

doi: 10.19388/j.zgdzdc.2021.04.05

引用格式: 张春来, 黄芬, 蒲俊兵, 等. 中国岩溶碳汇通量估算与人工干预增汇途径[J]. 中国地质调查, 2021, 8(4): 40-52.  
(Zhang C L, Huang F, Pu J B, et al. Estimation of karst carbon sink fluxes and manual intervention to increase carbon sinks in China [J]. Geological Survey of China, 2021, 8(4): 40-52.)

# 中国岩溶碳汇通量估算与人工干预增汇途径

张春来<sup>1</sup>, 黄芬<sup>1</sup>, 蒲俊兵<sup>1</sup>, 曹建华<sup>1,2</sup>

(1. 中国地质科学院岩溶地质研究所, 自然资源部/广西岩溶动力学重点实验室, 广西 桂林 541004;  
2. 联合国科教文组织国际岩溶研究中心, 广西 桂林 541004)

**摘要:** 中国是岩溶大国, 岩溶作用吸收土壤或大气 CO<sub>2</sub> 形成溶解无机碳, 并随河流排向海洋, 这是陆地碳循环的重要组成部分。中国地质调查局从 2009 年开始对岩溶碳汇进行探索性调查, 基本查明了岩溶碳汇的作用机理、影响因素和计量方法。研究表明: 碳酸盐岩溶蚀试片、径流-水化学和回归模型等方法均揭示了中国岩溶碳汇潜力巨大; 植被恢复、土壤改良、外源水灌溉和水生植物培育等是人工干预增加岩溶碳汇的重要途径; 流域尺度岩溶碳循环及碳汇效应调查技术的应用, 助力取得了岩溶碳循环地质调查和碳汇效应评价方面的理论、技术和平台建设等系列成果。值得注意的是, 岩溶碳汇计量、核查和人工干预固碳增汇试验示范等方面还面临巨大挑战, 这需要在“十四五”期间及以后的研究中不断攻关、完善, 从而满足地质碳汇服务碳中和目标的需求。

**关键词:** 岩溶碳汇; 碳循环; 碳通量; 增汇; 人工干预; 地质调查

**中图分类号:** P642.25; X14

**文献标志码:** A

**文章编号:** 2095-8706(2021)04-0040-13

## 0 引言

“碳达峰、碳中和”目标是生态文明建设的重要内容, 也是我国“十四五”时期及未来一段时间的重大国家需求和面临的挑战, 它赋予了新时代地质工作新的重大使命。要实现碳中和目标, 除大规模减排以外, 还要大力增加碳汇。岩溶作用是水对可溶性岩石进行以化学溶蚀作用为特征的综合作用, 包括水的机械侵蚀和崩塌作用以及物质的携出、转移和再沉积。对于碳酸盐岩(本文岩溶均指碳酸盐岩), 岩溶作用是在一个碳、水、钙(CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-CaCO<sub>3</sub>)循环耦联的开放不平衡系统中发生的, 这个系统对环境反应敏感<sup>[1]</sup>。碳酸盐岩的化学风化作用(岩溶作用)能够大量吸收大气/土壤中的 CO<sub>2</sub>, 形成岩溶碳汇。碳酸盐岩风化对气候变化和

人类活动的响应已成为全球变化研究的热点问题之一。我国岩溶面积占国土面积的 1/3, 岩溶碳汇作用具有较大的碳汇潜力。针对应对全球气候变化的国家重大需求, 为探寻固碳增汇新途径, 中国地质调查局先后设立“中国地质碳汇潜力调查研究”(2010—2012)、“应对全球气候变化地质调查研究”(2013—2015)和“长江珠江黄河岩溶流域碳循环综合环境地质调查”(2016—2018)项目开展研究, 调查揭示了岩溶碳循环具有不同时间尺度的碳汇效应, 从流域尺度阐明了岩溶碳循环过程及碳汇效应, 研发了岩溶碳循环及碳汇效应调查与监测技术, 并估算了岩溶碳汇通量。

然而, 碳酸盐岩溶解速率的空间格局、碳循环过程和碳汇计量等尚不清晰, 碳通量的空间分布以及控制机制不明确, 限制了岩溶碳汇在陆地生态系统碳收支不平衡的研究及在国土空间规划中发挥

收稿日期: 2021-06-28; 修订日期: 2021-07-12。

基金项目: 国家自然科学基金“漓江流域岩溶碳循环与水循环耦合机制及模型研究(编号: 41530316)”、中国地质调查局“长江珠江黄河岩溶流域碳循环综合环境地质调查(编号: DD20160305)”和广西自然科学基金“广西岩溶区不同土地利用方式根际土 1.4 nm 黏土矿物特征及其影响因素研究(编号: 2015GXNSFB139202)”项目联合资助。

第一作者简介: 张春来(1984—), 男, 博士研究生, 主要从事岩溶碳循环和地球化学研究工作。Email: zhangchunlai@mail.cgs.gov.cn。

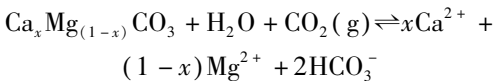
通信作者简介: 曹建华(1963—), 男, 研究员, 主要从事岩溶生态地质、岩溶碳循环及石漠化综合治理等方面的基础及应用方面的研究。Email: cjianhua@mail.cgs.gov.cn。

的作用。本文从岩溶碳汇的作用机理、调查和监测计量方法技术入手,介绍了我国地质调查和科学研究中的一些发现,提出了存在的挑战和发展方向,期望更多的学者对岩溶碳汇开展多技术、多学科、多层次的综合性研究,推动岩溶碳汇进入温室气体排放清单,发挥岩溶碳汇在实现碳中和中的作用。

## 1 岩溶碳汇作用机理

### 1.1 岩溶作用与碳循环

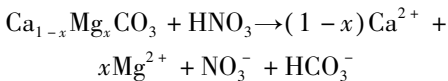
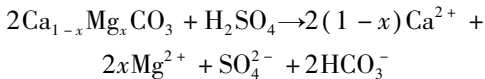
岩溶作用方程式可以表示为



溶蚀掉 1 mol 的  $\text{Ca}_x\text{Mg}_{(1-x)}\text{CO}_3$  或生成 2 mol 的  $\text{HCO}_3^-$ , 需要从大气或土壤中吸收 1 mol 的  $\text{CO}_2$ 。“ $\rightleftharpoons$ ”代表碳酸盐岩-水- $\text{CO}_2$ (气)三相化学动态平衡过程是可逆的,既可以通过正向反应吸收  $\text{CO}_2$ ,也可在特定的环境下向大气释放  $\text{CO}_2$  和导致碳酸钙的再沉积。反应进行的方向主要取决于岩溶系统的水动力条件、土壤植被层发育状况和水热条件等<sup>[2]</sup>。

岩溶作用所生成的无机碳,在水循环的驱动下,一部分将发生脱气作用,以  $\text{CO}_2$  形式返回大气中,一部分受到水生光合作用的影响,在地表水体中被水生生物利用,转化成有机碳;另外,大部分溶解无机碳随河流进入海洋。

岩溶作用是碳酸盐岩化学风化的一部分,除了碳酸溶蚀碳酸盐岩外,自然界还普遍存在酸雨、含硫地层或人为排放的硫酸或硝酸对碳酸盐岩的风化作用,其化学反应式为



由此可见,硫酸或硝酸参与的碳酸盐岩风化形成的溶解无机碳中的碳元素全部来自于岩石,没有吸收大气或土壤中的  $\text{CO}_2$ ,因此,虽然硫酸或硝酸可以加速碳酸盐岩风化,但没有形成碳汇<sup>[3]</sup>。

### 1.2 岩溶碳汇的速率与稳定性

近年来的研究表明,生物作用参与下的地质碳汇过程是短时间尺度过程,能及时响应气候、降雨、植被的变化,是全球碳循环收支中“遗漏汇”的重要

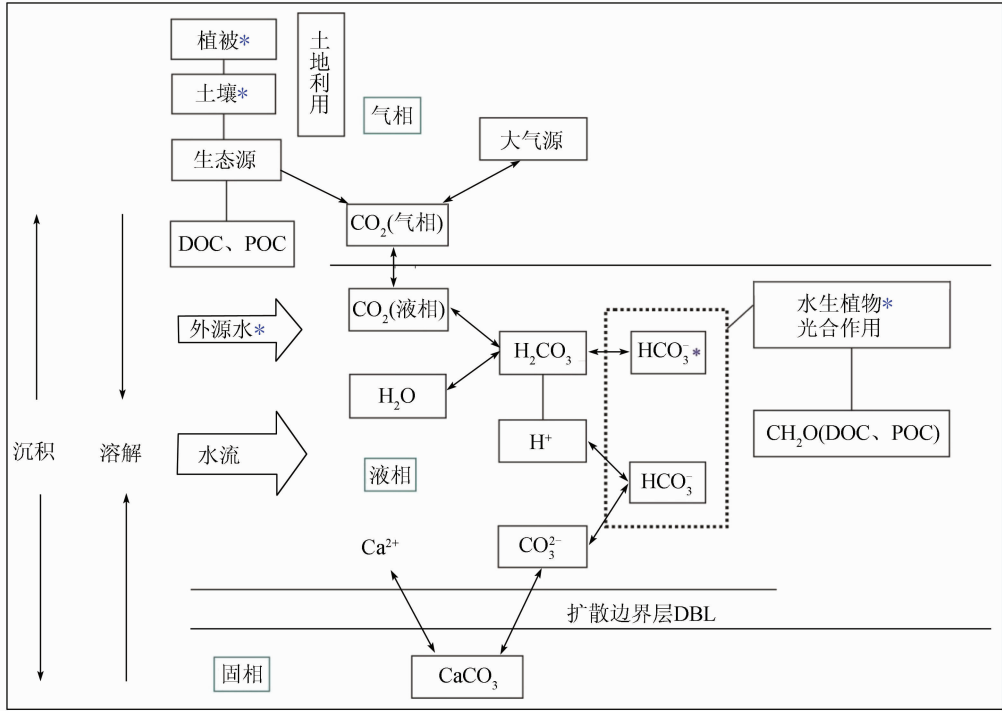
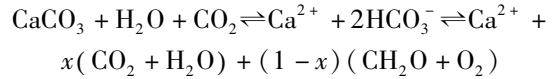
部分<sup>[4]</sup>。在开放系统条件下,当  $\text{CO}_2$  分压分别达到 0.03% (大气  $\text{CO}_2$  平均浓度) 或 1% (土壤  $\text{CO}_2$  平均浓度) 时,方解石达到溶解平衡的时间分别为 1 h 或 6 h<sup>[5]</sup>。IPCC-AR5 报告中将碳酸盐岩溶解风化的时间长度以年计降低 1 个数量级 ( $10^3 \sim 10^4$ ),与硅酸盐岩风化 ( $10^4 \sim 10^6$ ) 相区别<sup>[6]</sup>,碳酸盐岩的风化溶解速率是硅酸盐岩的 10~15 倍<sup>[7-8]</sup>。

岩溶碳汇主要在水体中以溶解无机碳 (Dissolved Inorganic Carbon, DIC, 主要成分  $\text{HCO}_3^-$ ) 等碳形态存在,而该形态是可以在一定条件下重新转化成  $\text{CO}_3^{2-}$  并释放出  $\text{CO}_2$ , 如洞穴中石笋的形成、泉口钙华的沉积,因此,国内外很多学者质疑岩溶碳汇的稳定性<sup>[9-10]</sup>,岩溶水体脱气作用<sup>[11-12]</sup>、水生生物对无机碳转化固定<sup>[13-15]</sup> 和微生物碳泵<sup>[16]</sup> 等方面的研究得到了高度关注。同时海洋碳汇研究中好氧不产氧光合细菌 (advantage agricultural production betts, AAPB) 对形成水体惰性有机碳的影响也被引入岩溶水体中,取得了新的认识<sup>[17]</sup>。如 Wang 等<sup>[18]</sup> 在桂林寨底地下河流域发现土著小球藻能将 40.63% 的  $\text{HCO}_3^-$  通过其在食物链中的初级生产将岩溶无机碳汇转化成有机碳,桂林一条 512 m 的寨底河,河水中沉水植物繁盛,12.52% 的无机碳转化为有机碳<sup>[19]</sup>; 广西柳州官村地下河出口 1.35 km 河道内水生植物所消耗的 DIC 速率达 1 153 mmol/(d·m),同位素分析结果显示水生植物体生物量的 88% 源于水体中  $\text{HCO}_3^-$ <sup>[4,20]</sup>。杨堤和阳朔河段水体均处于过饱和状态, $\text{CO}_2$  分压处于与大气平衡的临界线附近,意味着随着流程的增加,水体产生脱气的可能性在减小,说明秋冬季由岩溶作用溶蚀产生的碳汇是相对稳定的<sup>[21]</sup>。

传统的水-岩-气相互作用下的碳酸盐风化碳循环 (或岩溶作用碳循环) 模式不考虑有机过程,认为当碳酸钙沉积时, $\text{CO}_2$  气体全部返回大气。刘再华等<sup>[22]</sup> 提出了一种由全球水循环产生的重要的  $\text{CO}_2$  汇 (以 DIC 的形式),它是由水对  $\text{CO}_2$  的溶解吸收形成的,并随着碳酸盐的溶解及水生植物光合作用对 DIC ( $\text{CO}_2$ ) 的消耗的增加而显著增加,并形成了水-岩/土-气-生碳循环模式 (图 1)。该模式有助于回答“碳酸盐风化能否形成长久的碳汇 (内源有机质沉积埋藏),因而能否控制长时间尺度的气候变化”等重要科学问题,同时也可望能为传统的岩溶作用碳循环模式遇到的碳稳定性问题找到

证据<sup>[23-24]</sup>。岩溶水体从无机碳转化为有机碳一方面回答了无机碳汇的稳定性;另一方面也带来新的问题,水体有机质可简单分为陆地侵蚀来源和水生生态系统转化形成,如何区分并计算出它们的通

量也是最近关注的热点<sup>[25]</sup>。“水-岩-气-生”碳汇方程为



注：“\*”代表可以人工干预增汇的途径; DBL. 中文边界扩散层(diffusion boundary layer); DOC. 溶解有机碳(dissolved organic carbon); POC. 颗粒有机碳(particulate organic carbon)。

图1 岩溶动力系统结构及碳循环源汇关系<sup>[23-24]</sup>

Fig.1 Structure of the karst dynamic system and relationship between carbon source and sink in carbon cycle<sup>[23-24]</sup>

## 2 岩溶碳汇估算

岩溶作用属于一种化学风化过程,其反应通量可以通过参与反应的原材料或反应产物进行计算。

### 2.1 以岩溶作用原材料——碳酸盐岩溶蚀试验估算

岩石试片广泛用于量化岩石风化<sup>[27]</sup>,将碳酸盐岩岩石磨成直径4 cm,厚0.3~0.5 cm标准溶蚀试片(表面积为28~31 cm<sup>2</sup>,质量10~17 g),洗净烘干后称其质量,放置地上空气中、地表或土下20 cm、土下50 cm(图2)。一年后回收试片,利用天平称其质量。计算公式为

$$E = 365 \times 10^4 (W_1 - W_2) / (A \times T) \quad (1)$$

式中:  $E$  为碳酸盐岩溶蚀量,  $\text{g}/(\text{km}^2 \cdot \text{a})$ ;  $W_1$  为试片初质量,  $\text{g}$ ;  $W_2$  为溶蚀后试片质量,  $\text{g}$ ;  $T$  为埋放时间,  $\text{d}$ ;  $A$  为试片表面积,  $\text{cm}^2$ 。

碳酸盐岩溶蚀试片法获得的碳汇通量公式为

$$F = E \cdot S \cdot R \cdot M_{\text{CO}_2} / M_{\text{CaCO}_3} \quad (2)$$

式中:  $F$  为  $\text{CO}_2$  的回收量,  $\text{g}/\text{a}$ ;  $E$  为试片溶蚀量,  $\text{g}/(\text{m}^2 \cdot \text{a})$ ;  $S$  为岩溶区面积,  $\text{m}^2$ ;  $R$  为岩石的纯度, %; 标准试片以 97% 进行计算;  $M_{\text{CO}_2}$  为  $\text{CO}_2$  的分子量, 取值 44;  $M_{\text{CaCO}_3}$  为  $\text{CaCO}_3$  的分子量, 取值 100。

根据这一计算方式,计算出的溶蚀速率或碳汇通量可能存在的误差。产生误差的原因包括碳酸盐岩标准溶蚀试片的均一性,当地试片、土壤的空间异质性;标准溶蚀试片表面积的计算和碳酸盐岩空间展布的面积计算,土壤有机酸和微生物的侵蚀,土壤中碳酸盐(包括原生碳酸盐岩碎块、颗粒,以及干旱地区土壤中的次生碳酸盐)的存在等。碳酸盐岩风化存在岩-土界面上风化、岩层层间界面上风化、岩层整体块状风化等模式,根据碳酸盐岩溶蚀速率推算的碳酸盐岩风化速率偏低<sup>[28]</sup>。岩溶

地区具高度的空间异质性,碳酸盐岩溶蚀速率受地质、生态、水文和气象等变化影响,基于剖面的碳酸盐岩溶蚀试验与区域岩溶碳汇之间的换算存在空

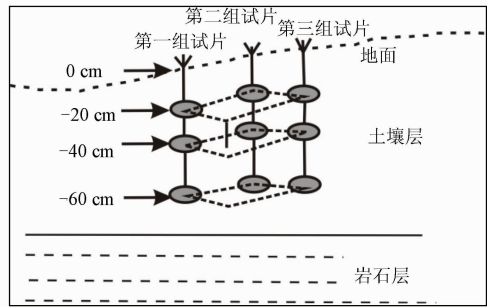


图2 土壤剖面及碳酸盐岩溶蚀试验示意

Fig.2 Soil profile and schematic diagram of carbonate dissolution test

我国学者先后用该方法对全国碳酸盐岩溶蚀速率及碳汇通量进行了估算:如徐胜友等<sup>[30]</sup>利用4个不同气候带观测的溶蚀速率计算出我国岩溶区总的CO<sub>2</sub>回收通量约为 $1.176 \times 10^{13}$  g/a;蒋忠诚等<sup>[31]</sup>通过分析全国的碳酸盐岩、气温、降雨量、植被等环境条件,将全国岩溶区划分为18个区,依据18个溶蚀速率计算出全国岩溶区产生的大气CO<sub>2</sub>的汇为1423万t/a,并且获得了岩溶面积、降雨量和植被条件与大气CO<sub>2</sub>的汇存在正相关关系的结果。

## 2.2 以岩溶作用产物——溶解无机碳估算

水化学径流法最早由Corbel<sup>[32]</sup>提出,在岩石密度为 $2.5 \text{ g/cm}^3$ 的条件下,岩石溶蚀速率与水量和水化学的关系为

$$X = 4E \cdot T / 100 \quad (3)$$

式中: $X$ 为溶蚀速率, $\text{m}^3/(\text{km}^2 \cdot \text{a})$ 或 $\text{mm/ka}$ ;  $E$ 为径流深度变化速率, $0.1 \text{ m/a}$ ;  $T$ 为径流水中的CaCO<sub>3</sub>含量, $\text{mg/L}$ 。

或者利用HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>含量,岩溶作用消耗的大气/土壤CO<sub>2</sub>计算可简单表示为

$$C_h = [\text{CO}_2] = [\text{HCO}_3^-] \times 44 / (2 \times 61), \quad (4)$$

$$C_m = 0.031536Q/F \cdot C_h = 0.031536M \cdot C_h \quad (5)$$

式中: $M$ 为地下水径流模数, $\text{L}/(\text{s} \cdot \text{km}^2)$ ;  $Q$ 为岩溶地下水径流量, $\text{L/s}$ ;  $F$ 为流域面积, $\text{km}^2$ ;  $C_h$ 为岩溶水CO<sub>2</sub>含量, $\text{mg/L}$ ;  $C_m$ 为碳循环强度(以CO<sub>2</sub>计), $\text{t}/(\text{km}^2 \cdot \text{a})$ ; 0.031536为单位转换系数。

徐胜友和蒋忠诚<sup>[30]</sup>通过我国南、北岩溶区面积、HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>含量和地下水径流模数计算出我国岩溶

间尺度综合问题<sup>[29]</sup>。标准碳酸盐岩溶蚀试片的优势是可以简易地对气候、岩性、水文、土地利用等影响碳酸盐岩溶蚀速率的因素进行对比分析。

碳汇吸收CO<sub>2</sub>约为 $1.774 \times 10^{13}$  g/a,而这些计算的水文资料基于20世纪80年代以前1:20万水文地质调查的成果资料。蒋忠诚等<sup>[33]</sup>利用水化学-径流法计算得到全国岩溶碳汇量以CO<sub>2</sub>计为3699.1万t/a,51.6%发生在南方岩溶区(以CO<sub>2</sub>计为1909.9万t/a)。利用GEM-CO<sub>2</sub>模型估算的长江流域岩溶碳汇通量以CO<sub>2</sub>计为3495万t/a<sup>[3]</sup>,珠江流域岩溶碳汇通量以CO<sub>2</sub>计为795万t/a<sup>[34]</sup>。“长江珠江黄河岩溶流域碳循环综合环境地质调查”项目执行过程中,利用高分辨率流量数据和溶解无机碳的季度含量,计算长江流域碳汇通量约为2981万t/a,珠江流域的碳汇通量约为753万t/a,黄河流域的碳汇通量以CO<sub>2</sub>计约为632万t/a,中国岩溶地质碳汇通量平均为4366万t/a。

通过水化学径流法获得准确的碳酸盐岩溶蚀通量的前提是:流域边界清楚(以获得精确的流域面积)、流量和水中的离子含量观测准确。此外,在利用该方法计算岩溶作用及其碳汇强度时,还需扣除深部CO<sub>2</sub>和外源酸(主要是硫酸和硝酸)溶解碳酸盐岩以及碳酸风化硅酸岩对溶解无机碳的贡献<sup>[35-36]</sup>。硫酸参与碳酸盐岩的风化并不消耗大气CO<sub>2</sub>,西南岩溶地表水中分别有50%、27%和20.5%的SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>来自煤系地层硫化物氧化、矿床硫化物氧化和大气酸沉降,硫酸风化碳酸盐岩向大气净释放CO<sub>2</sub>的总通量为 $8.2 \text{ t}/(\text{km}^2 \cdot \text{a})$ ,硫酸参与流域侵蚀影响了全球碳循环<sup>[37]</sup>。

河流水化学受流域内岩石风化、大气降水、地下水以及人类活动影响。河水和流域内岩石、矿物之间的化学反应决定了河水的主要离子化学组

成<sup>[38]</sup>。通过河水化学离子定量研究流域岩石风化有3种途径：基于河水中岩石矿物来源的离子摩尔浓度比例与铍同位素比例质量平衡(Inverse模型)、阳离子质量平衡方程(Forward模型)和因子分析法<sup>[36,39-40]</sup>。

### 2.3 以回归-地统计分析等模型计算

Sweeting<sup>[41]</sup>建立了碳酸盐岩溶蚀量( $D_R$ )与降雨量( $P$ )之间的关系式： $D_R = 0.0043P^{1.26}$ ；刘再华等<sup>[42]</sup>通过总结已发表的碳酸盐岩溶蚀量( $D_R$ )与径流( $P_{\text{降雨量}} - E_{\text{蒸发量}}$ )的关系，建立了碳酸盐岩溶蚀量与径流之间的线性关系： $D_R = 0.0544(P - E) - 0.0215$ ；曹建华等<sup>[43]</sup>的模拟试验结果揭示了不同植物类型条件下，生物活性的差异导致碳酸盐岩风化溶解量的差异，有丰富根系的乔木-土壤-岩石体系，其溶解量是土壤-岩石、草本-土壤-岩石体系中碳酸盐岩侵蚀量的3.84倍和2.36倍。

White<sup>[44]</sup>计算了碳酸盐岩的理论最大剥蚀速率，即假定从岩溶流域中排出的水相对于当地的温度和 $CO_2$ 条件达到了碳酸盐平衡，据“入渗-平衡化学法”<sup>[35]</sup>，岩溶作用产生的最大碳汇强度为

$$R_{S_{\max}} = 10^6(P - E)[HCO_3^-]_{\text{eq}}/2 = 10^6(P - E)[Ca^{2+}]_{\text{eq}} = 10^6(P - E)(K_s K_1 K_0/4 K_2 \gamma_{Ca} \gamma_{HCO_3^-})^{1/3} (P_{CO_2})^{1/3}, \quad (6)$$

其中土壤中的 $CO_2$ 分压可根据以下Brook等<sup>[45]</sup>公式计算

$$\lg P_{CO_2} = -3.47 + 2.09(1 - e^{-0.00172E}). \quad (7)$$

式(6)-(7)中： $P$ 为年降水量，mm/a； $E$ 为年蒸发蒸腾量，mm/a； $[Ca^{2+}]_{\text{eq}}$ 为平衡时的钙浓度，mol/L； $\gamma_{Ca}$ 、 $\gamma_{HCO_3^-}$ 分别为水中 $Ca^{2+}$ 、 $HCO_3^-$ 离子的活度系数； $K_1$ 是 $CO_2$ 水化并解离为 $HCO_3^-$ 的平衡常数； $K_2$ 是 $CO_3^{2-}$ 形成的平衡常数； $K_s$ 是方解石溶度积常数； $K_0$ 为 $CO_2$ 溶于水的平衡常数； $P_{CO_2}$ 为土壤或含水层中的 $CO_2$ 分压，atm。

曹建华等<sup>[46]</sup>以珠江流域为例，在综合考虑影响岩溶作用及产生碳汇因子的基础上，收集已有数据，建立了如下回归方程

$$D_r = 0.176 + 0.696P_a^4 + 0.483R_s^4 + 0.324N_{pp}^4. \quad (8)$$

式中： $D_r$ 为以典型地点的石灰岩溶蚀速率，mm/ka； $P_a$ 为年降水量，mm， $P < 0.01$ ； $R_s$ 为土壤呼吸速率(以C计)， $g/(m^2 \cdot a)$ ，拟合系数 $R^2 = 0.728$ ； $N_{pp}$ 为净

初级生产力(以C计)， $g/m^2$ 。

以GIS为研究平台，结合研究区碳酸盐岩类型的分布，估算出研究区内因碳酸盐岩溶蚀作用对大气 $CO_2$ 汇的通量。结果表明，珠江流域年 $CaCO_3$ 溶蚀量为 $1.54 \times 10^7 t/a$ ，折合碳为678万t/a。

李汇文等<sup>[47]</sup>基于随机森林算法及碳酸盐岩最大潜在溶蚀模型，得出全国岩溶碳汇量707万t/a，70%发生在南方岩溶区(495万t/a)。由此可见，只要掌握了相关地区的基本气候生态资料，如温度、降水和蒸发蒸腾数据，也可计算出该地区的岩溶作用及其碳汇强度。

### 3 流域尺度岩溶碳汇调查技术

随着对岩溶碳汇的持续调查，岩溶碳循环的路径及影响因子不断被发现，对岩溶碳循环的发生、碳汇产生的认识不断深入，从而提出流域尺度岩溶碳循环及碳汇效应概念模型(图3)。在模型中岩溶碳循环过程主要存在3个阶段<sup>[48]</sup>：水对碳酸盐岩溶解将大气/土壤 $CO_2$ 转移到水中；富含无机碳的岩溶水在岩溶含水介质中运移；岩溶地下水出露地表成地表河时，水生生物光合作用将岩溶水体中无机碳转化为有机碳，AAPB将溶解有机碳(dissolved organic carbon, DOC)转化为惰性溶解有机碳(recalcitrant dissolved organic carbon, RDOC)。

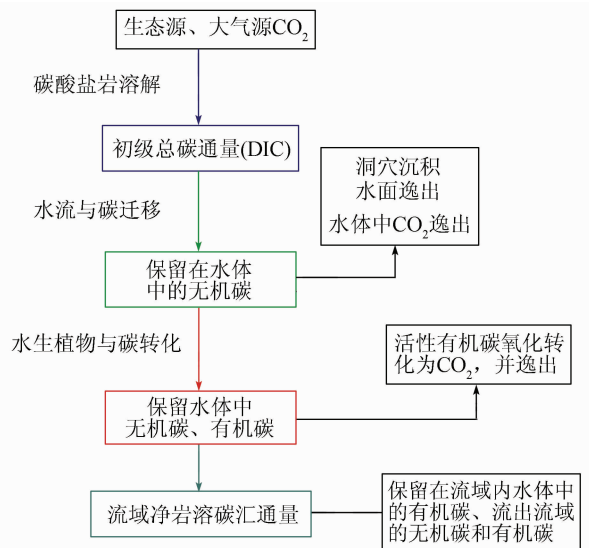


图3 流域尺度岩溶碳循环过程示意图<sup>[48]</sup>

Fig. 3 Schematic diagram of the process of karst carbon cycle in a watershed-scale<sup>[48]</sup>

岩溶碳循环过程与碳汇效应调查研究涉及地

质、地球化学、陆地生态系统、水生生态系统等多学科,因此,流域尺度岩溶碳循环及碳汇效应调查与监测技术,是多项技术的集成,岩溶碳循环地质

调查可以用“定边界、追过程、查条件、测形态、算通量、评潜力”来概括,主要的技术要求和调查精度见图4。

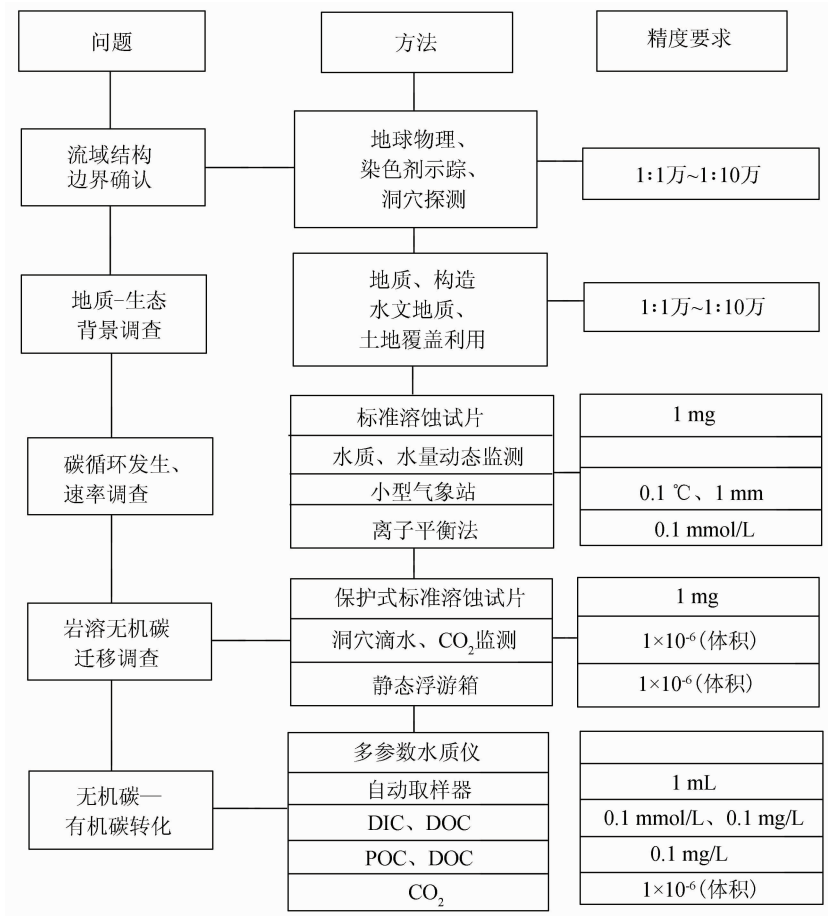


图4 流域尺度岩溶碳循环调查研究技术流程

Fig.4 Technical flow chart for the investigation and research of karst carbon cycle on the basin scale

#### 4 人工干预固碳增汇的技术途径与潜力

IPCC - AR5 报告中将碳酸盐岩溶解风化纳入人为可干预去除大气 CO<sub>2</sub> 的 4 项技术方法之一(与陆地生态过程、海洋碳汇、人工直接捕捉并列),产生效果的时间尺度定为百年尺度(100 ~ 1 000 a)<sup>[6]</sup>。人工干预增加岩溶碳汇的主要方式有植被恢复、土壤改良、外源水灌溉和构建有利于水生植物提高光合效率的环境。

##### 4.1 植被恢复增加岩溶碳汇

不同土地利用方式下的岩溶碳汇强度也不同。广西马山弄拉从耕地到林地、果园,溶蚀速率从 4.02 t/(km<sup>2</sup>·a) 增加到 19.97 t/(km<sup>2</sup>·a)、32.97 t/(km<sup>2</sup>·a); 重庆金佛山从石漠化用地到

次生林、草地、原始林的溶蚀速率,分别从 10.38 t/(km<sup>2</sup>·a) 增加到 20.0 t/(km<sup>2</sup>·a)、40.0 t/(km<sup>2</sup>·a) 和 63.5 t/(km<sup>2</sup>·a); 从耕地或灌丛演化到次生林地,由岩溶作用产生的碳汇可提高 5.71 ~ 7.02 t/(km<sup>2</sup>·a),若演化到原始林地则达 24.86 ~ 26.17 t/(km<sup>2</sup>·a)<sup>[49]</sup>。植被恢复有利于土壤 CO<sub>2</sub> 积累,增加泉水中 HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> 通量,石漠化治理能显著增强土下的岩溶作用强度,退耕还林地的土下溶蚀量及碳汇量约为耕地的 7 倍<sup>[50]</sup>。桂林丫吉试验场植被经 20 多 a 的封育后,土壤空气中 CO<sub>2</sub> 含量上升,岩溶作用增强,泉水输出的无机碳通量增加,植被恢复增加的岩溶碳汇量可达 19% ~ 23%<sup>[51]</sup>。

土地利用方式通过改变蒸腾蒸散和土下 CO<sub>2</sub> 浓度,造成径流深度和 DIC 浓度的变化,而两者的变化有很大的差异,甚至有时是相反的。岩溶碳汇

强度是径流深度和 DIC 浓度的乘积,两者在数量级上的差别往往使这种土地利用方式对岩溶碳汇强度的影响评价变得困难,不宜对比。Zeng 等<sup>[52]</sup>在普定沙湾碳循环监测站利用 DIC 环比增长率除以径流深度环比增长率作为土地利用变化对岩溶碳汇强度影响指数,取得了很好的效果,比值大于 1 时说明土地利用的变化导致 DIC 增加率高于径流深度的减少率,且统计出在这种情况下岩溶碳汇强度增强。

#### 4.2 土壤改良

我国西南岩溶石漠化耕地面积超过 4 万 km<sup>2</sup>, Ca、Mg 元素含量高,微量元素有效态含量低,60% 以上土壤为低产土壤<sup>[53-54]</sup>。碳酸盐岩的溶蚀主要与土壤环境中侵蚀性组分 CO<sub>2</sub>、水分、孔隙度、有机质含量和 pH 值有关<sup>[55]</sup>。岩溶土壤改良增加碳汇的关键是增加地上生物量的同时,提高土壤 CO<sub>2</sub> 浓度或水分,促使岩溶作用的正向发生。

周运超等<sup>[56]</sup>研究了玉米秸秆、灌丛植物叶秆等有机物料的添加对岩溶土壤系统 Ca<sup>2+</sup>、Mg<sup>2+</sup>、HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> 和土壤呼吸等的排释动态的影响,表明增加生物可利用性碳源能促进岩溶作用的正向发生,提高了灰岩溶蚀量,驱动土壤中可交换性 Ca<sup>2+</sup>、Mg<sup>2+</sup> 及 HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> 排放。罗为群等<sup>[57]</sup>利用当地糖厂废弃物流泥对岩溶土壤进行改良,滤泥腐化产生的有机酸和 CO<sub>2</sub>,促进岩溶作用的正向运动,进一步降低土壤 pH 值和 Ca、Mg 元素含量,更利于土壤营养元素的释放和有效化,土壤改良效果与溶蚀速率、土壤 CO<sub>2</sub> 浓度呈显著的正相关。

不同的土壤改良措施对碳酸盐岩溶蚀的促进效果差异较大。宋超等<sup>[58-59]</sup>发现牛粪肥的施用对白云岩溶蚀作用的影响不大;而施用复混肥后,白云岩和石灰岩试片的溶蚀量均增大。滤泥与常规有机肥秸秆、沼液等搭配能大大提高改良效果。从搭配类型来看,对埋藏于其中的灰岩试片溶蚀强度和土壤改良的效果依次为塘泥+沼渣(液)+鲜绿肥>秸秆+塘泥+沼渣(液)>秸秆+人畜粪便+塘泥<sup>[60]</sup>。吴泽燕等<sup>[54]</sup>的研究结果也表明滤泥配施秸秆和沼液导致 CO<sub>2</sub> 年均净消耗量增加了 0.065 mmol/L。冯婷<sup>[61]</sup>在广西通过果化对岩溶土壤进行有机肥改良后,地上生物量较对照区提高了 1.85 倍,试验区火龙果增产 27.64%,花生增产 37.73%。土层 10~20 cm 养分得到提高,土壤根系更加发达,土壤

生物活性提高,使得土壤 CO<sub>2</sub> 浓度增加量较大。如果将果化示范区内 66.41 hm<sup>2</sup> 耕地土壤进行改良,则较未改良耕地 CO<sub>2</sub> 增汇 2.75 t/a。

#### 4.3 外源水的灌溉增加岩溶碳汇强度

水对岩溶碳汇的影响表现在水量、水质和运动状态上,其核心是水的侵蚀性。非岩溶区的水流入岩溶区被归为外源水,外源水中方解石和白云石的饱和指数愈低,其侵蚀性就愈强,水中的石灰岩和白云岩的侵蚀速率就愈快<sup>[62]</sup>。外源水进入岩溶区后的垂直方向渗透和侧向运移为洞穴初始形成并呈层状分布提供基本条件<sup>[63]</sup>,促进了洞穴发育和峡谷的形成<sup>[64]</sup>。外源水进入岩溶地下水系统后,水中 DIC 含量不断升高,碳酸盐饱和指数也逐渐增加,由不饱和达到饱和,岩溶碳汇通量可增加近 10 倍<sup>[65]</sup>。桂林毛村岩溶地下河流域,上游非岩溶区和下游岩溶区面积分别为 3.6 km<sup>2</sup> 和 7.6 km<sup>2</sup>,小龙背的外源水碳通量为 2.04 t/a,流经扁岩和毛村地下河后,碳通量分别增加至 8.84 t/a 和 28.21 t/a,其中一半来自大气碳沉降<sup>[67]</sup>。

岩溶区地表水主要分布于极少数大江、大河中,无法解决区域性供水问题,天然出露的水点多属于季节性的泉、地下河天窗或出口,雨季发生涝灾而旱季枯竭,满足不了居民生活和农业生产用水需求<sup>[67]</sup>。对补给到岩溶地下水的外源水进行建库拦蓄,在解决岩溶区洪涝和旱季人畜饮用、灌溉问题上发挥了很大作用。CO<sub>2</sub> 在水中溶解产生碳酸氢根离子,可与 Ca<sup>2+</sup> 或 Mg<sup>2+</sup> 反应析出固体碳酸盐,放出水 and CO<sub>2</sub>。在北方地区,高碱度地下水灌溉农田后经蒸发浓缩作用导致 CaCO<sub>3</sub> 沉淀形成颗粒无机碳,改变了土壤碳库组成,成为土壤碳库的重要来源<sup>[68-69]</sup>。但形成碳酸钙沉降的同时也会形成新的 CO<sub>2</sub>,且灌溉作用造成的微生物活动也会释放 CO<sub>2</sub>,它们重新溶于水使碳酸盐岩重新溶解,造成溶解无机碳的淋失,这一过程受植被和水文投机条件的控制<sup>[70]</sup>。在碳酸盐岩发育的森林系统,灌溉使 DIC 年浸出量增加了近 100%<sup>[71]</sup>。

#### 4.4 水生植物培育增加岩溶碳汇稳定性

上述植被恢复、土壤改良和外源水灌溉等 3 个方面均是从影响岩溶作用的原材料(CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O)等方面入手,促进岩溶向碳汇方向进行。而水生植物的培育则稳定了岩溶碳汇的结果 HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>,减少或减缓溶解无机碳向大气排放,促进溶解无机碳向有机

碳乃至惰性有机碳转化。

水生生态系统通过生物泵在河流、湖泊、水库、湿地和海洋等水体碳循环中发挥着重要作用<sup>[16, 72]</sup>。水体中光照、温度及无机碳是影响水生植物光合作用和生长发育的重要环境因子<sup>[73]</sup>。岩溶水库中高浓度的溶解无机碳对水生生物生长起着“施肥作用”<sup>[74]</sup>,这对岩溶碳汇的稳定性起着重要作用<sup>[75]</sup>。对岩溶区水体物理、化学和同位素参数的高分辨率监测,发现了在溪流、河流、湖泊水库等不同级别的水体均存在大量的水生生物光合作用<sup>[12, 15, 76-80]</sup>,这一作用减少了水气界面释放到大气中的CO<sub>2</sub>通量<sup>[11, 80-81]</sup>。

水生生物死亡后的残体是湖泊水库等水体底泥中有机质和氮的主要来源<sup>[82]</sup>。地表水体水生光合固定DIC产生的内源有机碳,其是岩石风化碳汇的重要组成部分。利用类脂生物标志物法,结合传统水化学特征,计算出珠江流域水体中冬季和夏季内源有机碳占总有机碳比例的平均值分别为65%和54%,表明了其中的水生植物光合作用导致的初级生产力比较强烈;内源有机碳比例和水生藻类生物量与DIC浓度呈现出显著的正相关关系,DIC对水生植物光合作用具有施肥效应<sup>[25]</sup>。西江流域岩溶碳汇通量为 $2.23 \times 10^6$  t/a,而加上内源有机碳后的碳汇通量为 $3.50 \times 10^6$  t/a,提高了57%<sup>[83]</sup>。水库沉积物是一个重要的碳汇,结合<sup>210</sup>Pb<sub>ex</sub>核素计年技术和沉积物中碳分布,估算出乌江渡水库总有机碳(Total Organic Carbon, TOC)沉降通量为70.85 g/(m<sup>2</sup>·a),堆积通量为29.14 g/(m<sup>2</sup>·a),有效埋藏率为41%。乌江渡水库沉积物平均TOC总埋藏通量 $1.39 \times 10^9$  g/a,其中82%来自水库内部光合作用形成的有机质<sup>[84]</sup>。

水生植物在水体中的时空分布是有区别的,存在优势种<sup>[74]</sup>。因此,在培育水生植物增加岩溶碳汇稳定性时,应考虑水生植物的生态习性进行组合。目前对水生植物的栽培主要用于自然景观美化、生态修复和渔业饲料等方面,从水生植物吸收水中溶解无机碳方面,水生植物的地质碳汇功能应考虑沉水植物的培育。不同的沉水植物的成长条件不同,如:菹草为眼子菜科(Potamogetonaceae),秋季发芽,越冬生长,春季繁盛,夏季消亡的冬春型沉水植物<sup>[85]</sup>,从时间上与其他沉水植物形成生态位分离;轮苞轮藻以群落的致密絮状结构越冬,优先占领空间生态位;在冬季不输水

的条件下,苦草以温度生态位在淤泥深厚、透明度大、水流缓慢的水域生长良好;马来眼子菜以生长生态位在硬泥质、深水水域占优势<sup>[86]</sup>;而黑藻属水鳖科(Hydrocharitaceae)多年生沉水草本,在光照条件好和高温环境下生长良好<sup>[87]</sup>;金鱼藻、苦草适应水深范围最广,可以适用2.5 m以上水深,其次是黑藻,适应2 m以下水深,马来眼子菜适应水深范围最窄,为0.5~1.5 m<sup>[88]</sup>。沉水植物的繁殖分为种子萌发的有性繁殖和基株上形成的块茎、鳞茎、芽孢、地面匍匐茎和地下根茎等无性繁殖,部分植物具有多种繁殖方式,但有性繁殖水环境限制难以占据优势地位<sup>[89]</sup>,根据水环境条件限制又有扦插移栽、沉栽法、沉缸载体移栽、半浮式载体移栽、渐沉式沉床移栽等常见的沉水植物快速移栽技术方法<sup>[89]</sup>。因此,开展水生植物栽培时需要结合工作区已有的优势物种并根据水环境条件进行筛选;此外,还应加强水生生态群落的调控和沉水植物碳汇功能的准确、实时在线监测<sup>[90]</sup>。

## 5 未来展望

(1)岩溶碳汇调查监测体系目前在上游尚没有和陆地生态系统碳通量观测系统完全衔接,下游没有和地下水监测信息系统与水文水资源监测体系衔接,需融合现有监测技术体系,充实岩溶碳汇监测技术体系。

(2)加强岩溶碳汇综合调查,充分利用监测数据提高碳汇调查精度,建立统一的岩溶碳汇调查方法和碳汇计量体系。探索创新科学的岩溶碳汇计量方法与增汇核算,创建岩溶碳汇方法学。

(3)尽管人工干预增加岩溶碳汇在某些工作区得到了验证,但尚没有系统的试验示范区,无法从碳收支角度进行系统的碳中和评价,因此应加强人工干预固碳增汇试验示范和自然资源空间管理信息平台建设。

## 参考文献(References):

- [1] 袁道先. 现代岩溶学在中国的发展[J]. 地质论评, 2006, 52(6): 733-736.  
Yuan D X. The development of modern karstology in China[J]. Geol Rev, 2006, 52(6): 733-736.
- [2] 蒋忠诚. 中国南方表层岩溶系统的碳循环及其生态效应[J]. 第四纪研究, 2000, 20(4): 316-324.  
Jiang Z C. Carbon cycle and ecological effects in epi-karst sys-



- tems in southern China[J]. *Quat Sci*,2000,20(4):316-324.
- [3] 张连凯,覃小群,刘朋雨,等. 硫酸参与的长江流域岩石化学风化与大气 CO<sub>2</sub> 消耗[J]. *地质学报*,2016,90(8):1933-1944.
- Zhang L K, Qin X Q, Liu P Y, et al. Chemical denudation rate and atmospheric CO<sub>2</sub> consumption by H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> and H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> in the Yangtze River Catchment[J]. *Acta Geol Sin*,2016,90(8):1933-1944.
- [4] 蒋忠诚,袁道先,曹建华,等. 中国岩溶碳汇潜力研究[J]. *地球学报*,2012,33(2):129-134.
- Jiang Z C, Yuan D X, Cao J H, et al. A study of carbon sink capacity of karst processes in China[J]. *Acta Geosci Sin*,2012,33(2):129-134.
- [5] 章程. 岩溶作用时间尺度与碳汇稳定性[J]. *中国岩溶*,2011,30(4):368-371.
- Zhang C. Time-scale of karst processes and the carbon sink stability[J]. *Carsol Sin*,2011,30(4):368-371.
- [6] 蒲俊兵,蒋忠诚,袁道先,等. 岩石风化碳汇研究进展:基于IPCC第五次气候变化评估报告的分析[J]. *地球科学进展*,2015,30(10):1081-1090.
- Pu J B, Jiang Z C, Yuan D X, et al. Some opinions on rock-weathering-related carbon sinks from the IPCC fifth assessment report[J]. *Adv Earth Sci*,2015,30(10):1081-1090.
- [7] Liu Z, Zhao J. Contribution of carbonate rock weathering to the atmospheric CO<sub>2</sub> sink[J]. *Environ Geol*,2000,39(9):1053-1058.
- [8] Zeng S B, Liu Z H, Kaufmann G. Sensitivity of the global carbonate weathering carbon-sink flux to climate and land-use changes[J]. *Nat Commun*,2019,10(1):5749.
- [9] Curl R L. Carbon shifted but not sequestered[J]. *Science*,2012,335(6069):655.
- [10] 张莹,李强. 是“岩溶碳汇”还是“岩溶碳通量”? [J]. *中国岩溶*,2015,34(6):539-542.
- Zhang Y, Li Q. Is it karst carbon sink or karst carbon flux? [J]. *Carsol Sin*,2015,34(6):539-542.
- [11] Zhang T, Li J H, Pu J B, et al. River sequesters atmospheric carbon and limits the CO<sub>2</sub> degassing in karst area, Southwest China[J]. *Sci Total Environ*,2017,609:92-101.
- [12] Khadka M B, Martin J B, Jin J. Transport of dissolved carbon and CO<sub>2</sub> degassing from a river system in a mixed silicate and carbonate catchment[J]. *J Hydrol*,2014,513:391-402.
- [13] Yang R, Chen B, Liu H, et al. Carbon sequestration and decreased CO<sub>2</sub> emission caused by terrestrial aquatic photosynthesis: insights from diel hydrochemical variations in an epikarst spring and two spring-fed ponds in different seasons[J]. *Appl Geochem*,2015,63:248-260.
- [14] Han Q, Wang B L, Liu C Q, et al. Carbon biogeochemical cycle is enhanced by damming in a karst river[J]. *Sci Total Environ*,2018,616/617:1181-1189.
- [15] de Montety V, Martin J B, Cohen M J, et al. Influence of diel biogeochemical cycles on carbonate equilibrium in a karst river[J]. *Chem Geol*,2011,283(1/2):31-43.
- [16] 严壮,汪夏雨,李为,等. 岩溶区水生生态系统微藻的生物碳泵效应[J]. *微生物学报*,2019,59(6):1012-1025.
- Yan Z, Wang X Y, Li W, et al. Biological carbon pump effect of microalgae in aquatic ecosystems of karst areas[J]. *Acta Microbiol Sin*,2019,59(6):1012-1025.
- [17] 宋昂,彭文杰,何若雪,等. 好氧不产氧光合细菌反馈作用下的五里峡水库坝前水体化学特征研究[J]. *岩矿测试*,2017,36(2):171-179.
- Song A, Peng W J, He R X, et al. Hydrochemistry characteristics in front of the Wulixia Reservoir dam associated with feedback from aerobic anoxygenic phototrophic bacteria[J]. *Rock Miner Anal*,2017,36(2):171-179.
- [18] Wang P, Hu Q J, Yang H, et al. Preliminary study on the utilization of Ca<sup>2+</sup> and HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> in karst water by different sources of *Chlorella vulgaris*[J]. *Carbon Evapor*,2014,29(2):203-210.
- [19] Wang P, Hu G, Cao J H. Stable carbon isotopic composition of submerged plants living in karst water and its eco-environmental importance[J]. *Aqua Bot*,2017,140:78-83.
- [20] 章程,汪进良,蒲俊兵. 地下河出口河流化学昼夜动态变化——生物地球化学过程的控制[J]. *地球学报*,2015,36(2):197-203.
- Zhang C, Wang J L, Pu J B. Diel aqueous chemical cycling in a typical karst spring-fed stream: controls of biogeochemical processes[J]. *Acta Geosci Sin*,2015,36(2):197-203.
- [21] 章程,肖琼,苗迎,等. 广西桂林漓江典型河段水化学昼夜动态变化及其对岩溶碳循环的影响[J]. *地球学报*,2018,39(5):613-621.
- Zhang C, Xiao Q, Miao Y, et al. Day and night aqueous chemical changes and their impact on karst carbon cycle at typical monitoring sites of the Lijiang River, Guilin, Guangxi[J]. *Acta Geosci Sin*,2018,39(5):613-621.
- [22] Liu Z H, Dreybrodt W, Wang H J. A possible important CO<sub>2</sub> sink by the global water cycle[J]. *Chin Sci Bull*,2018,53(3):402-407.
- [23] Liu Z H, 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]. *Sci Bull*,2015,60(2):182-191.
- [24] Liu Z H, Dreybrodt W, Wang H J. A new direction in effective accounting for the atmospheric CO<sub>2</sub> budget: considering the combined action of carbonate dissolution, the global water cycle and photosynthetic uptake of DIC by aquatic organisms[J]. *Earth-Sci Rev*,2010,99(3/4):162-172.
- [25] Yang M X, Liu Z H, Sun H L, et al. Organic carbon source tracing and DIC fertilization effect in the Pearl River: insights from lipid biomarker and geochemical analysis[J]. *Appl Geochem*,2016,73:132-141.
- [26] Mustafa G, Singh B, Kookana R S. Cadmium adsorption and desorption behaviour on goethite at low equilibrium concentrations: effects of pH and index cations[J]. *Chemosphere*,2004,57(10):1325-1333.

- [27] Krklec K, Domínguez - Villar D, Perica D. Use of rock tablet method to measure rock weathering and landscape denudation[J]. *Earth - Sci Rev*, 2021, 212: 103449.
- [28] 杨瑞东, 朱立军, 魏怀瑞, 等. 贵阳地区碳酸盐岩系成土方式及其特征[J]. *地球与环境*, 2007, 35(3): 193 - 201.  
Yang R D, Zhu L J, Wei H R, et al. Pedogenic mechanism of carbonate laterite and its characteristics in Guiyang, Guizhou Province, China[J]. *Earth Environ*, 2007, 35(3): 193 - 201.
- [29] 蔡运龙. 贵州喀斯特高原土地系统变化空间尺度综合的一个研究方案[J]. *地球科学进展*, 2009, 24(12): 1301 - 1308.  
Cai Y L. Spatial scales integration of land system change; a case study design on Guizhou Karst Plateau[J]. *Adv Earth Sci*, 2009, 24(12): 1301 - 1308.
- [30] 徐胜友, 蒋忠诚. 我国岩溶作用与大气温室气体 CO<sub>2</sub> 源汇关系的初步估算[J]. *科学通报*, 1997, 42(9): 953 - 956.  
Xu S Y, Jiang Z C. Preliminary estimation of the relationship between karstification and the sources and sinks of atmospheric greenhouse gas CO<sub>2</sub> in China[J]. *Chin Sci Bull*, 1997, 42(9): 953 - 956.
- [31] 蒋忠诚, 蒋小珍, 雷明堂. 运用 GIS 和溶蚀试验数据估算中国岩溶区大气 CO<sub>2</sub> 的汇[J]. *中国岩溶*, 2000, 19(3): 212 - 217.  
Jiang Z C, Jiang X Z, Lei M T. Estimation of atmospheric CO<sub>2</sub> sink of karst areas in china based on GIS and limestone tablet loss data[J]. *Carsol Sin*, 2000, 19(3): 212 - 217.
- [32] Corbel J. Érosion en terrain calcaire (vitesse d'érosion et morphologie) [J]. *Ann Géogr*, 1959, 68(366): 97 - 120.
- [33] 蒋忠诚, 覃小群, 曹建华, 等. 中国岩溶作用产生的大气 CO<sub>2</sub> 碳汇的分区计算[J]. *中国岩溶*, 2011, 30(4): 363 - 367.  
Jiang Z C, Qin X Q, Cao J H, et al. Calculation of atmospheric CO<sub>2</sub> sink formed in karst progresses of the karst divided regions in China[J]. *Carsol Sin*, 2011, 30(4): 363 - 367.
- [34] 覃小群, 刘朋雨, 黄奇波, 等. 珠江流域岩石风化作用消耗大气/土壤 CO<sub>2</sub> 量的估算[J]. *地球学报*, 2013, 34(4): 455 - 462.  
Qin X Q, Liu P Y, Huang Q B, et al. Estimation of atmospheric/soil CO<sub>2</sub> consumption by rock weathering in the Pearl River Valley[J]. *Acta Geosci Sin*, 2013, 34(4): 455 - 462.
- [35] 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.  
Liu Z H. “Method of maximum potential dissolution” to calculate the intensity of karst process and the relevant carbon sink: with discussions on methods of solute load and carbonate - rock - tablet test[J]. *Carsol Sin*, 2011, 30(4): 379 - 382.
- [36] 吴卫华, 郑洪波, 杨杰东, 等. 中国河流域化学风化和全球碳循环[J]. *第四纪研究*, 2011, 31(3): 397 - 407.  
Wu W H, Zheng H B, Yang J D, et al. Chemical weathering of large river catchments in China and the global carbon cycle[J]. *Quat Sci*, 2011, 31(3): 397 - 407.
- [37] 刘丛强, 蒋颖魁, 陶发祥, 等. 西南喀斯特流域碳酸盐岩的硫酸侵蚀与碳循环[J]. *地球化学*, 2008, 37(4): 404 - 414.  
Liu C Q, Jiang Y K, Tao F X, et al. Chemical weathering of carbonate rocks by sulfuric acid and the carbon cycling in Southwest China[J]. *Geochimica*, 2008, 37(4): 404 - 414.
- [38] 夏星辉, 张利田, 陈静生. 岩性和气候条件对长江水系河水主要离子化学的影响[J]. *北京大学学报: 自然科学版*, 2000, 36(2): 246 - 252.  
Xia X H, Zhang L T, Chen J S. The effect of lithology and climate on major ion chemistry of the Yangtze River system[J]. *Acta Sci Nat Univ Pekinensis*, 2000, 36(2): 246 - 252.
- [39] 张龙军, 温志超. 黄河流域硅酸盐风化的讨论[J]. *中国海洋大学学报*, 2009, 39(5): 988 - 994.  
Zhang L J, Wen Z C. Discussion on silicate weathering in the Huanghe Drainage Basin[J]. *Period Ocean Univ China*, 2009, 39(5): 988 - 994.
- [40] 张春来, 曹建华, 刘晓华, 等. 河水化学离子成因及影响因素的因子分析探讨[J]. *广西师范大学学报: 自然科学版*, 2013, 31(2): 123 - 132.  
Zhang C L, Cao J H, Liu X H, et al. Origin and influencing factors of hydrochemical of river ion by factor analysis [J]. *J Guangxi Normal Univ: Nat Sci Ed*, 2013, 31(2): 123 - 132.
- [41] Sweeting M M. *Karst Landforms* [M]. London: Macmillan Press Ltd., 1972.
- [42] Liu Z, Zhao J. Contribution of carbonate rock weathering to the atmospheric CO<sub>2</sub> sink [J]. *Environ Geol*, 2000, 39(9): 1053 - 1058.
- [43] 曹建华, 袁道先, 潘根兴, 等. 不同植被下土壤碳转移对岩溶动力系统中碳循环的影响[J]. *地球与环境*, 2004, 32(1): 90 - 96.  
Cao J H, Yuan D X, Pan G X, et al. Influence of soil carbon transfer under different vegetations on carbon cycle of karst dynamics system[J]. *Earth Environ*, 2004, 32(1): 90 - 96.
- [44] White W B. *Rate Processes: Chemical Kinetics and Karst Landform Development* [M]//Lafleur R G. *Groundwater as A Geomorphic Agent*. Boston, London: Allen and Unwin, 1984: 227 - 248.
- [45] Brook G A, Folkoff M E, Box E O. A world model of soil carbon dioxide[J]. *Earth Surf Process Land*, 1983, 8(1): 79 - 88.
- [46] 曹建华, 杨慧, 康志强. 区域碳酸盐岩溶蚀作用碳汇通量估算初探: 以珠江流域为例[J]. *科学通报*, 2011, 56(26): 2181 - 2187.  
Cao J H, Yang H, Kang Z Q. Preliminary regional estimation of carbon sink flux by carbonate rock corrosion; a case study of the Pearl River Basin [J]. *Chin Sci Bull*, 2011, 56(26): 2181 - 2187.
- [47] Li H W, Wang S J, Bai X Y, et al. Spatiotemporal evolution of carbon sequestration of limestone weathering in China[J]. *Sci China Earth Sci*, 2019, 62(6): 974 - 991.
- [48] Cao J H, Wu X, Huang F, et al. Global significance of the carbon cycle in the karst dynamic system: evidence from geological and ecological processes[J]. *China Geol*, 2018, 1(1): 17 - 27.
- [49] Zhang C. Carbonate rock dissolution rates in different landuses and their carbon sink effect[J]. *Chin Sci Bull*, 2011, 56(35): 3759 - 3765.

[50] 蓝家程,肖时珍,杨龙,等.石漠化治理对岩溶作用强度的影响及其碳汇效应[J].水土保持学报,2016,30(3):244-249.  
Lan J C, Xiao S Z, Yang L, et al. Impact of rocky desertification treatment on karst carbonate rock dissolution rates and its carbon sink effect[J]. J Soil Water Conserv, 2016, 30(3): 244-249.

[51] 姜光辉,张强.峰丛洼地自然封育过程岩溶水溶解无机碳的变化——以桂林丫吉试验场为例[J].中国岩溶,2011,30(4):397-402.  
Jiang G H, Zhang Q. Change of dissolved inorganic carbon (DIC) in karst peak cluster during natural restoration: a case study in Yaji Station[J]. Carsol Sin, 2011, 30(4): 397-402.

[52] Zeng Q R, Liu Z H, Chen B, et al. Carbonate weathering - related carbon sink fluxes under different land uses: a case study from the Shawan Simulation Test Site, Puding, Southwest China[J]. Chem Geol, 2017, 474: 58-71.

[53] 张之淦,黄保健,黄海澎.碳循环与岩溶土壤改良——原理与综述[J].中国岩溶,2002,21(1):7-13.  
Zhang Z G, Huang B J, Huang H P. Carbon cycle and soil amelioration in south china karst terrain: principles and review[J]. Carsol Sin, 2002, 21(1): 7-13.

[54] 吴泽燕,罗为群,蒋忠诚,等.土壤改良对土壤水化学及碳酸盐岩溶蚀的CO<sub>2</sub>净消耗量的影响[J].中国岩溶,2019,38(1):60-69.  
Wu Z Y, Luo W Q, Jiang Z C, et al. Effects of filter sludge and organic manure soil improvement on soil hydrochemistry and net CO<sub>2</sub> consumption of dissolution of carbonate rocks [J]. Carsol Sin, 2019, 38(1): 60-69.

[55] 杨平恒,章程,孙玉川,等.土壤环境因子对土下岩溶溶蚀速率的影响——以重庆金佛山国家自然保护区为例[J].中国地质,2007,34(5):920-926.  
Yang P H, Zhang C, Sun Y C, et al. Effects of soil environmental factors on the dissolution rate of karst in soils - A case study of the State Jinfo Mountain Nature Reserve, Chongqing [J]. Geol China, 2007, 34(5): 920-926.

[56] 周运超,潘根兴,张平究,等.添加有机物料对岩溶系统中碳转移及灰岩溶蚀的影响研究[J].中国岩溶,2002,21(3):153-158.  
Zhou Y C, Pan G X, Zhang P J, et al. Study on the effect of limestone dissolution and carbon transfer in karst system affected by organic amendment[J]. Carsol Sin, 2002, 21(3): 153-158.

[57] 罗为群,蒋忠诚,赵草著,等.亚硫酸法糖厂滤泥改良石灰土试验研究[J].农业现代化研究,2009,30(2):248-252.  
Luo W Q, Jiang Z C, Zhao C Z, et al. Study on calcareous soil amelioration with filtered sludge of sugar refinery [J]. Res Agric Modernizat, 2009, 30(2): 248-252.

[58] Song C, Liu C L, Wang J K, et al. Impact of the addition of a compound fertilizer on the dissolution of carbonate rock tablets: a column experiment[J]. Appl Geochem, 2011, 26(3): 170-173.

[59] 宋超,刘长礼,王俊坤,等.施用牛粪肥和复混肥对碳酸盐岩试片溶蚀作用影响的室内模拟研究[J].地球与环境,2011,39(4):597-604.  
Song C, Liu C L, Wang J K, et al. Impact of cattle dung and compound fertilizer addition on the dissolution of carbonate rock tablets: a column experiment [J]. Earth Environ, 2011, 39(4): 597-604.

[60] 罗为群,蒋忠诚,邓艳,等.石灰土改良试验及其岩溶作用响应研究[J].中国岩溶,2008,27(3):221-227.  
Luo W Q, Jiang Z C, Deng Y, et al. Contrast experimental study on calcareous soil amelioration and karst processes response [J]. Carsol Sin, 2008, 27(3): 221-227.

[61] 冯婷.土壤改良对岩溶碳汇影响的试验研究——以广西平果果化示范区为例[D].桂林:广西师范学院,2015.  
Feng T. Experimental Study of Soil Improvement Impact on Karst Carbon Sink—A Case Study at Guohua Ecological Experimental Area Pingguo Guangxi [D]. Guilin: Guangxi Normal University, 2015.

[62] 刘再华,吴孔运,汪进良,等.非岩溶流水中碳酸盐岩试块的侵蚀速率及其控制因素:以湖南郴州礼家洞为例[J].地球化学,2006,35(1):103-110.  
Liu Z H, Wu K Y, Wang J L, et al. In situ precise measurement of erosion rates of carbonate rock blocks under flowing non - karst water using micro - erosion meter and the rate - determining factors [J]. Geochimica, 2006, 35(1): 103-110.

[63] 熊康宁,秦启万,张汉刚,等.盘县十里坪喀斯特地貌的形态结构与洞穴形成过程[J].人类学学报,1997,16(3):247-253.  
Xiong K N, Qin Q W, Zhang H G, et al. Morphometry and speleogenesis of shiliping area, Panxian County [J]. Acta Anthropol Sin, 1997, 16(3): 247-253.

[64] 杨明德.岩溶峡谷区溶洞发育特征及水动力条件[J].中国岩溶,1998,17(3):187-195.  
Yang M D. Characteristics and hydrodynamic conditions of cave development in karst gorge districts [J]. Carsol Sin, 1998, 17(3): 187-195.

[65] 黄芬,唐伟,汪进良,等.外源水对岩溶碳汇的影响——以桂林毛村地下河为例[J].中国岩溶,2011,30(4):417-421.  
Huang F, Tang W, Wang J L, et al. The influence of allogenic water on karst carbon sink: a case study in the Maocun Subterranean River in Guilin, China [J]. Carsol Sin, 2011, 30(4): 417-421.

[66] 黄芬,吴夏,杨慧,等.桂林毛村地下河流域岩溶关键带碳循环研究[J].广西科学,2018,25(5):515-523.  
Huang F, Wu X, Yang H, et al. Study on carbon cycle of karst critical zone in Maocun Subterranean River Basin of Guilin [J]. Guangxi Sci, 2018, 25(5): 515-523.

[67] 夏日元,邹胜章,唐建生,等.南方岩溶地区1:5万水文地质环境地质调查技术要点分析[J].中国岩溶,2017,36(5):599-608.  
Xia R Y, Zou S Z, Tang J S, et al. Technical key points of 1:50,000 hydrogeological and environmental geology surveys in karst areas of South China [J]. Carsol Sin, 2017, 36(5): 599-

- 608.
- [68] Bughio M A, Wang P L, Meng F Q, et al. Neof ormation of pedogenic carbonates by irrigation and fertilization and their contribution to carbon sequestration in soil[J]. *Geoderma*, 2016, 262: 12–19.
- [69] 敦宇, 许嘉文, 白雪山, 等. 地下水灌溉对华北平原农田土壤碳库转化影响[J]. *环境科学研究*, 2021, 34(5): 1187–1195.
- Dun Y, Xu J W, Bai X S, et al. Effect of groundwater irrigation on agricultural soil carbon pool in North China Plain[J]. *Res Environ Sci*, 2021, 34(5): 1187–1195.
- [70] Kim J H, Jobbágy E G, Richter D D, et al. Agricultural acceleration of soil carbonate weathering[J]. *Global Change Biol*, 2020, 26(10): 5988–6002.
- [71] Schindlbacher A, Beck K, Holzheu S, et al. Inorganic carbon leaching from a warmed and irrigated carbonate forest soil[J]. *Front For Glob Change*, 2019, 2: 40.
- [72] De La Rocha C L. The biological pump[J]. *Treat Geochem*, 2007, 6: 1–29.
- [73] 高丽楠. 水生植物光合作用影响因子研究进展[J]. *成都大学学报(自然科学版)*, 2013, 32(1): 1–8, 23.
- Gao L N. Research on aquatic plants photosynthesis impact factors[J]. *J Chengdu Univ (Nat Sci)*, 2013, 32(1): 1–8, 23.
- [74] 王培, 胡清菁, 王朋辉, 等. 桂林寨底地下河沉水植物群落结构调查及影响因子分析[J]. *水生生态学杂志*, 2015, 36(1): 34–39.
- Wang P, Hu Q J, Wang P H, et al. Effect of karst geology on the submerged macrophyte community in Zhaidi River, Guilin[J]. *Journal of Hydroecology*, 2015, 36(1): 34–39.
- [75] 张陶, 李建鸿, 蒲俊兵, 等. 小球藻对岩溶水体  $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{HCO}_3^-$  利用效率实验研究[J]. *中国岩溶*, 2018, 37(1): 81–90.
- Zhang T, Li J H, Pu J B, et al. Experimental study on the utilization efficiency of *Chlorella* to  $\text{Ca}^{2+}$  and  $\text{HCO}_3^-$  in karst water[J]. *Carsol Sin*, 2018, 37(1): 81–90.
- [76] Liu Z H, Li Q, Sun H L, et al. Seasonal, diurnal and storm-scale hydrochemical variations of typical epikarst springs in subtropical karst areas of SW China: soil  $\text{CO}_2$  and dilution effects[J]. *J Hydrol*, 2007, 337(1/2): 207–223.
- [77] Liu Z H, Li Q, Sun H L, et al. Diurnal variations of hydrochemistry in a travertine-depositing stream at Baishuitai, Yunnan, SW China[J]. *Aquat Geochem*, 2006, 12(2): 103–121.
- [78] Pu J B, Li J H, Khadka M B, et al. In-stream metabolism and atmospheric carbon sequestration in a groundwater-fed karst stream[J]. *Sci Total Environ*, 2017, 579: 1343–1355.
- [79] Pu J B, Li J H, Zhang T, et al. Diel-scale variation of dissolved inorganic carbon during a rainfall event in a small karst stream in southern China[J]. *Environ Sci Pollut Res*, 2019, 26(11): 11029–11041.
- [80] Pu J B, Li J H, Zhang T, et al. High spatial and seasonal heterogeneity of  $\text{pCO}_2$  and  $\text{CO}_2$  emissions in a karst groundwater-stream continuum, southern China[J]. *Environ Sci Pollut Res*, 2019, 26(25): 25733–25748.
- [81] Zhang T, Li J H, Pu J B, et al. Carbon dioxide exchanges and their controlling factors in Guijiang River, SW China[J]. *J Hydrol*, 2019, 578: 124073.
- [82] 倪兆奎, 李跃进, 王圣瑞, 等. 太湖沉积物有机碳与氮的来源[J]. *生态学报*, 2011, 31(16): 4661–4670.
- Ni Z K, Li Y J, Wang S R, et al. The sources of organic carbon and nitrogen in sediment of Taihu Lake[J]. *Acta Ecol Sin*, 2011, 31(16): 4661–4670.
- [83] 刘长礼, 林良俊, 宋超, 等. 土地利用变化对典型碳酸盐岩流域风化碳汇的影响——以云南小江岩溶流域研究为例[J]. *中国地质*, 2011, 38(2): 479–488.
- Liu C L, Lin L J, Song C, et al. The impact of land use on  $\text{CO}_2$  intake of chemical weathering in a typical karst region: A case study of Xiaojiang watershed, Yunnan Province[J]. *Geol China*, 2011, 38(2): 479–488.
- [84] 杨玉雪, 向鹏, 卢玮琦, 等. 贵州乌江渡水库沉积速率及碳氮埋藏通量估算[J]. *地球与环境*, 2017, 45(1): 66–73.
- Yang Y X, Xiang P, Lu W Q, et al. The sedimentation rate and burial fluxes of carbon and nitrogen in Wujiangdu Reservoir, Guizhou, China[J]. *Earth Environ*, 2017, 45(1): 66–73.
- [85] 沈佳. 沉水植物菹草生物学特性及对污染水体净化能力的研究[D]. 天津: 南开大学, 2008.
- Shen J. Study on the Biological Characteristics of Submerged Plant *Potamogeton crispus* and Its Ability to Purify Polluted Water[D]. Tianjin: Nankai University, 2008.
- [86] 任久长, 戴长亮, 董巍, 等. 京密引水渠常见沉水植物的生态位和群落演替[J]. *北京大学学报: 自然科学版*, 1999, 35(4): 523–528.
- Ren J C, Dai C L, Dong W, et al. Study on niche and community succession of submerged macrophyte in Jing-Mi Canal, Beijing[J]. *Acta Sci Nat Univ Pekinensis*, 1999, 35(4): 523–528.
- [87] 朱丹婷, 乔宁宁, 李铭红, 等. 光强、温度、总氮浓度对黑藻生长的影响[J]. *水生生物学学报*, 2011, 35(1): 88–97.
- Zhu D T, Qiao N N, Li M H, et al. Effect of light intensity, temperature, total nitrogen concentration and their interaction on *hydrilla verticillata*[J]. *Acta Hydrobiol Sin*, 2011, 35(1): 88–97.
- [88] 蓝于倩, 朱文君, 麦颖仪, 等. 轻度富营养水体水深对四种沉水植物的生长影响[J]. *环境工程*, 2018, 36(11): 29–34.
- Lan Y Q, Zhu W J, Mai Y Y, et al. Influence of water depths on the growth of four submerged plants in light eutrophic water[J]. *Environ Eng*, 2018, 36(11): 29–34.
- [89] 程南宁, 朱伟, 张俊. 重污染水体中沉水植物的繁殖及移栽技术探讨[J]. *水资源保护*, 2004, 20(6): 8–11.
- Cheng N N, Zhu W, Zhang J. Reproduction and plantation technique of submerged macrophyte in polluted water[J]. *Water Res Protect*, 2004, 20(6): 8–11.
- [90] 王培, 胡清菁, 白冰, 等. 一种实时在线监测水生植物岩溶碳汇效应的方法: 106124723B[P]. 2018-01-09.
- Wang P, Hu Q J, Bai B, et al. Method for real-time online monitoring of karst carbon sink effect of aquatic plants: 106124723B[P]. 2018-01-09.

# Estimation of karst carbon sink fluxes and manual intervention to increase carbon sinks in China

ZHANG Chunlai<sup>1</sup>, HUANG Fen<sup>1</sup>, PU Junbing<sup>1</sup>, CAO Jianhua<sup>1,2</sup>

(1. *Institute of Karst Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Key Laboratory of Karst Dynamics (Ministry of Natural Resources & Guangxi), Guangxi Guilin 541004, China*; 2. *International Research Center on Karst Under the Auspices of UNESCO, Guangxi Guilin 541004, China*)

**Abstract:** China is a country with a large area of karst. It is an important part of the terrestrial carbon cycle that the absorption of CO<sub>2</sub> from soil or atmosphere by karstification would form dissolved inorganic carbon and discharge it to the ocean along rivers. The mechanism, influencing factors and measurement methods of karst carbon sinks have been ascertained by China Geological Survey since the exploratory investigation of karst carbon sinks in 2009. The results show that the huge potential of karst carbon sinks in China has been revealed by the carbonate rock dissolution tablets, runoff – water chemistry and regression models. The important measures of manual intervention to increase karst carbon sinks include vegetation restoration, soil improvement, allogenic water irrigation, and aquatic plants cultivation. The application of basin – scale karst carbon cycle and carbon sink effect investigation technology has promoted a series of results in the theory, investigation, monitoring technology and platform construction of the karst carbon cycle and carbon sink effect evaluation by geological survey. However, there are still major challenges in the measurement, verification, and manual intervention of karst carbon sinks to sequester and increase carbon sinks, which would need to be tackled and improved during the 14th Five – Year Plan period to meet the goal of geological carbon sinks serving carbon neutrality.

**Keywords:** karst carbon sink; carbon cycle; carbon flux; increasing carbon sinks; manual intervention; geological survey

(责任编辑: 常艳)