250多个流域的观测数据构建而来的公式,其计算方式如下:

$$ET_i = \left( f_i \frac{1 + 2 \frac{1410}{P}}{1 + 2 \frac{1410}{P} + \frac{P}{1410}} + (1 - f_i) \frac{1 + 0.5 \frac{1100}{P}}{1 + 0.5 \frac{1100}{P} + \frac{P}{1100}} \right) P \quad (2)$$

式中:ET<sub>i</sub>为不同地类的年实际蒸散量(mm);f<sub>i</sub>为植被覆盖度(%);P为年降雨量(mm)。

## 2.3 化学平衡热力学模型

根据白云岩化学溶解反应方程:



其平衡常数为:

$$K^* = \frac{[\text{Ca}^{2+}][\text{Mg}^{2+}][\text{HCO}_3^-]^4}{[\text{CO}_2]^2} = K_d \left( \frac{K_1}{K_2} \right)^2 \quad (4)$$

式中:方括号中的离子浓度为活度;K<sub>1</sub>是CO<sub>2</sub>水解并进行一级电解形成HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>的平衡常数;K<sub>2</sub>是HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>离解产生CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>的CO<sub>2</sub>平衡常数;K<sub>d</sub>是白云岩溶度积常数。

根据亨利定律:

$$[\text{CO}_2] = K_0 \times P_{\text{CO}_2} \quad (5)$$

式中:K<sub>0</sub>为CO<sub>2</sub>溶于水的平衡常数;P<sub>CO<sub>2</sub></sub>为土壤或含水层中的CO<sub>2</sub>分压。

白云岩平衡时存在如下电荷平衡式:

$$2([\text{Ca}^{2+}] + [\text{Mg}^{2+}]) = [\text{HCO}_3^-] \quad (6)$$

由于白云岩溶解过程中Ca<sup>2+</sup>、Mg<sup>2+</sup>活度相等<sup>[15]</sup>,故存在:

$$4[\text{Ca}^{2+}] = [\text{HCO}_3^-] \text{ 或 } 4[\text{Mg}^{2+}] = [\text{HCO}_3^-] \quad (7)$$

联立(2)、(3)、(4)、(5)式,饱和时的钙或镁活度如下:

$$[\text{Ca}^{2+}]_{eq} \text{ 或 } [\text{Mg}^{2+}]_{eq} = \left[ \frac{(K_0^2)(K_1^2)K_d}{4^4 K_2^2} \right]^{\frac{1}{6}} [P_{\text{CO}_2}]^{\frac{1}{3}} \quad (8)$$

因此,最大年溶蚀速率(mol·km<sup>-2</sup>·a<sup>-1</sup>)为:

$$RS_{\max} = 10^6 (P - E) \left( [\text{Ca}^{2+}]_{eq} + [\text{Mg}^{2+}]_{eq} \right) \quad (9)$$

$$= 2 \times 10^6 (P - E) \left[ \frac{(K_0^2)(K_1^2)K_d}{4^4 K_2^2 r_{\text{Mg}} r_{\text{Ca}} (r_{\text{HCO}_3^-})^2} \right]^{\frac{1}{6}} [P_{\text{CO}_2}]^{\frac{1}{3}} \quad (10)$$

式中:P为年降雨量(mm·a<sup>-1</sup>);E为年实际蒸散发量(mm·a<sup>-1</sup>);[Ca<sup>2+</sup>]<sub>eq</sub>、[Mg<sup>2+</sup>]<sub>eq</sub>分别为平衡时的钙、镁离子浓度(mol·L<sup>-1</sup>);r<sub>Mg</sub>、r<sub>Ca</sub>、r<sub>HCO<sub>3</sub><sup>-</sup></sub>分别为水中Ca<sup>2+</sup>、Mg<sup>2+</sup>、HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>的活度系数。

由于溶解1 mol的CaMg(CO<sub>3</sub>)<sub>2</sub>将消耗2 mol的CO<sub>2</sub>,因此,岩溶作用产生的最大碳汇强度(mol·km<sup>-2</sup>·a<sup>-1</sup>)为:

$$CSF_{\max} = 0.5 \times 10^6 (P - E) [\text{HCO}_3^-]_{eq} \quad (11)$$

$$= 2 \times 10^6 (P - E) \left[ \frac{(K_0^2)(K_1^2)K_d}{4^4 K_2^2 r_{\text{Mg}} r_{\text{Ca}} (r_{\text{HCO}_3^-})^2} \right]^{\frac{1}{6}} [P_{\text{CO}_2}]^{\frac{1}{3}} \quad (12)$$

其中土壤中的CO<sub>2</sub>分压(atm)可通过实际野外监测获得或根据公式<sup>[16]</sup>计算:

$$\log P_{\text{CO}_2} = -3.47 + 2.09(1 - e^{-0.00172E}) \quad (13)$$

式中的相关参数将根据实测数据进行计算。K<sub>d</sub>、K<sub>0</sub>、K<sub>1</sub>、K<sub>2</sub>与开尔文温度T<sub>k</sub>具有如下函数关系式<sup>[15,17]</sup>:

$$\log(K_d) = A + B \times T_k + \frac{C}{T_k} \quad (14)$$

$$\log(K_0) = A + \frac{B}{T_k} + C \times T_k \quad (15)$$

$$\log(K_1) = A + B \times T_k + \frac{C}{T_k} + D \times \log(T_k) + \frac{E}{T_k^2} \quad (16)$$

$$\log(K_2) = A + B \times T_k + \frac{C}{T_k} + D \times \log(T_k) + \frac{E}{T_k^2} \quad (17)$$

式中:  $A$ 、 $B$ 、 $C$ 、 $D$ 、 $E$  为各因子  $K_i$  计算系数, 其值如下表 1。

表 1 公式(10)~(17)中各  $K_i$  因子对应的系数

Table 1 Coefficients corresponding to the  $K_i$  factors in formulas (10)–(17)

因子	$A$	$B$	$C$	$D$	$E$
$K_0$	21.382	-0.070 545	-5 106.9	—	—
$K_1$	-14.018 4	2 385.73	0.015 264	—	—
$K_2$	356.309 4	-0.060 919 64	21 834.37	126.833 9	-1 684 915
$K_3$	-107.887 1	-0.032 528 49	5 151.79	38.925 61	-563 713.9

用 Dreybrodt<sup>[18]</sup> 与刘再华<sup>[19]</sup> 的公式计算  $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{Mg}^{2+}$  及  $\text{HCO}_3^-$  的离子活度系数:

$$\log(r_i) = -AZ_i^2 \times \frac{\sqrt{I}}{(1 + Ba_i\sqrt{I})} \quad (18)$$

$$A = 0.4883 + 8.074 \times 10^{-4}T \quad (19)$$

$$B = 0.3241 + 1.6 \times 10^{-4}T \quad (20)$$

$$I = 3[(\text{Ca}^{2+}) + (\text{Mg}^{2+})] \quad (21)$$

式中:  $\gamma_i$  为第  $i$  个离子的活度系数;  $A$  和  $B$  是温度的函数( $^{\circ}\text{C}$ );  $Z_i$  是第  $i$  种离子所带的电荷数;  $a_i$  是第  $i$  种离子的离子半径;  $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{Mg}^{2+}$  数据来源于文献[12];  $I$  是溶液中的离子强度。

通过对上述公式的推导和梳理, 结合已有文献的实测数据, 最终得到用于计算白云岩岩溶碳汇强

度的公式(12)。由于研究区面积较小, 而下垫面土地覆被分布差异较大, 可能使得降雨空间分异较小而不同地类蒸散发差异较大, 因此本文选择施秉县气象站的降雨和气温数据, 以植被覆盖度的栅格数据为主, 通过公式(2)计算其蒸散发和  $\text{CO}_2$  分压, 再结合相关公式以此计算每个栅格的岩溶碳汇强度。

### 3 结果与分析

#### 3.1 流域气象要素变化特征

有效降雨与温度的变化是控制不同土地利用类型下溶解无机碳含量、岩溶作用强度的主要因素。研究区 3 个不同年份的气象要素变化特征如下表 2。

表 2 不同时段气象要素变化特征

Table 2 Change characteristics of meteorological elements in different periods

时间段	1990—1992年	2001—2003年	2016—2018年
年均降雨量/ $\text{mm}\cdot\text{a}^{-1}$	1 048.53	1 033.67	1 009.43
年均气温/ $^{\circ}\text{C}$	16.41	16.68	17.17
年均蒸散发/ $\text{mm}\cdot\text{a}^{-1}$	784.74	733.89	767.20
年均有效降雨量/ $\text{mm}\cdot\text{a}^{-1}$	263.80	299.77	242.23

总体来看, 第一个时段降雨量年均值最大, 第三个时段降雨量均值最小; 年均蒸散发量最大的依然是第一个时段, 而第二个时段的年均蒸散发量最小。降雨与蒸散发量又是控制有效降雨量的两个关键因子, 而有效降雨量才是能够渗入土层参与岩溶作用的重要部分。由于三个时段在年均降雨量与年均实际蒸散发量存在一定程度的差异, 故而三个时段的年均有效降雨量不同, 从大到小依次是第二个时段、第一个时段、第三个时段。

从上述公式可知, 气温主要影响白云岩的溶解

平衡, 最终控制碳酸氢根的溶解量。总体上看三个时段的年均温是逐渐升高的, 然而白云岩的溶解量并不会随着温度的升高而增加, 在石灰岩地区已有研究表明雨水最佳溶解温度在  $16 \sim 20^{\circ}\text{C}$ , 过高的温度可能使得溶解达到饱和而释放  $\text{CO}_2$  并造成  $\text{HCO}_3^-$  含量减少<sup>[20]</sup>。本研究以第一个时段的降雨量为基准, 分别以三个时段的气温数据为变量输入公式(12)中, 发现在降雨量不变的情况下, 三个时段的溶解平衡常数依次降低, 由此表明自然条件下白云岩对于温度的响应具有较强的敏感性。

### 3.2 土地利用类型及植被覆盖度的变化

#### 3.2.1 近27a的土地类型变化特征

人类活动主要通过土地利用使得地表覆被发生变化,进而使得自然地理环境发生深刻变化,因此通过分析不同时序的土地利用变化可反映人类活动强度及地表覆被变化状况<sup>[21]</sup>。图2分别是1990年、2002年、2016年三期的黄洲河流域土地利用变化图。其流域的西南部是有林地分布面积最大的区域,且

有部分灌木林地演替为有林地。但是在2002年至2016期间,东北部的有林地大面积转化为旱地,有林地逐渐破碎化。同样呈现有林地破碎化的地区在流域中部、北部也有所体现,从图中可清楚看到由于旱地与建设用地的扩张,2002年、2016年的林地面积相对于1990年有所减少。其流域的南部主要有较大面积的灌木林地分布,且随着时间变化旱地与建设用地有所增加。

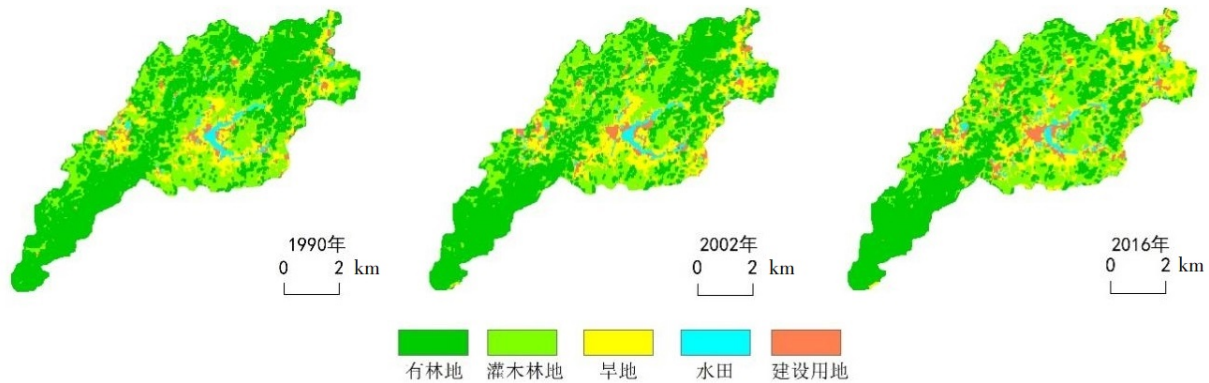


图2 黄洲河土地利用类型图

Fig. 2 Map of land use types of Huangzhouhe river

1990-2002年有林地、灌木林减少,旱地、水田以及建设用地整体增加(表3)。这期间有林地减少的面积最大,达到2.03 km<sup>2</sup>,减少率为8.19%,虽然有2.55 km<sup>2</sup>的灌木林地演替为有林地,旱地、水田及建设用地有少量增加的贡献,但是却有3.62 km<sup>2</sup>的有林地退化为了灌木林地,且1990年的有林地分别转换为旱地、水田与建设用地的面积更大。灌木林地减

少了0.79%,主要是转换成了有林地与旱地。因此有林地与灌木林地减少,相应的旱地、水田与建设用地增加,其中旱地增加面积最大(2.26 km<sup>2</sup>),其次是建设用地(0.45 km<sup>2</sup>),水田仅有0.11 km<sup>2</sup>增加。总体而言,1990年至2002年间,黄洲河流域由于人类活动的影响,存在一定程度的土地退化情况,其中发生主要变化的是林地的减少、旱地与建设用地的增加。

表3 1990-2002年土地利用转换矩阵/km<sup>2</sup>

Table 3 Land use conversion matrix from 1990 to 2002(km<sup>2</sup>)

土地利用类型	有林地	灌木林地	旱地	水田	建设用地	1990年面积合计
有林地	21.87	3.62	0.95	0.07	0.29	26.81
灌木林地	2.55	8.57	2.47	0.13	0.30	14.01
旱地	0.23	0.80	3.87	0.29	0.61	5.81
水田	0.03	0.05	0.22	0.74	0.14	1.18
建设用地	0.10	0.18	0.55	0.06	0.67	1.55
2002年面积合计	24.78	13.22	8.06	1.29	2.01	49.36
变化量/km <sup>2</sup>	-2.03	-0.79	2.26	0.11	0.45	
变化率/%	-8.19	-6.00	27.98	8.57	22.65	

2002年至2016年期间,有林地的面积仍在减少,其他地类的面积增加(表4)。有林地主要转化成了灌木林地(4.14 km<sup>2</sup>)和旱地(1.71 km<sup>2</sup>),相比于1990年

至2002年,有林地退化的面积更大,灌木林地面积则超过了前一时段的原有面积。旱地与建设用地增加率相对降低,但是建设用地的增加量仍然与前一时间

段相近,水田增加量相对较多,说明近十几年来流域人口增多,人类活动强度较大,地表覆被仍发生一定程度的退化。但是根据灌木林地有所增加、人类活

动用地的增加率降低的情况,结合作为世界遗产缓冲区的情况来看,未来流域内的植被覆被退化情况有可能得到缓解,并出现一定程度的正向演替现象。

表4 2002-2016年土地利用转换矩阵/km<sup>2</sup>  
Table 4 Land use conversion matrix from 2002 to 2016(km<sup>2</sup>)

土地利用类型	有林地	灌木林地	旱地	水田	建设用地	2002年面积合计
有林地	18.56	4.14	1.71	0.11	0.26	24.78
灌木林地	2.20	8.58	2.08	0.11	0.24	13.22
旱地	0.29	1.72	4.67	0.69	0.70	8.06
水田	0.02	0.09	0.44	0.57	0.17	1.29
建设用地	0.11	0.27	0.51	0.09	1.04	2.01
2016年面积合计	21.18	14.80	9.40	1.57	2.42	49.36
变化量/km <sup>2</sup>	-3.61	1.58	1.34	0.28	0.41	
变化率/%	-17.03	10.69	14.21	17.72	16.98	

### 3.2.2 流域植被覆盖度时空变化特征

图3分别展示了流域内的三个不同时段植被覆盖度的时空变化情况。第一个时段、第二个时段、第三个时段的年FVC均值分别为0.61、0.59、0.62,1990-2002年流域内植被覆盖度减少了3.28%,2002-2016年流域内植被覆盖度增加了5.08%。在空间上,第一个时间段植被覆盖度为0.6~0.8的占比面积最大,为25.41%。其流域西南部虽属于森林覆盖区,但由于地形陡峭使得植被覆盖度较低;流域的东北部由于人类活动强度不大,森林发育较好,因此植被覆盖度较高;流域的中部与西部分别是两大主要的村庄,人类活动强度较大,旱耕地与水田较多,且该时段旱耕地的作物对于植被覆盖度的贡献较低,因此在村庄及其周围区域存在较低的植被覆盖度。2002年仍是等级在0.6~0.8的植被覆盖度占比面积最大,但是相对于1990年占比面积有所降低,等级在0.6以下的植被覆盖度增加,结合土地利用类型图分析,可能是由于其流域内人类活动强度提高,对柴薪、土地开垦的需求提高,流域东北部的有林地FVC下降可能就是这一原因所致,反观流域西南部的峡谷林地区域,部分低值区的植被覆盖度有轻微提升,这一现象在第三时段尤为明显,可能是该区域人类活动强度较弱,植被得以自然恢复。此外该期流域的FVC整体提高,0~0.2的低值区面积占比相对减少6.56%,0.8~1.0的高值区相对提高9.93%,从空间上看主要发生在北部有林区及南部耕种区。这种变化可能存在两个原因:首先是流域靠近世界遗产核心区,其内居民的环境保护意识增强,近几年自然植被受到人类破坏程度较小;其次是受到当地农

业政策的影响,当地的旱耕地近几年大面积的种植梨树、烤烟等对植被覆盖度贡献较大的作物,因而在林地持续减少、耕地持续增加的情况下,该时段的植被覆盖度较高。

### 3.3 岩溶碳汇变化特征

研究区三个不同时段的白云岩岩溶风化碳汇在空间分布上具有较大的差异(图4)。第一个时段的年均风化碳汇强度为30.13 t CO<sub>2</sub>·km<sup>-2</sup>·a<sup>-1</sup>,第二个时段的年均风化碳汇强度为32.42 t CO<sub>2</sub>·km<sup>-2</sup>·a<sup>-1</sup>,第三个时段的年均风化碳汇强度为27.01 t CO<sub>2</sub>·km<sup>-2</sup>·a<sup>-1</sup>,与植被覆盖的先减少后增加的变化情况相反。这主要是由于第二个时段的年均有效降雨量最高(299.77 mm),是第一个时段(263.80 mm)的1.14倍,第三个时段(242.33 mm)的1.24倍,较大的有效降雨使得第二个时段的年均岩溶碳汇强度最高。尽管气候变化通过降雨与温度深刻地控制着岩溶碳汇,但是地表的覆盖情况对岩溶碳汇的控制可能更为复杂<sup>[22]</sup>。在这三个时段的岩溶碳汇空间变化中,高值区主要分布于植被覆盖较低的地区,如流域西南部的森林区,中部的人类聚集区以及零散分布的耕地区,而低值区主要分布在北部、东北部植被覆盖较为茂盛的区域。第一个时段至第二个时段岩溶碳汇整体空间分布格局变化不大,由于后者植被覆盖度下降引起岩溶碳汇高值区(35.0~45.5)面积增加了6%,其低值区面积有所减少。而第二时段至第三个时段,由于研究区内植被覆盖度增加,因此该时段的岩溶碳汇空间分布格局相对发生了较大的变化,其中低值区(19.2~24.5)的占比面积增加幅度最大

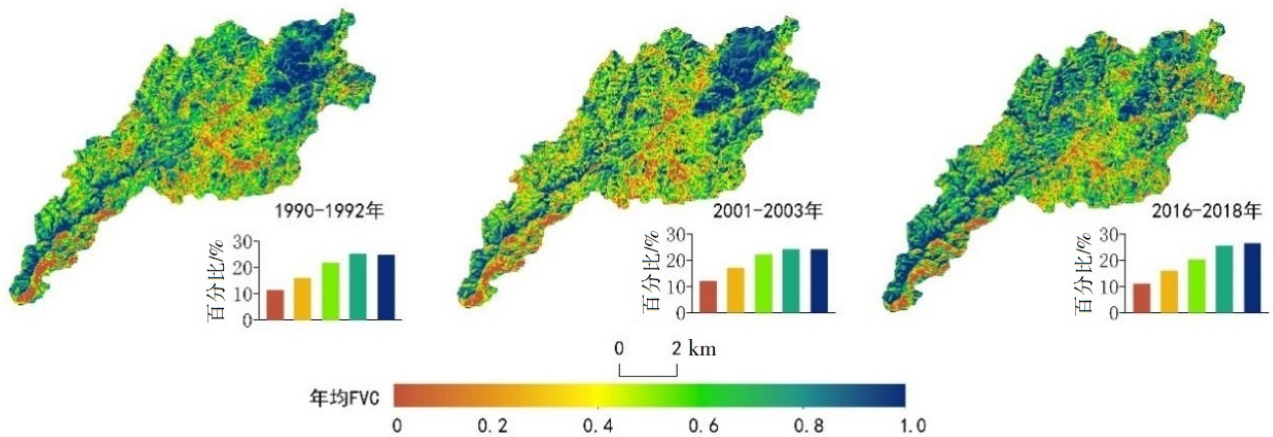


图3 研究区植被覆盖度时空分布

Fig. 3 Temporal and spatial distribution of vegetation coverage in the study area

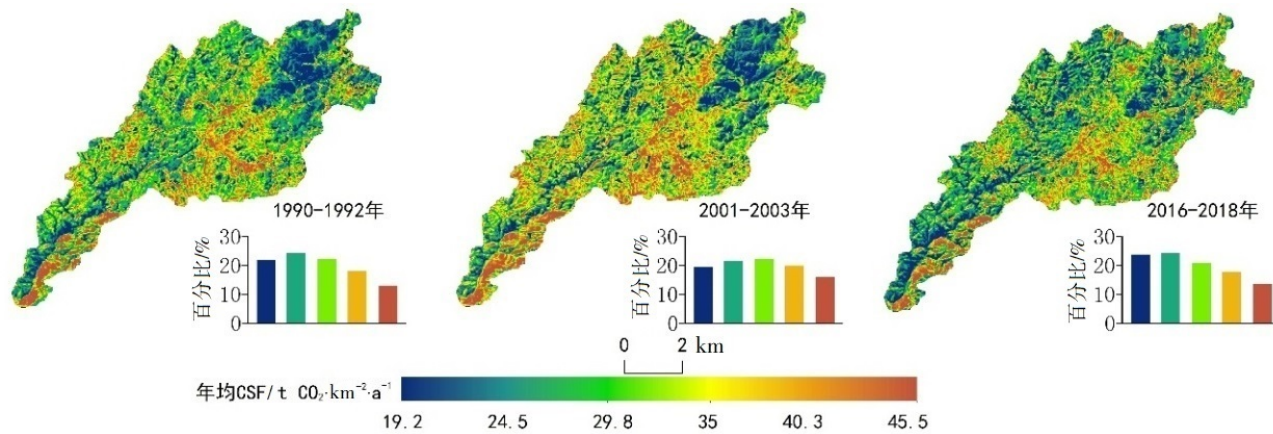


图4 研究区岩溶碳汇强度时空分布

Fig. 4 Temporal and spatial distribution of karst carbon sink intensity in the study area

(4.08%),而高值区(40.3~45.5)则减少了2.87%。由于大面积种植了覆盖度较高的农作物,使得人类聚集区及耕作区碳汇强度主要集中于中值区域(29.8~40.3)。

植被覆盖度主要受到土地利用方式及人类活动强弱的影响,因此土地利用类型可通过改变地表植被覆盖情况调控岩溶碳汇强度。表5展示了研究区不同土地利用类型分别在三个时段的岩溶碳汇强度变化。从这三个时段岩溶碳汇的整体变化来看,岩溶碳汇主要受到有效降雨的控制。第一个时段水田对岩溶风化碳汇贡献最大,最小的是有林地。第二个时段风化碳汇贡献最大仍然是水田,其次是旱地,而贡献最小的仍为有林地。第三个时段是旱地贡献的碳汇值最大,贡献最小的则是林地。这可能是由于研究区农作物类型的变更、旱耕地面积增加所致。以上分析说明白云岩地区不同土地利用类型对岩溶

碳汇具有调控作用,其中旱耕地的增加有可能使得岩溶碳汇增加,这与朱辉等<sup>[23]</sup>在陈旗径流模拟试验场的研究结论相似。尽管近年来研究区建设用地存在大面积不透水性的硬化路面,但已有研究表明水泥能吸收相当数量的二氧化碳,而且由于景观土壤及绿植的增加,硬化地表下覆基岩可能会受到入渗水溶蚀,对陆地碳汇具有较大的贡献,因此对于岩溶地区建设用地的二氧化碳调控机制值得进一步探究<sup>[24-25]</sup>。

## 4 讨论

### 4.1 岩溶碳汇计算模型可行性

自然条件下白云岩的溶解度大于石灰岩,具有较大的碳汇潜力。因此推演出用于计算白云岩岩溶碳汇强度的计算公式对于精确评估碳酸盐岩在碳汇作用中的贡献具有十分重要的理论意义。前人的研

表5 三个时段不同土地利用类型碳汇强度变化特征  
( $t CO_2 \cdot km^{-2} \cdot a^{-1}$ )

Table 5 Characteristics of carbon sink intensity changes of different land use types in three periods

土地类型	1990—1992年	2001—2003年	2016—2018年
有林地	28.93	31.03	25.69
灌木林地	31.00	33.55	26.90
旱地	32.25	34.22	29.43
水田	34.23	34.60	29.10
建设用地	31.98	33.59	28.53

究主要集中于石灰岩岩溶碳汇强度的计算,本文为验证用于计算白云岩的碳汇强度计算模型的合理性,结合施秉县黄洲河流域2015年3月至2016年2月的气象数据(降雨、气温、潜在蒸散发量),计算出当年的岩溶碳汇强度为 $50.92 t CO_2 \cdot km^{-2} \cdot a^{-1}$ ,这与肖时珍<sup>[12]</sup>利用水化学径流法计算岩溶碳汇强度( $57.58 t CO_2 \cdot km^{-2} \cdot a^{-1}$ )接近,且水化学径流法还未扣除外源酸对碳汇可能造成的0%~30%的影响,因此可见该方法具有一定的合理性。该公式主要由三部分组成,即有效降雨、受温度控制的白云岩溶解平衡常数以及受蒸散发控制的土壤二氧化碳分压。由于研究区的基岩均为白云岩,且研究区较小,该公式主要变量取决于有效降雨与二氧化碳分压,根据公式可知二氧化碳分压大小取决于实际蒸散发,岩溶碳汇强度的关键在于实际蒸散发的计算。在不考虑流域内其他因素对降雨差异造成影响的情况下,有效降雨主要受控于植被覆盖情况对降雨造成的损失。NDVI是表征土地覆盖变化的重要指标之一<sup>[26]</sup>。Jozsef<sup>[27]</sup>在美国亚热带地区的研究证实了NDVI与蒸散发存在较强的相关性(0.94)。Zhang等<sup>[14]</sup>将250多个流域监测的数据进行模型构建并阐明在降雨量为500~1500 mm之间的地区可靠性较高。前人研究表明,植被生态演替、土地利用类型是影响岩溶碳汇的重要因子,而人类活动又影响着土地利用的方式,从而导致植被覆盖的变化,那么将NDVI作为评价岩溶碳汇强度的重要因子具有一定的合理性。

#### 4.2 白云岩风化碳汇机制

气候变化和土地利用通过改变温度、水分入渗以及二氧化碳分压来调节岩溶碳汇强度。

在气候变化方面,降雨是地表水分的主要补给来源,渗入土层的水分能够促进岩溶作用的发生,在一定程度上控制岩溶碳汇的强度,如本文中三个时

段的流域总岩溶碳汇量变化与年均有效降雨量变化一致。适宜的温度能够增强岩溶作用,过高或过低的温度有可能抑制白云岩的溶解<sup>[28]</sup>。虽然本文中发现溶解度随实测温度增加而降低,但研究区内降雨量变化对岩溶碳汇带来的影响大于温度的影响。

不同土地利用类型一方面因生物量、有机质含量、土壤理化性质等因素的差异影响二氧化碳分压;一方面则通过影响区域蒸散发分布状况,调控区域水量平衡和分配状况<sup>[29]</sup>。就不同土地利用类型对岩溶碳汇的贡献而言,人类活动用地,如旱地和水田的贡献较大,而自然林地较少。耕地植被覆盖度较低,截流储水能力较弱,利于入渗流到达土岩界面从而促进岩溶作用发生。虽然大部分区域的有林地和灌木林地的植被覆盖度较高,但是在降雨通过树冠至腐殖质层的过程中,发生了包括树干节流、腐殖质层蓄水、生物生态耗水等多个复杂的径流损失过程,产生了较大的蒸散发量,减少了到达土岩界面的水分。岩溶作用是水分与二氧化碳共同作用的结果,自然林地较大的生物量产生了大于人类活动用地的二氧化碳分压,但本研究结果表明在有效降雨的影响下,人类活动用地的岩溶碳汇贡献仍然大于自然林地。

另外,区域土地类型变更的同时也改变了截流储水能力和二氧化碳分压,致使岩溶碳汇强度随地类更替而改变。研究区东北部植被覆盖度较高的有林地逐渐被旱耕地替代,根据公式(2)、(13)可知,植被覆盖度的减少造成二氧化碳分压降低,有效降雨量增加,岩溶碳汇强度面积由低值区向中、高值区转变。在流域内人类活动较为强烈的中部区域,耕地先增加后减少使得岩溶碳汇中高值区经历了同样的变化。由于近几年当地农业政策支持和世界遗产缓冲区条例对环境的要求,原本粗放的农业生产方式得到改善,使得一些农耕地区出现植被覆盖度增加的情况,该区域对径流造成的损失量增加,从而出现碳汇低值区面积增加的情况。

基于公式(12)计算的岩溶碳汇强度主要受有效降雨、温度、二氧化碳分压的影响,但无论是对于流域总碳汇强度,还是基于不同地类及其变更对岩溶碳汇的贡献而言,有效降雨在其中均起到了“主控因素”的作用,符合文献[30]“水循环是控制岩溶碳汇的主控因素”的结论,且本研究结论与Zeng等<sup>[30]</sup>、Zhang等<sup>[31]</sup>以及朱辉等<sup>[23]</sup>的研究结果相似。而与章程<sup>[32]</sup>利用溶蚀试片法得出的碳汇强度随地类正向演替而增大的结果不同,说明现阶段不同土地利用类



型的碳汇控制机理仍存在不确定性,需要根据不同区域的土壤二氧化碳与径流量的差异来准确识别二者对碳汇强度的贡献机制。

#### 4.3 不同岩性岩溶碳汇方法及结果对比

为比较说明本文所用方法、计算结果与其他在灰岩地区的研究差异,选取在相似气候条件下灰岩或不纯碳酸盐岩流域的岩溶碳汇结果进行比较分析(表6)。本文基于蒸散发经验公式计算得到的流域总碳汇均值为 $29.85 \text{ t CO}_2 \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ 。曾思博<sup>[33]</sup>、李汇文等<sup>[34]</sup>均使用了基于灰岩溶解平衡方程推导的化学平衡热力学模型,计算得到的岩溶碳汇值分别为 $34.32 \text{ t CO}_2 \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ ,  $34.45 \text{ t CO}_2 \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ ,其结果高于本研究计算的碳汇值,这可能是由于蒸散发计算方法和研究区面积不同导致的。在流域下垫面条件

相似的黄后灰岩流域,用水化学径流法计算得到的碳汇值与本研究相当,但在相同研究区内采用水化学径流法获得的碳汇值却几乎是本研究结果的2倍。初步分析认为水化学径流法是通过监测流域断面径流量进行计算的,而本文所用方法则是基于入渗土壤水对白云岩造成的最大溶蚀量进行计算的,故而结果计算上存在一些差异,但本研究结果高于溶蚀试片法的碳汇值,可能是入渗水未达到试片所埋深度就已经饱和了。由于三种方法的计算方式不同,从而在碳汇结果计算上存在较大差异,就同类方法的结果比较来看,基于白云岩的化学平衡热力学模型具有一定的可靠性,但这类方法仍存在一些局限性,如对遥感影像的精度较高,未能充分考虑土地种植管理方式对土下溶蚀的干扰,未能计算生物作用对岩溶碳汇的贡献等。

表6 施秉黄洲河流域岩溶碳汇计算结果与其他碳酸盐岩流域计算结果比较

Table 6 Comparison of karst carbon sink calculation results between Shibing Huangzhouhe basin and other carbonate basins

流域名称	岩性	方法	岩溶碳汇强度/ $\text{t CO}_2 \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$	来源
施秉黄洲河流域	白云岩	化学平衡热力学模型	29.85	本文
中国西南岩溶地区	灰岩、灰质白云岩、白云岩等不纯碳酸盐岩	化学平衡热力学模型(基于灰岩推导公式)	34.32	[33]
中国南方岩溶槽谷区(长江流域中段)	以灰岩为主,含灰质白云岩、白云岩等不纯碳酸盐岩	化学平衡热力学模型(基于灰岩推导公式)	34.45	[34]
黄后岩溶流域	石炭系石灰岩	水化学径流法	33.00	[30]
施秉黄洲河流域	白云岩	水化学径流法	57.58	[12]
广西恭城县大岭山村	石炭系灰岩	溶蚀试片法	10.50	[35]
云南岩溶断陷盆地	以灰岩为主	溶蚀试片法	12.80	[36]

## 5 结论

本文基于白云岩溶解平衡方程的热力学溶蚀模型,分析了贵州施秉黄洲河典型白云岩流域在第一个时段(1990–1992年)、第二个时段(2001–2003年)及第三个时段(2016–2018年)的岩溶碳汇时空变化特征,并结合研究区三个时段气象数据、土地利用数据探讨岩溶碳汇强度变化对二者复合作用的响应,得出以下结论:

(1)在气象变化方面,三个不同时段的年均温由大到小依次是第三个时段、第二个时段、第一个时段,而三个时段的有效降雨量由大到小依次是2002年、1990年、2016年。在土地利用类型方面,流域内主要以有林地为主,其面积在三个时段内持续减少;

同时水田、旱耕地、建设用地持续增加,但旱地与建设用地增加速率相对变缓;灌木林地则呈现先减少后增加的趋势。由于流域生态保护力度加强,自然植被受到较少的人为扰动,地表部分农作物发生改变,使得流域内整体的植被覆盖度增加;

(2)研究区三个时段的岩溶碳汇年均值依次为 $31.68 \text{ t CO}_2 \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ 、 $33.40 \text{ t CO}_2 \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ 、 $27.93 \text{ t CO}_2 \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ ,总体上受到有效降雨强度的控制。碳汇低值主要分布在流域西南部与东北部的植被覆盖度较高的区域,碳汇高值主要分布在植被覆盖度较低的区域,这是由于各地类植被覆盖度差异而引起的实际蒸散发不同导致的。1990年至2016年,岩溶碳汇与植被覆盖度的变化相反,岩溶碳汇贡献较大的地类主要是旱地与水田;

(3)岩溶碳汇受到气候变化、土地利用共同作用的影响。在整体变化上,碳汇强度随着有效降雨的增加而增大。由于各地类有效降雨的差异掩盖了土下二氧化碳的差异,使得各地类对岩溶碳汇的贡献不同,岩溶碳汇可能不随着地类的正向演替而增大。

## 参考文献

- [1] IPCC. Summary for Policymakers. In: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker T F, Qin D, Plattner GK, et al] [M]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2013.
- [2] Liu Z, Dreybrodt W. Significance of the carbon sink produced by H<sub>2</sub>O-carbonate-CO<sub>2</sub>-aquatic phototroph interaction on land [J]. *Environ. Sci. Technol.*, 2015, 49(2):182-191.
- [3] 袁道先,蒋勇军,沈立成,等. 现代岩溶学[M]. 北京:科学出版社,2016: 213-214.
- [4] 袁道先,刘再华,林玉石. 中国岩溶动力系统[M]. 北京:地质出版社,2002: 6-7.
- [5] 何若雪,孙平安,何师意,等. 漓江流域中下游无机碳通量动态变化及影响因素[J]. 中国岩溶, 2017, 36(1):109-118.
- [6] 曾成,赵敏,杨睿,等. 缺土的板寨原始森林区岩溶地下水系统的水-碳动态特征[J]. 地球科学(中国地质大学学报), 2012, 37(2):253-262.
- [7] 何江湖,肖时珍,曾成,等. 湿润亚热带典型白云岩流域的化学剥蚀速率:以贵州施秉黄洲河流域为例[J]. 地球与环境, 2018, 46(3):274-281.
- [8] 原雅琼,孙平安,苏钊,等. 岩溶流域洪水过程水化学动态变化及影响因素[J]. 环境科学, 2019, 40(11):4889-4899.
- [9] 蓝家程,肖时珍. 岩溶区土地利用变化对土壤有机碳与岩溶碳汇的影响研究进展[J]. 生态学杂志, 2017, 36(9):2633-2640.
- [10] 王世杰,刘再华,倪健,等. 中国南方喀斯特地区碳循环研究进展[J]. 地球与环境, 2017, 45(1):2-9.
- [11] 何春,曾成,肖时珍,等. 湿润亚热带典型白云岩流域的水文水化学动态特征初步研究:以贵州施秉黄洲河流域为例[J]. 地球与环境, 2020, 48(3):279-293.
- [12] 肖时珍. 亚热带典型白云岩流域化学剥蚀速率及碳汇潜力[D]. 重庆:西南大学,2017.
- [13] Groeneveld D P, Baugh W M. Correcting satellite data to detect vegetation signal for eco-hydrologic analyses [J]. *Journal of Hydrology*, 2007, 344(1-2):135-145.
- [14] Zhang L, Dawes W R, Walker G R. Response of mean annual evapotranspiration to vegetation changes at catchment scale [J]. *Water Resources Research*, 2001, 37(3):701-708.
- [15] 钱会,马致远,李培月. 水文地球化学[M]. 北京:地质出版社,2005: 61-62.
- [16] Brook G A, Folkoff M E, Box E O. A world model of soil carbon dioxide [J]. *Earth Surface Processes & Landforms*, 2010, 8(1): 79-88.
- [17] Plummer L Niel, Busenberg Eurybiades. The solubilities of calcite, aragonite and vaterite in CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O solutions between 0 and 90Å°C, and an evaluation of the aqueous model for the system CaCO<sub>3</sub>-CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1982, 46(6):1011-1040.
- [18] Dreybrodt W. Processes in Karst Systems [M]. Berlin:Springer Berlin Heidelberg, 1988: 511-512.
- [19] 刘再华. 岩溶作用及其碳汇强度计算的“入渗-平衡化学法”:兼论水化学径流法和溶蚀试片法[J]. 中国岩溶, 2011, 30(4):379-382.
- [20] 李亮. 潮田河流域(岩溶)地质碳汇过程及通量估算研究[D]. 北京:中国地质科学院,2013.
- [21] 许月卿,罗鼎,冯艳,等. 西南喀斯特山区土地利用/覆被变化研究:以贵州省猫跳河流域为例[J]. 资源科学, 2010, 32(9): 1752-1760.
- [22] 刘再华. 岩石风化碳汇研究的最新进展和展望[J]. 科学通报, 2012, 57(Z1):95-102.
- [23] 朱辉,曾成,刘再华,等. 岩溶作用碳汇强度变化的土地利用调控规律:贵州普定岩溶水-碳通量大型模拟试验场研究 [J]. 水文地质工程地质, 2015, 42(6): 120-125.
- [24] 刘再华. 一种特殊的碳酸盐沉积及其环境意义:“贵州乌江渡水电站灌浆帷幕老化问题的研究”中的发现[J]. 地学前缘, 2001, 8(1):197-201.
- [25] 彭弋倪. 人类活动对流域风化碳汇过程的影响:大河流域与城市表面小流域的范例研究[D]. 南京:南京大学,2018.
- [26] 张园,袁凤辉,王安志,等. 2001—2018年长白山自然保护区生长季NDVI变化特征及其对气候变化的响应[J]. 应用生态学报, 2020, 31(4):1213-1222.
- [27] Jozsef Szilagyi. Can a vegetation index derived from remote sensing be indicative of areal transpiration? [J]. *Elsevier B V*, 2000, 127(1):65-79.
- [28] 闫志为,刘辉利,张志卫. 温度及CO<sub>2</sub>对方解石、白云石溶解度影响特征分析[J]. 中国岩溶, 2009, 28(1):7-10, 41.
- [29] 孙从建,郑振婧,李新功,等. 黄土塬面保护区潜在蒸发量时空变化及其与气象、环流因子关系分析[J]. 自然资源学报, 2020, 35(4):857-868.
- [30] Zeng Cheng, Liu Zaihua, Zhao Min, et al. Hydrologically-driven variations in the karst-related carbon sink fluxes: Insights from high-resolution monitoring of three karst catchments in Southwest China [J]. *Elsevier B V*, 2016, 533:74-90.
- [31] Zhang Y K, K E Schilling. Effects of land cover on water table, soil moisture, evapotranspiration, and groundwater recharge: A Field observation and analysis [J]. *Journal of Hydrology*, 2006, 319(1-4):328-338.
- [32] 章程. 不同土地利用下的岩溶作用强度及其碳汇效应[J]. 科学通报, 2011, 56(26):2174-2180.
- [33] 曾思博. 西南地区近40年气候变化及其对岩溶作用碳汇的影响研究[D]. 重庆:西南大学,2017.
- [34] 李汇文,王世杰,白晓永,等. 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[J]. 生态学报, 2019, 39(16):6158-6172.

- [35] 周孟霞,莫碧琴,杨慧.岩溶石漠化区李树林土壤岩溶作用强度及碳汇效应[J].农业工程学报,2020,36(13):116-123. 高度和土地利用方式的响应[J/OL].地球学报:1-10[2020-12-14].http://kns.cnki.net/kcms/detail/11.3474.P.20200810.1706.006.html.
- [36] 柯静,邓艳,岳祥飞,等.典型岩溶断陷盆地溶蚀速率对海拔

## Variation and regulation mechanism of karst carbon sink in typical dolomite basin in recent 27 years: A case study of the Huangzhouhe basin in Shibing, Guizhou

TAI Zhiqin<sup>1,2</sup>, ZENG Cheng<sup>2</sup>, XIAO Shizhen<sup>1</sup>, XIAO Hua<sup>1</sup>, DAI Linyu<sup>1,2</sup>, YAN Wei<sup>1</sup>

(1. School of Karst Science, Guizhou Normal University/ State Engineering Technology Institute for Karst Desertification Control, Guiyang, Guizhou 550001, China; 2. State Key Laboratory of Environmental Geochemistry, Institute of Geochemistry, CAS, Guiyang, Guizhou 550081, China)

**Abstract** The response mechanism of karst carbon sink to climate change and land use patterns remains controversial. Dolomites with higher solubility than limestone may have higher karst carbon sink potential. However, most previous studies tend to calculate the karst carbon sink value of limestone and ignore the contribution of dolomite to karst carbon sink. Therefore, this paper selects the Huangzhouhe dolomite basin in Shibing county, Guizhou Province as the research object which has developed a typical dolomite karst landform and has become a world natural heritage protected area. We quantitatively estimate the annual average karst carbon sink strength of the dolomite basin in 1990-1992, 2001-2003 and 2016-2018 by using the dolomite chemical equilibrium thermodynamic method derived from the dolomite dissolution equilibrium equation, with a view to estimating the dolomite karst carbon sink value and its response mechanism to the joint effect of climate change and land use. The results show that, (1) The average annual rainfall in the basin decreases with time, but the effective rainfall in the second period is the largest due to the difference in evapotranspiration, followed by the first period, and the effective rainfall in the third period is the smallest; (2) The basin is mainly forested land. With the gradual increase of human activities, paddy fields, dry land, and construction land continue to increase, but the growth rate of the latter two types of land has slowed down, and due to the environmental regulations of the World Natural Heritage Site, the overall vegetation coverage of the basin shows a trend of restoration; (3) The overall karst carbon sink intensity in the basin at different periods of time is the second period, the first period, and the third period, and the corresponding karst carbon sink values are 31.68, 33.40, 27.93 t CO<sub>2</sub>·km<sup>-2</sup>·a<sup>-1</sup>, respectively. Among different types of land use, although the carbon dioxide partial pressure of natural land is higher than that of land used for human activities, natural forest land with higher vegetation coverage causes greater water loss, making dry land and paddy fields affected by human activities significantly higher. The karst carbon sink value reached 31.97-32.64 t CO<sub>2</sub>·km<sup>-2</sup>·a<sup>-1</sup>, while the karst carbon sink value of forest land and shrubland was relatively small, only 28.64-30.48 t CO<sub>2</sub>·km<sup>-2</sup>·a<sup>-1</sup>. According to the above analysis, we believe that climate change and land use jointly act on karst carbon sink, and the rainfall runoff effect dominated by climate change obviously masks the carbon dioxide effect, and the intensity of karst carbon sink may not increase with the positive succession of land use. Moreover, by comparing the calculation results of karst carbon sink in limestone basins under the same climatic conditions, although different calculation methods and basin areas will lead to certain differences in karst carbon sink values, dolomite karst carbon sink still have a large karst carbon sink potential. Therefore, in the calculation of global terrestrial karst carbon sink, the role of global dolomite karst carbon sink should be taken seriously.

**Key words** dolomite basin, chemical equilibrium thermodynamic model, karst carbon sink, climate change, land use types

(编辑 黄晨晖)